竹利,康岚,陈永仁,等.2024.青藏高原东坡两次暴雨的MCS演变及机理对比分析[J].暴雨灾害,43(5):509-520. ZHU Li, KANG Lan, CHEN Yongren, et al. 2024. MCS evolution and mechanism comparison in the two rainstorm events on the eastern slope of the Qinghai Tibet Plateau [J]. Torrential Rain and Disasters,43(5):509-520 (in Chinese). doi:10.12406/byzh.2023-225

青藏高原东坡两次暴雨的MCS演变及机理对比分析

竹利[1,2],康岚[1,3],陈永仁[1,4],吕俊杰[1],李晓容[1,2],周学云[1]

(1. 高原与盆地暴雨旱涝灾害四川省重点实验室,成都 610072;2. 川东北强天气研究南充市重点实验室,南充 637000;
3. 四川省气象台,成都 610072;4. 四川省气象灾害防御技术中心,成都 610072)

摘　要:受MCS长时间影响下的暴雨天气在复杂地形区容易造成山洪等严重灾害,研究其特征及成因有助于更好地认识和防御类似的灾害天气。利用多源气象观测资料对青藏高原东坡复杂地形区2020年8月10—11日(过程1)和2021年8月4—5日(过程2)两次暴雨过程的降水特征和中尺度对流系统(MCS)演变特征及形成机理进行对比分析,结果表明:(1)两次过程均为弱天气尺度系统影响下的暖区暴雨天气过程,强降水落区均位于罗纯山脉西侧的平坝河谷地带,地形对强降水落区的影响十分明显;相较过程2,过程1降水强度更大、范围更广且降水落区更集中。(2) 造成两次暴雨的MCS均在雅安西部的高海拔迎风坡初生,并在罗纯山西侧维持发展,但过程1的MCS尺度和强度更大、维持时间更长。(3) 过程1的强降水主要由一尺度更大的对流性(积状云为主) MCS稳定少动造成,过程2则分别为两个相继发展的混合性(积云-层云混合) MCS经过同一地区造成。(4) 两次过程中的MCS维持机制不同,过程1的主要机制为罗纯山地形强迫抬升作用下不断形成的深对流单体与原MCS_1A合并,使其长时间维持在罗纯山西侧,形成准静止后向建立型MCS回波带,同时地形对冷池出流的阻挡作用以及对暖湿气流的绕流作用也在一定程度上使得MCS_1A稳定少动。而过程2的MCS维持的主要机制为高海拔迎风坡地形反馈作用。

关键词:青藏高原;中尺度对流系统;维持机制;地形作用;冷池

中图法分类号: P445　　**文献标志码:** A　　**DOI:** 10.12406/byzh.2023-225

MCS evolution and mechanism comparison in the two rainstorm events on the eastern slope of the Qinghai Tibet Plateau

ZHU Li[1,2], KANG Lan[1,3], CHEN Yongren[1,4], LYU Junjie[1], LI Xiaorong[1,2], ZHOU Xueyun[1]

(1. *Heavy Rain and Drought-Flood Disasters in Plateau and Basin Key Laboratory of Sichuan Province, Chengdu* 610072;
2. *Severe Weather in Northeast Sichuan Key Laboratory of Nanchong City, Nanchong* 637000; 3. *Sichuan Provincial Meteorological Observatory, Chengdu* 610072; 4. *Sichuan Meteorological Disaster Prevention Technology Centre, Chengdu* 610072)

Abstract: The extreme heavy rainfall weather under the long-term influence of MCS can easily cause serious disasters such as flash floods in complex terrain areas. Detailed study of its characteristics and causes can help better understand and defend against similar disaster weather. In this paper, we use multi-source meteorological observation data to study the MCS evolution characteristics and mechanism of two rainstorm processes on 10-11 August 2020 (process 1) and 4-5 August 2021 (process 2) in the complex terrain area of the eastern slope of the Qinghai Tibet Plateau. The results are as follows. (1) The two processes are warm rainstorm weather processes under the influence of weak weather scale system, and the strong precipitation areas are located in the Pingba River valley to the west of Luochun Mountains. The terrain has a very obvious impact on the strong precipitation areas. Compared with process 2, process 1 has larger precipitation intensity, wider range and more concentrated distribution of precipitation areas. (2) The MCS that caused the two rainstorm both originated in the high altitude windward slope terrain in the west of Ya´an, and maintained development in the west side of Luochun Mountains, but the MCS of pro-

收稿日期: 2023-10-25;**定稿日期:**2024-04-19

资助项目: 中国气象局气象能力提升联合研究专项(22NLTSZ006);中国气象局复盘总结专项(FPZJ2024-114);高原与盆地暴雨旱涝灾害四川省重点实验室项目(SCQXKJYJXMS202208);四川省科技计划项目(2021YFS0326,2022YFS0543);南充市科技计划项目(21YFZJ0028)

第一作者: 竹利,主要从事灾害性天气短临预警方法研究。E-mail: scqx_zhuli@163.com

通信作者: 康岚,主要从事天气预报及相关理论与方法研究。E-mail: kanglan_330@163.com

© Editorial Office of *Torrential Rain and Disasters*. OA under CC BY-NC-ND 4.0

cess 1 was larger in scale, intensity and duration. (3) The heavy precipitation in process 1 is mainly caused by a larger scale convective (mainly cumulus clouds) MCS with stable and less movement, while process 2 is caused by two successively developing mixed (cumulus layer cloud mixing) MCS passing through the same area. (4) The maintenance mechanism of MCS during the two processes is different. The main mechanism of Process 1 is the continuous formation of deep convective cells under the forced uplift of the Luochun Mountain terrain, which merge with the original MCS1_A and maintain it on the western side of Luochun Mountain for a long time, forming a quasi stationary backward established MCS echo zone; At the same time, the blocking effect of the terrain on the outflow of the cold pool and the bypass effect on the warm and humid air flow also promote the stability and less movement of MCS1_A to a certain extent. The main mechanism for maintaining MCS in process 2 is the feedback effect of high-altitude windward slope terrain.

Key words: Qinghai Tibet Plateau; mesoscale convection system; maintenance mechanism; terrain action; cold pool

引 言

暴雨往往是在有利的大尺度天气背景下，由中尺度对流系统(Mesoscale Convective System，MCS)造成的(孙建华等，2013；Luo and Chen，2015)。MCS的触发、发展和维持机制一直是中尺度气象学研究的重点(Urraca et al.，2018；Ashley et al.，2019；Haberlie and Ashley，2019；Hua et al.，2020；Schumacher and Rasmussen，2020；Kukulies et al.，2023)。MCS长时间在同一区域停滞，往往会产生极端性强降水(曾智琳等，2020；宫宇，2022)，给人民的生活和生命带来威胁。

加强对MCS发展和维持机制的研究，对提高极端性暴雨天气准确率尤为重要。林宗桂等(2009)研究发现对流系统的出流持续触发对流，再以“后向传播”方式不断触发新的对流单体并入MCS，使其持续发展。赵宇等(2017)研究指出，对流产生的冷池使得MCS后部不断触发对流，随后对流单体的列车效应是MCS维持发展的主要组织方式。另外，针对地形对MCS维持发展的作用也有不少研究。张家国等(2015)研究指出，大别山山脉对雷暴冷池的阻挡导致冷空气在山前堆积并形成回流，回流使中尺度对流系统传播由向下风方转为向上风方，这种“向后传播”的MCS因少动或列车效应产生了暴雨。黄小彦等(2020)研究表明，垂直于大别山的边界层西南急流对山坡上的对流冷池产生的顶托作用使得大别山迎风坡上MCS得以长时间维持和发展。张元春等(2023)分析郑州市7月20日极端降水过程后认为，伏牛山地形抬升作用使得其东部的局地对流发展为MCS，并诱发对流层中低层中尺度对流涡旋，其增强发展又使得MCS维持。上述研究主要针对的是海拔较低的地形对MCS发展和维持的作用，针对高海拔复杂地形下MCS发展和维持机制，韦惠红等(2022)研究表明，低空急流在峡谷风效应和迎风坡动力抬升作用下触发MCS，γ中尺度地形对下山冷出流的阻挡使MCS南压缓慢，造成其传播速度减缓而呈准静止状态。周长春等(2015)指出，青藏高原东坡的高海拔地形(龙门山)对东南急流的强迫抬升可不断触发对流单体与MCS合并，造成强降水。综上，一般地形和高海拔复杂地形对MCS触发与维持均起着重要作用，但复杂地形对MCS维持的作用机制是多方面的，需对更多复杂地形区的强降水个例展开研究。

