

雅安地区一次暖区暴雨过程的对流触发机制分析

竹利 蒋兴文 卢萍 师锐

Analysis of the Convective Triggering Mechanism of A Warm-Sector Rainstorm in the Ya'an Region

ZHU Li JIANG Xingwen LU Ping SHI Rui

在线阅读 View online: <https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.2311.23074>

您可能感兴趣的其他文章 Articles you may be interested in

东天山哈密地区典型暴雨事件对流触发机制对比分析

Comparison of Convective Triggering Mechanisms of Typical Rainstorm Events in the Hami Area of East Tianshan Mountains

大气科学. 2022, 46(4): 965 <https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.2201.21095>

中昆仑山北坡极端暴雨对流—对称不稳定性及其触发机制分析

Analysis of Convection Symmetric Instability and Triggering Mechanism for Extreme Rainstorms on the Northern Slope of the Middle Kunlun Mountains

大气科学. 2024, 48(3): 987 <https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.2310.22063>

一次复杂地形下边界层抬升型暖区暴雨对流触发条件和可预报性的数值研究

Numerical Study on Convection Initiation Conditions and Predictability of a Warm-Sector Rainstorm Lifting from Boundary Layer under Complex Terrain

大气科学. 2024, 48(3): 1095 <https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.2207.22103>

重力波与对流耦合作用在一次山地突发性暴雨触发中的机理分析

Mechanism Analysis of a Sudden Rainstorm Triggered by the Coupling of Gravity Wave and Convection in Mountainous Area

大气科学. 2021, 45(3): 617 <https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.2009.20137>

诱发四川冕宁“6.26”山洪灾害的突发性暴雨特征及其形成机制

Characteristics and Formation Mechanism of the Sudden Rainstorm Inducing the “6.26” Mountain Torrent Disaster in Mianning, Sichuan Province

大气科学. 2023, 47(1): 1 <https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.2201.21186>

伊犁河谷“7”极端暴雨过程不稳定性及其触发机制研究

The Instability and its Trigger Mechanism of Extreme Precipitation Event in the Yili River Valley on 31 July 2016

大气科学. 2019, 43(6): 1204 <https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.1901.18155>



关注微信公众号，获得更多资讯信息



竹利, 蒋兴文, 卢萍, 等. 2024. 雅安地区一次暖区暴雨过程的对流触发机制分析 [J]. 大气科学, 48(5): 1693–1710. ZHU Li, JIANG Xingwen, LU Ping, et al. 2024. Analysis of the Convective Triggering Mechanism of A Warm-Sector Rainstorm in the Ya'an Region [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 48(5): 1693–1710. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2311.23074

雅安地区一次暖区暴雨过程的对流触发机制分析

竹利¹ 蒋兴文^{1,2} 卢萍^{1,2} 师锐¹

1 中国气象局成都高原气象研究所/高原与盆地暴雨旱涝灾害四川省重点实验室, 成都 610072

2 中国气象科学研究院/青藏高原气象研究院, 北京 100081

摘要 本文利用多源高分辨率资料, 对 2021 年 8 月 4 日四川雅安地区大暴雨过程中对流发展最为旺盛的第二阶段的对流触发机制进行了分析, 结论如下: (1) 对流层中层的中尺度低压系统为过程第二阶段的对流触发和发展提供了有利的动力和热力条件。(2) 冷池出流作用下形成的地面辐合线可直接触发对流, 而下坡风及地形绕流作用下形成的地面辐合线难以直接接触对流, 需边界层中上层存在“二次抬升机制”配合才容易触发对流, “二次抬升机制”包括环境大气辐合抬升、高海拔地形强迫抬升、移动的残余弱对流系统前侧上升气流耦合抬升机制。(3) 在地形机械强迫作用下峨眉山东北侧形成的正涡度区有利于对流加强发展, 强对流系统激发的低空急流北移与龙门山南下的冷池出流相遇后触发“高架对流”, 该对流触发机制与峨眉山及附近的高海拔山地有密切关系, 可能为青藏高原东坡地带特有的一种对流触发机制。(4) 不同触发机制作用下, 升力形成与对流启动的时差和距离有所不同, 其中下坡风及地形绕流作用下的时差更长, 距离更远。

关键词 对流触发机制 地面辐合线 对流初生 冷池

文章编号 1006-9895(2024)05-1693-18

中图分类号 P458

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2311.23074

Analysis of the Convective Triggering Mechanism of A Warm-Sector Rainstorm in the Ya'an Region

ZHU Li¹, JIANG Xingwen^{1,2}, LU Ping^{1,2}, and SHI Rui¹

1 Heavy Rain and Drought-Flood Disasters in Plateau and Basin Key Laboratory of Sichuan Province, Institute of Tibetan Plateau Meteorology, China Meteorological Administration, Chengdu 610072

2 Institute of Tibetan Plateau Meteorology, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

Abstract In this paper, multisource high-resolution data are used to analyze the triggering mechanism of convection at

收稿日期 2023-05-22; 网络预出版日期 2024-04-07

作者简介 竹利, 男, 1983 年出生, 高级工程师, 主要从事灾害性天气短临预警方法研究。E-mail: scqx_zhuli@163.com

通讯作者 蒋兴文, E-mail: jiangxingwen@cma.gov.cn

资助项目 四川省科技计划重点研究项目 2022YFS0540, 四川省自然科学基金项目 2022NSFSC0021, 国家重点研发计划项目 2022YFC3003902, 灾害天气国家重点实验室开放课题项目 2021LASW-A06, 中国气象局西南区域气象中心创新团队基金 XNQCXTD-202202, 高原与盆地暴雨旱涝灾害四川省重点实验室项目 SCQXKJYJXMS202208

Funded by Key Research Project of Sichuan Provincial Science and Technology Program (Grant 2022YFS0540), Natural Science Foundation of Sichuan Province of China (Grant 2022NSFSC0021), National Key Research and Development Program of China (Grant 2022YFC3003902), Open Project of State Key Laboratory of Severe Weather (Grant 2021LASW-A06), Innovation Team Fund Project of Southwest Regional Meteorological Center of China Meteorological Administration (Grant XNQCXTD-202202), Project of Sichuan Provincial Key Laboratory for Research on Rainstorm and Drought-Flood Disaster in Plateau and Basins (Grant SCQXKJYJXMS 202208)

the second stage of the most vigorous development of convection during the heavy rain in Ya'an, Sichuan, on August 4, 2021. The conclusions from this study are as follows. (1) The mesoscale disturbance system in the middle and upper troposphere provides favorable dynamic and thermodynamic conditions for the trigger and development of convection in the second stage of this heavy rain (2) The surface convergence line formed by the cold pool outflow can directly trigger convection, whereas that formed by mountain-to-plain flows and topographic circumfluence cannot directly trigger convection. Convection can be easily triggered only when there is a "secondary uplift mechanism" in the upper and middle layers of the boundary layer. This "secondary uplift mechanism" includes the coupling uplift mechanism of the ambient atmospheric convergence and uplift, forced uplift of high-altitude terrain, and upstream updraft in front of the moving residual weak convection system. (3) The positive vorticity zone formed on the northeast side of Mount Emei under the mechanical forcing of terrains is conducive to the strengthening and development of convection. Furthermore, the low-level jet generated by the strong convective system moves northward and meets the cold pool outflow south of Mount Longmen, triggering the "elevated convection." This convection triggering mechanism is closely related to Mount Emei and nearby high-altitude mountains and may be a unique convection triggering mechanism in the eastern slope of the Qinghai-Tibet Plateau. (4) Under the action of different triggering mechanisms, the time difference and relative position of lift formation and convection initiation vary. Compared with the cold pool outflow and terrain uplift, the time difference is longer and the distance is farther under the influence of downhill wind and terrain flow.

Keywords Convective triggering mechanism, Surface convergence line, Convection initiation, Cold pool

1 引言

暖区暴雨天气过程的天气尺度斜压性强迫弱、环境大气热力不稳定性强,以及特殊地形热力差异的外强迫作用,其发生发展机制复杂,目前无论全球数值模式还是中尺度模式对该类强降水的预报能力都有限 (Wu and Luo, 2016; 谌芸等, 2019),一直是研究热点。数值模式对暖区暴雨的预报效果较差的影响因素较多,其中能否准确地模拟出对流初生 (Convective Initiation, 简称 CI) 的位置和时间,对暖区暴雨模拟效果至关重要。对流初生被定义为气团上升到其自由对流高度,在显著向上位移的情况下保持正浮力,最终形成深对流云的过程 (Markowski and Richardson, 2010)。

对流初生过程存在多种触发机制。在近地层触发的深厚湿对流称为“地基对流”,在近地层以上触发的深厚湿对流则称为“高架对流”(也称为高架雷暴; 郑永光等, 2022)。“地基对流”主要触发机制包括天气尺度锋面、阵风锋(冷池出流)、干线和力管环流(如海陆风、山谷风等)等形成的近地层辐合线 (郑永光等, 2022)。高架对流的触发经常与边界层以上的辐合区有关 (Wilson and Roberts, 2006),其可能的触发机制包括环境辐合层抬升、低空急流和重力波等 (Reif and Bluestein, 2018)。国内学者 (盛杰等, 2014; 刘洲洋等, 2018) 指出 850~700 hPa 附近的切变线两侧冷暖气流汇

合是中国冷季高架对流的触发机制,而对我国暖季高架对流的触发机制研究较少。

复杂地形作用下的抬升力也是对流触发的重要机制。地形引起的上升运动主要是由于机械强迫(爬升或绕流)和(或者)热力强迫(受热差异)作用下形成 (Kirshbaum et al., 2018)。Barthlott et al. (2016) 通过模拟实验表明位于地中海西部的科西嘉岛屿地形高度升高后,下坡风增强,可与海面暖湿气流辐合触发对流。Wang et al. (2016) 对大别山地区 CI 进行数值模拟实验表明,上坡风在山脊辐合后触发对流;在相对较弱的环境气流影响下,热力强迫比机械动力强迫作用更显著。另外,复杂地形与环境气流相互作用对局地边界层的温湿扰动会产生明显影响。在一定的对流潜势条件下,局地温湿扰动通过影响边界层辐合线附近的对流有效位能 (CAPE)、对流抑制能量 (CIN)、抬升凝结高度 (LCL) 和自由对流高度 (LFC) 等热力状况进而影响对流是否被触发 (苏爱芳等, 2022)。总体而言,地形在对流触发过程中的作用机制的相关研究尚不充分,需加强对更多复杂地形地区的强对流天气个例展开研究。

青藏高原东侧地形陡峭,多尺度天气系统与复杂地形相互作用造成了该区域天气气候的特殊性。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,无论是平均降水量、频

率、强度，还是强降水平均持续时间都是高值区（宇如聪等, 2021）。诸多学者围绕“雅安天漏”开展了一系列天气、气候学分析及数值模拟研究（彭贵康等, 1994; 蔡芩宁等, 2007; 李跃清和张晓春, 2011; 闵涛等, 2019; 黄楚惠等, 2022）。同时学者们对该区域暴雨过程中的对流触发机制也进行了一些研究，研究表明东移高原涡或高原切变线可诱发低层不稳定层结大气在高原东侧陡峭地形被迫抬升，从而触发对流（师锐和何光碧, 2013; 闵涛和吴筱, 2022）。但对雅安及附近地区弱天气尺度强迫下的暖区暴雨过程的对流触发机制的相关研究较少。2021年8月4日傍晚至5日上午，雅安及附近地区出现了一次弱天气尺度背景下的暖区大暴雨天气过程，造成较为严重的灾害。本文利用自动气象站、风廓线雷达、天气雷达等探测资料结合 ERA5 再分析资料及中尺度数值模拟结果，对此次过程的对流触发机制展开研究，以为短临预报和预警服务提供一定的参考，同时还可以为改进高分辨率中尺度模式在复杂地形地区的模拟能力提供思路。

2 数据资料及对流实况

2.1 资料简介

文中采用的资料包括四个部分：（1）常规探空资料和地面自动站观测资料；（2）ERA5 再分析资料（时间分辨率为 1 h，空间分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ）；（3）雅安 C 波段多普勒天气雷达基数据，以及位于甘孜九龙、乐山犍为和成都大邑的风廓线雷达探测数据；（4）地形 ETOPO 数据，空间分辨率为 $0.01^\circ \times 0.01^\circ$ ，用于地形绘制（下载地址：<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html> [2024-04-02]）。图 1 给出了雅安及其周边地形分布和本文研究所用资料站点分布，该图范围即本文主要研究区域（其中九龙风廓线雷达站（ 29°N , 101.5°E ）未标注在研究区域内）。

2.2 模拟设计

本文首先采用 WRF4.4 模式对此次过程采用实际地形进行模拟（简称 CTRL），模拟区域采用 4 重单向嵌套，水平分辨率分别为 9 km、3 km、1 km 和 0.33 km。本文研究所需模拟结果为最里层模拟结果，其垂直方向为 71 层，模式层顶至 10 hPa，网格中心位于（ 30.0°N , 102.4°E ），长波辐射和短波辐射过程均采用 RRTMG 方案，陆地选取 Noah 方案，边界层选取 Shin-Hong 方案，微物理

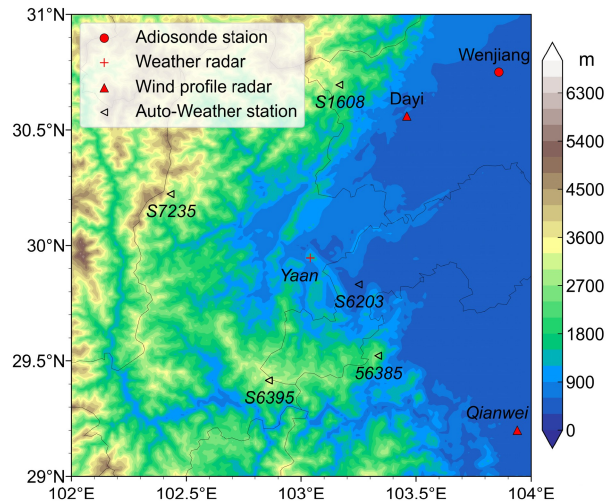


图 1 雅安地区及周边的地形和探测站点分布（自动气象站标注为站号，其余为站名）。

Fig. 1 Terrain distributions and observation site distributions in Ya'an and its surrounding areas. Automatic weather stations are marked with station number, and the rest are station names.

