四川盆地西部龙门山地形强迫下局地特大暴雨形成机制*

肖红茹[1, 2] 谌芸[3] 龙柯吉[1] 曹萍萍[1] 安琳莉[1] 黄楚惠[1]

于承源[4]

1 四川省气象台，成都 610072

2 高原与盆地暴雨旱涝灾害四川省重点实验室，成都 610072

3 国家气象中心，北京 100081

4 安徽大学纽约石溪学院，合肥 230039

提 要：基于常规观测、卫星和雷达观测与 ERA5 分析资料，对 2023 年 7 月 11 日四川盆地西部局地特大暴雨的强降水特征、环境条件和中尺度系统演变特征进行分析，并通过地形抬升速度、中尺度动力学诊断和潜热作用分析，探讨对流触发、组织化和维持的可能物理机制。结果表明：本次暴雨为弱天气系统强迫下高原边坡暖区暴雨，由一个多单体线状风暴形成的 β 中尺度对流系统造成，区别于天气尺度系统强迫显著的盆地大范围暴雨，降水具有窄带状、准静止、列车效应等特点，短时强降水持续 8～9h，最大小时雨强 83.7 mm h^{-1}，12 h 累计降水量 371.9 mm，强降水集中在龙门山北段峡谷地形与陡峭迎风坡，地形特征明显。入夜后山风在谷底堆积形成冷垫，边界层东南暖湿气流沿冷垫爬升，首先触发局地弱对流；午夜东南低空急流建立，增强了迎风坡强迫抬升速度，对流增强；同时受地形屏障，山前形成东北风绕流，与环境东南风形成切变线，对流沿地形组织化发展。另一方面，高原与盆地夜间热力差异形成强水平温度梯度加强山前低空垂直风切变，即地形热力强迫作用有利山前边界层东南气流加速，进而有利对流组织发展。对流潜热释放-正涡度发展正反馈加强上升运动、高低层冷暖平流增强不稳定、东南急流水汽持续补给三者协同，导致对流长时间维持，造成强降水。

关键词：四川盆地西部，突发性暖区暴雨，地形强迫，β 中尺度对流系统，垂直风切变，潜热释放

Formation Mechanism of Localized Extremely Torrential Rain under Orographic Forcing of the Longmen Mountains in the Western Sichuan Basin

XIAO HongRu[1,2] CHEN Yun[3] LONG KeJi CAO Pingping AN Linli HUANG Chuhui YU Chengyuan[4]

1 Sichuan Meteorological Observatory，Chengdu 610072

2 Heavy Rain and Drought-Flood Disasters in Plateau and Basin Key Laboratory of Sichuan Province，Chengdu 610072

3 National Meteorological Centre，Beijing 100081

4 New York Stony BrookInstitute at Anhui University, Hefei 230039

*四川省科技赋能防灾减灾救灾“揭榜挂帅”“二次榜单”项目（2025YFNH0006、2025YFNH0001）、国家重点研发计划(2023YFC3007502)、国家自然科学基金重点项目（52239006）、高原与盆地暴雨旱涝灾害四川省重点实验室基金项目（SCQXKJZDGG202401）、中国气象局创新发展专项（CXFZ2023J016）

第一作者：肖红茹，主要从事天气预报预警工作和高原东侧灾害性天气研究.E-mail：13927919@qq.com

通讯作者：谌芸，主要从事中尺度天气研究.E-mail：chenyun@cma.gov.cn

Abstract：Using conventional observations, satellite and radar observations as well as ERA5 reanalysis data, this paper analyzes the characteristics, environmental conditions and mesoscale system evolution of the localized extremely torrential rain event that occurred in the western Sichuan Basin on 11 July 2023. Furthermore, through analyzing the orographic lifting velocity, mesoscale dynamical diagnostics and latent heating effects, the paper investigates the possible physical mechanisms responsible for the initiation, organization and maintenance of the severe convection. The results show that this extremely torrential rain event was of warm-sector heavy precipitation the plateau slope under weak large-scale synoptic forcing, caused by a meso-β-scale convective system originating from a multi-cell linear storm. It differed from large-scale basin-wide rainstorms driven by significant synoptic-scale forcing, and featured a narrow, quasi-stationary band with a notable train echo effect. The heavy precipitation lasted for 8-9 h, with maximum hourly rainfall intensity reaching 83.7 mm h^{-1} and 12 h accumulated precipitation getting to 371.9 mm. Extremely torrential rain was concentrated in the canyon and steep windward slopes of the northern Longmen Mountains, highlighting the prominent role of topography. After nightfall, mountain breezes accumulated at the valley bottom, forming a cold pool. The warm-moist southeasterly flow within the boundary layer rode up over this cold pool, initially triggering the local weak convection. At midnight, the establishment of the southeasterly low-level jet enhanced the orographically forced lifting rate on the windward slopes, intensifying the convection. Simultaneously, influenced by topographic blocking, a northeasterly diverted flow developed in front of the mountains, forming a shear line with the ambient southeasterly wind. This facilitated the organized development of convection along the terrain. On the other hand, the nocturnal thermal contrast between the plateau and the basin generated a pronounced horizontal temperature gradient that reinforced the low-level vertical wind shear in front of the mountains, that is, the orographic thermal forcing favored the acceleration of the boundary-layer southeasterly flow in the foothill area, further promoting the organized development of convection. Overall, the synergy of three processes—the positive feedback between convective latent heat release and positive vorticity development enhancing upward motion, the cold/warm advections at upper/lower levels amplifying instability, and the continuous moisture supply by the southeasterly jet — caused prolonged heavy convection and, at last, the extremely torrential rain.

Keywords： western Sichuan Basin， sudden warm-sector torrential rain，orographic forcing，meso-β-scale system（β-MCS）， vertical wind shear latent heat release

引言

陆地上不同尺度地形对大气运动产生的不同动力、热力效应给天气气候带来影响。例如，青藏高原大地形的热力、动力作用不仅调控着东亚雨带的发展和进退（Xu et al，2010），还对我国暴雨天气影响系统高原涡和西南涡的生成具有重要作用（陈伯民等，1996；李国平和刘红武，2006；赵平和孙淑清，1991）。中小尺度地形影响降水的热力、动力和微物理效应非常复杂，是局部异常天气产生的一个重要因素。近年来，我国因中尺度地形的迎风坡强迫抬升与绕流辐合作用造成水汽和不稳定能量在局地堆积，触发对流发生发展并维持导致极端或突发性强降水事件频发（Kang et al，2019；苏爱芳等，2022；荆浩等，2024）。地形作用促使冷池快速下山，冷池出流与暖湿气流交汇辐合抬升导致局地雷暴新生加强带来突发性局地强降水（章翠红等，2018；杨晓亮等，2023）。在突发性暖区暴雨过程中，小尺度地形迎风坡强迫抬升（伍志方等，2018）、喇叭口地形绕流辐合及峡谷地形效应（黄楚惠等，2022）往往是初生对流的有利触发条件。

四川盆地西部处于青藏高原与盆地过渡带，地形复杂，夏季暴雨、短时强降水（小时雨强≥20 mm h^{-1}）频次高于盆地东部（罗亚丽等，2020;周秋雪等，2015；冉津江等，2023），是我国突发性山地暴雨高发区（李国平等，2021）。过去对盆地西部暴雨的研究中指出，高原低涡、西南低涡、西风槽、西南急流等是暴雨主要的影响系统，同时西太平洋副热带高压

（以下简称副高）西伸，形成东高西低的天气形势（孙建华等，2015；肖递祥等，2017；郭云云等，2022；张芳等，2022），此类暴雨系统强迫显著，随着数值预报技术的提升，可预报性不断提高。盆地西部暖区暴雨，尤其是高原边坡地形下的突发性暴雨，局地性强、雨强大，天气尺度系统强迫弱，模式对对流触发和组织过程刻画能力有限，是当前预报难点之一。已有研究多集中在天气过程特征或统计特征分析（杨康权等，2017；肖递祥等，2020；肖红茹等，2021）。罗辉等（2020）利用雷达资料对盆地暖区暴雨过程的回波特征进行分析，并采用机器学习方法来识别强回波。付智龙等（2022）对盆地西部一次暖区暴雨的动力诊断和数值模拟，讨论影响暴雨过程的山地-平原环流的形成机理及其对地面热源的响应。针对高原边坡陡峭地形下系统强迫弱的局地暖区强降水过程，其对流的触发、组织化及其长时间维持的机制仍不清晰，还缺乏定量化的机制解释。

2023 年 7 月 11 日，四川盆地西部龙门山突发特大暴雨，过程中无明显低涡、锋面等系统影响，短时强降水持续时间超过 6h，主观预报和模式预报出现漏报。本文从观测分析角度出发，在理清降水发生发展及其对流中尺度系统结构特征的基础上，重点针对暴雨中尺度系统的对流触发、组织化和维持机制，聚焦弱天气强迫背景下的局地动力-热力耦合过程分析，试图为高原东坡复杂地形区暖区暴雨的预报提供可参考的物理依据。