青藏高原东坡地形陡峭且海拔较高，在不同尺度及不同层次的天气系统与复杂地形相互作用下，MCS的发展和维持机制更具复杂性(Li et al.，2010；李跃清等，2011)。其中雅安地处川西高原与川渝盆地之间的过渡带，兼具“迎风坡”和“喇叭口”地形特点，使之成为我国内陆的一个降水中心，平均降水量、频率、强度和持续时间均为高值区(宇如聪等，2021)。此外，该复杂地形区下长时间持续的强降水极易造成严重的洪涝及地质灾害，因而研究该地区造成强降水的MCS演变特征及其维持机制对提升灾害性天气预报水平和防灾能力具有重要意义。2020年8月10—11日长时间维持的MCS造成的暴雨天气(以下简称为过程1)导致雅安市7人死亡，7人失联。黄楚惠等(2022)对此次过程的研究表明，边界层地形作用产生的抬升速度与系统性垂直上升运动叠加，增强了垂直上升运动，触发了MCS。但该研究尚未涉及MCS成熟阶段的维持机制。此外，同为弱天气强迫形势下的2021年8月4—5日雅安暖区暴雨天气过程(以下简称为过程2)与过程1降水演变特征和成因的异同是本文的另一研究内容。本文主要利用自动气象观测站、雅安C波段雷达和ERA5再分析等多源数据，对过程1和过程2的降水特征及MCS演变进行对比分析，初步揭示青藏高原东坡高海拔复杂地形对MCS维持发展的作用机制，以期为此类暴雨天气过程的预报提供科学依据。

1 资料说明

使用资料包括：(1) 四川省气象探测数据中心“天擎”系统提供的2020年8月10日08∶00 (北京时，下同)—11日20∶00 、2021年8月4日08∶00—5日20∶00四川省自动气象观测站资料，包括小时降水量、整点温度、小时内极大风，用于分析降水实况特征；(2) 2020

年8月10日20∶00和2021年8月4日20∶00的温江站(位于雅安地区东北侧约120 km处)探空资料，用于分析暴雨过程前的大气环境物理量特征；(3) 2020年8月10日20∶00—11日05∶00、2021年8月4日23∶00—5日05∶00 FY-4A卫星相当黑体温度数据，时空分辨率分别为15 min和4 km，用于分析MCS的整体演变情况；(4) 雅安C波段多普勒天气雷达体扫基数据，该雷达站海拔高度约1.8 km，体扫模式为VCP21，时间分辨率6 min，用于分析MCS的精细演变特征；(5) 欧洲中期天气预报中心提供的2020年8月9日20∶00—11日08∶00和2021年8月3日20∶00—5日08∶00的ERA5再分析资料，时空分辨率分别为1 h和0.25°×0.25°，用于分析暴雨过程中的环流形势及水汽、动力等物理量特征；(6) 四川地形ETOPO数据(http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html)，空间分辨率为0.01°×0.01°，用于地形绘制。

文中反演风场是由雷达径向速度进行退模糊质控后计算所得，反演算法参考Xu等(2006)等提出的多普勒天气雷达风场反演方法，该方法利用自协方差函数和交叉协方差函数获得单站低仰角雷达扫描锥面上离散格点的二维中尺度非均匀和非单向矢量风，并且对未有观测数据的格点采用统计插值方法进行填补。

2 降水实况及环流形势

2.1 降水实况

图1为2020年8月10日22∶00—11日03∶00和2021年8月5日02∶00—07∶00雅安及其周边累积降水量分布，过程1(图1a)的强降水时段主要集中在10日22∶00—11日03∶00，累积降水量超过250 mm和100 mm的站点数分别有7站和31站，最大为庐山站达到392 mm；最大小时降水量达156.8 mm，出现在11日02∶00，最大日降水量达430 mm。过程2(图1b)的强降水主要集中在5日02∶00—07∶00，累积降水量超过100 mm的站点数有12站，最大达132.9 mm；最大小时降水量达100 mm，出现在5日07∶00，但其余站最大小时降水量均小于60 mm，最大日降水量为162.4 mm。

综上，两次过程的强降水落区均位于罗纯山脉(图1b中箭头所指红框处)西侧的平坝河谷地带，而山脉东侧则无明显降水，推测该山脉可能对强降水落区分布有影响。

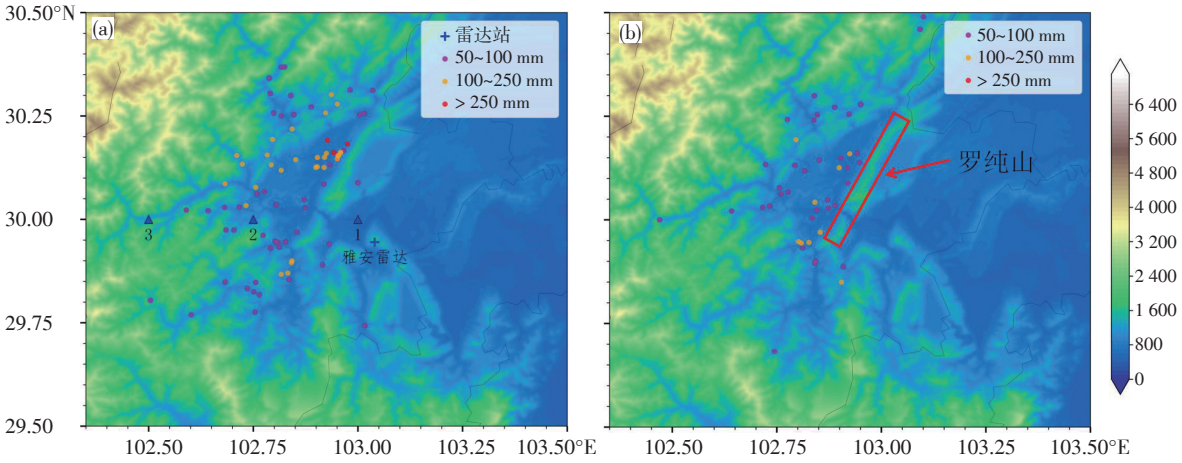


图1 雅安及其周边2020年8月10日22∶00—11日03∶00 (a)，2021年8月5日02∶00—07∶00 (b)的自动站累积降水量(彩色圆点)和地形(填色，单位：m)空间分布(图1a中三角形为再分析资料分析点)

Fig. 1 The spatial distribution of accumulated precipitation (colored dots) and terrain (color-filled, unit: m) from (a) 22∶00 BT on 10 August to 03∶00 BT on 11 August 2020, and (b) 02∶00 BT to 07∶00 BT on 5 August 2021 in Ya'an and its surrowndings (The triangles in Fig.1a are analysis points for reanalysis data)

过程1强降水强度更大且站次更多，大于100 mm和250 mm的站点主要位于罗纯山中段西麓地形附近，强降水分布更集中。过程2降水强度较过程1明显偏弱，大于100 mm的站点主要位于罗纯山西侧平坝河谷中间地带且分布较分散。

2.2 环流形势与环境条件

两次过程发生前，500 hPa西太平洋副热带高压(以下简称副高)均西伸北抬，高压坝均稳定维持在四川盆地上空，但环流背景存在一定差异。过程1中，2020年8月10日20∶00 (图2a)，500 hPa青海东南部为一低压槽，河套地区为一高压脊，副高主体位于西太平洋，四川西部受西南气流控制。850 hPa湖北东南部到贵州北部存在一暖式切变线，四川盆地低层的水汽输送主要为南海至盆地的偏南风水汽通道。11日02∶00 500 hPa上述低压系统仍位于青海东部，大气环流形势稳定，雅安地区仍无明显天气系统影响(图略)。过程2中，2021年8月4日20∶00 (图2b)，500 hPa位于广东沿海的热带低压加强为热带风暴“卢碧”并向东北方向缓慢移动，四川地区受弱高压系统控制且稳定少动，850 hPa四川盆地低层的水汽输送主要为热带风暴外围的偏东风

水汽通道。另外，从图2可见，两次过程四川盆地850 hPa风场均较弱(小于6 m·s^{-1})，且均为暖区(温度为26~28 ℃)，过程中也无明显冷平流影响，因此两次过程均为弱天气尺度系统背景下的暖区暴雨天气过程。

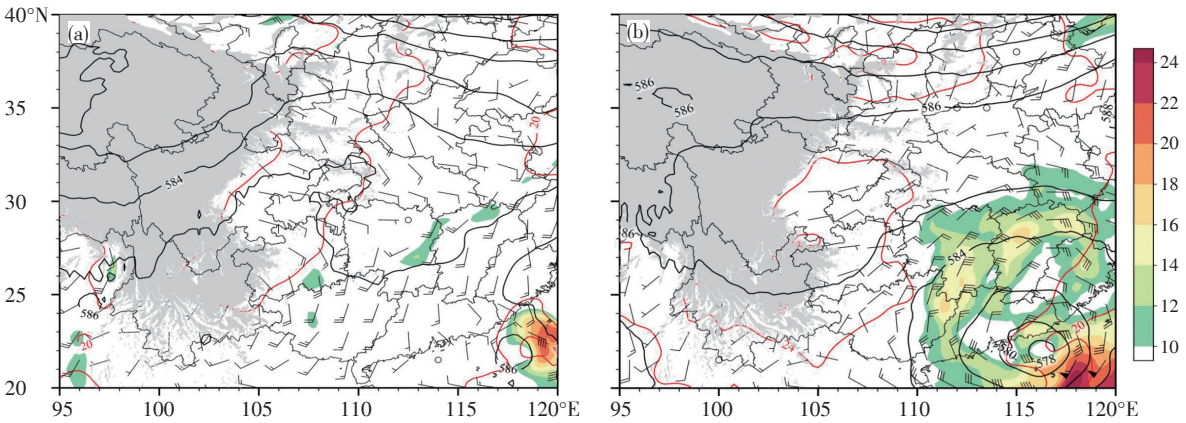


图2 2020年8月10日20:00 (a)，2021年8月4日20:00 (b) 500 hPa高度场(黑色等值线，单位：dagpm)以及850 hPa温度场(红色等值线，单位：℃)、风场(风羽)和风速场(填色，单位：m·s^{-1})(灰色阴影为1.5 km海拔高度地形，下同)