方案采用 WDM7 类方案。初始场为 NCEP FNL 分析资料。模拟初始时间为 2021 年 8 月 4 日 14:00（北京时，下同），积分 24 h。为了探究峨眉山对雅安地区对流触发机制的影响，设计了地形影响敏感性试验（简称 EXP）：将模拟区域中峨眉山地形海拔高度降至 900 m（图 2），其它同 CTRL 试验。

2.3 对流活动

国内外研究大多使用雷达反射率因子大于 35 dBZ 作为对流云的识别阈值（Roberts and Rutledge, 2003; Walker et al., 2012），但考虑到此次过程发生在盛夏，并且属于暖区对流，对流系统发展较旺盛，因此本文将反射率因子大于 45 dBZ 作为对流云的判别阈值。计算研究区域内雅安雷达某个体扫 1.5° 仰角反射率因子大于 45 dBZ 对流云的总面积表征该时刻区域内对流活动的强弱。图 3a 为 4 日 18:00 至 5 日 08:00 对流云总面积随时间的演变图，可以看出整个过程主要分为三个阶段，第一阶段为 18:00~21:00，第二阶段为 21:00 至 5 日 03:00，第三阶段为 5 日 03:00~08:00。其中第二阶段对流发展最为旺盛，最大对流云面积大于 110 km^2 ，其他两个阶段最大面积均约 40 km^2 。本文将着重针对第二阶段对流初生过程进行分析，探究其触发与发展机制。图 3b 为研究区域内相应时段的逐小时雨量大于 20 mm 及大于 40 mm 的站点数时序图，可以看出过程降水强度也分三个阶段，阶段的峰值时

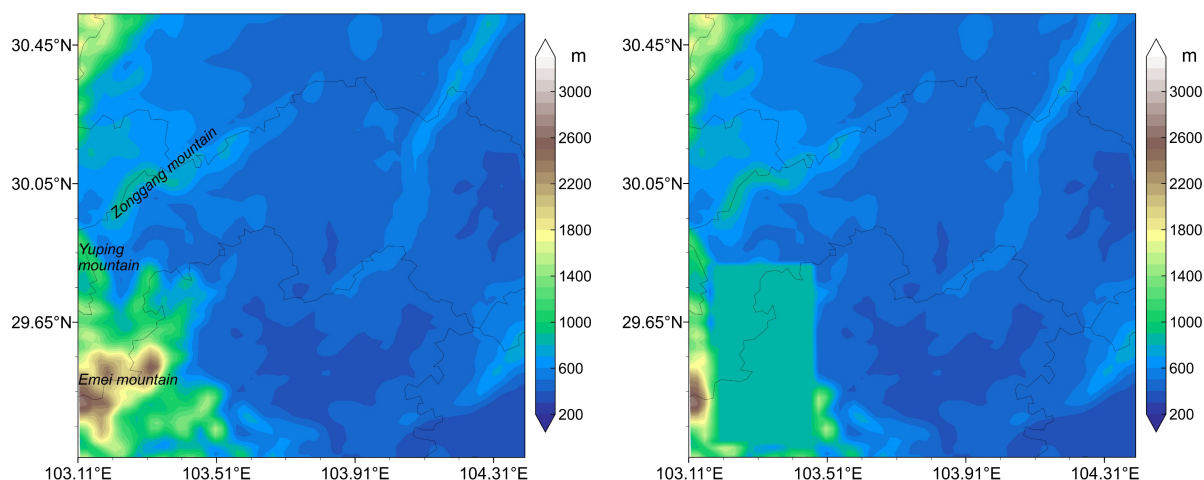


图2 (a) 实际地形模拟试验 (CTRL) 和 (b) 地形敏感性试验 (EXP, 将模拟区域中峨眉山地形海拔高度降至 900 m) 模拟的地形高度 (填色区, 单位: m) 分布。

Fig. 2 Distribution of terrain heights (colored area, units: m) in (a) actual terrain simulation test (CTRL) and (b) terrain sensitivity test (EXP, reducing the altitude of Mount Emei terrain in the simulation area to 900 m).

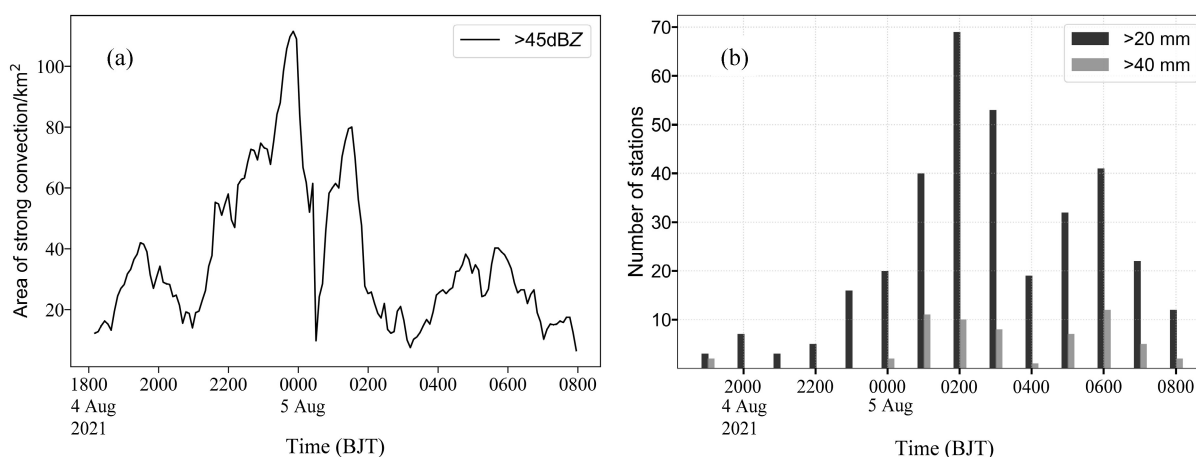


图3 2021年8月4日暴雨过程中研究区域内 (a) 强对流 (大于 45 dBZ) 总面积随时间的变化以及 (b) 逐小时雨量大于 20 mm 及大于 40 mm 的站点个数随时间的变化。横坐标为北京时间。

Fig. 3 Time variations of (a) total area of strong convection (greater than 45 dBZ) and (b) number of stations with hourly rainfall greater than 20 mm and 40 mm in the study area during the rainstorm on August 4, 2021. Abscissa is Beijing time (BJT).

间相对于对流活动延迟约 1~2 个小时, 因此准确预报对流初生 (CI), 对提高短时强降水 (或暴雨) 的预报准确率起着关键作用。

3 天气背景

3.1 天气形势及环境物理量特征

此次过程属于弱天气尺度强迫类型暖区暴雨过程, 2021年8月3日 20:00 (图略), 500 hPa 内蒙古以北为一冷涡, 华南沿海受热带气旋影响, 四川盆地、华中、华东地区受副热带高压控制, 脊线

维持在 32°N 附近。西藏中部到青海东南部为一弱切变线, 四川大部地区处于副高西侧反气旋性气流控制。4日 20:00 500 hPa 热带低压加强为热带风暴“卢碧”并向东北方向缓慢移动, 四川地区的反气旋性弱高压系统稳定少动, 但强度有所减弱 (图 4a); 700 hPa 四川盆地受反气旋性环流控制, 盆地西部沿山一带主要受偏南气流控制 (图略); 850 hPa 四川盆地受热带风暴外围的弱东北向气流影响 (图 4a)。4日 20:00 温江探空图 (图 4b) 显示大气层结与 3日 20日 (图略) 相比, 不稳定性

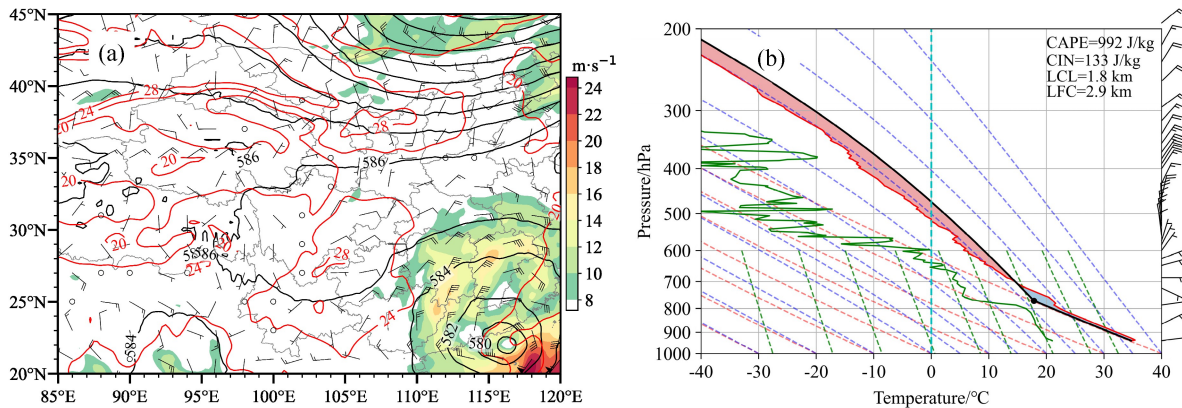


图4 (a) 2021年8月4日20:00(北京时,下同)500 hPa高度场(黑色等值线,单位: dagpm)叠加850 hPa风场(风羽,单位: m s⁻¹, 填色区域表示风速大于8 m s⁻¹)分布及(b)温江站 T-logp 图(其中黑色线为状态曲线,红色折线为温度廓线,绿色折线为露点温度廓线,红色阴影区表示对流有效位能,蓝色阴影区表示对流抑制能量)。

Fig. 4 Distributions of (a) geopotential height (black isolines, units: dagpm) of 500 hPa and wind fields of 850 hPa (wind barsbs, units: m s⁻¹, the shaded areas indicate wind speeds greater than 8 m s⁻¹), (b) T-logp diagram in Wenjiang station at 2000 BJT on August 4, 2021. Black line represents state curve, red dashed line represents temperature profile, green dashed line represents dew point temperature profile, red shaded area indicates convective available potential energy (CAPE), and blue shaded area indicates convective inhibition (CIN).

