

赵衍斌,李强,周盈颖,等,2023. 重庆西部平行岭谷地形作用下的一次局地暴雨天气过程的分析[J]. 气象,49(6):657-670.  
Zhao Y B,Li Q,Zhou Y Y,et al,2023. Analysis of a local rainstorm process in western Chongqing under the effect of parallel ridge-valley topography[J]. Meteor Mon,49(6):657-670(in Chinese).

# 重庆西部平行岭谷地形作用下的一次局地暴雨天气过程的分析<sup>\*</sup>

赵衍斌<sup>1</sup> 李 强<sup>2</sup> 周盈颖<sup>2</sup> 高 雅<sup>1</sup> 王 娜<sup>1</sup> 禹 婷<sup>1</sup>

1 重庆市渝北区气象局,重庆 401120

2 重庆市气象台,重庆 401147

**提 要:** 利用加密自动站降水资料、ERA5 再分析资料和雷达资料,分析了 2020 年 6 月 16—17 日重庆西部地区平行岭谷地形影响下的一次局地暴雨过程。结果表明:受副热带高压外围西南暖湿低空气流和高空槽引导入侵四川盆地的偏北气流在重庆西部形成稳定的低涡切变,以及平行岭谷地形作用下维持的中尺度辐合线的共同影响形成了此次暴雨过程。17 日 00—03 时(世界时)在岭谷地区 850 hPa 以下边界层存在明显的水汽聚集、辐合上升以及不稳定性的强中心区,导致局地强降水产生。在岭谷地形作用下,冷锋配合沿辐合线北抬的辐合中心在迎风坡抬升,加强了垂直上升运动,使得锋前垂直环流风速加大,这是导致华蓥山南端以及东侧宽谷丘陵过渡区暴雨增幅的重要原因。中尺度对流系统的发展演变与地面辐合线的位置变化关系密切,平行岭谷地形辐合抬升作用使对流系统在华蓥山附近停滞,并在其南端两次发展加强。

**关键词:** 平行岭谷,低空急流,冷空气,地形作用

**中图分类号:** P458

**文献标志码:** A

**DOI:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2023.021701

## Analysis of a Local Rainstorm Process in Western Chongqing Under the Effect of Parallel Ridge-Valley Topography

ZHAO Yanbin<sup>1</sup> LI Qiang<sup>2</sup> ZHOU Yingying<sup>2</sup> GAO Ya<sup>1</sup> WANG Na<sup>1</sup> YU Ting<sup>1</sup>

1 Yubei District Meteorological Office of Chongqing, Chongqing 401120

2 Chongqing Meteorological Observatory, Chongqing 401147

**Abstract:** Using the precipitation data of dense automatic weather stations, ERA5 reanalysis data and radar data, we analyze a local rainstorm process influenced by the parallel ridge-valley topography in western Chongqing from 16 to 17 June 2020. The results show that the rainstorm process happened under the combined influence of the stable low vortex shear formed by the southwest warm and humid low-level airflow around the subtropical high and the northward air flow intruding into the Sichuan Basin under the guidance of the high trough in western Chongqing, and the maintaining mesoscale convergence line under the influence of the parallel ridge-valley topography. From 00 UTC to 03 UTC 17 June 2020, there existed obvious moisture convergence, ascending motion and strong instability center in the boundary layer below 850 hPa in the ridge-valley region, which triggered the localized severe heavy rainfall. Due to the ridge-valley topography, the cold front and the convergence center moving northward along the convergence line lifted

<sup>\*</sup> 重庆市自然科学基金面上项目(cstc2021jcyj-msxmX0057)、重庆市气象局业务技术攻关项目(YWJSJGG-202120)、中国气象局西南区域气象中心创新团队基金项目(XNQYCXTD-202202)和中国气象局创新发展专项(CXFZ2022J011)共同资助

2022 年 8 月 11 日收稿; 2023 年 2 月 17 日收修定稿

第一作者:赵衍斌,主要从事短期天气预报工作. E-mail:344014893@qq.com

通讯作者:李强,主要从事天气预报研究. E-mail:cqlqlq@163.com

on the windward slope, strengthening the vertical ascending motion that enhanced the vertical circulation wind speed ahead of the front. This is an important cause for the rainstorm amplification in the southern end of Huaying Mountain and the eastern transition area of wide valleys and hills. The development and evolution of the mesoscale convective systems were closely related to the position change of the surface convergence line. The convergence uplift of the parallel ridge-valley made the mesoscale convective systems stagnate near the Huaying Mountain and strengthen twice at its southern end.