Fig. 2 The 500 hPa altitude field (black contour line, unit: dagpm), 850 hPa temperature field (red contour line, unit: ℃), wind field (feather) and the wind speed field (color-filled, unit: m·s^{-1}) at (a) 20:00 BT on 10 August 2020 and (b) 20:00 BT on 4 August 2021 (The gray shading represents the terrain at an altitude of 1.5 km, the same below)

由2020年8月10日20时温江站探空结果(图略)可知，对流有效位能(CAPE)达到3 292.8 J·kg^{-1}，抬升凝结高度(LCL)约1.4 km，对流抑制(CIN)为0，表明大气层结相当不稳定。而2021年8月4日20时温江站探空结果显示大气层结不稳定性较弱(CAPE=992 J·kg^{-1})，对流抑制能量较强(CIN=133 J·kg^{-1})。因此过程1的大气环境更利于强对流系统的发展和维持。图3分别为2020年8月10日01:00和2021年8月5日05:00这两次过程强降水时段700 hPa和850 hPa的水汽通量散度场分布，可见两次过程700 hPa水汽均在雅安地区

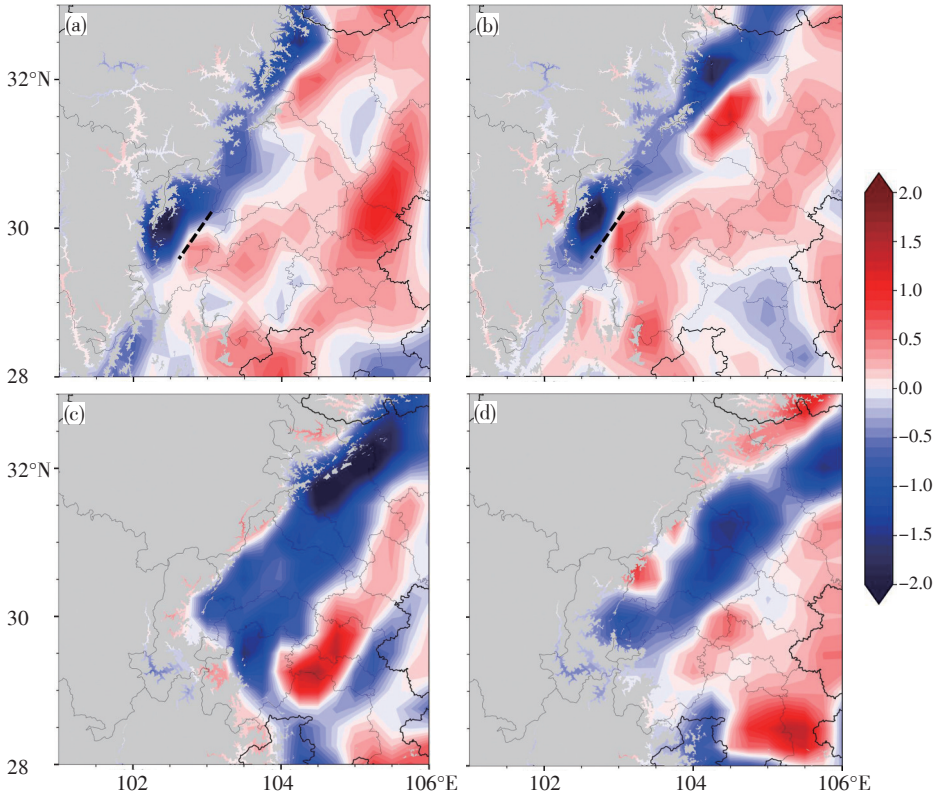


图3 2020年8月10日01:00 (a、c)和2021年8月5日05:00 (b、d) 700 hPa (a、b)与850 hPa (c、d)的水汽通量散度(填色，单位：10^{-3} g·m^{-2}·hPa^{-1}·s^{-1})空间分布(黑色虚线代表罗纯山)

Fig. 3 The spatial distribution of water vapor flux divergence (color-filled, unit: 10^{-3} g·m^{-2}·hPa^{-1}·s^{-1}) of (a, b) 700 hPa and (c, d) 850 hPa at (a, c) 01:00 BT on 10 August 2020 and (b, d) 05:00 BT on 5 August 2021 (The black dashed line represents the Luochun Mountain)

西部沿山至罗纯山一带有较强辐合，东部为辐散区(图3a、b)，而850 hPa水汽辐合中心主要位于雅安地区东南部(图3c、d)。这种类似的配置使得两次过程降水落区均位于罗纯山西侧，而过程1的低层水汽辐合强度更强，范围更广，同时其水汽通道为偏南气流(图2a)，更有利于形成强降水。

图4a、b为两次过程在图1a中三角形1处(位于罗纯山东侧)的水平风垂直廓线与比湿随时间变化，可见过程1的MCS发展初期(8月10日22∶00前)，对流层低层的比湿较过程2约大2 g·kg^{-1}，同时过程1的中低层维持强度更强、厚度更厚的偏南气流，为过程1提供了更有利的水汽和不稳定能量。另外，过程1伴有更明

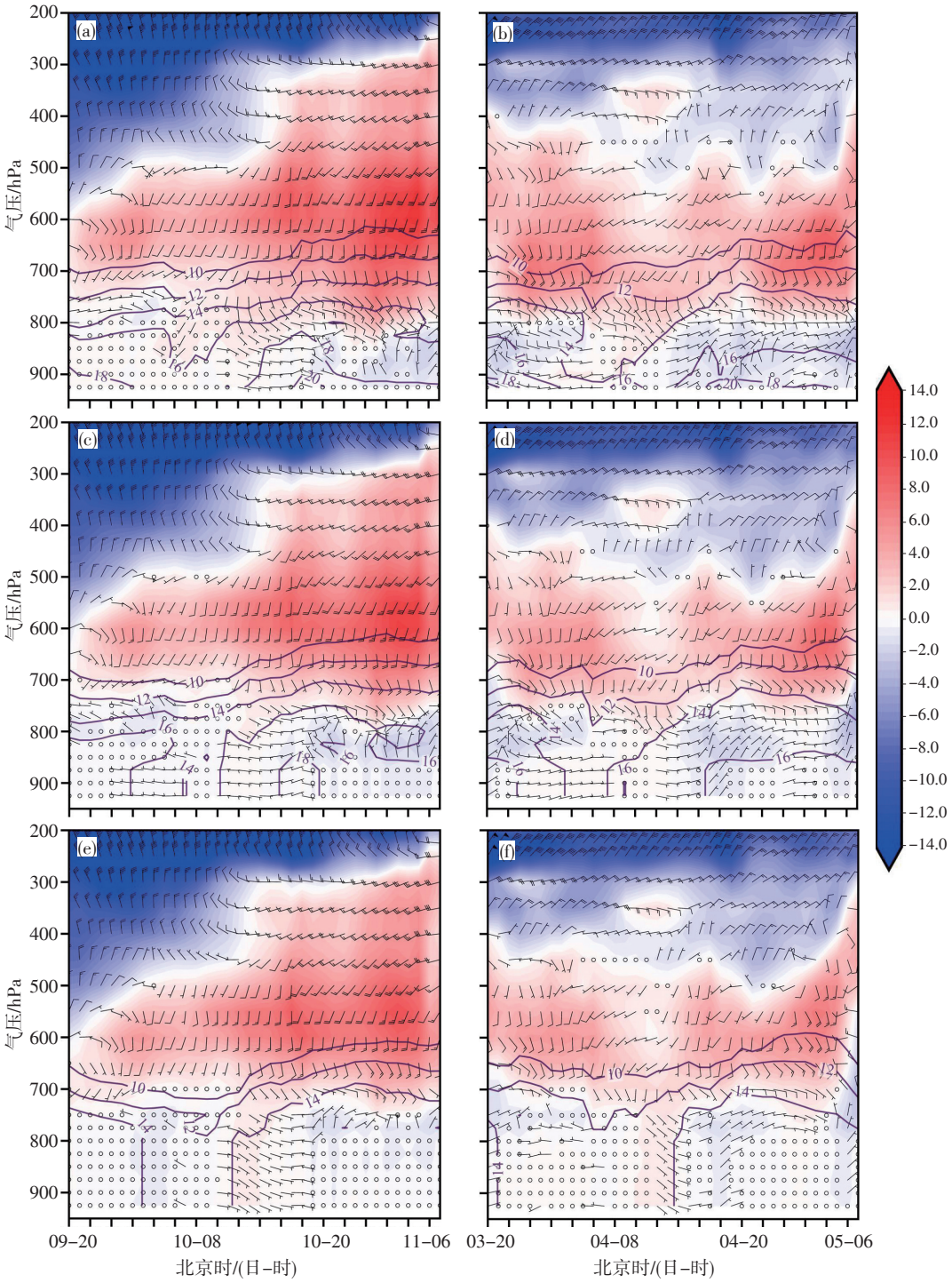


图4 2020年8月9—11日(a，c，e)和2021年8月3—5日(b，d，f)在图1a中三角形1 (a，b)、2 (c，d)、3 (e，f)处不同高度的水平风(风羽)垂直廓线、比湿(等值线，单位：g·kg^{-1})和垂直速度(填色，单位：Pa·s^{-1})逐小时演变