1 资料与方法

本文所用资料包括： 2023 年 7 月 10 日 20 时至 11 日 20 时（北京时，下同）的四川国家级自动气象观测站的逐小时地面常规观测资料，20 时高空常规观测资料，区域自动气象观测站的逐小时气温、风向、风速及小时降水量； FY-4A 云顶亮温（TBB）资料（分辨率 4min×0.04°）和绵阳 S 波段多普勒天气雷达基数据（时间分辨率 6min，空间分辨率 250m×1°）；ERA5 再分析资料（时间分辨率 1h，空间分辨率 0.25°×0.25°），下载地址 https://cds.climate.copernicus.eu/；地形数据来源于 SRTM（Shuttle Radar Topography Mission），分辨率 30 m，下载地址 https://www.earthdata.nasa.gov/data/instruments/srtm。

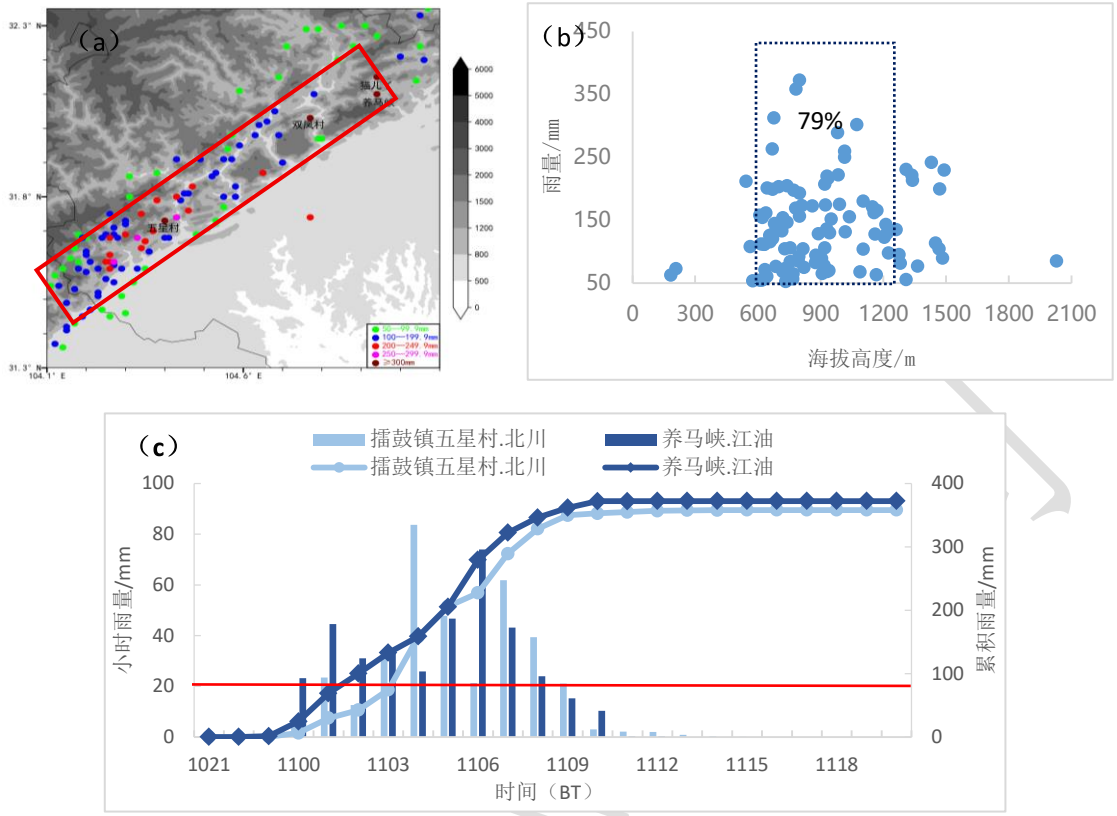
2 地形概况及过程降水实况

龙门山脉位于四川盆地西缘，呈东北—西南走向，海拔一般在 2700～3000 m，与成都平原高差达 2000 m 以上，其北段为龙门山断裂带，存在自西北向东南倾斜的陡峭坡面，地形复杂，高山峡谷纵横，海拔 600～2000 m，峡谷内分布有多个向东南开口的小型喇叭口地形（图 1a）。

2023 年 7 月 10 日 20 时至 11 日 20 时，龙门山北段沿山出现大暴雨到特大暴雨，雨带沿复杂山地呈窄带状，长约 230 km，宽约 20～25 km，具有明显局地特征。大暴雨以上强降水出现在峡谷地区或迎风坡，对应海拔普遍在 600～1200 m 间（占比 79%）（图 1b），累计降水量超过 300 mm 的四个站点养马峡（372.3 mm）、五星村（358 mm）、双凤村（312.6 mm）和猫儿丫（301.8 mm）均位于山谷喇叭口地形区（图 1a），紧靠雨带东侧的江油、安州两个国家站位于相对平坦区域，累计降水量只有小到中雨。地形降水特征明显，区别于盆地西部大范围的暴雨过程。

小时降水分布显示，10 日 23 时，暴雨区开始出现弱降水；11 日 00 时，降水开始加强，但比较分散，养马峡和五星村附近小时雨强达到或超过 5 mm h^{-1}，个别站点出现短时强降水，最大达 23.2 mm h^{-1}；02 时，养马峡和五星村附近降水进一步增强，多个站点出现短时强降水，最大雨强 43.9 mm h^{-1}；03-09 时，强降雨持续，养马峡到五星村沿线短时强降水呈线状分布，多站雨强超过 50 mm h^{-1}。从两个强降水中心站点小时降水量演变可见，降水从 11 日 00—01 时突然爆发，相继达到短时强降水强度并持续，持续时长 8～9h，较盆地大多暖区暴雨短时强降水持续时间（6h 内）显著偏长（肖红茹等，2021），最大小时雨量分别为 73.9 mm

和 83.7 mm，6 小时累计降水量均超过 250 mm（图 1c）。降水具有突发性、对流性，强度强且持续时间长的特点。



注：图 a 中方框指示雨带位置；图 c 中红色直线表示小时降水量 20mm。

图 1 2023 年 7 月 10 日 21 时-11 日 20 时（a） 累计降水量≥50 mm 站点分布（彩色圆点）和地形高度（阴影），（b）站点降水量和海拔分布，（c）降水量和累计降水量时间序列

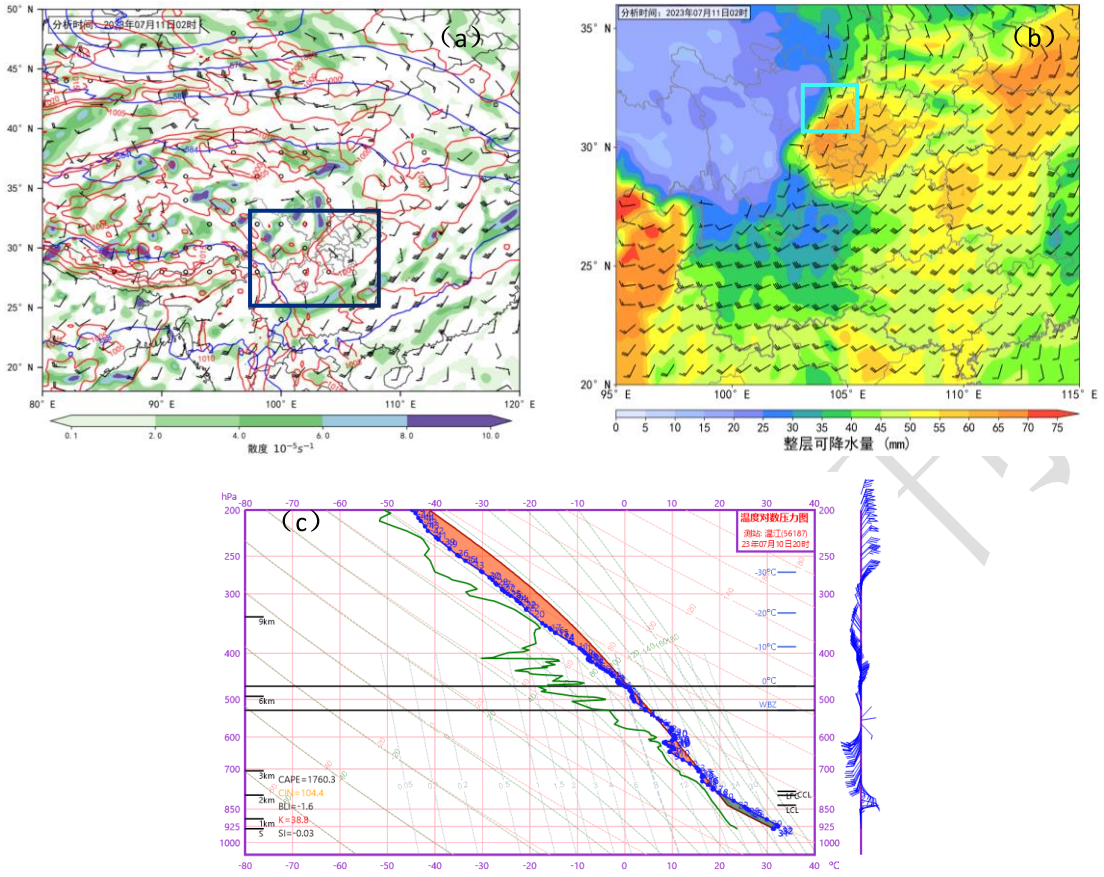
Fig.1 （a） Distribution of stations with accumulated precipitation ≥50 mm （colored dots） and the terrain height （shaded），(b) distribution of station precipitation and elevation ，(c) time-series of hourly precipitation and accumulated precipitation from 21：00 BT 10 to 20：00 BT 11 July 2023