**Key words:** parallel ridge-valley, low-level jet, cold air, orographic effect

## 引言

暴雨灾害是中国主要气象灾害之一,也是灾害性天气预报的重点,尤其是受地形影响的降水预报更是天气预报的难点。由于地形暴雨具有强度大、突发性强及次生灾害重等特点,预报难度极大(杜继稳等,2004),地形暴雨造成的山体滑坡、泥石流、洪水等可能对人民的生命财产造成严重影响,因此研究地形影响下的暴雨具有重要意义。

暴雨是多尺度天气系统相互作用的产物,如高空槽、低空急流、西南低涡、切变线、锋面、中尺度辐合线等(陶诗言,1980;陆尔等,1994;蒋兴文等,2008;陈鹏等,2013;卢萍等,2014;苗春生等,2015;李娟等,2016;张芳丽等,2020;李青春等,2022;周春光等,2022),地形暴雨与外围天气系统强迫的相互作用使得地形暴雨预报存在更大的不确定性(Smith, 2006; Zhang et al, 2014; Bao and Zhang, 2013)。暴雨过程中强降水的发生不仅与大气环流系统有关,地形对降水的增幅作用也不容忽视,诸多学者对于地形增幅降水做了大量的研究工作。国外学者总结了地形与降水关系的模型,为地形影响下降水的可预报性提供了参考(Basist et al, 1994; Johansson and Chen, 2003; Smith and Barstad, 2004; Houze, 2012)。钟水新(2020)指出地形降水是一个复杂的非线性过程,影响因子多,包括地形维度与几何影响、水汽、地形和水汽凝结效应及大气稳定性等,也受天气系统尺度、地形与边界层、微物理过程等的影响。通常有利于形成地形降水的天气和中尺度环境包括强的低空急流、强的不稳定气流过山、陡峭的地形和一个准静止的天气系统(Lin et al, 2001)。孙继松(2005)认为当垂直于山体的气流随高度减小时,地形的作用表现为迎风坡上的水平辐合,对迎风坡降水产生明显的增幅作用。阎丽凤等(2013)通过数值模拟研究了泰山地形影响的一次局

地强降水过程动力作用,发现地形的强迫垂直运动和天气系统辐合区共同作用是形成对流降水的原因。雷蕾等(2014)认为需要特别关注低层冷空气侵入以及暖湿空气在冷空气和地形相互作用下强迫抬升的强对流触发机制。章翠红等(2018)研究表明地形促使冷池出流下山速度加快、高度抬高,与偏东的暖气流辐合抬升是北京西北部短时强降水形成的重要影响因子。金妍和李国平(2021)通过绕流和爬流方程探讨地形对过山气流的影响及其对降水的作用,得出气流对山地屏障的地形适应以爬流运动为主,绕流运动次之,地形爬流产生的垂直上升运动与雨带的分布密切相关。以上研究均表明地形的强迫抬升和辐合是导致降水增幅的重要机制,其对强降水过程的发生、维持和增强具有重要影响。

重庆东部地区以复杂山地地形为主,主要由高海拔的武陵山脉、大巴山脉构成。已开展了很多关于这些山脉对暴雨影响的研究。卢璐和杨静(2009)统计分析贵州大暴雨的地域分布特征,发现位于武陵山的东南坡的迎风坡是贵州大暴雨中心。程晓龙等(2016)研究发现水汽受地形阻挡作用在大巴山以南堆积,引发了四川、陕西交界处的暴雨。肖红茹等(2021)指出西南急流型暖区暴雨主要出现在盆地中部到龙门山脉北段和大巴山脉。综上所述,在有利的天气系统影响下,地形作用可以直接影响暴雨增幅的位置、范围和强度,不同的地形形态对暴雨的影响也具有明显的地域性。相对于重庆东部高海拔山地地形,对低海拔重庆西部的平行岭谷地形影响的降水研究较少,且这些小尺度山脉也可能引发局地较强暴雨。渝北区是重庆西部地区的大暴雨中心(刘德等,2012),如2014年“9·13”局地特大暴雨过程,就导致渝北区御临河河水猛涨,形成25年来最大洪灾(杨波,2014),同时在华蓥山造成大规模泥石流、山体滑坡。本文针对2020年6月17日在重庆西部平行岭谷地区华蓥山脉(四川广安与重庆交界处)附近出现的一次局地暴雨过程,通过多尺度天气

影响系统、物理量条件以及地形增幅等分析,揭示岭谷地形暴雨的特征和机制,为探析岭谷地形强降水预报思路提供参考。

## 1 研究资料和区域

本文选取欧洲中心第五代再分析资料(ERA5),时间分辨率为逐小时,空间分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ ,相比前一代资料在整体适用性和时空精度都有了较大的提升,地面和对流层低层(850、925和1000 hPa)相对湿度和风场与实况的相关性提升最为明显,可以更加准确细致地反映大气实际情况(孟宪贵等,2018);降水资料为过程研究区域内166个加密自动气象观测站逐小时降水资料;雷达资料为重庆新一代雷达产品。研究区域为四川和重庆交界处(广安市、合川区、北碚区、渝北区),西接四川盆地,东部斜贯七曜山等山脉,华蓥山(海拔高度为700~1000 m,主峰高度为1704 m)、铜锣山、明月山均呈东北—西南走向,平行贯穿该区域,与宽谷丘陵交互组成平行岭谷,该区域地形地貌复杂(图1)。

## 2 降水实况

2020年6月16—17日华蓥山脉附近发生一次暴雨过程,雨带自西向东移动,16日12—24时(世界时,下同)呈点强面弱特点,以大雨为主,局地暴雨(图2a,12 h降水标准),17日00—12时降水