(CAPE=992 J kg⁻¹) 减弱, 对流抑制能量 (CIN=133 J kg⁻¹) 明显增大, 并不利于对流系统的触发和发展; 750 hPa 以下大气层都较干燥, 近地层温度露点差达 10°C 左右, 较 3 日 20 日水汽条件无明显变化, 也不利于对流系统触发和发展。

3.2 中尺度低压系统

对流活动发展演变(图 3a)表明, 对流发展具有明显的波动特征, 波动的时间尺度大致为 3~5 小时, 具有中尺度天气系统的时间尺度特征, 那么过程期间是否有中尺度低压系统(涡旋或者切变线)影响该区域, 促使对流触发和发展? 位于雅安地区西南侧的九龙风廓线雷达的水平风时序图(图 5a), 4 日 18:00 至 5 日 06:00 海拔 4~5 km 高度偏南风风速存在波动, 在 5 日 00:00 风速达到最大约 8 m s⁻¹, 05:00 风速也存在次最大中心, 这与第二、三阶段对流活动的峰值时间较一致, 也具有中尺度时间尺度特征; 同时南风开始增强时为东南风, 最大值时为正南风, 到减弱时转西南风, 表明在该时段内对流层中层可能有中尺度低压系统发展并影响雅安及附近地区, 促使该站偏南风风速增强。位于雅安地区东南侧的犍为风廓线雷达(图 1)水平风时序图(图 5b)也表明 5 日 01:00~07:00 对流层中层偏南风风速有明显的增速过程, 其中层偏南风最大值在 06:00 开始出现, 较其西侧约 250 km 处九龙站最大偏南风出现时间约晚了 5 小时。因此,

上述偏南风增强可能是由同一中尺度低压系统向东移动影响雅安地区造成的。另外, 雅安地区东北侧的大邑风廓线雷达(位置见图 1)的水平风速时序图(图 5c)表明 4 日 20:00 后 4 km 高度西南风转西风, 风速明显减小, 表明可能有中尺度低压系统影响雅安及附近地区, 促使该站偏南风风速减弱。为进一步证明上述中尺度低压系统存在并影响研究区域, 选取雅安地区附近 4 个海拔高度约 3.2 km 的地面气象站(图 1)资料来分析局地对流层中层的大气环流演变情况。风廓线雷达资料显示 3 日对流层中层无明显扰动影响且这两日的环流背景较一致(图略), 因此将该 4 个自动站 4 日 09:00 至 5 日 08:00 的每小时最大风矢量减去前一天同时刻的值, 得到了逐小时最大风扰动时序图(图 5d)。从该图看出 4 日 21:00 左右开始转为偏南扰动风矢量, 且有明显的风向扰动, 这与第二阶段对流触发开始时间较为一致, 此时分别晚于九龙和早于犍为风廓线偏南风扰动开始时间约 2 小时, 这进一步表明中尺度低压系统由西向东移动。图 5d 还显示雅安地区北侧自动站的明显偏南扰动开始时间较南侧早 4 小时左右(图 5d 红色虚线所示), 这进一步表明中尺度低压系统还存在由北向南的移动。中尺度低压系统由西北朝东南方向移动并影响雅安及附近地区, 为第二阶段对流触发和发展提供了有利的动力和热力条件(Tuttle and Davis, 2006; Marsham et al.,

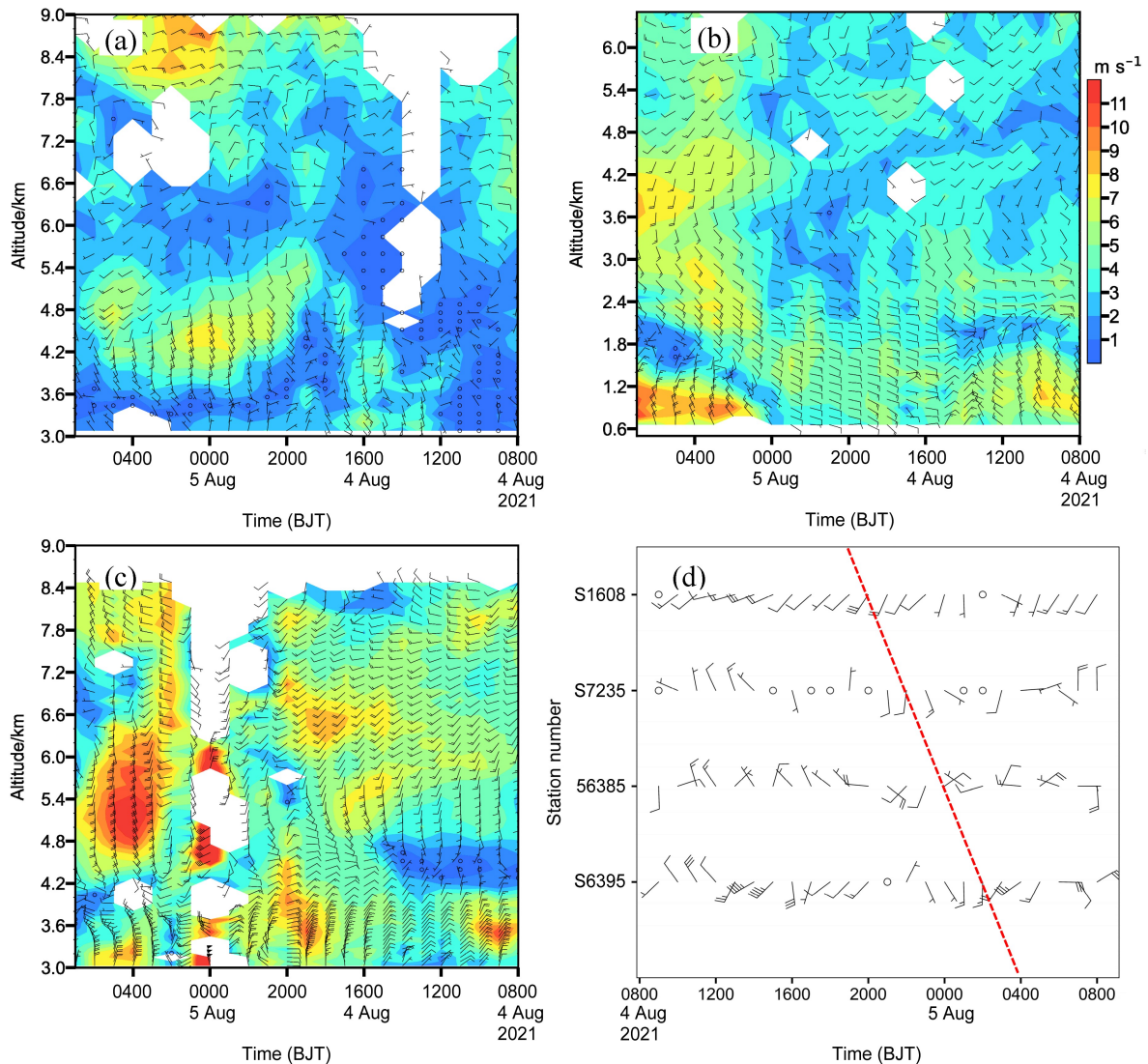


图5 2021年8月4日08:00至5日08:00 (a) 九龙、(b) 键为和 (c) 大邑站风廓线雷达的水平风随时间的变化 (填色为风速, 单位: m s^{-1}) 以及 (d) 海拔高度约 3.2 km 的 4 个地面站较前一天同时次的风矢量差随时间的变化。图中空心圆表示风速在 $0\sim 2 \text{ m s}^{-1}$ 之间, 下同。
Fig. 5 Time variations of wind profile (shaded is wind speed, units: m s^{-1}) detected by the wind profile radar stations in (a) Kowloon, (b) Qianwei and (c) Dayi at 0800 BJT from August 4 to August 5, 2021 and (d) the wind vector difference time series of four ground stations with an altitude of about 3.2 km compared with the previous day. The hollow circle in the figure represents wind speeds between $0\sim 2 \text{ m s}^{-1}$, the same below.

2011; Trier et al., 2020)。

4 对流初生过程及局地潜势条件

4.1 对流初生过程和演变

雅安雷达站所在山脉名为玉屏山, 南北走向, 形似屏风, 海拔高度 1400 m 左右 (图 1、图 2a)。雅安雷达 4 日 20:45 的体扫中首次探测到位于玉屏山与总岗山 (图 2a, 海拔高度约 900 m 左右) 之间的初生对流系统 (图 6a)。21:21 体扫 (图 6b) 显示上述对流系统北移后, 在两山之间又有新对流

生成; 同时两个初生对流单体在玉屏山南段东侧形成, 且沿山体方向排列, 另外总岗山南侧平原上也有一对流单体初生。初生对流发展合并后, 在玉屏山东侧形成“列车”状的对流回波带沿着山体向北移动 (图 6c), 对流系统移动过程中形成的下沉冷气团在山体东侧堆积后向东扩散, 与近地层偏东暖湿气流汇合 (图 7b) 后在对流带东侧约 10 km 处触发新的“列车”状的对流回波带 (图 6d)。到 22:16 沿山旧对流回波带减弱北移 (图略), 当其残余云系移至雅安西北部“三角形”平坝河谷地

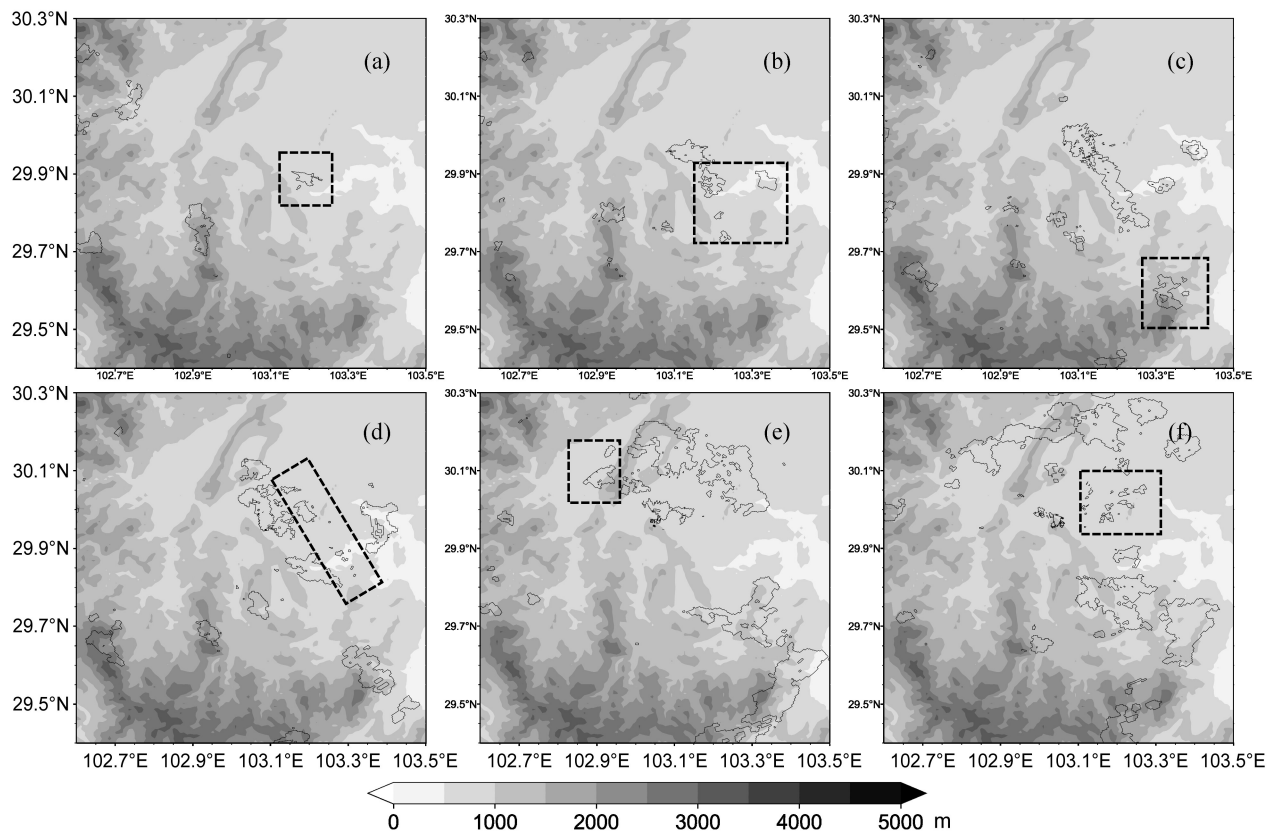


图6 2021年8月4日(a) 20:46、(b) 21:20、(c) 21:37、(d) 21:54、(e) 22:44和(f) 23:17雅安C波段天气雷达站1.5°仰角探测的大于35 dBZ反射率因子分布(等值线)。阴影为地形高度(单位:m),黑虚框为相应时刻所关注的初生对流系统。

Fig. 6 Distributions of reflectivity factors (isolines) of greater than 35 dBZ detected by Ya'an C-band weather radar station at an elevation of 1.5°, at (a) 2045 BJT, (b) 2120 BJT, (c) 2137 BJT, (d) 2154 BJT, (e) 2244 BJT, and (f) 2317 BJT on August 4, 2021. Shaded is the terrain altitude (units: m), the black dashed box represents the primary convective system of interest at the corresponding moment.