3 影响系统和环境条件

过程前期（8 日 08 时至 10 日 14 时），副高呈带状控制四川（图略），四川盆地晴热高温。过程临近时（10 日 20 时），500 hPa 中纬度地区为纬向环流，四川仍受副高控制，处于 588 dagpm 线北界边缘。四川盆地 200 hPa 处于南压高压中心东侧，700 hPa 西南风和 850 hPa 东南风风速均小于 6 m s^{-1}。地面四川盆地处于热低压区（图略）。过程期间，500 hPa 青藏高原有短波槽东移，584 dagpm 线无明显变化，青海、甘肃地区无低槽（涡）活动；200 hPa 辐散中心位于川西高原北部；700 hPa 盆地仍为弱风，无明显气旋辐合；850 hPa 华南到重庆急流形成，重庆西部偏南风加强到 12～16 m s^{-1}，盆地西北部存在风速辐合（图 2a，2b）；地面仍处于热低压区。属于四川盆地弱天气尺度系统强迫的东南风型暖区暴雨（肖红茹等，2021）。

过程前暴雨区附近绵阳站气温、气压及海拔和温江探空站相近，利用温江探空可以较好地反映强降水区的大气层结状态。10 日 20 时，大气层结处于不稳定状态，对流有效位能（CAPE）为 1760 J kg^{-1}，K 指数 38.8 ℃，700 hPa 和 850 hPa 比湿分别为 11 g kg^{-1} 和 17 g kg^{-1}，湿层主要集中在中低层（图 2c），整层可降水量达 65～70 mm（图 2b）；抬升凝结高度和自由对流高度分别为 1.57 km 和 2.11 km，0℃层高度为 6.39 km，暖云层较厚。但值得注意

的是，对流抑制能量（CIN）为 104 J kg^{-1}，需要较强的上升运动来克服。中等强度的 CAPE 和较厚的暖云层有利高降水效率形成，同时比湿较大（孙继松等，2014），因此一旦对流抑制被冲破，极易形成强降水。



注：图 a、b 中的方框分别指示四川和暴雨区。

图 2 2023 年 7 月 11 日 02 时（a）500 hPa 位势高度（蓝色等值线，单位：dagpm）,200 hPa 散度（填色）,850 hPa 风场（风羽）和海平面气压场（红色等值线，单位：hPa），（b）700 hPa 风场（风羽）和整层可降水量（填色），（c）10 日 20 时温江站 *T*-ln*p* 图

Fig.2 （a）500 hPa geopotential height（blue contour，unit：dagpm），200 hPa divergence（colored），850hPa wind field（barb）and sea level pressure field（red contour，unit：hPa），（b）700 hPa wind（barb） and vertically integrated precipitable water（colored）at 02：00 BT 11， and（c）*T*-ln*p* diagram of Wenjiang Station at 20：00 BT 10 July 2023

4 中小尺度系统活动特征

4.1 对流云团的演变特征

从 FY-4A 的云顶亮温（TBB）演变可将对流发展分为 4 个阶段：（1）局地对流初生阶段（10 日 22 时至 11 日 01 时）；（2）局地对流组织化并快速发展为 β 中尺度对流系统（β-MCS）阶段（11 日 02 时至 03 时）；（3）MCS 维持阶段（11 日 04 时至 09 时）；（4）MCS 减弱阶段（11 日 10 时）。对流初生阶段，在江油、北川、安州局地 γ 尺度云团源地生消，TBB 以-32 ℃为主，降水比较弱。11 日 01 时开始，局地对流开始发展，02 时单体开始排列有合并趋势，TBB 梯度加大（图 3a，3b），对流发展加强。03 时，孤立的多个对流单体合并组织形成一个 β-MCS，且存在多个上冲云顶，TBB 低于-72 ℃，其梯度比第一阶段显著增强，云团西侧出现极端短时强降水，对流进入快速发展阶段（图 3c）。04 时，对流高度组织化，

云团边缘更加光滑完整，云团南侧高层出流形成的絮状特征明显，仍然维持多个上冲云顶，TBB 低于-82 ℃，极端短时强降水站数增多，强度更强，且强降水落区几乎与上冲云顶重叠（图 3d），云团进入成熟阶段，其南侧又有强降水形成的冷池出流触发新生对流发展加强（图 3e，3f）。直到 09 时，江油、平武、北川、安州交界处（图 3 红框）对流云团成熟特征维持，强降水持续。09 时以后，云团边缘出现毛边，TBB 梯度开始减弱，对流进入减弱阶段。

4.2 长生命史线状对流的发展与结构特征

雷达组合反射率显示，10 日 22 时江油、北川、安州境内出现多个孤立弱对流（≤30 dBz），23 时至 11 日 01 时，孤立对流在原地发展，相邻对流发生合并，逐渐排列成直线，强度达 40～45 dBz，仍为孤立块状回波（图 4a～4c）。02—03 时孤立块状回波快速发展组织化，形成一条线状回波，其上镶嵌有≥45 dBz 的强回波单体（图 4d，4e）。04—08 时，平武、北川、安州、江油交界处线状回波维持，呈准静止，长约 100 km、宽约 20 km，其上≥45 dBz 的强回波单体沿东北—西南向有序排列，最强可超过 50 dBz，回波带边缘梯度陡峭（图 4f～4j）。线状回波剖面图上多个强度≥45 dBz 的强回波单体依次排列，呈火焰状，具有“列车效应”特征；回波发展高度可超过 12 km，具有较高组织化特征，但多数回波发展高度在 10 km 以下，属于中等深对流（Xu and Zipser，2012），且回波质心集中在 5 km 以下，探空图上该高度气层以下环境温度在 10 ℃左右以上，对流回波主要以液态水粒子构成，具有明显的暖云降水特征，降水效率高，且强回波均位于迎风坡（图 4l），可能与迎风坡对暖湿气流的强迫抬升增强上升运动有关。09 时后线状强回波出现解体，逐渐变为离散块状回波（图 4k），强度以＜30 dBz 的回波为主，降水随之减弱。

综上分析，此次局地特大暴雨天气过程是由多个 γ 尺度对流单体快速发展组织形成一个多单体线状风暴(β-MCS),长时间维持导致强降水，MCS 的发生发展与地形密切相关。

5 对流触发和组织化机制

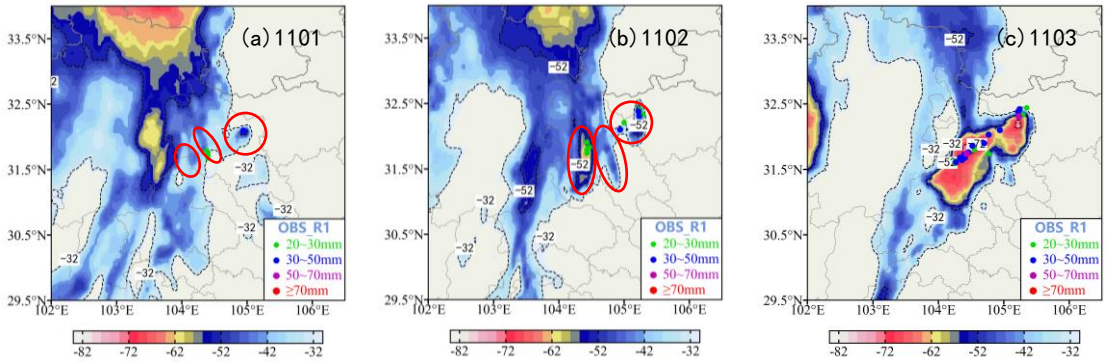
由前文分析可知，龙门山北段对流不是由天气尺度系统直接触发，10 日 22 时至 11 日 01 时局地对流初生，组织性差，02 时开始对流快速加强合并，形成一条高度组织化的线状强回波，并持续稳定在龙门山前谷地超过 6h，下文将对其对流触发和维持的机制进行分析。