Fig. 4 The vertical profile of horizontal wind (wind plume), specific humidity (contour line, unit:g·kg^{-1}) and vertical velocity (color-filled, unit: m·s^{-1}) at the triangle (a、b) 1, (c、d) 2, (e、f) 3 in Fig.1a during (a, c, e) 9–10 August 2020 and (b, d, f) 3–5 August 2021

显的天气尺度下沉运动(图4a),利于强不稳定能量的积蓄。而对三角形3处(位于对流触发区)的对比分析(图4e、f)表明,两次过程的近地层(750 hPa附近)比湿均较三角形1处约大2 $g\cdot kg^{-1}$,同时均在18:00后东南风增强并与地形下坡风(偏北风)辐合形成正的垂直速度,另外东南风增强使得地形强迫抬升作用增强,有利于对流系统在该区域触发。三角形2处(位于罗纯山西侧)的水平风垂直廓线与比湿随时间变化(图4c、d)表明,过程1中MCS发展成熟阶段(8月10日22:00后),对流形成的冷池及出流(偏北风)的强度较过程2 (8月5日02:00后)更强,冷出流与东南暖湿气流辐合更明显,更有利于对流系统在罗纯山西侧维持发展。中低层比湿的演变表明,随着东南风增强,水汽条件从午后到夜间明显增强,加上夜间地形下坡风的影响,因此弱天气强迫背景下两次过程的对流触发和发展均发生在夜间。

综上,两次过程均为弱天气尺度系统背景下的暖区暴雨天气过程,且中低层水汽辐合区域较一致,但过程1的大气不稳定能量与水汽条件较过程2更有利于对流性降水天气的发生。

3 MCS演变特征与维持机制对比分析

3.1 MCS演变特征

为揭示两次过程的MCS演变特征,首先利用FY-4A卫星相当黑体温度(TBB)资料对两次过程中MCS的云顶亮温的演变进行整体分析,然后再利用高时空分辨率的雷达资料对MCS演变过程中的雷达回波进行详细分析。图5为过程1中MCS的TBB演变,可见10日21:00—22:00,对流云系在雅安西北部快速发展,22:00 TBB中心小于-80 ℃(图5a);11日00:53该MCS发展成熟,TBB中心仍小于-80 ℃,但位置有所东移(图5b)。

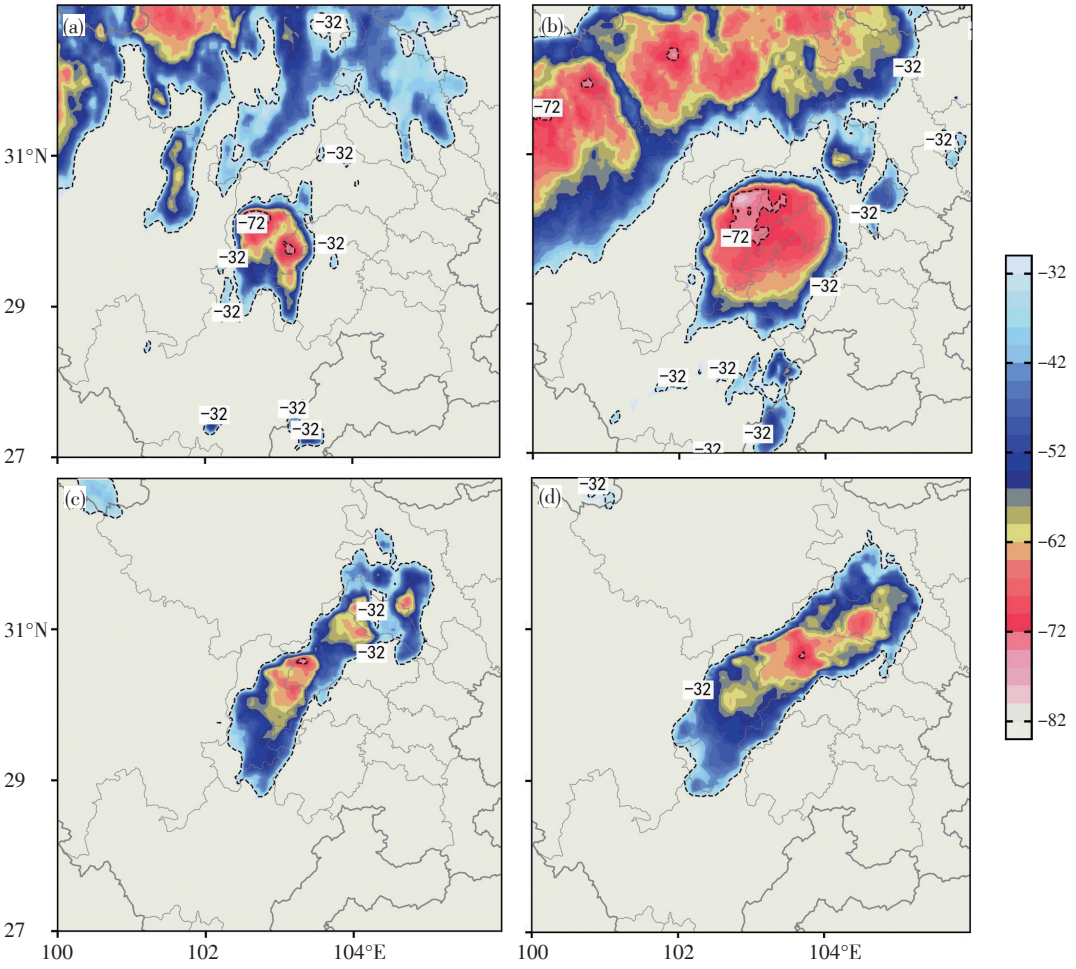


图5 2020年8月10日22:00 (a)、11日00:53 (b)和2021年8月5日00:34 (c)、01:34 (d) FY-4A卫星相当黑体温度(TBB) (单位: ℃)空间分布

Fig. 5 The spatial distribution of TBB (color-filled, unit: ℃) of FY-4A at (a) 22:00 BT on 10, (b) 00:53 BT on 11 August 2020 and (c) 00:34 BT, (d) 01:34 BT on 5 August 5 2021

结合同时刻雷达低仰角反射率因子图上的MCS对象将该MCS命名为MCS_1A (图6),再通过雷达回波演变来追踪MCS_1A的触发、发展和维持特征。从过程1的40 dBz反射率因子等值线分布的演变(图6a—c)也可见,10日22:00左右初生的MCS_1A在雅安西部高海拔(高于2 km)地形的迎风坡触发并发展(图6a)。

由环境场和图4a分析可知，过程1的LCL约1.4 km，但罗纯山东侧低层大气上升运动的高度低于1.5 km，同时对流层存在较强的下沉运动，使得中低层暖湿偏东气流在雅安西部高海拔地形的强迫抬升作用下触发深对流。同时把抬升层换成800 hPa时，LCL高度仍位于750 hPa以下(图略)，由图4c、e可知，在罗纯山西侧该层为上升运动区，因此MCS容易在罗纯山西侧初生。23∶00 MCS_1A东移至罗纯山西侧的平坝地区，造成地面温度较22∶00下降3~4 ℃，并出现大于16 m·s^{-1}大风(图6b)，表明MCS_1A形成的强冷池沿山坡向东、向南流出。但由于罗纯山的阻挡作用，MCS_1A形成的冷池在罗纯山西侧平坝河谷内堆积而不能向东流出，因此罗纯山东侧的平坝地区的气温和地面风场均无明显变化(图6a—c)。同时罗纯山东侧平坝地区一直存在一辐合线(图6a—c中蓝色虚线)，其不断触发的弱对流系统在偏南引导气流作用下向北移动，并在罗纯山地形强迫抬升作用下加强发展后与原MCS_1A合并，使得MCS_1A在罗纯山以西地区稳定少动(图略)。11日00∶00—01∶00，MCS_1A仍稳定维持，并在地面形成大风；11日02∶00，雅安西南部一新MCS_1B北移至罗纯山东南侧(图6c)，影响了MCS_1A的水汽输送，使得MCS_1A到03∶00明显减弱并消散，至此MCS_1A在罗纯山西侧维持达4 h，造成了此次暴雨天气过程。