区时又重新发展(图6e)。

上述沿山“列车”状回波带形成的同时,其南侧峨眉山(30.15°N, 103.3°E)东北侧有多个初生对流沿峨眉山东北侧“喇叭形”山谷两侧分布(图6c)。21:54峨眉山南侧山谷入口处有新生对流产生(图6d),当其发展到峨眉山东北侧山谷入口处时,切断进入山谷的低层暖湿气流致使峨眉山北侧对流云系停止发展并北移下坡(图6e)。23:00~23:50玉屏山东段东侧10~20 km范围内的平坝地区有多个新生对流单体发展(图6f),其与峨眉山附近北移的对流云系合并,又在玉屏山东侧形成一南北向对流回波带(图略),此时本研究区域内的对流发展最为旺盛(图3a)。

4.2 局地对流触发潜势条件

温江探空资料表明CIN较强且低层空气干燥(图4b),对流触发潜势条件并不利于对流发生,因此有必要探讨能更真实反映局地对流触发潜势条

件的大气物理量参数。图6a中的初生对流触发前,附近区域的大气环境未受到对流系统的影响,并且从图6中可以看出该区域不断触发新生对流,其随后均往东北方向移动并发展加强,造成该区域东北侧出现过程第二阶段的强降水中心(图略),因此本文主要对该区域对流初生前的局地对流触发潜势条件进行计算和分析,并将其代表雅安及附近的潜势条件。对比该区域地面再分析资料和实况数据,发现该区域再分析资料中的地面露点较实况一致,但地面温度较实况小4°C左右(图略),利用再分析资料计算对流触发潜势条件可能存在偏弱情况。卢萍等(2017)对西南涡加密探空实验期间的青藏高原东侧多个低海拔(小于1 km)加密探空站的探空资料分析表明,暖季20时边界层附近的探空温度递减率较一致。同时3日(图略)和4日(图4b)的20:00温江探空站大气温度廓线均呈准线性特征。本文利用该特征将局地不同海拔高度的

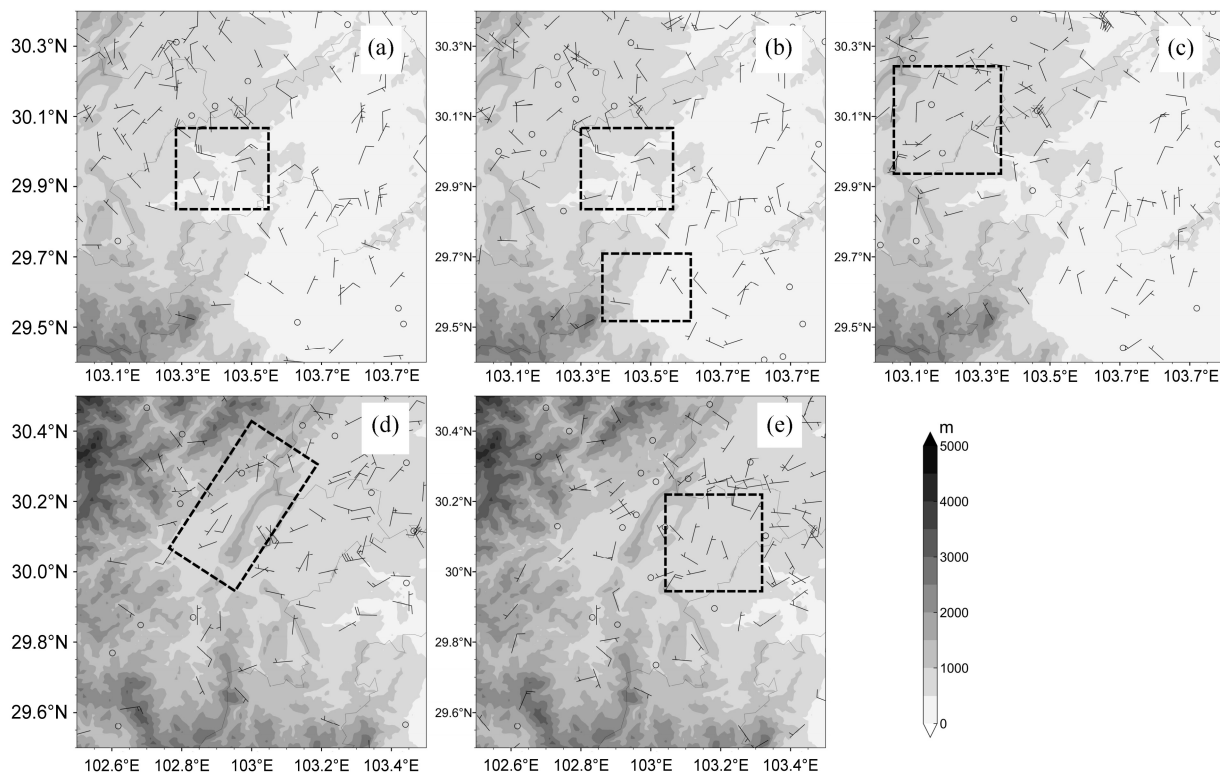


图7 2021年8月4日(a) 20:25、(b) 21:15、(c) 21:35、(d) 22:20和(e) 23:15地面气象站2分钟平均风场(风羽,单位: m s^{-1})分布。阴影为地形海拔高度(单位: m),黑虚框为相应时刻所关注的地面辐合区域。

Fig. 7 Distributions of average wind fields (wind barb, units: m s^{-1}) of the surface meteorological station in 2 minutes at (a) 2025 BJT, (b) 2115 BJT, (c) 2135 BJT, (d) 2220 BJT, (e) 2315 BJT on August 4, 2021. Shaded is the terrain altitude (unit: m), the black dashed box represents the ground convergence area of interest at the corresponding moment.

近地层温度数据融合到较远的探空站数据中,计算得到局地大气环境物理量参数。从图8a中可以看出低海拔地区地面自动站温度较温江站高,但站点S6203位于峨眉山北坡山脚下(图1),受下坡风影响温度相对较低(图8b中3日和4日的19:00~20:00由偏东风转为西南风或南风,温度快速下降)。同时图4a显示20:00盆地低层主要为东北风,温江探空站处于上游,且有明显垂直风切变,可假设局地近地层以上大气环境近同温江探空站。因此本文将图6a对流初生地附近(距离小于25 km)不同海拔高度的地面气象站的探测数据替换温江探空站近地层(海拔750 m以下)的探空数据,再采用最小二乘法进行直线拟合后得到更接近真实的局地大气温度廓线(图8a中混合拟合直线)。利用该拟合直线重新计算并替代原探空温度值,而近地层露点温度与再分析资料较一致,就直接替换原探空露点,最后计算出局地CIN和CAPE以及其他大气物理量参数。

计算得到局地近似的CIN为 50.4 J kg^{-1} ,明显小于4日20:00温江站CIN值(133 J kg^{-1}),CAPE为 2840 J kg^{-1} ,也明显更强,达到中高等不稳定能量水平。初生对流更易发生在CIN较小,而CAPE不一定最大的区域(Weckwerth, 2000),由于从地面抬升的暖湿空气的实际温度比上述拟合重算的地面温度要更高,可以推断局地实际CIN应更小,有利于对流触发。另外计算得到局地LCL值约1.6 km高度,也低于温江站LCL(1.8 km),局地LFC约2 km高度,明显低于温江站LFC(2.9 km)。因此,利用复杂地形区近地层不同海拔高度自动站数据替代距离较远探空站数据后,计算出的大气环境物理量参数是有利于对流触发和发展的,其更能真实反映局地的对流触发潜势条件。

5 对流触发机制

5.1 地面辐合线触发初生对流

前述最早的玉屏山东侧的初生对流约在4日

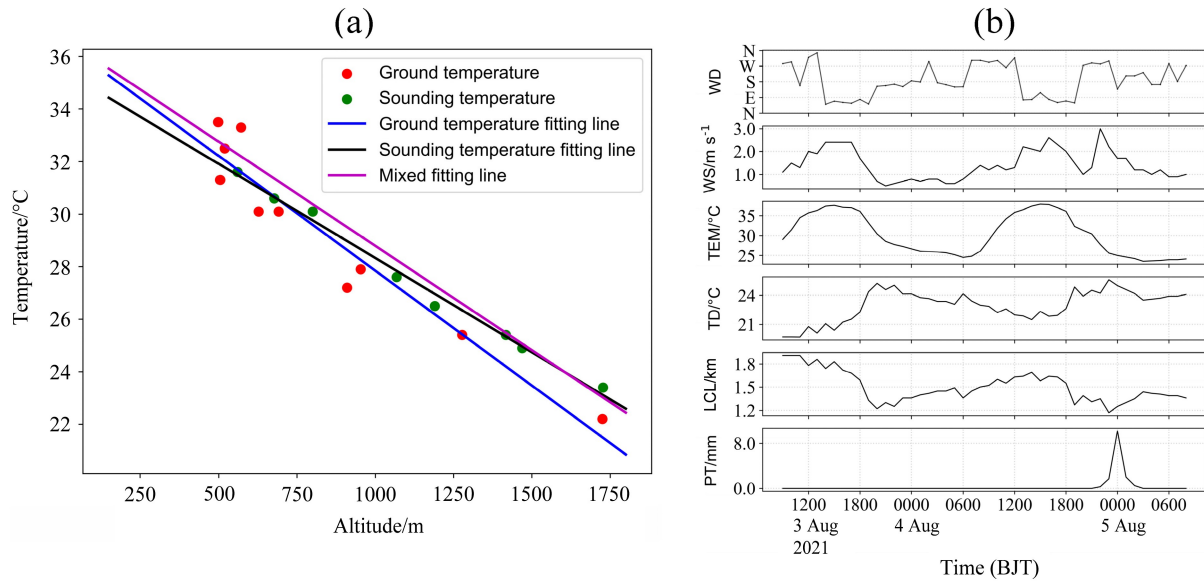


图 8 (a) 2021 年 8 月 4 日 20:00 图 5a 中初生对流附近地面自动站的温度 (红色) 和温江探空温度 (绿色) 随海拔高度变化的散点图, 以及对应的拟合直线, 其中黑色、蓝色、紫色分别为探空、自动站、混合拟合直线; (b) 8 月 3 日 08:00 至 5 日 08:00 图 5a 中初生对流附近自动站 S6203 的气风向 (WD)、风速 (WS)、温度 (TEM)、露点 (TD)、抬升凝结高度 (LCL) 和小时降水量 (PT) 时间序列。

Fig. 8 (a) Scatter diagram of temperature (red) of ground automatic station near the initial convection (Fig. 5a) and Wenjiang sounding temperature (green) with altitude variation and corresponding fitting lines at 2000 BJT on August 4, 2021, wherein black, blue and purple are sounding, automatic station and mixed fitting lines respectively. (b) The time series diagram of wind direction (WD), wind speed (WS), temperature (TEM), dew point temperature (TD), lifting condensation level (LCL), hourly precipitation (PT) of automatic station S6203 from 0800 BJT on the August 3 to 0800 BJT August 5.

20:46 被雷达探测到 (图 6a), 其回波剖面图 (图略) 显示大于 25 dBZ 回波的底部海拔高度约 2 km, 表明该区域被迫抬升气流的凝结 (海拔) 高度应小于 2 km, 这与前述对流发生前的局地近似 LCL 较一致。此时地面风场显示在该对流单体东侧约 20 km 处存在一南北向的地面辐合线 (图 7a), 该辐合线在对流触发前一小时内一直存在, 并不断增强。在 19:30 左右最早观测到该辐合线 (图略), 表明从辐合线形成至对流触发历时约 1 h, 与已有研究结论 (Wilson and Schreiber, 1986; 崔新艳等, 2021) 较一致。边界层辐合线的形成机制较多, 其中地形作用于环境气流形成的边界层辐合区在对流初生中的有着重要作用 (Bennett et al., 2006; Langhans et al., 2011; Weckwerth et al., 2014, 2019)。图 7a 显示该辐合区域由三股气流汇合形成, 其中东西向两股气流是从成都平原南下的东北向地面风, 在总岗山和玉屏山的阻挡作用形成的绕流, 并在总岗山背风侧汇合; 另外一股偏北风由东北向地面风翻过总岗山后的下沉北风气流。傍晚 (19:00~20:00) 地面辐射降温的作用下, 对流单体西南侧高山 (峨眉山) 与东南侧平原之间的变温梯度 (图略) 作用下

形成下坡风 (图 8b 中地面站 S6203 小时最大风的风向由偏东风转为偏西风), 使得总岗山南侧地面辐合增强。但 20 时风向转向后风速维持在 1~2 m s⁻¹, 表明下坡风的动力强迫抬升作用较弱。另外, S6203 与辐合线东侧相距 20 km 的同海拔高度站点 (S6250) 的温差在 19:00~21:00 从 3°C 降至 0°C (图略), 表明下坡风在辐合线附近形成的热力强迫作用也较弱。该辐合线较弱的抬升力很难将近地层暖湿空气直接抬升至 LFC, 因此最早的初生对流 (图 6a) 并未在总岗山南侧辐合线处直接生成。