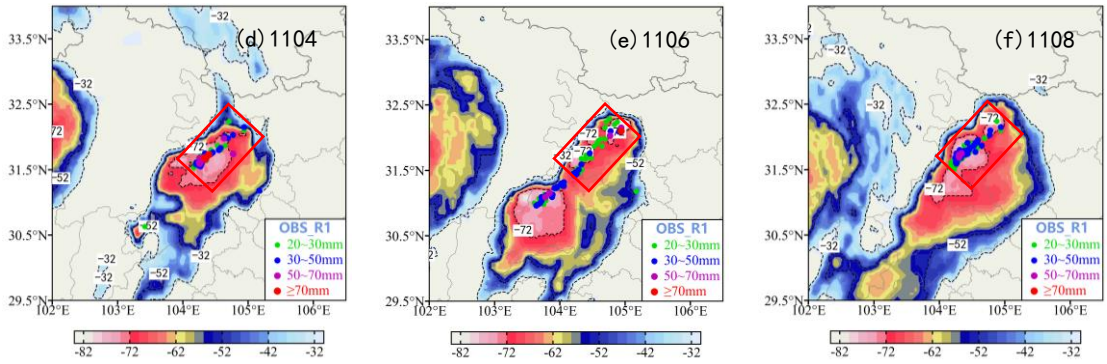
5.1 对流触发

研究表明，暖区暴雨中迎风坡和喇叭口地形对对流初生和暴雨增幅起着重要作用（黄楚惠等，2022；肖红茹等，2025；竹利等，2024）。地形对降水的动力作用主要表现为地形的强迫抬升，由地形强迫抬升引起的地面垂直速度为：

$$w = \mathbf{V}_0 \cdot \nabla h \qquad (1)$$

式中：$\mathbf{V}_0$为地面风，∇h为地形坡度，当地形坡度越大，地面风速越大，且风向与地形的走向越垂直时，地形强迫抬升引起的垂直速度越强。

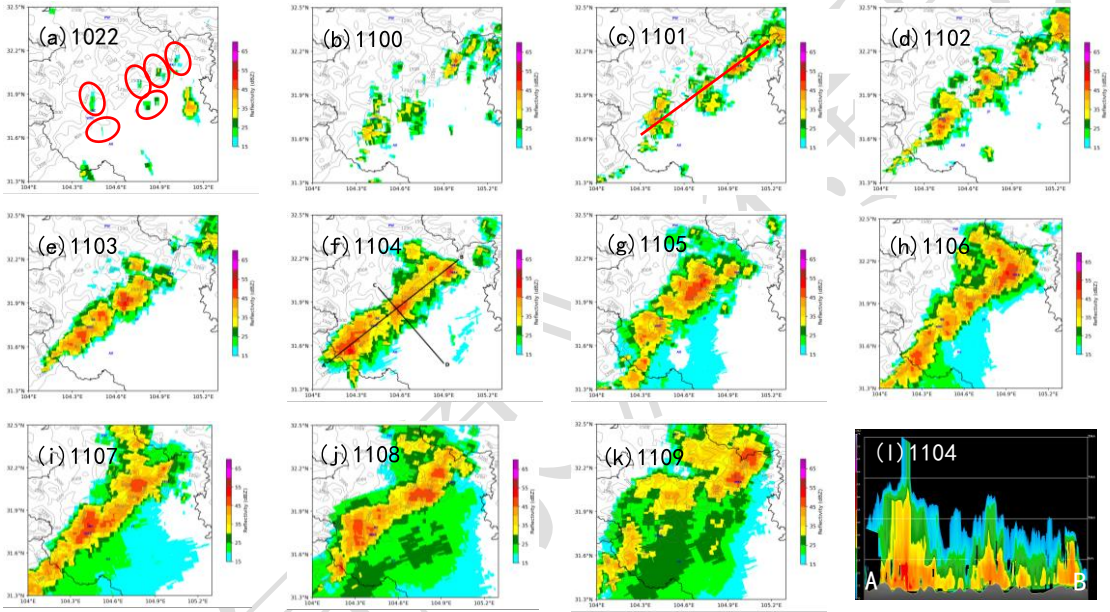




注：图 a、b 中圆圈指初生对流，图 d～f 中方框指江油、平武、北川、安州交界处。

图 3 2023 年 7 月 11 日 01 时至 08 时 FY-4A TBB（单位：℃）和小时降水量（彩色圆点）

Fig.3 FY-4A TBB （colored） and hourly precipitation （colored dots）from 01：00 BT to 08：00 BT 11 July 2023



注：图 a 中圆圈指示孤立弱对流，图 c 中直线指示对流发展呈直线排列，图 f 中直线 AB、CD 分别为沿雨带方向、雨带垂直方向的剖线。

图 4 2023 年 7 月（a～k）10 日 22 时至 11 日 09 时雷达组合反射率因子（填色）和地形（等值线，单位：m），（l）11 日 04 时过图 4f 中直线 *AB* 的反射率因子（填色）和地形（阴影）剖面

Fig.4 （a－k）Composite reflectivity factor（colored ）and terrain（contour，unit：m）from 22:00 BT on 10 to 09:00 BT，and（l）cross-section of reflectivity （colored）with terrain（shaded）along line AB in Fig.4f at 04:00 BT 11 July 2023

分析发现，强降水的发展随重庆西部（图 5c 红框区）边界层东南风的增强而增强，10 日入夜，重庆西部边界层东南风快速增强，11 日 02—03 时达到峰值，对应 875 hPa 急流达到最强（＞14 m s^{-1}）（图 5d），04 时盆地西北部对流也达到最强，小时雨强≥50 mm h^{-1} 的站数最多（15 站），到 09 时 875 hPa 急流维持，强度呈减弱趋势，05—08 时暴雨区短时强降水维持且范围增大（图 5a）。10 时边界层急流消失，强降水减弱结束，强降水峰值滞后于重庆西部边界层急流峰值 1～3h。边界层偏南风急流的形成与经向非地转风在夜间加强，02 时达到最强的日变化密切相关（王东阡和张耀存，2012）。同时副高呈东北-西南向控制

湖南至贵州地区，低空急流的加强有利其出口区气旋辐合形成低涡，低涡中心位于盆地南部，且随时间向北移动，四川东南部到重庆南部一带的气压梯度逐渐加强（图 5c，5d），维持了边界层中较强的地转风，有利于边界层急流的发生和维持（Luo and Du，2023）。边界层东南急流的发展向盆地西北部输送充沛的水汽，促使大气显著增湿，从暴雨区北川站温度和露点变化（图 5b）可见，10 日 23 时前温度露点差＞5 ℃，11 日 00 时开始，温度露点差＜2 ℃，空气达到饱和。

急流的发展是如何影响暴雨区对流的发生呢？10 日入夜后，暴雨区（图 5e 椭圆区）地面为山风（风向由高海拔指向低海拔），山风相对为冷气流，进入峡谷区堆积形成冷垫，此时近地面空气未饱和，且 CIN 为 104 J kg^{-1}（图 2c），需要较强的抬升运动突破 CIN 对流才能发展，边界层内暖湿气流沿冷垫爬升只能触发弱对流原地生消（图 4a，4b）。11 日 00 时，近地面空气达到饱和，01—02 时对流开始增强并有组织发展（图 4c,4d），地面多个站点出现短时强降水（图 5a，5f）。值得注意的是，位于北川东侧平原地区的绵阳露点也明显升高，空气接近饱和，但绵阳附近对流并未加强（图 5e，5f），表明重庆西部边界层急流加强后气旋切变形成的东南气流增强，遇龙门山迎风坡地形强迫抬升，垂直上升运动增强克服弱 CIN，使较大的 CAPE 释放，造成 01—02 时对流的发展。11 日 00—02 时盆地边界层东南气流风速较大，且风向与龙门山迎风坡近似垂直（图 5a，,5c，5d），计算地形强迫抬升引起的地面垂直速度发现，对应时刻在江油、安州两地西侧出现较强的地形抬升速度，大值区呈块状，与龙门山前较高海拔的中山地形（图 5e）及雷达强回波对应（图 4c，4d），沿东北—西南向排列（图 5g，5h），且在上升速度大值区西侧也对应较强的下沉速度大值区，较强的斜升暖湿气流与大雨滴下落造成的强烈下沉气流共存。需要注意的是，本次过程尺度较小，且发生在复杂地形区，地形对对流触发的精细动力作用，还需要利用高分辨率数值模拟或更精细的观测资料进行分析。

5.2 对流组织化发展

有研究表明，垂直风切变是对流发展并维持的重要条件（Weisman and Klemp，1982），但大尺度分析资料很难反映局地地形对于中小尺度系统的垂直风切变的影响。为了分析局地 β-MCS 的组织发展，考虑到暴雨区位于盆地西部，参考孙继松和杨波（2008）在城市热力作用与地形相互作用对北京西部对流降水过程中的作用的研究方法，建立一个 x-z 的二维空间中尺度流场，由 Boussinesq 近似得到中小尺度天气方程组

$$\frac{\partial u}{\partial t}+u\frac{\partial u}{\partial x}+w\frac{\partial u}{\partial z}=-\frac{\partial \pi}{\partial x}+k\frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (2)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial w}{\partial z}=0 \quad (3)$$