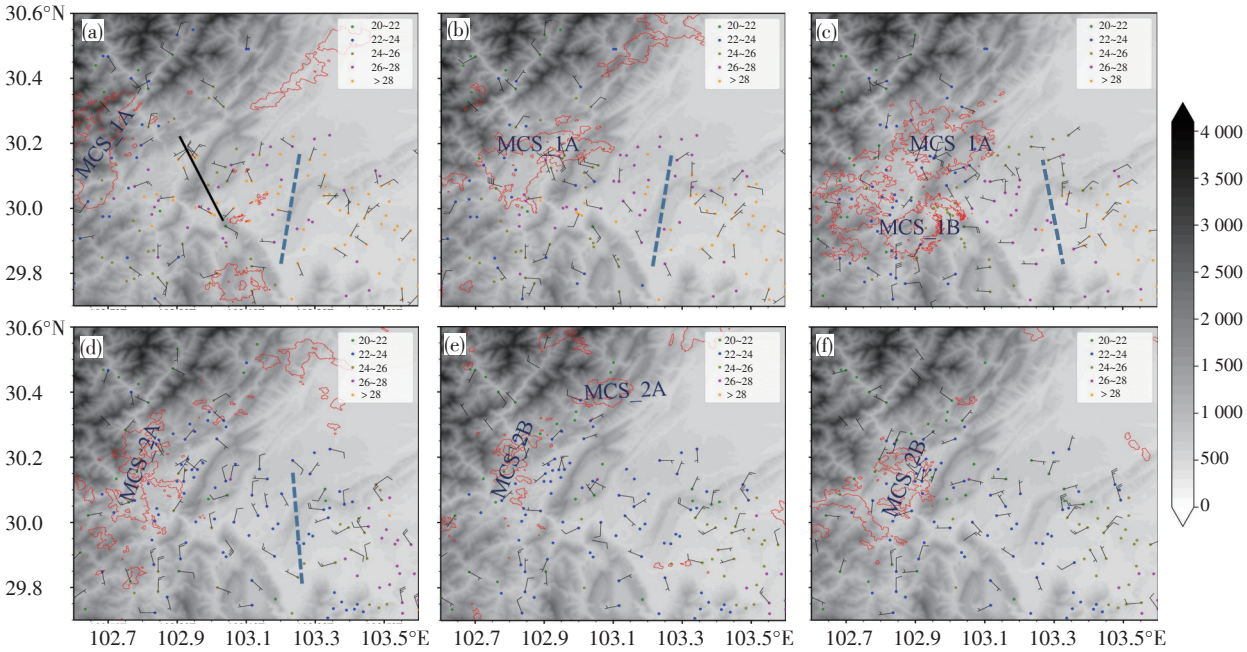


图6 2020年8月10日22∶05 (a)、23∶01 (b)、11日02∶00 (c)和2021年8月5日01∶04 (d)、02∶56 (e)、04∶58 (f)雅安C波段多普勒天气雷达1.5°仰角反射率因子为40 dBz (红色等值线)、自动站温度(彩色圆点，单位：℃)、小时内极大风场(风羽)和地形(阴影，单位：m)空间分布(图a中黑色线代表图7、8剖面线，蓝色虚线为地面辐合线)

Fig. 6 The spatial distribution of the reflectivity factor of 40 dBz (red contour) at 1.5° elevation with the Ya'an radar, temperature (colored dots, unit: ℃) of the automatic station, extremely strong wind field (wind plumes) within the hour, and the terrain (color-filled, unit: m) at (a) 22∶05 BT, (b) 23∶01 BT on 10 August, (c) 02∶00 BT on 11 August 2020 and (d) 01∶04 BT, (e) 02∶56 BT, (f) 04∶58 BT on 5 August 2021 (The black line represents the cross-sectional lines in Fig. 7 and 8, and the blue dashed line represents the ground convergence line)

分析过程2的TBB演变可见，5日00∶34，有对流云系在川西沿龙门山一带发展，其中雅安西北部的对流云系发展较强，其TBB中心小于-60 ℃ (图5c)；01∶34川西对流云系发展成带状(图5d)，TBB存在3个低值中心，对应3个降水中心，其中雅安的TBB中心位置无明显变化，但强度减弱。结合5日01∶00雷达反射率因子图上的MCS将位于雅安地区的MCS命名为MCS_2A (图6d)。从过程2的MCS演变(图6d—f)可见，5日01∶00 MCS_2A同样在雅安西部高海拔地形的迎风坡触发(图6d)，然后东移发展。过程2的LCL和自由对流高度(LFC)均高于2 km，但图4b显示过程中罗纯山东侧低层大气上升运动高度小于2 km，不利于对流触发。因此，过程2的MCS_2A对流系统也在高海拔地形的迎风坡处触发，并在罗纯山西侧维持发展，但其范围小且分散，对流系统发展较过程1明显偏弱。此外罗纯山东侧的平坝地区地面上为一致的偏东北风，无明显近地层辐合区存在，地面气温约24 ℃，近地层缺乏有利的动力和热力条件触发深对流并入MCS_2A，因此MCS_2A并未在罗纯山西侧平坝地区停滞并维持，而是向北部山区移出(图6e)。03∶00雅安西北部高海拔地形的迎风坡处(与MCS_2A初生地较一致)又新生一对流云带MCS_2B (图6e)；04∶00 MCS_2B中的分散对流

单体逐渐合并，然后东移至罗纯山西侧平坝地区(图6f)。此时迎风坡地面风场主要为偏北风，同时雷达0.5°仰角径向速度(图略)显示该处出现明显的负速度区，表明MCS_2B也形成较为明显的冷池沿迎风坡下沉流出，促使MCS_2B对流系统向东传播发展。由于罗纯山对冷池的阻挡作用，当MCS_2B移至罗纯山西侧时，则停止东移发展，并沿罗纯山向南传播维持发展。MCS_2B维持至07∶00才减弱消散，过程2中相继发展的MCS_2A和MCS_2B维持的总时长也达到4 h以上。另外由图6d—f可见，过程2中罗纯山两侧温度与地面风场均无明显变化，也无地面辐合线存在，这与过程1不同，因此造成两次过程MCS的发展演变特征也不相同。

上述对比分析表明，两次过程的MCS均在雅安西部高海拔地形的迎风坡初生和发展，并且成熟阶段的MCS均位于罗纯山西侧维持发展，但过程1的MCS尺度更大、强度更强、维持时间更长。过程1的暴雨由MCS_1A稳定少动造成，而过程2分别为两个相继发展的MCS经过同一地区造成的，但其强度弱、移动较快，形成的累积降水量相对较小，且分布更分散。因此两次过程的强降水形成机制不同，造成两个过程降水特点也不同。

3.2 长生命史MCS_1A的演变特征

为进一步分析青藏高原东坡复杂地形影响下长生命史MCS_1A发展演变特征，本节通过对逐个雷达体扫资料沿图6a中黑色直线(由于罗纯山附近的初生对流沿着中低层暖湿气流方向发展和移动，本文选择剖面线与图4a显示的罗纯山东侧的中低层环境暖湿气流方向一致)进行更细致的剖面对比分析，以期加深对造成暴雨的MCS_1A的理解。