按图 7a 中地面辐合线东西向最大风计算的散度约 $-4 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ [计算方法参考 (刘健文等, 2005)], 另外模拟 20:30 的 900 hPa 风场 (与大邑和犍为风廓线在该高度层的风向和风速较一致, 可验证此模拟风场有较高可靠性) 在对流初生区域也存在东西向辐合区域 (图 12a), 且散度约 $-4 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, 因此, 边界层内平均水平散度约 $-4 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 。弱天气尺度强迫形势下, 不考虑变压, 边界层垂直速度计算公式 (刘健文等, 2005) 为

$$\omega_B - \omega_0 = \bar{D} \cdot \Delta p, \quad (1)$$

其中, ω_B 表示边界层顶垂直速度, ω_0 表示地面垂直速度, \bar{D} 表示边界层内平均水平散度, Δp 表示边界层内气压差。根据风速极大值方法 (Seibert et al., 2000), 从 20:00 温江探空和距离较近的大邑风廓线雷达的水平风速可知, 边界层最大风速所在高度约 1.5 km (图 5c), 因此取边界层高度为 1 km。温江探空显示地面至 1.5 km 高度的气压差约 93 hPa, 同时假设地面垂直速度近似为零, 计算得到边界层顶附近垂直速度约 0.3 m s^{-1} 。参照气块法, 假设辐合区域的地面暖湿空气块不与环境空气混合, 被地面辐合强迫抬升后按速度 0.3 m s^{-1} 上升 1 小时 (接近观测的辐合线形成与对流初生的时差) 后达到海拔高度 1.5 km 左右, 该高度接近前文计算的局地近似 LCL; 同时, 由于 850 hPa 约 5 m s^{-1} 偏东风 (图 4b 和图 11b) 作用下, 地面辐合暖湿空气块被抬升过程中将向西位移约 20 km, 正好位于上述对流单体所在位置。前文分析到地面辐合线未直接触发对流, 但由于边界层内的持续辐合作用 (图 12 显示玉屏山东侧边界层存在辐合流场) 使得地面暖湿空气能被抬升至 LCL 或 LFC, 从而触发对流。为了将边界层中上层抬升机制与地面辐合抬升区分开来, 本文将其称为“二次抬升机制”。那么会不会是边界层中上层辐合直接抬升触发对流呢? 将 925 hPa 作为第一抬升层后, CIN 增至 90.6 J kg^{-1} , CAPE 只有 890 J kg^{-1} , 同时 LFC 变为 3.2 km, 对流触发潜势条件明显减弱。

可能由前述的中尺度低压系统作用下, 09:35 峨眉山东侧平原上地面风由西北向转为东北向, 并与峨眉山东侧山谷谷口处的偏西下坡风形成地面辐合区 (图 7b), 该辐合最早出现在 21:00 左右, 约 30 分钟后距离辐合区约 12 km 的峨眉山东北侧“喇叭口”状山谷的两侧陡坡处新生对流 (图 6c)。地面暖湿空气被地面辐合抬升后, 在低层偏东风引导下在高海拔山谷地形强迫二次抬升后触发对流 (图略), 该初生对流的“二次抬升机制”应为地形机械强迫抬升机制。对流一般初生于移动型辐合线后部 20 km 范围内 (Wilson and Schreiber, 1986; Alexander et al., 2018), 图 7 显示上述地面辐合线都稳定少动, 但相对于低层偏东风来说, 对流也在地面辐合线后部 20 km 内初生, 这与已有研究结论较一致。

图 7c 还显示雷达站东侧平原上有南北向地面

辐合线, 该辐合线由玉屏山东侧对流带的冷池出流与环境偏东风辐合形成 (图略)。由于旧对流系统离辐合线较近 (小于 5 km), 且有较深厚的下沉气流会阻挡辐合线强迫抬升的暖湿空气向西移动 (肖现等, 2015), 因此, 在辐合线位置附近触发对流 (图 6d)。该初生对流在无“二次抬升机制”作用下由地面辐合线直接抬升暖湿空气触发的, 表明冷池出流形成的地面辐合的强迫抬升力强于下坡风或地形绕流形成的辐合线。图 7 显示虽然辐合线西侧冷池出流风速也较小, 但冷池造成辐合线西侧 22:00 的小时变温达到 -6°C (图略), 形成明显的水平温度梯度, 热力浮力抬升作用相对动力抬升作用更显著, 这与 Abulikemu et al. (2019) 研究结论一致。前述下坡风辐合线两侧温差仅为 $0\sim 3^\circ\text{C}$, 因此出流热力抬升力明显更强, 有利于对流直接接触。另外, 辐合线较对流初生时间早约 40 分钟形成, 这与前述辐合抬升机制的时间差接近。

图 7d 显示雷达站西北侧“三角形”平坝地区东北部存在由偏西向的下坡风和环境偏东风形成的辐合。当北上的零星残余对流云系翻山后移至平坝地区时 (图略), 地面辐合强迫抬升暖湿空气在低层偏东风作用下与残余对流单体前侧上升气流会形成耦合, 增强残余对流暖湿入流, 促使残余对流迅速增强发展 (图 6e)。虽然这种对流发展与前述初生对流从无到有的发展不同, 但其本质仍是近地层暖湿空气被强迫抬升至 LFC 触发对流, 其“二次抬升机制”为近地层强迫抬升暖湿气流与旧 (弱) 对流前侧上升气流耦合机制。

5.2 对流系统间接相互作用触发对流

上节分析的对流初生过程主要为地面辐合线强迫近地层暖湿空气后, 直接接触对流或再通过“二次抬升机制”触发新生对流, 即为“地基对流”。23:20 左右雷达站东侧 25 km 范围内有多个对流单体新生 (图 9b 黑框内), 但由于该区域受冷池影响后的边界层形成逆温层 (23:00 地面气温降至约 25°C , 接近 20:00 温江探空的 850 hPa 温度), 同时该区域附近地面风场为偏北冷出流在玉屏山阻挡下形成的回流, 无明显冷暖空气辐合 (图 7e), 因此此时的触发机制可能出现在边界层以上。23:01 雅安雷达 0.5° 仰角反射率因子图 (图 9a) 显示该区域主要为层状云系, 首次初生的中尺度系统 A (图 9a) 北移至 30.2°N 附近。径向速度图

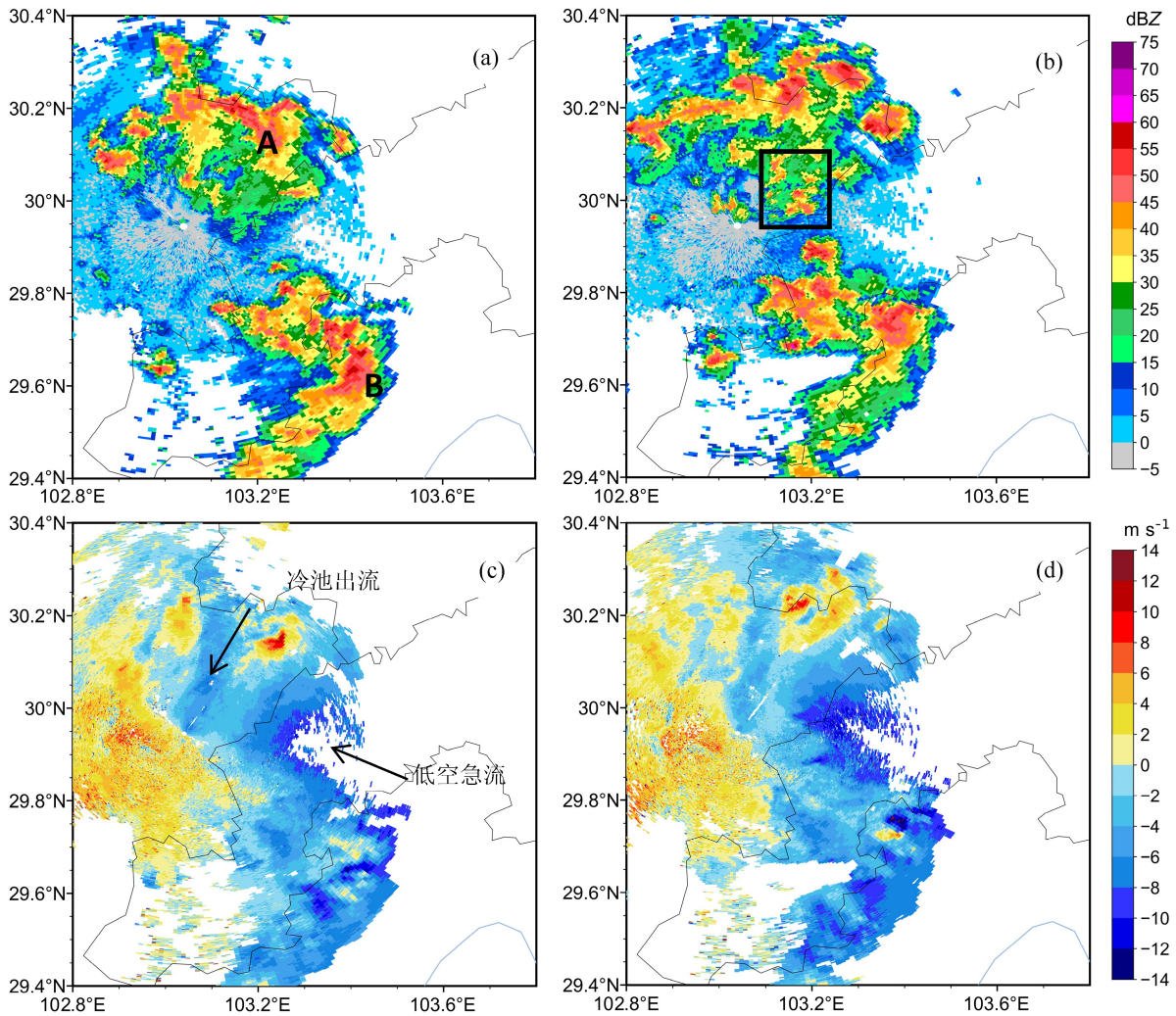


图9 2021年4日(a、c)23:01和(b、d)23:23雅安雷达站(a、b)0.5°仰角的反射率因子(单位:dBZ)和(c、d)径向速度(单位: $m s^{-1}$)的分布。

Fig. 9 Distributions of (a, b) reflectivity factor (units: dBZ) and (c, d) radial velocity (units: $m s^{-1}$) of Ya'an radar station at (a, c) 2301 BJT and (b, d) 2323 BJT on August 4, 2021.

(图9c)上回波带东西两侧有较明显的中气旋,其中东侧的中气旋具有气旋性旋转特征,西侧为反气旋性旋转特征,两个中气旋中间形成 $4\sim 6 m s^{-1}$ 偏北冷池出流,并在玉屏山阻挡作用下形成回流(图7e)。同时峨眉山东侧的强中尺度对流系统B(图9a)对应有明显的中气旋(图9c),更高层仰角径向图上中气旋的气旋性旋转强度更强(图略),该中尺度对流系统外围中低层东南向环境气流加速(参考图5b键为风廓线雷达结果,此时中低层环境气流速度约 $2\sim 4 m s^{-1}$)后形成约 $10 m s^{-1}$ 的低空急流,急流头位于总岗山南侧。23:23随着峨眉山东侧中尺度对流系统B的北移,低空暖湿急流的头部北移过总岗山,与雷达站东北侧的冷

出流(回流)汇合形成强辐合区(图9d),并触发了多个对流单体产生(图9b黑框内)。到23:50低空暖湿急流与玉屏山东侧堆积的冷池相互作用增强促使对流发展加强,又在沿玉屏山东侧形成一南北向对流带(图略),造成上述多对流单体新生处(图9b黑框内)有4个自动站在5日01:00的小时雨强超过 $40 mm$,其中最大雨强达到 $59.1 mm$ (站号为S7016)。上述分析表明中尺度对流系统A和B间接相互作用下,触发了新生对流。分析图9b黑框中初生对流系统的径向速度剖面(图略),辐合区高度集中在 $2\sim 3 km$,因此上述两支冷暖汇合气流均位于边界层以上,生成的深厚湿对流应为“高架对流”。另外发现辐合区高度高(高于雷达

站海拔高度 1.8 km)、强度较强(散度约 $-4 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$)且深厚(大于 2 km,可减少与环境干空气的混合产生的负浮力),有利于快速抬升暖湿空气到达 LFC 从而触发对流,因此对流初生时间几乎与辐合区形成时间一致,且位置也较一致。