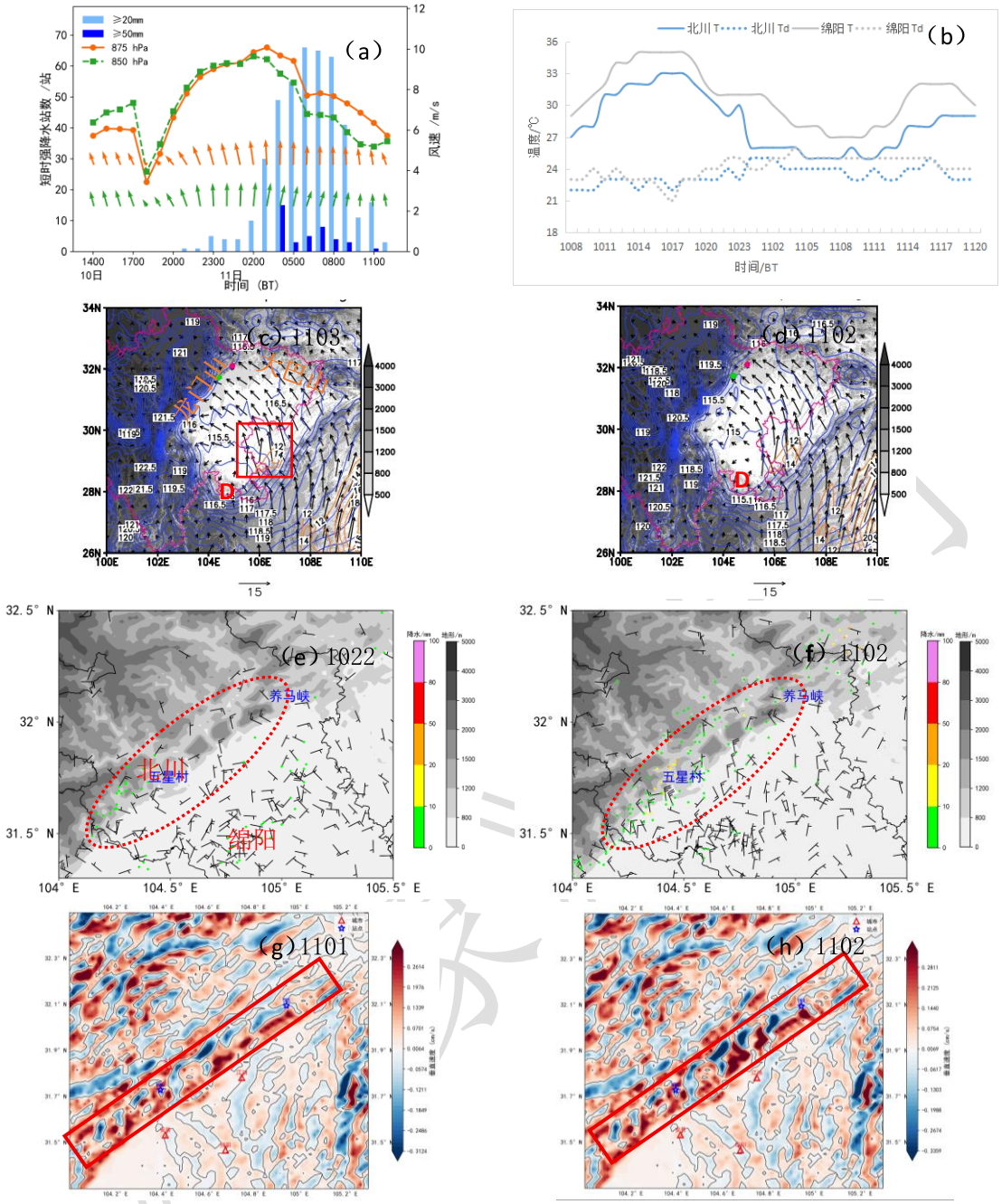
$$\frac{\partial \pi}{\partial z}=\lambda\theta \quad (4)$$

$$\pi=c_p\Theta_0\left(\frac{p}{1000}\right)^{\frac{R}{c_p}} \quad (5)$$

其中，π为中尺度扰动气压的 Exner 函数，k为湍流系数，$\lambda=g/\Theta_0$，Θ_0为研究区域位温平均值，g为重力加速度，θ为扰动位温，R 为气体常数，c_p为定压比热容。对公式（2）、（4）分别作 z、x 的偏微分后合并，略去小项的影响，然后做进一步简化，假定中尺度垂直运动完全是由地形强迫造成，即$w=u\nabla h$，∇h为纬向地形坡度，结合公式（3），最终可以得到垂直风切变对水平温度梯度的响应公式：

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)=-\lambda\frac{\partial \theta}{\partial x} \quad (6)$$

即水平温度梯度可以在迎风坡强迫产生中尺度垂直切变。



注：图 c、d 中红色、绿色圆点分别代表养马峡和五星村，D 代表 875 hPa 低涡中心，红框代表重庆西部；图 e、f 中椭圆和图 g、h 中方框均代表暴雨区。

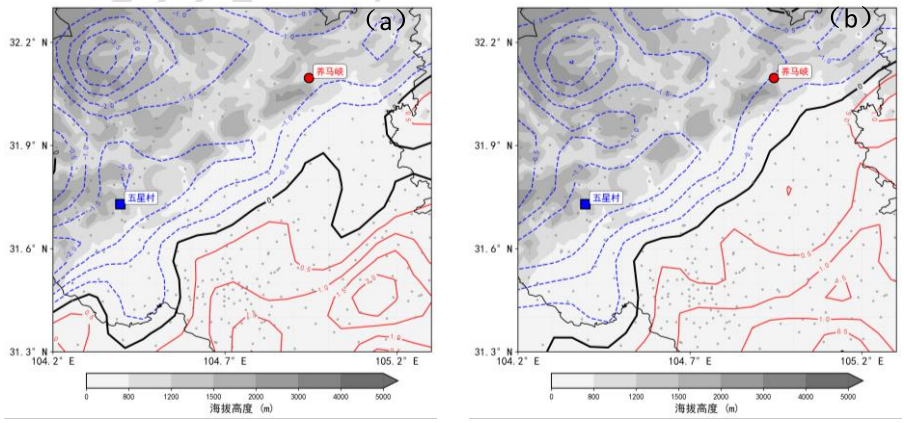
图 5 2023 年 7 月（a）10 日 14 时至 11 日 12 时重庆西部(28.5 °～30.2 °N、 105.3 °～107 °E）平均的 875 hPa 和 850 hPa 水平风（风矢）、风速（折线）及四川盆地西北部不同量级小时降水量站数（柱形）的时间序列，（b）10 日 08 时至 11 日 20 时代表站的温度和露点温度时间序列，（c，d）11 日 875 hPa 位势高度（蓝色等值线，单位：dagpm）、风场（风矢）和≥12 m·s^{-1} 水平风速（橘色等值线，单位：m s^{-1}）及地形（阴影），（e，f）10—11 日地面风场（风羽），小时降水量（彩色圆点）和地形（阴影），（g，h）11 日地形抬升速度（填色和等值线，单位：Pa s^{-1}）

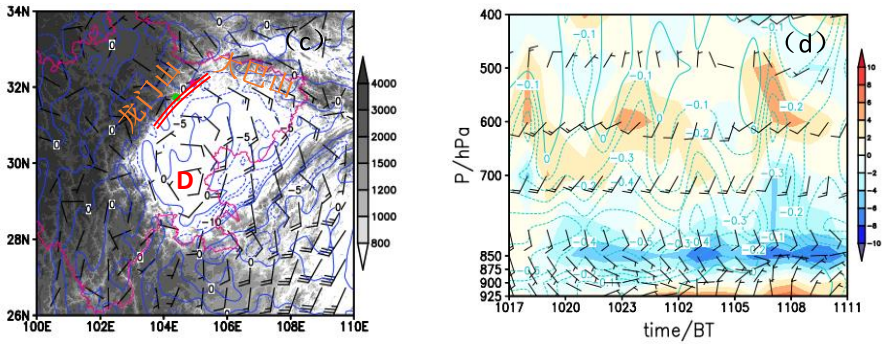
Fig.5 （a）Time-series of horizontal wind（vector）and wind speed（poly）at 875 hPa and 850 hPa averaged over western Chongqing（28.5 °—30.2 °N、 105.3 °—107 °E），and the number of stations（bar）with different hourly precipitation magnitudes in the northwestern part of Sichuan Basin from 14:00 BT 10 to 12:00 BT 11，（b）

time-series of temperature and dew point temperature at representative stations from 08:00 BT 10 to 20:00 BT 11, （c，d）geopotential height（blue contour，unit：dagpm），wind （vector）and horizontal wind speed ≥12 m s^{-1}（orange contour，unit：m s^{-1}）at 875 hPa on 11 and topography（shaded），（e，f）surface wind（barb），hourly precipitation （colored dots）during 10-11 and terrain（shaded），and （g，h）terrain-lifting velocity （colored and contour，unit：Pa s^{-1}）on 11 July 2023

利用 10 日 20 时盆地中西部地区代表站温江探空资料计算得到边界层气温垂直递减率，将分布在不同高度上的自动站气温订正到同一水平面上（取盆地中西部地区平原的平均海拔高度约为 450 m），然后计算区域（31.3-32.5°N，104.0-105.5°E）内每个站点在这一高度上的气温与区域平均气温的差值，发现在对流触发到快速组织期间，龙门山前均存在冷暖交汇的扰动温度密集梯度带，水平温度梯度 1×10^{-1}～2×10^{-1} K km^{-1}，温度梯度方向与山体走向正交（图 6a,6b）。在高温天气背景下，高原和盆地在入夜后气温日变化的差异加大导致了较强的水平温度梯度。