图7为沿图6a黑色剖面线的雅安雷达反射率因子的演变，可见过程1中10日22∶27初生的浅对流单

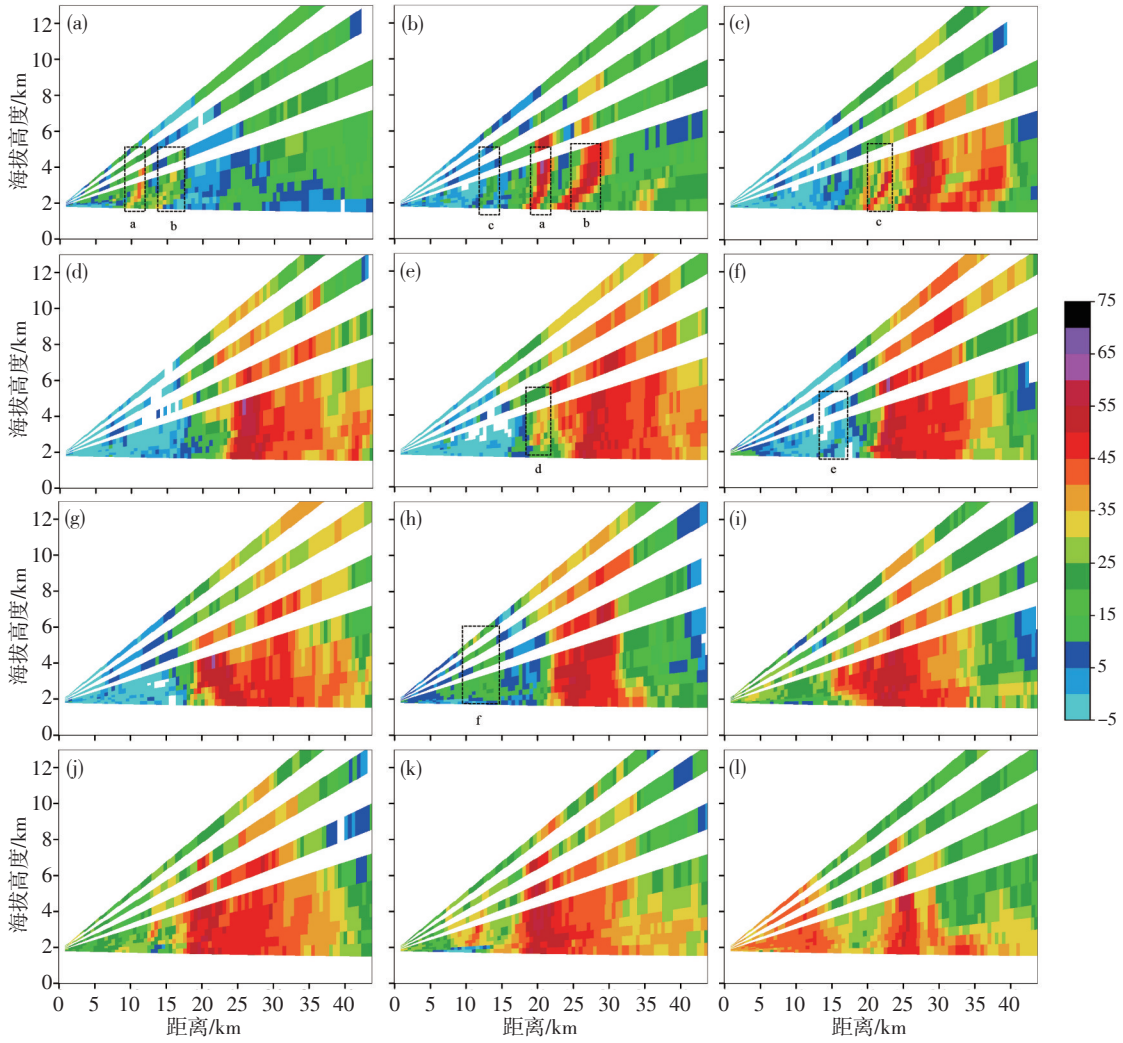


图7 2020年8月10日22∶27 (a)、22∶50 (b)、23∶07 (c)、23∶18 (d)、23∶24 (e)、23∶51 (f)和11日00∶03 (g)、00∶30 (h)、00∶47 (i)、00∶59 (j)、01∶15 (k)、02∶11 (l)沿图6a中黑色直线的雅安雷达反射率因子(填色，单位：dBz)剖面(a、b、c代表过程1中的对流单体)

Fig. 7 The profile of reflectivity factor (color-filled, unit: dBz) of Ya'an radar along the black straight line in Fig.6a at (a) 22∶27 BT, (b) 22∶50 BT, (b) 23∶07 BT, (d) 23∶18 BT, (e) 23∶24 BT, (e) 23∶51 BT on 10 August and (g) 00∶03 BT, (h) 00∶30 BT, (i) 00∶47 BT, (j) 00∶59 BT, (k) 01∶15 BT, (l) 02∶11 BT on 11 August 2020 (The a, b, c represent convective cells in the process 1)

体a、b在22∶50北移至罗纯山(距离雷达站约19 km处)时，迅速发展为深对流；同时距离雷达站13 km处又一初生浅对流单体c，并在23∶07移至距雷达站20 km处附近快速增强。由于雅安西部中层存在明显的环境辐合风场(图3b)，单体b快速追上a，然后与图6a中MCS_1A合并(图6b)。23∶24距离雷达20 km处初生一单体d在23∶51与原MCS_1A合并后强烈发展(图6f)，60 dBz回波伸展高度达到6 km。此时在距离雷达15 km处新生一浅对流e在11日00∶03经过罗纯山时迅速增强发展后与原MCS_1A合并(图6g)。11日00∶30距离雷达10 km处出现一弱对流f，当其经过罗纯山时同样迅速增强发展，然后与原MCS_1A合并。随后连续两个体扫均探测到有弱对流单体北上，并在20 km处附近加强发展后与MCS_1A合并。02∶11 MCS_1B移至罗纯山东南侧阻断水汽通道，致使MCS_1A减弱北移，直至消散。综上，在MCS_1A成熟阶段，由于罗纯山对冷池出流的阻挡作用，使得低层的东南向暖湿环境气流源源不断地输送至罗纯山东侧，在地形的抬升作用下不断触发新的对流单体与原MCS_1A合并，使得MCS_1A长时间维持在罗纯山西侧，形成准静止后向建立型MCS回波带，该回波带以积状云降水云系为主，其回波强度强，结构密实，且空间梯度大(图7和图8a)。

对过程2的两次MCS回波演变的详细分析(图略)表明，由于此次过程低层能量和水汽条件较差，低层气流在经过罗纯山时并未产生深对流，MCS_2A和MCS_2B均以混合降水云系为主，其回波强度较弱，尺度较小，结构松散，且空间梯度小(图8b)。因此，青藏高原东坡复杂地形对造成暴雨的MCS发展和维持起着重要的作用，在不同的环境条件下，天气系统与高海拔复杂地形相互作用下形成的MCS具有明显的特征差异，过程1的MCS以积状云回波为主，过程2的性MCS以积云-层云混合性降水回波为主。

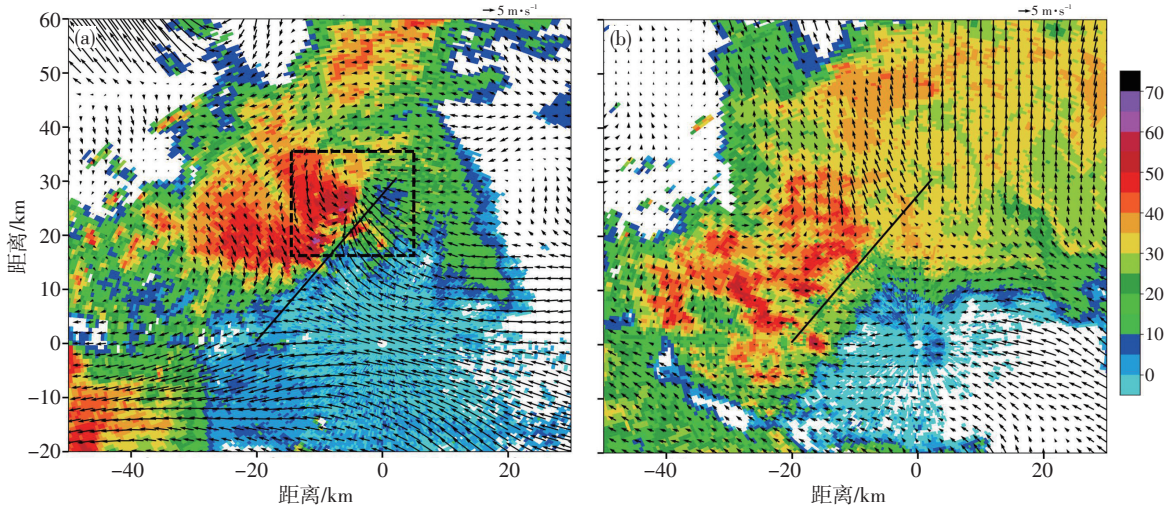


图8 2020年8月10日23∶29 (a)和2021年8月5日05∶09 (b)雅安雷达0.5°仰角径向速度反演风场(风向杆，单位：m·s^{-1})和雷达反射率因子(填色，单位：dBz)空间分布(图中黑色线代表罗纯山，矩形框代表反演风场的气旋性辐合区)

Fig. 8 The radial velocity (wind shaft, unit: m·s^{-1}) inverted wind field and the spatial distribution of radar reflectivity factor (color-filled, unit: dBz) at 0.5° elevation of Ya'an radar at (a) 23∶29 BT on 10 August 2020 and (b) 05∶09 BT on 5 August 2021 (The black line and the rectangular box represent the Luochun Mountain and the cyclonic convergence zone of the inverted wind field, respectively)