6 地形在对流初生过程中的作用

在没有热力强迫的情况下,撞击地形气流对中尺度地形的响应是上升或绕过中尺度地形。对于绝热且层结稳定的均匀气流,该响应由无量纲的山体高度(M)和地形纵横比(r)两个参数确定,两个参数的计算公式如下:

$$M = N \times h_m / U, \quad (2)$$

$$r = y_a / x_a, \quad (3)$$

其中, N 是浮力频率的开方, h_m 是地形高度, U 是正交山体风速; x_a 和 y_a 是障碍山体横向和沿障碍山体方向的地形长度尺度。对于 $M \leq 1$ 和/或者 $r \ll 1$,气流倾向于直接沿地形上升(称为“非阻塞”流),沿迎风坡上升,对流起始往往在未阻塞流中集中在迎风坡上方。对于 $M > 1$ 且 $r > 1$,撞击气流倾向于在山体上游分裂并围绕山体偏转(称为“阻塞”流),在上游分离点附近以及分裂气流重新汇合的下游造成水平辐合(Smith, 1989)。浮力频率(N^2)的计算公式(Juckes, 2000)为

$$N^2 = g \frac{\partial \ln \theta}{\partial z}, \quad (4)$$

其中, θ 为位温(单位:K), z 为高度(单位:m)。对于总岗山而言,取 h_m 平均为 300 m,位温随高度变化参考图 4b,则 N 为 0.0114 s^{-2} 。从图 7a 可以看出在山体西段和东段,山体走向与其北侧的东北风向较一致,则 U 约为零,此段 $M \gg 1$,气流绕山而过;而在山体中段,山体走向与其北侧的东北风接近正交,则 U 约为 $2 \sim 4 \text{ m s}^{-1}$,此段 M 约等于 1,气流则翻山而过,这三股气流则在总岗山背风处形成持续的辐合线。

对于玉屏山而言,取 h_m 平均为 1000 m,位温随高度变化参考图 4b,则 N 为 0.0108 s^{-2} 。从图 7a 可以看出,玉屏山山体走向与总岗山北部近地层偏东风接近正交,则 U 约为 $2 \sim 6 \text{ m s}^{-1}$,此段 $M > 1$ 且 $r > 1$,玉屏山起着“阻塞”气流的作用,近地层偏东气流倾向于在玉屏山上游偏转,同总岗山西段绕流重合后沿玉屏山南下,该分析结论同图 7a 中

玉屏山东侧地面风为偏北风的实况较一致。同时对流初生处的南边为高大的峨眉山,由于浮力和压力梯度力的逆转,夜间形成规模不断增加的下坡流至平原地区(图 7b 和图 12a)。下坡流迫使沿玉屏山东侧南下气流转向为偏西风,使得总岗山背风处形成持续的显著辐合区域(图 7a、b)。另外,图 8b 显示 3 日和 4 日 19:00~20:00 风向转向过程中露点增大至 25°C ,1 小时增幅达 3°C ,而距离其东侧 20 km 的同海拔高度站点的露点一直维持在 22°C (图略),因此下坡流与绕流汇合促使玉屏山东侧边界层内水汽条件跃升。图 8b 显示露点增大使得局地 LCL 降低,随后的 21:00 便开始出现降水。Mueller et al. (1993) 发现在一个近中性的环境中,地面温度或露点温度扰动 $2^\circ\text{C} \sim 4^\circ\text{C}$ 可能对对流的初生是很重要的, Lee et al. (1991) 和 Crook (1996) 进行的数值模拟也表明,水汽混合比改变 1 g kg^{-1} 会对对流发展有重要影响。环境大气中水汽的增加不利于夹卷过程中的稀释和蒸发冷却作用来降低云的浮力,从而利于对流触发,这也可能是最初对流在玉屏山东侧中部触发的重要原因之一。

图 9a 中北边对流系统正处于龙门山东坡地带(图 1),陡峭地形使得对流系统移动缓慢的同时,还迫使冷池沿龙门山下坡向南流出。而图 9a 中南侧多个对流系统沿峨眉山东南侧排列分布,并绕着山体往北缓慢移动,其中位于山体东侧的对流系统发展最强且持续最长。该对流系统外围还伴随有中低层东南向急流(图 9c、d),其与龙门山陡坡处向南流出的冷气流相遇后触发了多个对流单体新生(图 9b)。那么为什么峨眉山东南侧对流系统强烈发展,并激发偏南低空急流呢?这是否与峨眉山的高海拔山地地形有关呢?为了解释这一系列问题,本文进行了地形敏感实验,由于 CTRL 方案中模拟出的峨眉山东南侧新生对流位于 800 米 m 海拔高度偏东风撞击峨眉山的位置(图略),为考察峨眉山高海拔地形作用同时还需 EXP 方案也能模拟出该对流系统的初生,因此本文在 EXP 方案中将峨眉山及附近地形降低到 900 米 m(图 2)。CTRL 模拟结果表明,对流系统触发前四川盆地中低层偏东风在峨眉山高山地形强迫作用下形成绕流,其中峨眉山东北侧的绕流(具有气旋性曲率特征)由东风转为东南风,再转为偏东风,使得峨眉山东北侧为正涡度区(图 10a 黑框)。而 EXP 模拟表明,峨眉山高度降低到 900 米 m 后,盆地中低层偏东风

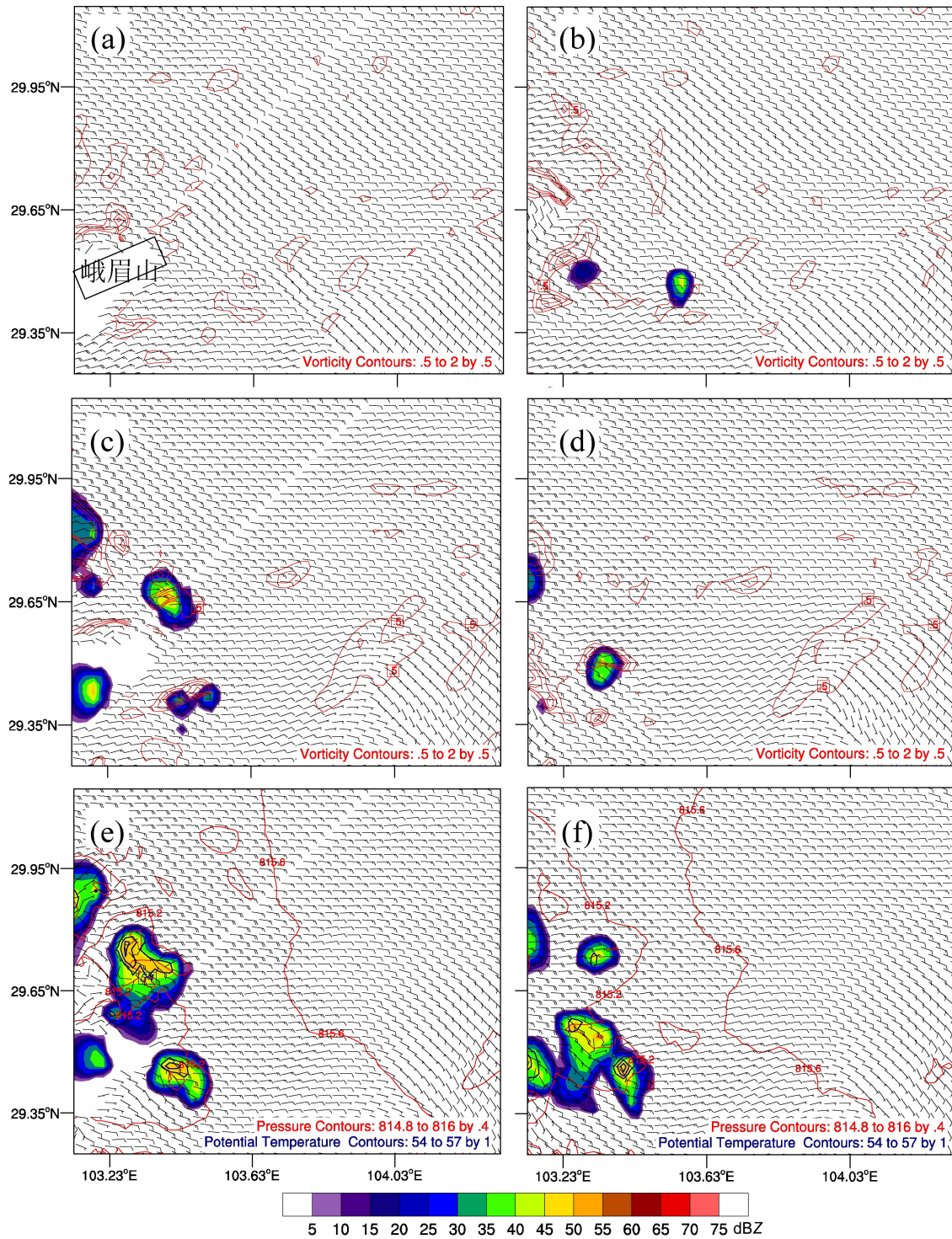


图 10 2021 年 8 月 4 日 (a、b) 20:00、(c、d) 21:30 和 (e、f) 22:00 CTRL (左列) 和 EXP 试验 (右列) 模拟的 2 km 高度的风场 (风羽, 单位: m s^{-1}) 以及雷达回波 (填色, 单位: dBZ) 分布, 其中 (a、b) 和 (c、d) 叠加相对涡度 (红色等值线, 单位: 10^{-3}s^{-1}), (e、f) 叠加气压场 (红色等值实线, 单位: hPa) 和 5 至 7 km 高度的平均位温 (蓝色等值实线, 单位: $^{\circ}\text{C}$)。

Fig. 10 Distributions of wind fields (wind barb, units: m s^{-1}) and radar echo (shadow, units: dBZ) at (a, b) 2000 BJT, (c, d) 2130 BJT, and (e, f) 2200 BJT on August 4, 2021 simulated by CTRL (left column) and EXP test (right column) at a height of 2 km. The relative vorticity (red contours, units: 10^{-3}s^{-1}) is superimposed on (a, b) and (c, d), while the pressure field (red contour, units: hPa) and average potential temperature at altitudes of 5 to 7 km (blue solid contour line, units: $^{\circ}\text{C}$) are superimposed on (e, f).

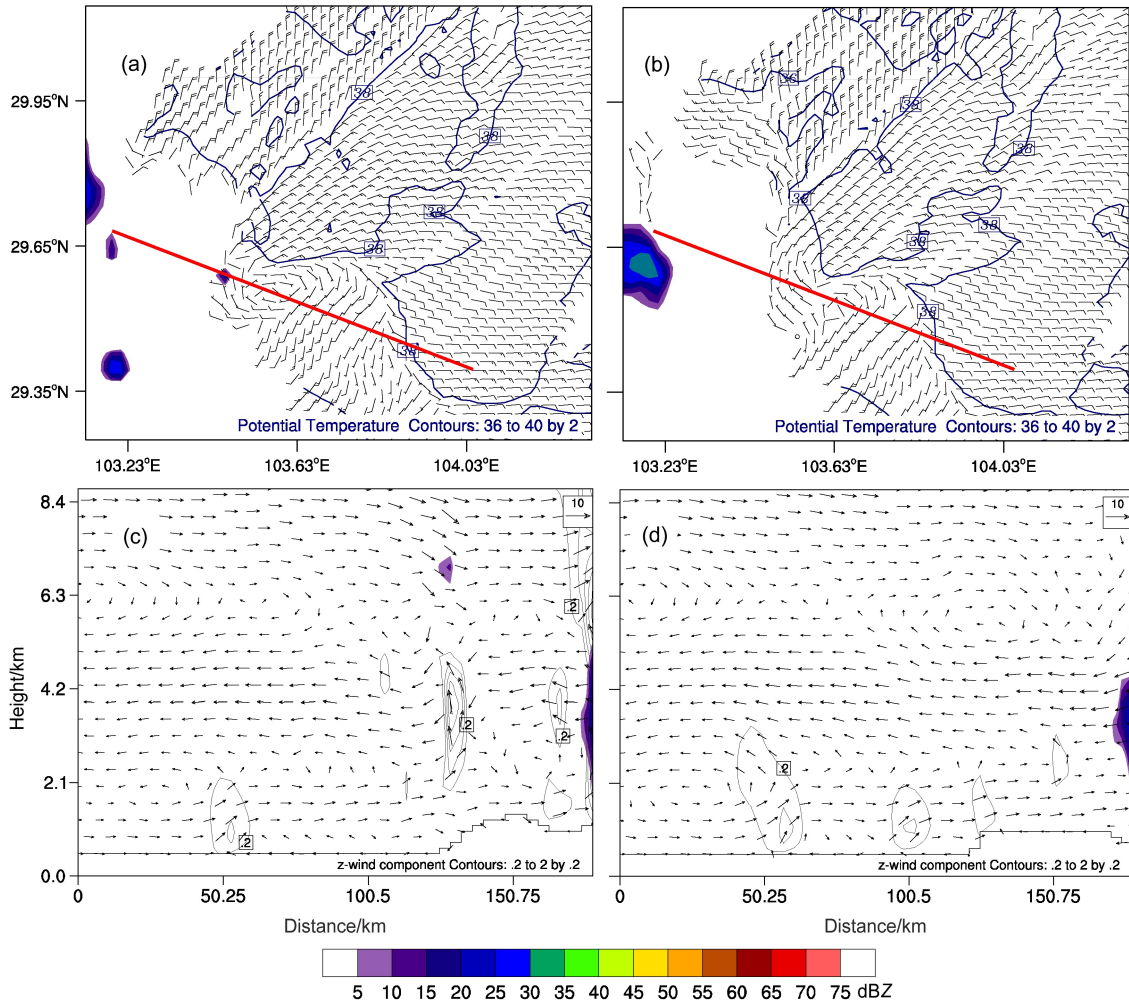


图 11 2021 年 8 月 4 日 (a、b) 21:00 CTRL (左列) 和 EXP (右列) 试验模拟的 0.6 km 高度的风场 (风羽, 单位: m s^{-1}) 以及雷达回波 (填色, 单位: dBZ)、位温 (蓝色等值实线, 单位: $^{\circ}\text{C}$) 分布。(c、d) 分别为沿着 (a、b) 的低层环境风方向 (红色直线) 水平风和垂直速度 (放大 10 倍) 的合成风矢量 (箭头, 单位: m s^{-1}) 叠加反射率因子 (填色, 单位: dBZ) 与垂直速度 (等值线, 单位: m s^{-1}) 垂直剖面 (横坐标为距离, 单位: km)。