基于中尺度垂直风切变对温度梯度响应的尺度分析研究表明：水平温度梯度为 1×10^{-1} K km^{-1} 量级时，形成强对流切变环境的响应时间为十几分钟到 1 小时左右（孙继松和杨波，2008）。从中尺度系统演变分析可知：对流发展组织速度快，取响应时间为 30 min，由式（6）计算暴雨区附近同一高度平均位温及温度梯度，从而计算得到暴雨区垂直风切变。11 日 02 时，平均位温（Θ_0）301.04 K，五星村和养马峡附近水平温度梯度分别为 1.8×10^{-1} K km^{-1} 和 1.2×10^{-1} K km^{-1}，垂直风切变分别为 10.55×10^{-3} s^{-1} 和 7.03×10^{-3} s^{-1}；05 时，平均位温（Θ_0）300.38 K，五星村和养马峡附近水平温度梯度分别为 1.6×10^{-1} K km^{-1} 和 1.3×10^{-1} K km^{-1}，垂直风切变分别为 9.4×10^{-3} s^{-1} 和 7.63×10^{-3} s^{-1}；两个时次基于 ERA5 分析资料计算的两站大尺度环境风垂直切变均＜2.5×10^{-3} s^{-1}，地形热力强迫激发的局地低空垂直风切变明显增强。02-06 时暴雨区低空维持上述中等强度的垂直风切变，有助于增强低层暖湿入流，使不稳定层结维持，有利于积雨云中上升运动组织化，维持对流更新（孙继松等，2014）。另外，由于盆地边界层内低涡的形成并向北移动，06 时前后低涡东北象限东南气流遇大巴山脉阻挡气旋切变转为东北风，在养马峡到五星村一线与东南风形成切变辐合（图 6c），垂直方向辐合气层增厚，上升运动增强，中心可达 600 hPa 高度（图 6d），触发新生对流并组织发展，导致 06—08 时短时强降水强度和范围增大（图 5a）。边界层切变线和有利的垂直风切变是过程中后期对流反复新生和组织发展的机制，导致峡谷区线状对流维持，出现“列车效应”。





注：图 c 中双实线代表切变线，D 代表低涡中心，红色和绿色圆点分别代表养马峡和五星村。

图 6 2023 年 7 月 11 日（a，b）暴雨区附近（31.3 °~32.3 °N 、104.2 °-105.3 °E）450m 海拔的气温距平（等值线，单位：℃），（c）875hPa 风场（风羽）、散度（等值线，单位：10^{-5} s^{-1}）和地形（阴影），（d）暴雨区单点（31.83 °N 、104.47 °E）的水平风（风羽）、散度（填色）和垂直速度（等值线，单位：Pa s^{-1}）的时间-高度演变

Fig.6 （a ，b） Temperature anomaly at the elevation of 450m near the torrential rain area（31.3 °-32.3 °N，104.2-105.3 °E），（c）wind （barb） and divergence （contour，unit：10^{-5} s^{-1}）at 875 hPa and terrain （shaded），and（d）time-height evolution of horizontal wind（barb），divergence（shaded），and vertical velocity（contour，unit：Pa s^{-1}）at（31.83 °N ， 104.47 °E）in the torrential rain area on 11 July 2023

5.3 对流维持

中尺度对流系统的发展和维持除了有利的切变环境外，还需要有利的热力和水汽条件。在仅考虑外热源加热情况下，由全型涡度方程可知，非绝热加热随高度增加，有利于涡度增加（肖玉华等，2018）。大气中非绝热加热主要为潜热释放、辐射加热和感热加热。视热源 Q_1 表示单位时间内单位质量空气的增温率，视水汽汇 Q_2 表示单位时间内单位质量水汽凝结释放热量引起的增温率，计算公式分别可表示为（胡祖恒等，2014；肖玉华等，2018）：

$$Q_1 = C_p\left[\frac{\partial \overline{T}}{\partial t} + \vec{V}\cdot\nabla\overline{T} + \left(\frac{p}{p_0}\right)^{R/C_p}\overline{\omega}\frac{\partial\theta}{\partial p}\right] \quad (7)$$

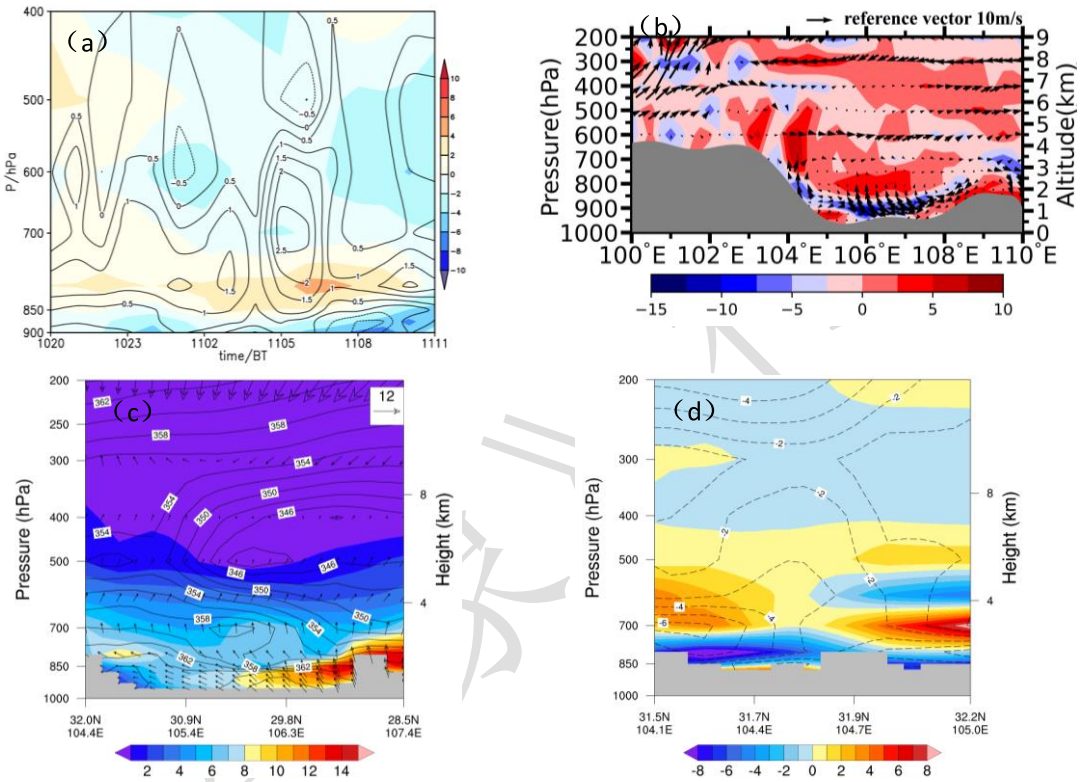
$$Q_2 = -L\left(\frac{\partial q}{\partial t} + V\cdot\nabla q + \omega\frac{\partial q}{\partial p}\right) \quad (8)$$

式中：C_p为定压比热容，取值 1005 J kg^{-1} K^{-1}；L为凝结潜热，取值 2.5×10^6 J kg^{-1}。视热源 Q_1 由辐射加热、净的水汽凝结和小尺度涡旋感热垂直输送组成，能够反映大气中最主要的非绝热加热方式。Q_2/C_p 表示凝结加热产生的温度变化，单位：K h^{-1}。当 $Q_2>0$ 时，表示有净的水汽凝结，潜热释放加热大气。

计算养马峡和五星村连线为对角线的矩形区域（31.729 °-32.096 °N ，104.396 °-104.944 °E）的平均视水汽汇（图 7a），11 日 03 时之前降水凝结潜热相对弱，主要集中在对流层低层，01-03 时出现超过 1.5 K h^{-1} 的中心，位于 800 hPa 附近，对应过程前期的弱对流，在自由对流高度（2.1 km）附近降水释放潜热。02 时前后对流发展加强，降水凝结潜热释放也加强。04—07 时是降水凝结潜热释放峰值，凝结加热产生的温度变化可超过 2.5 K h^{-1}，中心位于 700～600 hPa，与强降水回波质心位于 3～4 km 高度一致。潜热释放的反馈作用使被加热的湿空气块与环境温度差增大，热浮力正贡献加强上升运动，低层正涡度发展，06—07 时 850～800 hPa 正涡度发展最强（图 7a），边界层辐合增强（图 6d）；700～600 hPa 大气辐散，加

强边界层内暖湿气流辐合上升（图 7b），导致强上升运动，并产生 73.9 mm h^{-1} 的小时雨强。

低层辐合加强暖湿气流补充，对流维持。沿垂直雨带方向作水汽通量和假相当位温的垂直剖面（图 7c）、沿雨带方向作水汽通量散度和垂直速度剖面（图 7d），分析发现：整个过程边界层内持续有来自盆地东部偏东南气流携带强的水汽输送到龙门山前，在峡谷区聚集并抬升，同时边界层存在一条东西向的假相当位温高值带，暴雨区低层假相当位温维持在 364K 以上，中低层大气维持不稳定层结，为对流的持续发展补充水汽和能量。11 日 09 时后，重庆西部东南低空急流减弱消失，强降水也结束。另外，过程中后期，随着高原短波槽东移，槽后伴随有弱冷平流向盆地输送，低层 850 hPa 盆地有更强暖平流向暴雨区输送，冷、暖平流前沿交汇于龙门山前（图略），高低层热力结构进一步增强气层不稳定性，加强对流。对流潜热加热、高低层冷暖平流及边界层急流三者协同是此次过程线状对流持续发展并导致强降雨维持的热力和水汽驱动因素。