过程增强,累计降水量达暴雨到大暴雨量级,大暴雨主要集中在华蓥山脉南端与东侧宽谷丘陵过渡区,沿山向北在山脉附近为相对分散的大暴雨点,西侧平原地区多为大雨到暴雨量级降水(图2b,12 h降水标准)。16日12时至17日12时整个过程(图2c,24 h降水标准),研究区内大部分地区均出现了 $\geq 50$  mm的降水,100 mm以上的大暴雨集中出现于华蓥山山脉南端附近。实况表明后12 h(17日00—12时)降水明显强于前12 h(16日12—24时),且平行岭谷地区降水量明显较大。

此次暴雨过程有以下特点:(1)降水强度大。17日03时渝北秦家站小时降水量达58 mm,且过程最大累计降水量达166.3 mm(华蓥山站),广安、合川、北碚小时降水量均大于40 mm,分别为55.3 mm(广安坛同站)、46.7 mm(合川华蓥山站)、46.5 mm(北碚卫东村站),过程最大累计降水量大于90 mm。(2)强降水空间落区集中。强降水区域直径小于50 km,大暴雨区主要位于华蓥山南端与东侧谷地过渡区附近(图2b)。(3)强降水发生时间集中。图3a为研究区域166个区域自动气象观测站平均小时降水量,主要降水过程开始于16日21时,到17日05时减弱,强降水集中发生在17日00—03时,同时短时强降水( $\geq 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ )主要发生于这个时段,17日01时出现短时强降水的站数达72个(图3b)。

## 3 影响暴雨的多尺度天气系统条件分析

此次暴雨过程发生前,6月16日21时在500 hPa亚洲中高纬地区呈“两脊一槽”环流形势,高压脊分别位于新疆、甘肃交界处,北伸至贝加尔湖附近和 $115^{\circ}\text{E}$ 内蒙古附近,高空槽位于贝加尔湖以南蒙古国中部至中国内蒙古西部附近,高空槽引导冷空气南下影响四川盆地东部地区,700 hPa四川盆地北部至陕西和甘肃的南部为明显的西北气流,部分地区风速 $\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (图4a)。西太平洋副热带高压588 dagpm基本稳定在东南沿海一带,其外围700 hPa为明显的低空急流带,将暖湿气流从孟加拉湾持续输送至四川盆地东部地区,850 hPa低空急流左侧为明显的高湿区(相对湿度 $\geq 90\%$ )自西向东缓慢移动(图4c),这为暴雨区提供了有利的水汽条件。在四川盆地中部存在一致的偏北急流,局地风速超过 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,干冷的偏北风与暖湿的偏南风在四川盆地南部至重庆西部形成稳定的低涡切

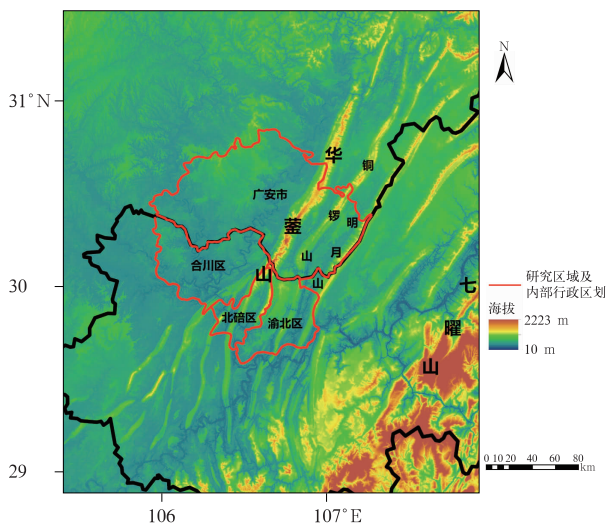


图1 重庆西部以及邻近地区山脉和地形分布  
Fig. 1 Distribution of mountains and topography  
in western Chongqing and adjacent regions