Fig. 11 Wind field (wind barbs, units: m s^{-1}), radar echo (shadow, units: dBZ), and potential temperature (blue solid contour, units: $^{\circ}\text{C}$) simulated by CTRL (left column) and EXP test (right column) at an altitude of 0.6 km at (a, b) 2100 BJT on August 4, 2021. (c, d) are the composite wind vectors (arrows, units: m s^{-1}) of the horizontal wind and vertical velocity (magnified 10 times) along the simulated low-level environmental wind direction (red line) in (a, b), respectively, superimposed with reflectivity factor (shaded, units: dBZ) and vertical velocity (contours, units: m s^{-1}), the horizontal axis represents distance (units: km).

在山地附近无明显绕流, 且山体东北侧也无明显的正涡度区 (图 10b)。CTRL 试验 21:30 在峨眉山东北侧正涡度区模拟出一较强新生对流 (图 10c), 其向西北方向移动发展, 而 EXP 方案也模拟出一弱对流, 但受中低层较一致的偏东风影响, 该弱对流向西移动 (图 10d)。图 10e 显示 22:00 CTRL 模拟出的峨眉山东北侧对流系统继续向西北向移动, 并发展加强。对流在中高层释放的潜热形成了明显位温高值中心, 中心位置与强回波中心较一致。中

高层增温导致低层出现显著的低压中心, 但低压中心位置位于位温中心东侧约 5 km 处 (可能是由于在中高层偏西风作用下使得对流系统向东倾斜造成的), 导致对流系统东北侧外围气流加速形成速度为 10 m s^{-1} 的低空急流 (图 10e)。EXP 方案模拟的对流在 22:00 也有所发展, 但强度较弱, 低层无明显低压中心, 且其继续向西移动 (图 10f)。上述分析可以看出, 中低层偏东气流在峨眉山地形机械强迫作用下在其东北侧绕流并形成正涡度区, 该

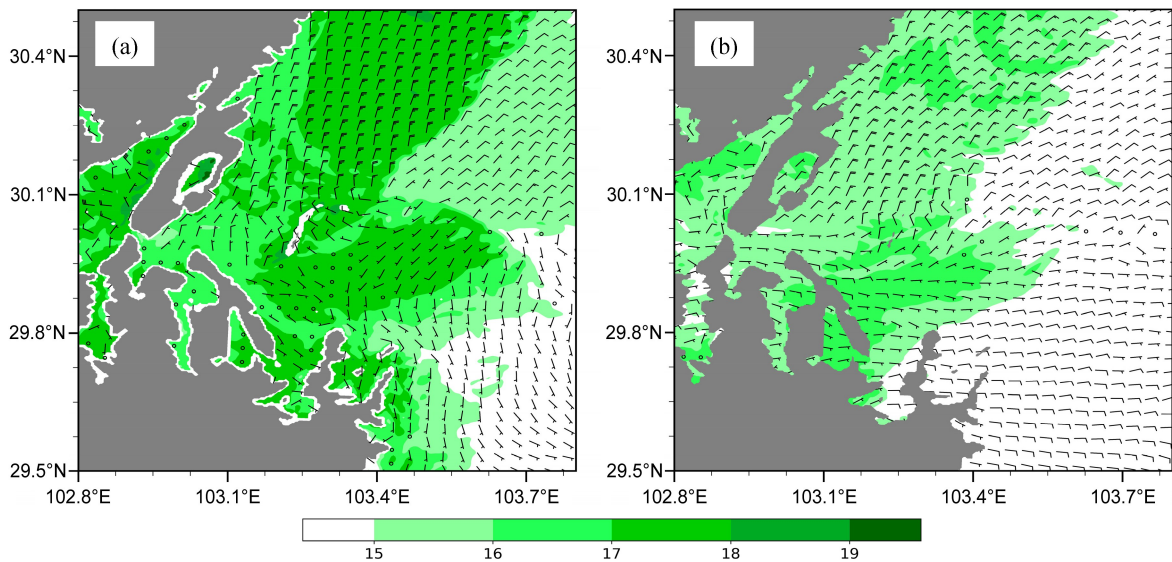


图 12 2021 年 8 月 4 日 20:30 模式模拟的 (a) 900 hPa、(b) 850 hPa 风场 (风羽, 单位: m s^{-1}) 和比湿 (填色, 单位: g kg^{-1}) 的分布, 灰色区域为海拔高于 1200 米地形。

Fig. 12 Distributions of simulated (a) 900 hPa and (b) 850 hPa wind fields (wind barb, units: m s^{-1}) and specific humidity (shaded, units: g kg^{-1}) at 2030 BJT on August 4, 2021. The gray area is the terrain with altitude higher than 1200 m.

正涡度区有利于对流加强发展, 当强对流发展至成熟阶段时容易在其东北侧的低层形成低压中心, 从而激发对流系统外围低空急流的形成。另外, 由于中层为弱的西南东北向气流为主 (图略), 中低层偏东风在地形强迫作用下转为东南风, 有利于对流系统向西北方向移动, 从而有利于低空急流北移与上述沿龙门山南下的冷池出流相遇后触发“高架对流”。因此, 这种类型的对流触发机制与峨眉山及附近的高海拔山地有密切关系, 可能为青藏高原东坡地带特有的一种对流触发机制。

前文通过分析实况表明, 峨眉山形成的下坡风与近地层环境暖湿气流辐合后, 暖湿空气继续在峨眉山山谷的机械强迫抬升作用下触发新生对流 (图 6c)。为了进一步佐证该初生对流的“二次抬升机制”是为地形机械强迫抬升机制, 以图 10c 中模拟的峨眉山东侧强对流单体 (简称为单体 A) 为例, 分析其对流触发过程。8 月 4 日 21:00 控制性模拟表明近地层的偏东暖湿气流与地形下坡偏西风 and 南下的偏北风在峨眉山东南侧相遇形成气旋性辐合流场, 此时单体 A 在辐合流场西侧的地形陡坡处初生。沿着模拟低层环境风方向 (图 11 中红色直线) 穿过该初生对流的剖面图 (图 11c) 显示, 在沿剖面距离 50 km 处由下坡风与暖湿气流辐合形成一强度弱且浅薄 (小于 2 km) 的上升运动区,

将近地层的偏东暖湿抬升至 1~2 km 高度, 并在低层偏东引导气流作用下继续向西移至峨眉山陡坡处。在地形强迫抬升作用下, 暖湿空气继续被抬升至 LFC 后, 形成强且深厚的上升运动区, 从而触发对流。21:30 单体 A 发展加强, 其入流气流仍为近地层辐合线抬升的后的近地层暖湿空气 (图略)。而敏感试验模拟显示, 将峨眉山 0.9 km 高度以上地形削掉后, 地形下坡风强度减弱, 与近地层暖湿气流形成的辐合线偏西约 10 km (图 11a 和 b)。该辐合线强迫抬升的近地层暖湿气流在经过峨眉山时, 由于没有 1 km 高度以上地形的强迫抬升使其未达到 LFC, 从而未形成强上升运动区, 也未形成初生对流。因此, 下坡风作用下形成的地面辐合线难以直接触发对流, 需边界层中上层存在“二次抬升机制”配合才容易触发对流 (图 12)。

7 结论与讨论

本文利用多源高分辨率资料研究表明, 此次过程属于弱天气尺度强迫下的暖区暴雨过程, 500 hPa 无明显影响系统。整个过程的对流活动主要分为三个阶段, 其中第二阶段对流发展最为旺盛, 中层的中尺度低压系统为第二阶段对流触发和发展提供了有利的动力和热力条件。另外, 利用近地层不同海拔高度自动站数据替代距离较远的探空站数据后,

计算出的大气环境物理量参数是有助于对流触发和发展的,其更能真实反映局地的对流触发潜势条件。在上述研究基础上本文着重对过程中的第二阶段对流触发机制进行了深入的分析,揭示了一些新的 CI 触发机制及其特性。主要结论如下:

(1) 下坡风和地形绕流作用下形成的地面辐合线抬升力较弱,较难直接触发对流,需有边界层中上层存在“二次抬升机制”配合才容易触发对流,“二次抬升机制”包括环境大气辐合抬升、高海拔地形机械强迫抬升、移动的残余弱对流系统前侧上升气流耦合抬升机制。而冷池出流作用下形成的地面辐合线抬升力较强,容易直接触发对流。

(2) 盆地中低层偏东气流在峨眉山地形机械强迫作用下在其东北侧绕流并形成正涡度区,该正涡度区有利于对流加强发展,当强对流发展至成熟阶段时容易在其东北侧的低层形成低压中心,从而激发对流系统外围低空急流的形成。另外,中低层偏东风在地形强迫作用下转为东南风,促使对流系统向西北方向移动,从而有利于低空急流北移与上述沿龙门山南下的冷池出流相遇后触发“高架对流”。因此,这种类型的对流触发机制与峨眉山及附近的高海拔山地有密切关系,可能为青藏高原东坡地带特有的一种对流触发机制。

(3) 不同触发机制作用下,升力形成与对流启动的时差和距离有所不同。下坡风以及冷池出流与环境气流形成地面辐合线后约 30 分钟至 1 小时内触发对流,但由于冷池出流的热力作用明显且无“二次抬升机制”,对流启动位置接近地面辐合线,而下坡风作用下 CI 位置处于地面辐合线 20 km 范围内,并接近“二次抬升机制”所在位置。对流系统间接相互作用形成辐合区高度较高、强度较强且深厚,有利于快速抬升暖湿空气到达 LFC 从而触发对流,辐合区形成时间几乎与对流初生时间一致,且位置也较一致。

上述研究表明在弱天气尺度强迫下的暴雨天气过程中,预报员通过加强风廓线雷达、天气雷达以及加密自动站等高时空分辨率的探测资料的分析应用,可在一定程度上提高暖区暴雨的预警水平。另外需加强研究复杂地形区高时空分辨率观测资料的循环同化方法,使其可捕捉到中尺度低压系统,同时构建更准确的局地大气物理量参数。改进模式中的对流触发函数,一方面已有对流参数化方案(比如 Kain-Fritsch 对流参数化方案)中的触发函数是从

近地层到高层逐模式层搜索满足触发深对流条件的上升气流源层,可能没考虑多层升力共同作用触发对流的情况;另一方面使其可表征复杂地形区对流系统相互间接作用下形成的对流触发机制,从而提升中尺度数值模式在复杂地形区的暖区暴雨预报水平。本文所得结论在一定程度上是通过假设或者近似计算情况下得到的,同时上述结论是对通过有限资料对弱天气尺度强迫下的暴雨个例进行分析研究所得,是否具有普适性,还需通过对更多同类个例进行研究总结。

致谢 十分感谢审稿人细致的审查和宝贵的建议。

参考文献 (References)