注：图 b、c、d 中的灰色阴影为地形。

图 7 2023 年 7 月（a）10—11 日（31.729°～32.096°N、104.396°～104.944°E）区域平均的视水汽汇（等值线，单位：K h^{-1}）和水平涡度（填色）垂直分布的时间演变，（b）11 日 06 时 *u*、*w* 合成风场（风矢）和水平散度（填色）沿 31.729°N 的剖面，（c，d）11 日 05 时（c）水平风（风矢）、水汽通量（填色）和假相当位温（等值线，单位：k）和（d）水汽通量散度（填色）、垂直速度（等值线，单位：10^{-1}Pa s^{-1}）沿图 4f 直线 *AB* 的的垂直剖面

Fig.7（a）Temporal evolution of vertical profile of averaged apparent moist sink（contour，units：K h^{-1}）and horizontal vorticity（colored） over the area （31.729° －32.096° N ，104.396° －104.944° E）during 10-11 ，（b） vertical cross-section of composite *u*-*w* wind（vector）and horizontal divergence （colored）along 31.729°N at 06:00 BT 11，and （c，d）vertical cross-sections of （c） horizontal wind （vector ），moisture flux （colored），and pseudo-equivalent potential temperature （contour，units：K），and （d）moisture flux divergence（colored） and vertical velocity（contour，unit：10^{-1}Pa s^{-1}）along line *AB* in Fig.4f at 05:00 BT 11 July 2023

6 结论与讨论

通过对2023年7月11日高原东坡小范围出现的突发性特大暴雨天气过程的多尺度降水特征和对流触发维持机制的分析，得到以下主要结论：

（1）特大暴雨发生在高温天气形势出现转折，副高南掉，500hPa高原有短波槽东移背景下，是青藏高原东坡弱系统强迫突发性暖区暴雨。降水局地性强，对流性降水显著，降水强度大，雨带呈东北-西南向，分布于龙门山北段山前迎风坡和谷地，与地形结构密切相关。过程发生前，持续高温天气和对流层低层快速增湿为暴雨的发生提供了高能高湿的物理环境条件和不稳定层结。

（2）入夜下山气流在谷底形成冷垫，边界层内来自盆地东部的东南气流在冷垫上爬升，但不足以克服对流抑制，仅触发局地弱对流。受经向非地转风日变化和较强的地转风影响，02 时左右重庆西部边界层急流增强，盆地西北部东南风随之加强，迎风坡地形强迫抬升速度增强，暴雨区对流全面触发。边界层东南风受大巴山地形屏障气旋切变转为东北风，与东南风在龙门山前形成切变线，促进对流组织发展。

（3）夜间高原和盆地下垫面热力差异，龙门山前地形过渡区形成较强水平温度梯度。龙门山前地形过渡区低空存在 5×10^{-3}～10×10^{-3} s^{-1} 垂直风切变，有利于对流的组织发展，促使多个 γ 尺度对流单体快速组织排列，合并形成一个线状 β-MCS 产生强降水。中等强度垂直风切变和边界层切变线协同是线状对流维持并出现“列车效应”的重要机制。

（4）对流潜热加热大气，600 hPa 辐散，低层辐合，形成“抽吸”；高原短波槽携带弱冷平流东移，与低层强暖平流交汇于暴雨区，加强大气不稳定；同时边界层保持稳定的暖湿输送，三者协同作用导致线状对流持续发展。

此次过程，EC 和 CMA-GFS 两家模式均只预报了中到大雨，CMA-3KM 预报了小雨，CMA-TYM、CMA-SH 和西南区域模式 SWC-3KM 在盆地西部沿山预报了分散的暴雨到大暴雨，但落区和强度偏差较大，且短期时效两个连续时次起报调整较大（图略）。EC 模式 10 日 08 时初始场副高 588 dagpm 线已东撤到湘黔一带，与实况偏差大，导致没有预报出夜间重庆西部的 850 hPa 急流，这可能是暴雨漏报的主要原因。中尺度模式降水预报体现了弱天气系统强迫下暖区暴雨分散的特点，且反映了地形触发对流的作用，暴雨基本分布在沿山一线，这是值得重视的预报要点。综上分析，此次特大暴雨过程发生的关键因子除了高能高湿的必要物理环境条件外，业务中需要关注：（1）重庆西部边界层急流建立并加强（12～16 m s^{-1}），盆地南部低涡形成，盆地西北部东南风加强，湿度增大，空气饱和，急流强度峰值较降水峰值提前 1～3h；（2）东南风受迎风坡强迫抬升增强垂直上升运动，对流触发并组织化；（3）低涡外围东南风受大巴山屏障气旋切变转为东北风，与低涡区域的东南风在龙门山前形成切变线，促进对流新生并组织化，产生“列车效应”，导致强降水；（4）潜热加热正反馈、高低层冷暖平流、边界层急流三者协同为对流持续提供热力和水汽驱动。图 8 给出了对流触发、维持的物理概念模型，但还需要更多的个例来印证模型的代表性。另外，重庆西部东南急流形成原因可能是多尺度系统相互作用和日变化等因素，还需要做进一步分析。关于线状 β-MCS 更精细的内部结构、地形在对流过程中的动热力作用、峡谷地形对对流触发和维持的物理机制等都值得通过高分辨率观测资料或数值模拟予以充分剖析。

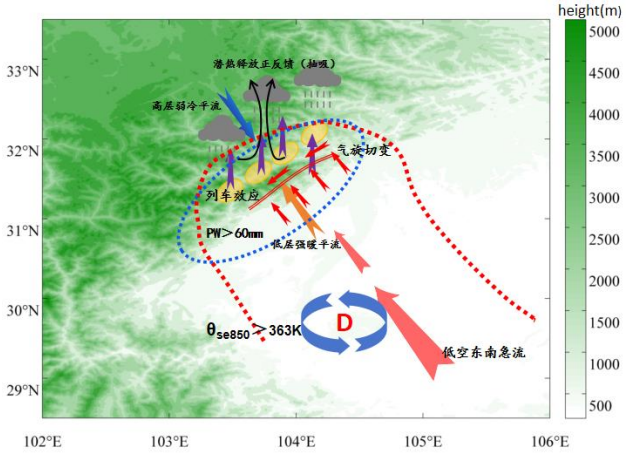


图 8 2023 年 7 月 11 日四川盆地西部突发性暴雨形成机制概念模型

Fig.8 Conceptual model for the formation mechanism of the abrupt localized extremely torrential rain event in the western Sichuan Basin on 11 July 2023

参考文献

陈伯民, 钱正安, 张立盛, 1996. 夏季青藏高原低涡形成和发展的数值模拟[J]. 大气科学, 20(4): 491-502. Chen B M, Qian Z A, Zhang L S, 1996. Numerical simulation of the formation and development of vortices over the Qinghai-Xizang Plateau in summer[J]. Sci Atmos Sin, 20(4): 491-502 (in Chinese).

付智龙, 李国平, 姜凤友, 等, 2022. 四川盆地西部一次暖区山地暴雨事件的动力过程分析与局地环流数值模拟[J]. 大气科学, 46(6): 1366-1380. Fu Z L, Li G P, Jiang F Y, et al, 2022. Dynamic analysis and local circulation numerical simulation of a warm-sector mountain rainstorm event in the Western Sichuan Basin[J]. Chin J Atmos Sci, 46(6): 1366-1380 (in Chinese).

胡祖恒, 李国平, 官昌贵, 等, 2014. 中尺度对流系统影响西南低涡持续性暴雨的诊断分析[J]. 高原气象, 33(1): 116-129. Hu Z H, Li G P, Guan C G, et al, 2014. Diagnostic analysis of mesoscale convective systems influence on sustained rainstorm caused by southwest vortex[J]. Plateau Meteor, 33(1): 116-129 (in Chinese).

郭云云, 康岚, 邓莲堂, 等, 2022.不同定义的位涡对四川盆地一次极端暴雨的诊断[J]. 高原气象，41（5）：1242-1250.Guo Y Y, Kang L, Deng L T, et al, 2022.Diagnosis of Different Definitions Potential Vorticity in an Extreme Rainstorm in the Western Sichuan Basin[J]. Plateau Meteor , 41（5）： 1242-1250 （in Chinese).

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]. Chin J Atmos Sci, 46(4): 989-1001 (in Chinese).

荆浩, 亢妍妍, 吴宏议, 等, 2024. 北京“23.7”极端强降雨特征和成因分析[J]. 气象, 50(5): 616-629. Jing H, Kang Y Y, Wu H Y, et al, 2024. Characteristics and causes of the July 2023 extremely torrential rain in Beijing[J]. Meteor Mon, 50(5): 616-629 (in Chinese).

李国平, 刘红武, 2006. 地面热源强迫对青藏高原低涡作用的动力学分析[J]. 热带气象学报, 22(6): 632-637. Li G P, Liu H W, 2006. A dynamical study of the role of surface heating on the Tibetan Plateau vortices[J]. J Trop Meteor, 22(6): 632-637 (in Chinese).