3.3 复杂地形下MCS维持机制

通过分析长生命史MCS_1A发展及维持的演变特征可以发现，其维持机制与已有认识的“后向传播”维持机制相似，但又有明显的区别。从图6b、c可见，由于罗纯山地形阻挡作用，过程中MCS_1A形成的下沉冷空气在近地层不能扩散至罗纯山东南侧与暖湿空气相遇，山两侧平坝地区地面温度差一直维持在4～6 ℃，图7中的新生对流系统主要在地形强迫抬升作用下发展，这与“后向传播”机制存在明显区别。另外，不断新生的对流单体(图7)与原MCS_1A合并使MCS维持稳定发展，这与“后向传播”机制中新对流替代原对流位置的情况也不同。从雷达径向速度剖面图(图9)可见，在过程1的中后期，无论对流系统在距离雷达20 km附近发展还是北移，在低层2 km高度上距离雷达19 km (罗纯山)附近均存在径向辐合，辐合以北为负径向速度，表明冷池在罗纯山(平均海拔1.7 km以上)以西平坝地区堆积到一定程度后，会翻过山体溢出。图6中罗纯山东侧山脚的自动站监测的温度较过程开始前下降了约4 ℃，也表明有冷空气翻山。溢出的一部分冷空气继续向罗纯山东侧平流并叠加在低层的暖湿气流之上，有利于罗纯山东侧气层的不稳定性增大，另一方面溢出冷空气与受地形强迫抬升的暖湿空气相遇后形成的辐合作用将进一步增强暖湿气流的垂直速度(动力作用)。由图6c可知山两侧冷暖气

团温差约4 ℃,强温度梯度也有利于对流进一步加强发展(热力作用),同时增强降水效率。因此,罗纯山西侧冷池“溢出效应”也可能是MCS_1A长时间维持的原因之一。

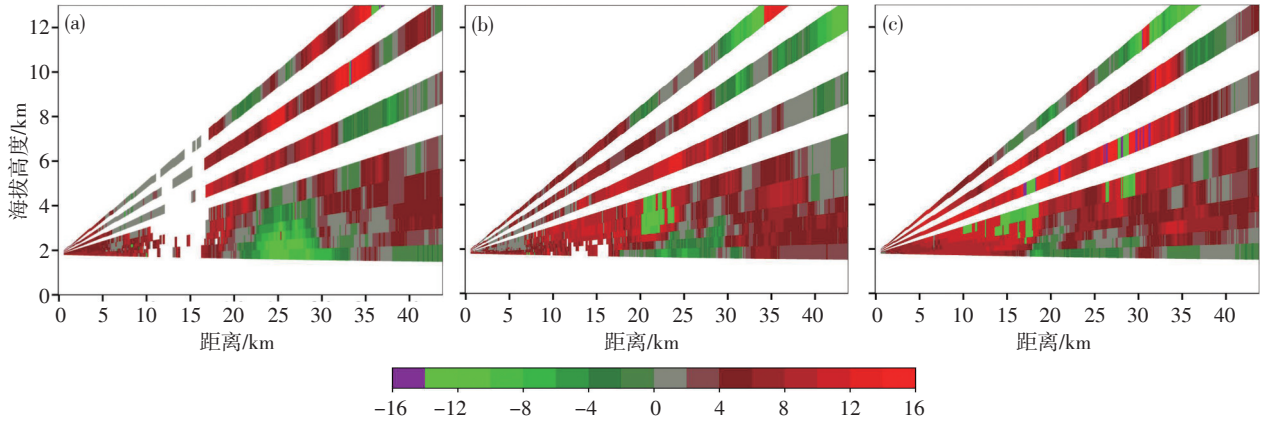


图9 2020年8月10日23:40 (a)和11日00:08 (b)、01:15 (c)沿图6a黑色直线的雅安雷达径向速度(单位: m·s^{-1})剖面

Fig. 9 The profile of radial velocity (unit: m·s^{-1}) of Ya'an radar along the black straight line in Fig. 6a at (a) 23:40 BT on 5 August and (b) 00:08 BT, (c) 01:15 BT on 5 August 2021

下面从水平空间上进一步分析两次过程中MCS在成熟阶段的特征及其维持的原因,分别选取两次过程中具有代表性的雅安雷达0.5°仰角径向速度的反演风场反演与反射率因子(图8)进行对比分析。由于雷达站高度约1.8 km,因此通过图8可分析出低层(海拔高度约2 km)大气流场特征及与雷达回波分布的关系。

根据图8a可见,MCS_1A整体位于罗纯山西侧,回波强度在沿罗纯山一带最强,并在山体附近形成强反射率因子空间梯度。反演的风场(图8a)中,山体东侧为东南向暖湿大风速带(风速约6~10 m·s^{-1})。山体西侧为冷池(图6c温度较图6a下降4~6 ℃)沿着迎风坡向南流出,并在下坡强迫作用下形成强的冷出流(风速约4~7 m·s^{-1})。冷暖气流风速大小相当,且暖湿气流速度略强,有利于冷暖空气辐合线稳定维持在沿罗纯山一线,从而使得MCS长时间在山附近稳定维持。在罗纯山北段,东南向低空急流在冷出流及地形的阻挡作用下被迫向北流出(绕流)并与偏北向冷池出流形成气旋性辐合流场(图8a中黑色虚线框),使得该处的强回波不断维持发展且长时间维持(图略)(本文将高山地形的下坡强迫作用叠加强冷池出流与暖湿空气的辐合作用,从而维持对流发展的机制称为“高海拔迎风坡地形反馈作用”)。另外,暖湿气流在罗纯山北段右前侧的风速突然增强,形成10 m·s^{-1}的低空急流,这可能是由于强对流系统释放潜热导致低层加强后激发的(廖捷等,2005),也有可能是冷池出流与中低空垂直风切变相互作用的结果(Hua et al.,2020)。该急流又促进辐合增强和对流发展,形成正反馈机制。而在罗纯山南段,低空暖湿气流被迫向西南向流出(绕流)并与偏北向冷池出流汇合后形成反气旋性流场,该处对应一直为弱回波区(图略)。因此,低空急流与地形相互作用对MCS的水平空间分布特征及其维持和发展起着重要作用。另外,从图4a看出,在罗纯山的东侧对流层低层存在明显的垂直风切变,容易形成水平涡管,涡管中心高度约1.5 km (即切变中心高度)。图8a表明低层环境气流在罗纯山前由偏东风转为偏南风,同时在地形强迫抬升作用下,有利于水平涡管的沿山一侧拉伸,将水平涡度转为垂直涡度。正涡度气柱在偏南引导气流作用下翻过罗纯山,有利于在罗纯山北段西侧维持较长时间的气旋性辐合流场(图略),从而利于该处的对流系统持续维持发展。而山体南段的情况恰好相反,因此强回波一直在山体北段维持,而山体南段的回波较弱。过程2中强回波也位于罗纯山西侧(图8b),但回波主要分布在山体南段,MCS_2B强度明显弱于MCS_1A,且结构松散,以混合降水回波为主,回波中心也未沿着罗纯山地形分布。反演的风场上,山体东侧为偏东向暖湿风速带(风速约3~6 m·s^{-1}),但风速带位置较图8a偏南且强度更弱,同时其风向与罗纯山山体走向接近45°夹角,使得罗纯山附近风场辐合较弱,导致此次过程MCS的位置更偏南、强度偏弱。过程2的罗纯山东侧近地层为一致偏北风且温度低于24 ℃(图6d—f),与850 hPa气温接近(图2b),近地层大气层结较稳定,因此在罗纯山的地形强迫抬升作用下也未形成明显的强对流单体并入MCS_2B (图略)。图8b反演风场表明,MCS_2B形成的冷池在高海拔地形的下坡强迫作用下形成偏北风(图6f中MCS_2B北侧高海拔迎风坡地形上风向也均为偏北风)与弱的环境偏南风辐合,同时偏北风与罗纯山北段的较强偏南风形成气旋性切变,促使MCS_2B维持发展。同时刻1.5°和2.4°仰角扫描层的反演风场上,MCS均位于东南向环境暖湿气流与冷池出流形成的气旋性辐

合中心附近(图略),表明高海拔迎风坡地形反馈作用对过程2中MCS的维持和发展起着重要作用。

从图7可以看出在对流系统发展初期,由于过程1的LCL (约1.4 km)小于罗纯山海拔高度且大气层结相当不稳定,即使没有冷池出流的影响,浅对流在经过罗纯山时均加强发展为深对流。因此,罗纯山地形的强迫抬升作用,是MCS_1A长时间维持和发展的主要机制,同时地形对冷池的阻挡作用和暖湿气流的绕流作用使得MCS_1A稳定少动,最终造成暴雨。而过程2的MCS维持的主要机制为高海拔迎风坡地形反馈作用,不同强弱程度的气流与多尺度复杂地形耦合也有利于对流维持发展。

4 结论与讨论

本文利用自动气象观测站、雅安C波段雷达和ERA5再分析等多源数据,对2020年8月10—11日(过程1)和2021年8月4—5日(过程2)发生在雅安的两次暴雨过程的降水特征、MCS演变特征及其在复杂地形影响下长时间维持的机制进行对比分析,得到以下主要结论:

(1) 两次过程均为弱天气尺度系统背景下的暖区暴雨过程,强降水落区均位于罗纯山脉西侧的平坝河谷地带,地形对强降水落区分布影响十分明显,但过程1的降水强度更强,范围更大,且分布更集中。

(2) 两次过程的MCS均在雅安西部高海拔地形的迎风坡初生,并均在罗纯山西侧维持发展,但由于两次过程的环境条件不同,天气系统与高海拔复杂地形相互作用下形成的MCS具有明显的特征差异,过程1的MCS尺度更大、强度更强、维持时间更长。