- Alexander L S, Sills D M L, Taylor P A. 2018. Initiation of convective storms at low-level mesoscale boundaries in southwestern Ontario [J]. *Wea. Forecasting*, 33(2): 583–598. doi:10.1175/WAF-D-17-0086.1
- Barthlott C, Adler B, Kalthoff N, et al. 2016. The role of Corsica in initiating nocturnal offshore convection [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 142(S1): 222–237. doi:10.1002/qj.2415
- Bennett L J, Browning K A, Blyth A M, et al. 2006. A review of the initiation of precipitating convection in the United Kingdom [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 132(617): 1001–1020. doi:10.1256/qj.05.54
- 蔡芩宁, 周庆亮, 钟青, 等. 2007. 边界层参数化对“雅安天漏”降水数值模拟的影响 [J]. *气象*, 33(5): 12–19. Cai Xiangning, Zhou Qingliang, Zhong Qing, et al. 2007. Impact of boundary layer parameterization on numerical simulation of “Ya-An-Tian-Lou” [J]. *Meteor. Mon. (in Chinese)*, 33(5): 12–19. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2007.5.002
- 湛芸, 陈涛, 汪玲瑶, 等. 2019. 中国暖区暴雨的研究进展 [J]. *暴雨灾害*, 38(5): 483–493. Chen Yun, Chen Tao, Wang Lingyao, et al. 2019. A review of the warm-sector rainstorms in China [J]. *Torr. Rain Dis. (in Chinese)*, 38(5): 483–493. doi:10.3969/j.issn.1004-9045.2019.05.010
- Crook N A. 1996. Sensitivity of moist convection forced by boundary layer processes to low-level thermodynamic fields [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 124(8): 1767–1785. doi:10.1175/1520-0493(1996)124<1767:SOMCFB>2.0.CO;2
- 崔新艳, 陈明轩, 秦睿, 等. 2021. 对流初生机理的研究进展 [J]. *气象*, 47(11): 1297–1318. Cui Xinyan, Chen Mingxuan, Qin Rui, et al. 2021. Research advances in the convective initiation mechanisms [J]. *Meteor. Mon. (in Chinese)*, 47(11): 1297–1318. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2021.11.001
- 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 Chuhui, Li Guoping, Niu Jinlong, 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 (in Chinese), 46(4): 989–1001. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2205.21205
- Juckes M N. 2000. The static stability of the midlatitude troposphere: The relevance of moisture [J]. J. Atmos. Sci., 57(18): 3050–3057. doi:10.1175/1520-0469(2000)057<3050:TSSOTM>2.0.CO;2
- Kirshbaum D, Adler B, Kalthoff N, et al. 2018. Moist Orographic Convection: Physical Mechanisms and Links to Surface-Exchange Processes [J]. Atmosphere, 9(3): 80. doi:10.3390/atmos9030080
- Langhans W, Gohm A, Zängl G. 2011. The orographic impact on patterns of embedded convection during the August 2005 alpine flood [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 137(661): 2092–2105. doi:10.1002/qj.879
- Lee B D, Farley R D, Hjelmfelt M R. 1991. A numerical case study of convection initiation along colliding convergence boundaries in Northeast Colorado [J]. J. Atmos. Sci., 48(21): 2350–2366. doi:10.1175/1520-0469(1991)048<2350:ANCSOC>2.0.CO;2
- 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 Yueqing, Zhang Xiaochun. 2011. Main advances in the research of “Yaan Sky Leakage” [J]. Torr. Rain Dis. (in Chinese), 30(4): 289–295. doi:10.3969/j.issn.1004-9045.2011.04.001
- 刘健文, 郭虎, 李耀东, 等. 2005. 天气分析预报物理量计算基础 [M]. 北京: 气象出版社, 148–149. Liu Jianwen, Guo Hu, Li Yaodong, et al. 2005. Calculation Basis of Weather Analysis and Forecast Physical Quantity (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 148–149.
- 刘洲洋, 俞小鼎, 王秀明, 等. 2018. 中国泛华北地区冷季高架对流特征气候统计分析 [J]. 气象, 44(2): 258–267. Liu Zhouyang, Yu Xiaoding, Wang Xiuming, et al. 2018. Climatology of cold season elevated convection in northern China [J]. Meteor. Mon. (in Chinese), 44(2): 258–267. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2018.02.005
- 卢萍, 杨康权, 李英. 2017. 基于加密探空资料对不同海拔高度台站边界层大气的对比分析 [J]. 大气科学, 41(6): 1234–1245. Lu Ping, Yang Kangquan, Li Ying. 2017. A comparative analysis of atmospheric boundary layer based on intensive sounding data at different altitude stations [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 41(6): 1234–1245. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1704.16230
- Markowski P, Richardson Y. 2010. Mesoscale Meteorology in Midlatitudes [M]. Hoboken: Wiley-Blackwell, 430pp. doi:10.1002/9780470682104
- Marshall J H, Trier S B, Weckwerth T M, et al. 2011. Observations of elevated convection initiation leading to a surface-based squall line during 13 June IHOP_2002 [J]. Mon. Wea. Rev., 139(1): 247–271. doi:10.1175/2010MWR3422.1
- 闵涛, 吴筱. 2022. 四川盆地西部一次暖区暴雨成因分析 [J]. 高原山地气象研究, 42(S1): 49–53. Min Tao, Wu Xiao. 2022. Cause analysis of a warm-sector heavy rainfall event in western Sichuan Basin [J]. Plateau Mountain Meteor. Res. (in Chinese), 42(S1): 49–53. doi:10.3969/j.issn.1674-2184.2022.Z1.010
- 闵涛, 吴亚平, 吴筱, 等. 2019. 雅安区域性暖区暴雨特征及其概念模型的建立 [J]. 气象研究与应用, 40(3): 38–42. Min Tao, Wu Yaping, Wu Xiao, et al. 2019. Characteristics of rainstorm in Ya'an regional warm zone and its conceptual model establishment [J]. J. Meteor. Res. Appl. (in Chinese), 40(3): 38–42. doi:10.3969/j.issn.1673-8411.2019.03.009
- Mueller C K, Wilson J W, Andrew Crook N. 1993. The utility of sounding and mesonet data to nowcast thunderstorm initiation [J]. Wea. Forecasting, 8(1): 132–146. doi:10.1175/1520-0434(1993)008<0132:TUOSAM>2.0.CO;2
- 彭贵康, 柴复新, 曾庆存, 等. 1994. “雅安天漏”研究 I: 天气分析 [J]. 大气科学, 18(4): 466–475. Peng Guikang, Chai Fuxin, Zeng Qingcun, et al. 1994. Research on “Ya-An-Tian-Lou”. Part I: Weather analysis [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 18(4): 466–475. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1994.04.11
- Reif D W, Bluestein H B. 2018. Initiation mechanisms of nocturnal convection without nearby surface boundaries over the Central and Southern Great Plains during the warm season [J]. Mon. Wea. Rev., 146(9): 3053–3078. doi:10.1175/MWR-D-18-0040.1
- Roberts R D, Rutledge S. 2003. Nowcasting storm initiation and growth using GOES-8 and WSR-88D data [J]. Wea. Forecasting, 18(4): 562–584. doi:10.1175/1520-0434(2003)018<0562:NSIAGU>2.0.CO;2
- Seibert P, Beyrich F, Gryning S E, et al. 2000. Review and intercomparison of operational methods for the determination of the mixing height [J]. Atmos. Environ., 34(7): 1001–1027. doi:10.1016/S1352-2310(99)00349-0
- 盛杰, 毛冬艳, 沈新勇, 等. 2014. 我国春季冷锋后的高架雷暴特征分析 [J]. 气象, 40(9): 1058–1065. Sheng Jie, Mao Dongyan, Shen Xinyong, et al. 2014. Analysis on characteristics of elevated thunderstorms behind cold fronts in China during spring [J]. Meteor. Mon. (in Chinese), 40(9): 1058–1065. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2014.09.003
- 师锐, 何光碧. 2013. 一次沿川西高原东麓地带的强降雨过程分析 [J]. 高原山地气象研究, 33(2): 1–9. Shi Rui, He Guangbi. 2013. The genesis of extreme heavy rainfall event on the steep terrain of eastern Qinghai-Xizang Plateau [J]. Plateau Mountain Meteor. Res. (in Chinese), 33(2): 1–9. doi:10.3969/j.issn.1674-2184.2013.02.001
- Smith R B. 1989. Hydrostatic airflow over mountains [J]. Adv. Geophys., 31: 1–41. doi:10.1016/S0065-2687(08)60052-7
- 苏爱芳, 郑永光, 张宁, 等. 2022. 边界层辐合线触发深厚湿对流研究进展 [J]. 气象学报, 80(2): 177–189. Su Aifang, Zheng Yongguang, Zhang Ning, et al. 2022. A review of research on boundary convergence lines triggering of deep and moist convection [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 80(2): 177–189. doi:10.11676/qxxb2022.013
- Trier S B, Kehler S D, Hanesiak J. 2020. Observations and simulation of elevated nocturnal convection initiation on 24 June 2015 during PECAN [J]. Mon. Wea. Rev., 148(2): 613–635. doi:10.1175/MWR-D-19-0218.1
- Tuttle J D, Davis C A. 2006. Corridors of warm season precipitation in the central United States [J]. Mon. Wea. Rev., 134(9): 2297–2317. doi:10.1175/MWR3188.1

- Walker J R, MacKenzie Jr W M, Mecikalski J R, et al. 2012. An enhanced geostationary satellite-based convective initiation algorithm for 0-2-h nowcasting with object tracking [J]. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 51(11): 1931-1949. doi:[10.1175/JAMC-D-11-0246.1](https://doi.org/10.1175/JAMC-D-11-0246.1)
- Wang Q W, Xue M, Tan Z M. 2016. Convective initiation by topographically induced convergence forcing over the Dabie Mountains on 24 June 2010 [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 33(10): 1120-1136. doi:[10.1007/s00376-016-6024-z](https://doi.org/10.1007/s00376-016-6024-z)
- Weckwerth T M. 2000. The effect of small-scale moisture variability on thunderstorm initiation [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 128(12): 4017-4030. doi:[10.1175/1520-0493\(2000\)129<4017:TEOSSM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2000)129<4017:TEOSSM>2.0.CO;2)
- Weckwerth T M, Bennett L J, Jay Miller L, et al. 2014. An observational and modeling study of the processes leading to deep, moist convection in complex terrain [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 142(8): 2687-2708. doi:[10.1175/MWR-D-13-00216.1](https://doi.org/10.1175/MWR-D-13-00216.1)
- Weckwerth T M, Hanesiak J, Wilson J W, et al. 2019. Nocturnal convection initiation during PECAN 2015 [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 100(11): 2223-2239. doi:[10.1175/BAMS-D-18-0299.1](https://doi.org/10.1175/BAMS-D-18-0299.1)
- Wilson J W, Schreiber W E. 1986. Initiation of convective storms at radar-observed boundary-layer convergence lines [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 114(12): 2516-2536. doi:[10.1175/1520-0493\(1986\)114<2516:IOCSAR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1986)114<2516:IOCSAR>2.0.CO;2)
- Wilson J W, Roberts R D. 2006. Summary of convective storm initiation and evolution during IHOP: Observational and modeling perspective [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 134(1): 23-47. doi:[10.1175/MWR3069.1](https://doi.org/10.1175/MWR3069.1)
- Wu M W, Luo Y L. 2016. Mesoscale observational analysis of lifting mechanism of a warm-sector convective system producing the maximal daily precipitation in China mainland during pre-summer rainy season of 2015 [J]. *J. Meteor. Res.*, 30(5): 719-736. doi:[10.1007/s13351-016-6089-8](https://doi.org/10.1007/s13351-016-6089-8)
- 肖现, 陈明轩, 高峰等. 2015. 弱天气系统强迫下北京地区对流下山演变的热动力机制 [J]. *大气科学*, 39(1): 100-124
- Xiao Xian, Chen Mingxuan, Gao Feng, et al. 2015. A Thermodynamic Mechanism Analysis on Enhancement or Dissipation of Convective Systems from the Mountains under Weak Synoptic Forcing. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 39(1): 100-124.
- 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 Rucong, Li Jian, Chen Haoming, et al. 2021. Diurnal Variation of Precipitation in China. Beijing: Science Press, 56-60.
- 郑永光, 陈炯. 2022. 大气湿对流的类型和深厚湿对流触发机制综述 [J]. *北京大学学报自然科学版*, 58(6): 1141-1152.
- Zheng Yongguang, CHEN Jiong. 2022, Review of Atmospheric Moist Convection Categories and Triggering Mechanism of Deep Moist Convection [J]. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis*, 58(6): 1141-1152. doi:[10.13209/j.0479-8023.2022.093](https://doi.org/10.13209/j.0479-8023.2022.093)