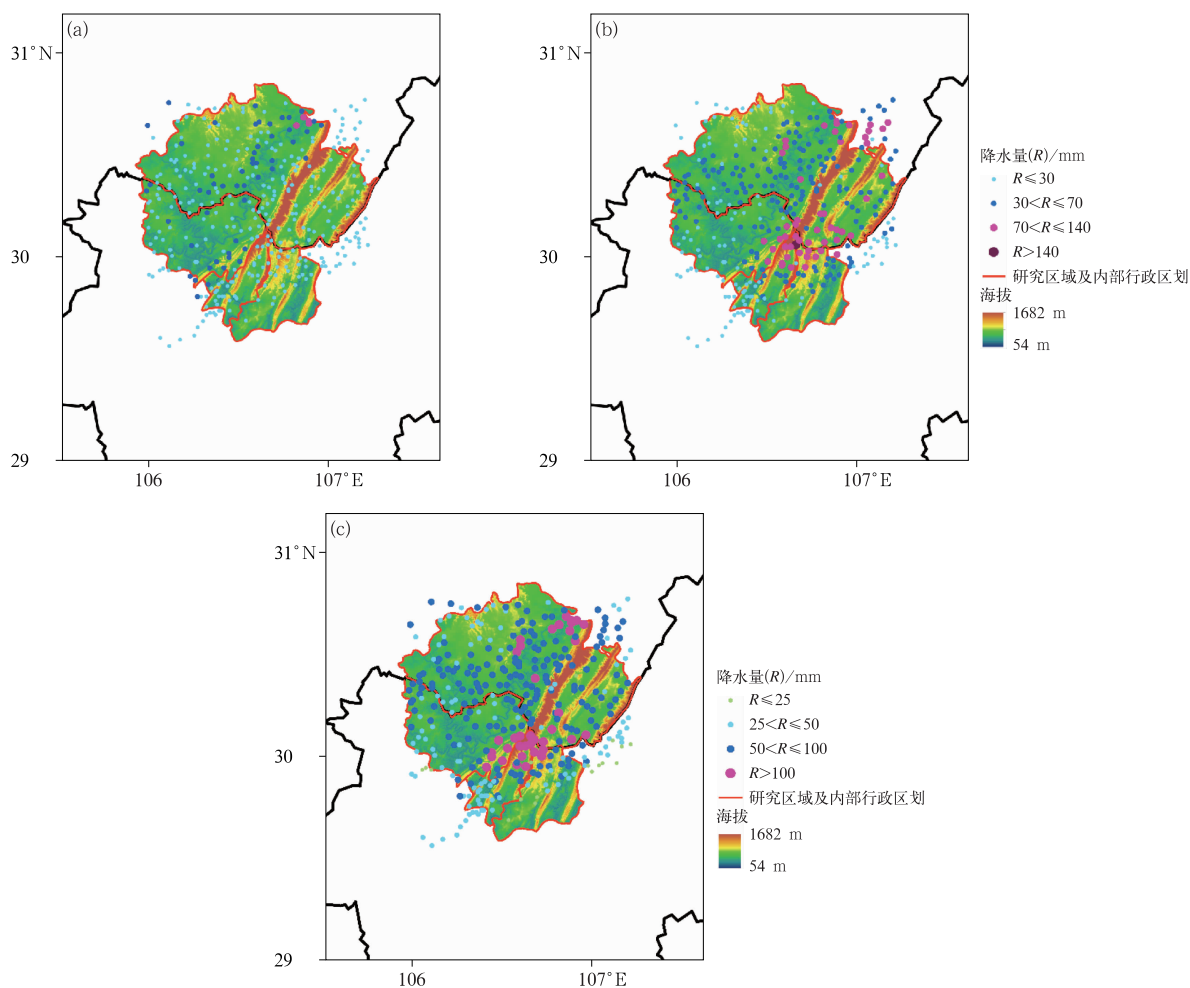


图 2 2020 年 6 月 (a) 16 日 12—24 时, (b) 17 日 00—12 时的累计 12 h, 以及 (c) 16 日 12 时至 17 日 12 时的累计 24 h 降水量 (彩色圆点) 叠加地形高度 (填色)

Fig. 2 Distributions of (a, b) the 12 h accumulated precipitation (a) from 12 UTC 16, (b) from 00 UTC to 12 UTC 17 June, and (c) the 24 h accumulated precipitation from 12 UTC 16 to 12 UTC 17 June 2020 (colored dot) superimposed with topography height (colored)