(3) 两次过程的强降水形成机制不同。过程1的强降水主要由一个尺度更大的对流性MCS(以积状云回波为主)稳定少动造成;而过程2则是由两个相继发展的混合性MCS(以积云-层云混合性降水回波为主)经过同一地区造成的,但其强度弱、移动较快,因此累积降水量较小,降水落区分布更分散。

(4) 两次过程的MCS维持机制不同。过程1的主要机制为罗纯山地形强迫抬升作用下不断形成的深对流单体与原MCS_1A合并,使其长时间维持在罗纯山西侧,形成准静止后向建立型MCS回波带,同时地形对冷池的阻挡作用以及对暖湿气流的绕流作用也在一定程度上促使MCS_1A稳定少动;而过程2的MCS维持机制主要为高海拔迎风坡地形反馈作用。

本文基于天气雷达高时空分辨率三维探测数据,并结合地面、高空和再分析资料,从观测的角度分析了青藏高原复杂地形下致灾MCS长时间维持的可能机制。后期将继续利用该过程的高时空分辨率模拟结果进行严谨的计算和分析来佐证上述相关结论,并通过地形敏感性模拟试验来进一步验证地形的作用机制。另外,由于雅安雷达站的海拔高度较高,罗纯山两侧2 km以下流场的精细结构(包括山前低层水平涡管结构的演变特征)尚不清楚。上述分析表明存在多种有利于MCS长时间发展和维持的机制,但何种机制起着主导作用,仍需更多研究来佐证。

参考文献(References):

曹舒娅,邹兰军,王易,等.2023.苏南一次梅雨锋大暴雨的环境条件及对流系统演变特征[J].暴雨灾害,42(5):532-540. Cao S Y, Zou L J, Wang Y, et al. 2023. Analysis of environmental conditions and characteristics of convective system evolution of a Mei-Yu front heavy rainstorm in southern Jiangsu [J]. Torrential Rain and Disasters,42(5):532-540 (in Chinese). doi: 10.12406/byzh.2023-128

黄楚惠,李国平,牛金龙,等.2022. 2020年8月10日四川芦山夜发特大暴雨的动热力结构及地形影响[J].大气科学,46(4):989-1001. Huang C H, Li G P, Niu J L, et al. 2022. Dynamic and thermal structure and topographic impact of the night torrential rainfall in Lushan, Sichuan on August 10, 2020 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences,46(4):989-1001 (in Chinese). doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2205.21205

黄文彦,雷正翠,俞剑蔚,等.2021. 2017年6月上旬江苏南部一次极端暴雨过程分析[J].沙漠与绿洲气象,15(1):9-18. Huang W Y, Lei Z C, Yu J W, et al. 2021. Analysis of an extreme rainstorm process in southern Jiangsu in early June 2017 [J]. Desert and Oasis Meteorology,15(1):9-18 (in Chinese). doi:10.12057/jssn.1002-0799.2021.01.002

黄小彦,孙继松,刘文婷.2020.地形作用下低空急流的演变与强降水对流风暴系统的相互作用[J].气象学报,78(4):551-567. Huang X Y, Sun J S, Liu W T. 2020. The interaction between low-level jet evolution and severe convective rainstorms under topographic effect [J]. Acta Meteorologica Sinica,78(4):551-567 (in Chinese). doi:10.11676/qx20.034

李跃清,张晓春.2011."雅安天漏"研究进展[J].暴雨灾害,30(4):289-295. Li Y Q , Zhang X C. 2011. Main advances in the research of "Yaan Sky Leakage" [J]. Torrential Rain and Disasters,30(4):289-295 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1004-9045.2011.04.001.

廖捷,谈哲敏.2005.一次梅雨锋特大暴雨过程的数值模拟研究:不同尺度天气系统的影响作用[J].气象学报,63(5):771-789. Liao J, Tan Z M. 2005. Numerical simulation of a heavy rainfall event along the Meiyu front: influences of different scale weather systems [J]. Acta Meteorologica Sinica,63(5):771-789 (in Chinese). doi:10.11676/qx05.074

林宗桂,李耀先,林开平,等.2009.一个长生命期中尺度对流系统维持机制的分析研究[J].气象学报,4:640-651. Lin Z G, Li Y X, Lin K P, et al. 2009. A study on maintain mechanism of a long life-cycle mesoscale convective systems [J]. Acta Meteorologica Sinica,4:640-651 (in Chinese). doi:10.11676/qx09.064

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 Mg, et al. 2013. Multi-scale characteristics of record heavy rainfall over Beijing area on July 21, 2012 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 37(3):705-718 (in Chinese). doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.122

02

韦惠红,黄小彦,刘文婷,等.2022.复杂山地下引发特大暴雨的准静止MCS观测分析[J].暴雨灾害,41(3):241-253. Wei H H, Huang X Y, Liu W T, et al. 2022. Analysis of quasi-stationary MCS causing extreme torrential rain event under complex mountains in Southwest Hubei [J]. Torrential Rain and Disasters,41(3):241-253 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1004-9045.2022.03.001

宇如聪,李建,陈昊明等.2021.中国降水日变化[M].北京:科学出版社:56-60. Yu R C, Li J, Chen H M, et al. 2021. Diurnal Variation of Precipitation in China [M]. Beijing: Science Press:56-60 (in Chinese)

张家国,周金莲,谌伟,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. Zhang J G, Zhou J L, Chen W, et al. 2015. The structure and propagation characteristics of the extreme-rain-producing MCS on the west side of Dabie Mountain [J]. Acta Meteorologica Sinica,73(2):291-304 (in Chinese). doi:10.11676/qx15.019

张元春,孙建华,傅慎明,等.2023."21·7"河南特大暴雨的中尺度系统活动特征[J].大气科学,47(4):1196-1216. Zhang Y C, Sun J H, Fu S M, et al. 2023. Active characteristics of mesoscale systems during the heavy rainfall in Henan Province in July 2021 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences,47(4):1196-1216 (in Chinese). doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2302.22135

赵宇,裴昌春,杨成芳.2017.梅雨锋暴雨中尺度对流系统触发和组织化的观测分析[J].气象学报,75(5):700-716. Zhao Y, Pei C C, Yang C F. 2017. Observational analysis of initiation and organization of meso-scale convective systems in a heavy rainfall event associated with Meiyu front [J]. Acta Meteorologica Sinica,75(5):700-716 (in Chinese). doi:10.11676/qx17.051

周长春,吴蓬萍,周秋雪.2015.一次复杂地形暖区强降水的特征及触发机制分析[J].暴雨灾害,34(1):27-33. Zhou C C, Wu P P, Zhou Q X. 2015. Analysis of the characteristics and trigger mechanism of the warm-sector heavy precipitation over complex terrain [J]. Torrential Rain and Disasters,34(1):27-33 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1004-9045.2015.01.004

Ashley W, Haberlie A, Strohm J. 2019. A climatology of quasi-linear convective systems and their hazards in the United States [J]. Weather Forecast,34:1605-1631. doi:10.1175/WAF-D-19-0014.1

Haberlie A, Ashley W. 2019. A radar-based climatology of mesoscale convective systems in the United States [J]. Journal of Climate,32:1591-1606. doi:10.1175/JCLI-D-18-0559.1

Hua S F, Xu X, and Chen B J, 2020. Influence of multiscale orography on the initiation and maintenance of precipitating convective system in north china: a case study [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres,125:e2019JD031731. doi:10.1029/2019JD031731

Kukulies J, Lai H W, Curio J, et al. 2023. Mesoscale convective systems in the third pole region: Characteristics, mechanisms and impact on precipitations [J]. Frontiers in Earth Science,11:1143380. doi:10.3389/feart.2023.1143380

Li Y Q, Li D J , Song Y, et al. 2010. Characteristics of the precipitation over the eastern edge of the Tibetan Plateau [J]. Meteorology and Atmospheric Physics,106(1-2):49-56. doi:10.1007/0703-009-0048-1

Luo Y L, Chen Y R X. 2015. Investigation of the predictability and physical mechanisms of an extreme-rainfall-producing mesoscale convective system along the Meiyu front in East China: An ensemble approach [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres,120(20):10593-10618. doi:10.1002/20153584

Schumacher R, Rasmussen K. 2020. The formation, character and changing nature of mesoscale convective systems [J]. Nature Reviews Earth & Environment,1:300-314. doi:10.1038/s43017-020-0057-7

Urraca R, Huld T, Gracia-Amillo A, et al. 2018. Evaluation of global horizontal irradiance estimates from ERA5 and COSMO-REA6 reanalyses using ground and satellite-based data [J]. Solar Energy,164:339-354. doi:10.1016/j.solener.2018.02.059

Xu Q, Liu S, Xue M. 2006. Background error covariance functions for vector wind analyses using Doppler-radar radial-velocity observations [J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society,132(621C):2887-2904. doi:10.1256/qj.05.202

(责任编辑 唐国瑛)