李国平, 孙建华, 王晓芳, 2021. 中国西南山地突发性暴雨特征与机理研究的新进展[J]. 气象科技进展, 11(4): 57-63. Li G P, Sun J H, Wang X F, 2021. New research progress on characteristics and mechanism of sudden rainstorm in Southwest China[J]. Adv Meteor Sci Technol, 11(4): 57-63 (in Chinese).

罗辉, 肖递祥, 匡秋明, 等, 2020. 四川盆地暖区暴雨的雷达回波特征及分类识别[J]. 应用气象学报, 31(4): 460-470. Luo H, Xiao D X, Kuang Q M, et al, 2020. Radar echo characteristics and recognition of warm-sector torrential rain in Sichuan Basin[J]. J Appl Meteor Sci, 31(4): 460-470 (in Chinese).

罗亚丽, 孙继松, 李英, 等, 2020. 中国暴雨的科学与预报: 改革开放 40 年研究成果[J]. 气象学报, 78(3): 419-450. Luo Y L, Sun J S, Li Y, et al, 2020. Science and prediction of heavy rainfall over China: research progress since the reform and opening-up of the People's Republic of China[J]. Acta Meteor Sin, 78(3): 419-450 (in Chinese).

冉津江, 齐玉磊, 龙治平, 等, 2023. 基于高密度站点的四川盆地短时强降水特征分析[J]. 高原气象, 42(4): 949-961. Ran J J, Qi Y

L, Long Z P, et al, 2023. Characteristics of short-time heavy rainfall in the Sichuan Basin based on high-density station observations[J]. Plateau Meteor, 42(4): 949-961 (in Chinese).

苏爱芳, 席乐, 吕晓娜, 等, 2022. 豫北“21.7”极端暴雨过程特征及成因分析[J]. 气象, 48(5): 556-570. Su A F, Xi L, Lyu X N, et al, 2022. Analysis on characteristics and causes of the July 2021 extreme rainstorm in Northern Henan[J]. Meteor Mon, 48(5): 556-570 (in Chinese).

孙继松, 戴建华, 何立富, 等, 2014. 强对流天气预报的基本原理与技术方法--中国强对流天气预报手册[M]. 北京: 气象出版社: 48-50. Sun J S, Dai J H, He L F, et al, 2014. The Basic Principles and Technical Methods of Heavy Convective Weather Forecasting-Manual of Heavy Convective Weather Forecasting in China[M]. Beijing: Meteorological Press: 48-50 (in Chinese).

孙继松, 杨波, 2008. 地形与城市环流共同作用下的 β 中尺度暴雨[J]. 大气科学, 32(6): 1352-1364. Sun J S, Yang B, 2008. Meso-βscale torrential rain affected by topography and the urban circulation[J]. Chin J Atmos Sci, 32(6): 1352-1364 (in Chinese).

HeavyHeavy

孙建华, 李娟, 沈新勇, 等, 2015. 2013 年 7 月四川盆地一次特大暴雨的中尺度系统演变特征[J]. 气象, 41(5): 533-543. Sun J H, Li J, Shen X Y, et al, 2015. Mesoscale system study of extreme rainfall over Sichuan Basin in July 2013[J]. Meteor Mon, 41(5): 533-543 (in Chinese).

王东阡, 张耀存, 2012. 中国东部西南低空急流日变化特征及其机制[J]. 地球物理学报, 55(8): 2498-2507. Wang D Q, Zhang Y C, 2012. Diurnal variation of the south-westerly low-level jet over eastern China and its mechanism[J]. Chinese J Geophys, 55(8): 2498-2507 (in Chinese).

伍志方, 蔡景就, 林良勋, 等, 2018. 2017 年广州“5.7”暖区特大暴雨的中尺度系统和可预报性[J]. 气象, 44(4): 485-499. Wu Z F, Cai J J, Lin L X, et al, 2018. Analysis of mesoscale systems and predictability of the torrential rain process in Guangzhou on 7 May 2017[J]. Meteor Mon, 44(4): 485-499 (in Chinese).

肖递祥, 王佳津, 曹萍萍, 等, 2020. 四川盆地突发性暖区暴雨特征及环境场条件分析[J]. 自然灾害学报, 29(3): 110-118. Xiao D X, Wang J J, Cao P P, et al, 2020. Characteristics and environmental conditions of the sudden warm-sector rainstorms in Sichuan Basin[J]. J Nat Dis, 29(3): 110-118 (in Chinese).

肖递祥, 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).

肖红茹, 王佳津, 肖递祥, 等, 2021. 四川盆地暖区暴雨特征分析[J]. 气象, 47(3): 303-316. Xiao H R, Wang J J, Xiao D X, et al, 2021. Analysis of warm-sector rainstorm characteristics over Sichuan Basin[J]. Meteor Mon, 47(3): 303-316 (in Chinese).

肖红茹, 周春花, 龙柯吉, 等, 2025. 四川盆地两次持续性极端暴雨对比分析[J]. 气象, 51(3): 269-284. Xiao H R, Zhou C H, Long K J, et al, 2025. Comparative analyses of two persistent extreme rainstorms in Sichuan Basin[J]. Meteor Mon, 51(3): 269-284 (in Chinese).

肖玉华, 郁淑华, 高文良, 等, 2018. 一例伴随西南涡的入海高原涡持续活动成因分析[J]. 高原气象, 37(6): 1616-1627. Xiao Y H, Yu S H, Gao W L, et al, 2018. Analysis of the causes of one sustained enter-the-sea Plateau Vortex accompanied by Southwest Vortex[J]. Plateau Meteor, 37(6): 1616-1627 (in Chinese).

杨康权, 卢萍, 张琳, 2017. 高原低涡影响下的一次暖区强降水特征分析[J]. 热带气象学报, 33(3): 415-425. Yang K Q, Lu P, Zhang L, 2017. Analyses of heavy rainstorm in warm sector under the influence of the low-pressure system of Qinghai-Xizang Plateau[J]. J Trop Meteor, 33(3): 415-425 (in Chinese).

杨晓亮, 金晓青, 孙云, 等, 2023. “23.7”河北太行山东麓罕见特大暴雨特征及成因[J]. 气象, 49(12): 1451-1467. Yang X L, Jin X Q, Sun Y, et al, 2023. Evolution characteristics and formation of the July 2023 heavy torrential rain on the Eastern Foothills of Taihang Mountains in Hebei Province[J]. Meteor Mon, 49(12): 1451-1467 (in Chinese).

张芳, 张芳华, 孔期, 等, 2022. 2018 年 5 月 21 日四川盆地极端大暴雨的中尺度成因和预报偏差分析[J]. 气象, 48(6): 691-704. Zhang F, Zhang F H, Kong Q, et al, 2022. Mesoscale mechanisms and forecast bias of the extreme rainstorm in Sichuan Basin on 21 May 2018[J]. Meteor Mon, 48(6): 691-704 (in Chinese).

章翠红，夏茹娣，王咏青，2018. 地形、冷池出流和暖湿空气相互作用造成北京一次局地强降水的观测分析[J]. 大气科学学报，41(2): 207-219. Zhang C H, Xia R D, Wang Y Q, 2018. Observational analysis of a local heavy rainfall in Beijing caused by terrain, cold pool outflow and warm moist air interactions[J]. Trans Atmos Sci, 41(2): 207-219 (in Chinese).

赵平，孙淑清，1991. 一次西南低涡形成过程的数值试验和诊断(一)——地形动力作用和潜热作用对西南低涡影响的数值试验对比分析[J]. 大气科学, 15(6): 46-52. Zhao P, Sun S Q, 1991. Numerical simulation and diagnosis of the formation of SW Vortex Part I: an analysis of numerical simulation of the effects of topography and latent heat on SW Vortex[J]. Chin J Atmos Sci, 15(6): 46-52 (in Chinese).

周秋雪，刘莹，冯良敏，等, 2015. 2008-2012 年四川强小时雨强的时空分布特征[J]. 高原气象, 34(5): 1261-1269. Zhou Q X, Liu Y, Feng L M, et al, 2015. Analysis on temporal and spatial distribution characteristics of strong hour rainfall intensity in Sichuan during 2008-2012[J]. Plateau Meteor, 34(5): 1261-1269 (in Chinese).

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 L, Jiang X W, Lu P, et al, 2024. Analysis of the convective triggering mechanism of a warm-sector rainstorm in the Ya'an region[J]. Chin J Atmos Sci, 48(5): 1693-1710 (in Chinese).

Kang Y Z， Peng X D， Wang S G，et al，2019.Observational analyses of topographic effects on convective systems in an extreme rainfall event in Northern China[J].Atmospheric Research, 229（2019）：127-144.

Luo Y H, Du Y, 2023. The roles of low-level jets in "21.7" Henan extremely persistent heavy rainfall event[J]. Adv Atmos Sci, 40(3): 350-373.

Weisman M L, Klemp J B, 1982. The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy[J]. Mon Wea Rev, 110(6): 504-520.

Xu W X, Zipser E J, 2012. Properties of deep convection in tropical continental, monsoon, and oceanic rainfall regimes[J]. Geophys Res Lett, 39(7): L07802.

Xu X D, Lu C G, Shi X H, et al, 2010. Large-scale topography of China: a factor for the seasonal progression of the Meiyu rainband？[J]. J Geophys Res, 115(D2): D02110.

《气象》待刊