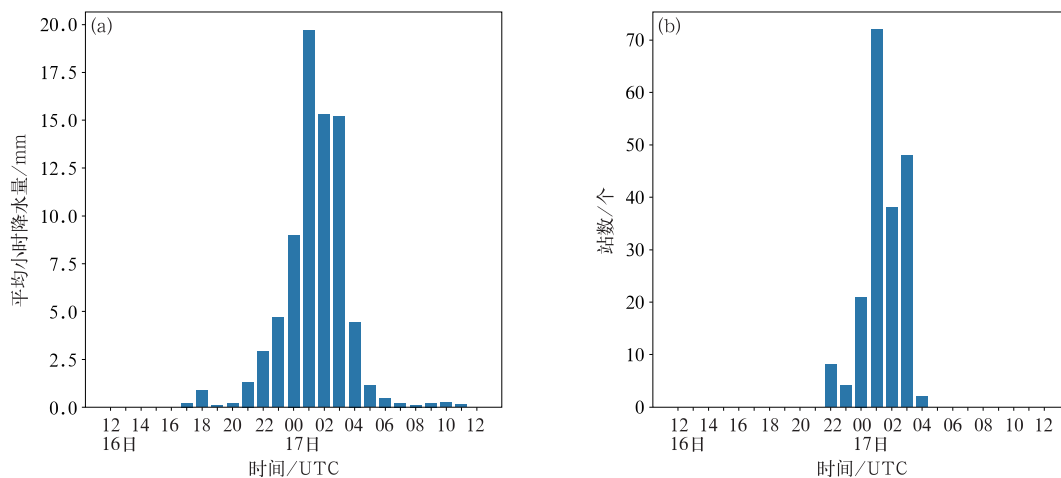
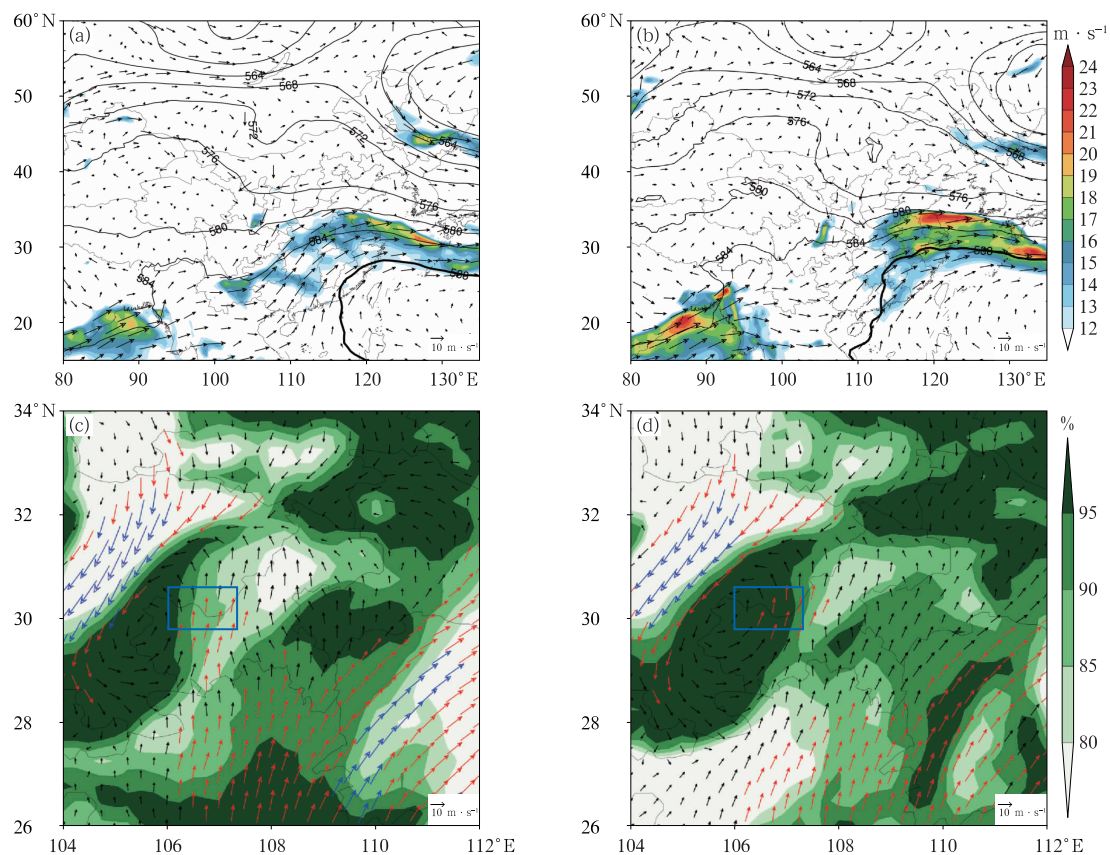


图 3 2020 年 6 月 16 日 12 时至 17 日 12 时研究区域 (29.75°~30.75°N, 106°~107.25°E, 下同) 的 (a) 平均小时降水量和 (b) 小时降水量  $\geq 20$  mm 站数

Fig. 3 (a) The average hourly precipitation and (b) number of stations with hourly precipitation  $\geq 20$  mm in the study area (29.75°–30.75°N, 106°–107.25°E; the same below) from 12 UTC 16 to 12 UTC 17 June 2020





注:图 4a,4b 中,加粗线:588 dagpm;图 4c,4d 中,红色风矢:风速 $\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,蓝色风矢:风速 $\geq 20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,方框:暴雨区。

图 4 2020 年 6 月(a)16 日 21 时,(b)17 日 10 时的 500 hPa 位势高度场(等值线,单位:dagpm)、700 hPa 风场(风矢)和低空急流(填色),(c)16 日 23 时和(d)17 日 03 时的 850 hPa 风场(风矢)和相对湿度(填色)

Fig. 4 (a, b) Geopotential height field at 500 hPa (contour, unit: dagpm), wind field at 700 hPa (wind vector) and low-level jet (colored) at (a) 21 UTC 16 and (b) 10 UTC 17 June, and (c, d) wind field at 850 hPa (wind vector) and relative humidity (colored) at (c) 23 UTC 16 and (d) 03 UTC 17 June 2020

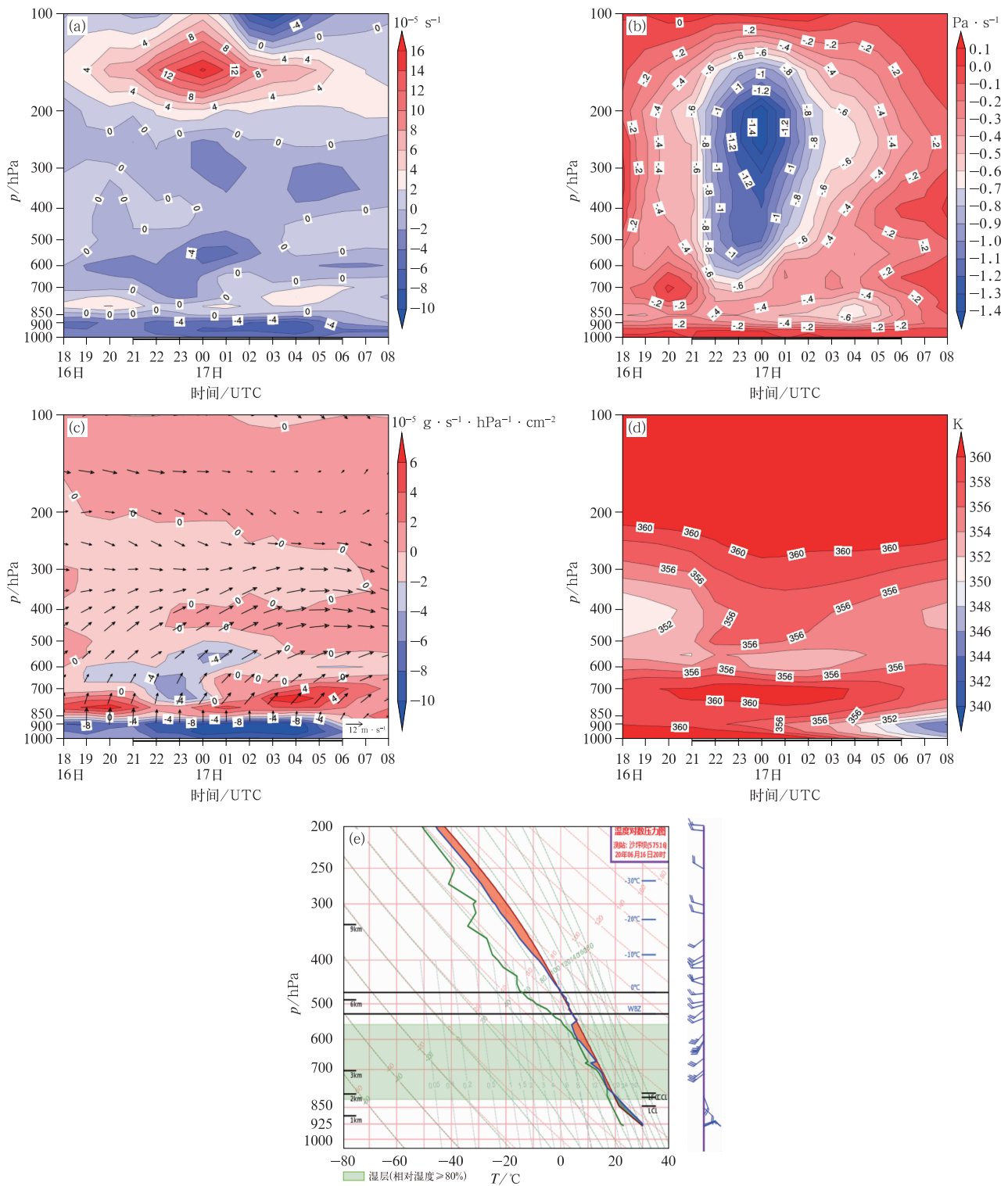
变,之后逐渐东移北抬(图 4c,4d),这为暴雨发生发展提供了较好的动力条件。如图 4b 所示,17 日 10 时高空槽移至重庆东部,副热带高压北抬,四川盆地转为偏北风控制,低空急流大风速区向东收缩,研究区域暴雨过程减弱结束。由此可见,在 500 hPa 高空槽后冷平流引导冷空气侵入影响四川盆地,700 hPa 和 850 hPa 西南低空急流持续输送水汽以及重庆西部低涡切变的共同作用下形成了此次暴雨天气过程,暴雨区(图 4c,4d 方框)位于低涡中心东侧、暖切变线南侧,以及低空急流左前侧高湿区。

## 4 影响暴雨的物理过程分析

### 4.1 有利的垂直动力结构

暴雨过程前西南低涡位置偏西,位于四川盆地

南部与重庆西部交界处,结合垂直速度与散度分布(图 5a,5b),16 日 21 时前中低层无明显的水平辐合,垂直速度也较弱,仅为 $-0.2 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ,随着低涡的发展东移,配合低空急流的持续影响,17 日 00—05 时在 500 hPa 以下有负散度中心生成,900 hPa 附近最强,中心达 $-6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ,耦合高空 200 hPa 以上的强辐散区(中心达 $1.6 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ )的抽吸作用,整层垂直速度明显增大(中心达 $-1.4 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ),上升运动增强,其中,最强垂直速度中心( $< -1.0 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ )在 500~150 hPa,这样的高低空配置一直持续至 17 日 05 时暴雨过程减弱结束,即在暴雨发展过程中,具有明显低层辐合、高层辐散的耦合配置,有利于垂直方向上形成大气抽吸效应,从而加强垂直上升运动。



注: 横坐标轴上黑色实线: 暴雨时段。

图5 2020年6月16日18时至17日08时研究区域平均(a)散度(填色,等值线), (b)垂直速度(填色,等值线), (c)水汽通量散度(填色)和水平风场(风矢), (d)假相当位温的高度-时间剖面, 以及(e)16日12时沙坪坝探空

Fig. 5 Height-time profiles of (a) divergence (colored, contour), (b) vertical velocity (colored, contour), (c) moisture flux divergence (colored) and horizontal wind field (wind vector), (d) pseudo-equivalent potential temperature in the study area average from 18 UTC 16 to 08 UTC 17 June and (e) sounding at Shapingba at 12 UTC 16 June 2020

## 4.2 低空急流作用下的水汽输送

上文已对 850 hPa 低空急流在暴雨过程中的作用进行了初步分析,现从水汽通量散度(图 5c)进一步分析水汽输送过程。16 日 21 时至 17 日 05 时,850 hPa 以下水汽通量散度辐合大值区,16 日 21 时至 17 日 00 时强降水前期水汽含量逐渐增大,辐合高度也向高层增厚,16 日 23 时水汽辐合伸展至 600 hPa 附近,17 日 00—04 时在 900 hPa 以下出现水汽通量散度负值中心,与 17 日 00—03 时强降水对应,中心强度大于  $-10 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$ ,且 850~700 hPa 西南风逐渐加强,表明该时段低空急流将水汽不断地向暴雨区上空输送,水汽聚集时段与暴雨发生时段(图 5a~5d 中黑色实线)有较好的一致性。

## 4.3 不稳定层结分析

16 日 12 时重庆西部沙坪坝探空(图 5e)的 500 hPa 至近地面层条件不稳定特征明显,状态曲线和层结曲线之间的红色面积较大,对流有效位能(CAPE)达  $1076.7 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,850~500 hPa 水汽接近饱和,中高层有干空气卷入,形成“上干冷、下暖湿”的结构,700 hPa 以下存在一定强度的垂直风切变,且西南风达  $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,为暴雨过程提供了有利的水汽条件和热力、动力不稳定条件。900~700 hPa 风随高度顺转(图 5c),中低层为明显暖平流,16 日 20 时开始,700 hPa 以下为高  $\theta_{\text{se}}$  区(图 5d,中心大于 360 K),不稳定较弱,16 日 23 时之后,随着低空急流发展加强,850 hPa 以下  $\theta_{\text{se}}$  等值线梯度增大,形成不稳定层结( $\partial\theta_{\text{se}}/\partial p > 0$ ),17 日 03 时梯度最大,低层不稳定性最强,不稳定层结一直维持到 17 日 06 时,说明该时段低层大气极其不稳定,有利于对流系统的触发和发展,随后 850 hPa 以下  $\theta_{\text{se}}$  开始减小,降水过程逐渐结束。

综上所述,低空急流的发展和维持不仅为此次暴雨过程提供了充足的动力条件,也提供了充沛的水汽条件,急流动力辐合耦合高层辐散有利于垂直方向形成大气抽吸效应,从而加强垂直上升运动,低层暖湿空气的平流加强层结的不稳定度,有利于触发不稳定能量的释放。此外,17 日 00 时前东移的高空槽、西南低涡配合高层强辐散在 500 hPa 以上有明显的上升运动大值区形成,但与低层水汽、不稳定层结配合相对较差,导致前期降水效率较低

(图 2a);其后随着低涡切变东移位于平行岭谷地区,受地形影响在 850 hPa 以下边界层水汽聚集、辐合上升以及不稳定性三者都具有明显的强中心区域,使得随后的降水明显增加(图 2b)。

## 5 岭谷地形对暴雨的增幅作用

暴雨多发生在小尺度山脉的迎风坡,以及平原与山脉的过渡地区(朱乾根,2007;陆汉城和杨国祥,2015),地形与降水系统的相互作用可直接影响降水的强度与落区。此次暴雨过程的强降水集中时段为 17 日 00—03 时,其落区在华蓥山脉南端与东侧宽谷丘陵过渡区,即暴雨过程可能与地形作用紧密联系。下文将对此暴雨过程的岭谷地形作用进行分析。

### 5.1 岭谷地形下锋面抬升作用

移动性冷锋的冷气团侧环流可跟随冷锋越过地形,地形阻挡作用相对较小,但地形对锋区的垂直运动分布的影响较大,主要表现为在迎风坡加强、背风坡减弱(谈哲敏和伍荣生,2000)。选取华蓥山南端大暴雨站附近地区( $30.25^\circ\text{N}$ )的纬向剖面做进一步分析,如图 6a 所示,地面冷空气侵入明显,17 日 00 时在  $106^\circ\text{E}$  附近地面以上存在向冷区倾斜的  $\theta_{\text{se}}$  等值线密集区,冷锋锋面特征明显,锋面倾斜方向有较大的上升运动,说明已经触发该处的不稳定层结,暖空气沿锋面强迫抬升明显,锋区东侧华蓥山与七曜山之间边界层附近存在向上凸起的  $\theta_{\text{se}}$ ,中心强度大于 370 K,且在 850 hPa 高度附近,华蓥山迎风坡强上升气流与七曜山附近下沉气流构成锋前垂直环流(图 6 蓝色箭头)。随着冷气团的推进,冷锋爬山时锋区向上“隆起”,纬向风开始减弱,暖气流由锋面攀爬转为垂直上升运动,同时,两山之间存在环境大气不稳定层结,层结稳定度的减小使得锋前环流加强明显(钱滔滔和吕克利,1997),17 日 03 时不稳定能量已经被触发,垂直环流风速加大,上升运动明显加强,说明冷锋在过山时在华蓥山南端附近触发了强烈的上升运动(图 6b),出现暴雨过程最大小时强降水(渝北秦家站,58 mm)。

岭谷地形作用下冷锋在迎风坡爬山时上升运动加强,明显触发锋前强不稳定能量释放,使得垂直环流风速加大,即局地的动力和热力不稳定条件共同作用导致了大暴雨的发生。

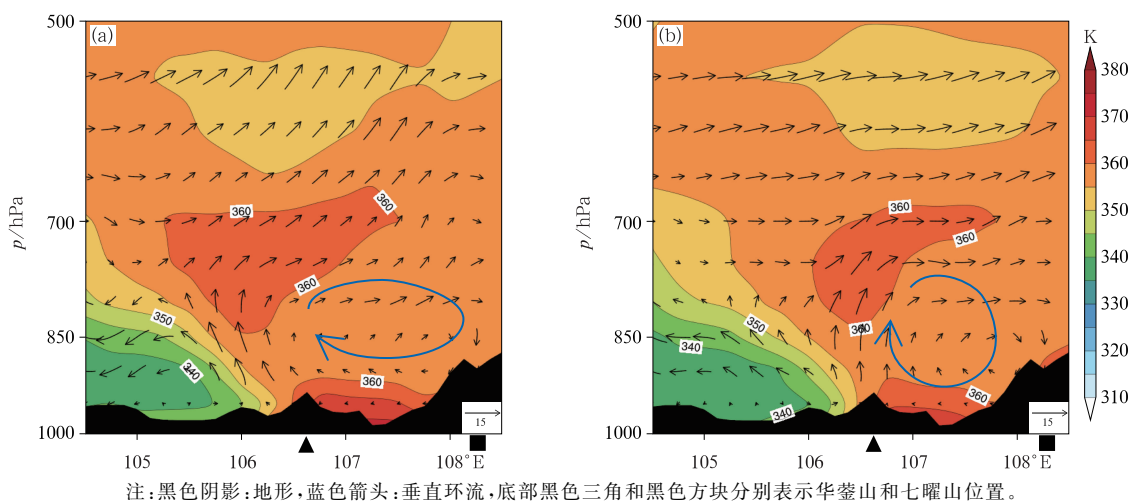


图6 2020年6月17日(a)00时,(b)03时沿30.25°N的 $u$ 、 $\omega$ 合成风场(箭头:纬向风,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,垂直速度,单位: $10^{-1} \text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ )和假相当位温(填色)纬向剖面

Fig. 6 Latitudinal profiles along 30.25°N of  $u$  and  $\omega$  composite wind field (vector, latitudinal wind, unit:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ , vertical velocity, unit:  $10^{-1} \text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ) and pseudo-equivalent potential temperature (colored) at (a) 00 UTC, (b) 03 UTC 17 June 2020

## 5.2 岭谷地形对水汽聚集作用

强降水发生前,四川盆地侵入干冷空气与暖湿空气在重庆西部交汇形成低涡辐合(图4c)。受其影响,水汽在平行岭谷西侧平原堆积,主要集中在850 hPa以下,四川盆地冷空气侵入强迫抬升使得水汽通量散度大值区向盆地倾斜(图7a)。17日00—05时在华蓥山附近(106.5°E)一直维持着水汽强辐合中心,最强达 $-22.5 \times 10^{-5} \text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$ 以上,且900 hPa水汽通量散度大值区与岭谷地形分布重叠(图7d),这均表明地形迎风坡对水汽的输送起到了抬升作用并在该地区聚集,此外,水汽通量在华蓥山南端的绕流输送使得背风坡附近也有一定水汽聚集(图7d红色箭头)。暴雨区上空水汽来源主要集中在850 hPa以下的水汽辐合,地形抬升和绕流作用下岭谷上空持续的水汽聚集使得湿空气处于饱和状态,提高了降水效率,水汽通量散度大值区向西倾斜部分位于重庆西部暴雨上空,水汽强辐合中心则位于地形迎风坡附近大暴雨区。17日05时水汽辐合减弱(图7c),暴雨过程基本结束。

## 5.3 岭谷地形下中尺度辐合作用

中尺度抬升机制是强天气被触发的必要条件,触发强天气的中尺度系统包括边界层辐合线、中尺度地形和中尺度重力波等,局地强天气往往发生在中尺度地面辐合线附近,可通过提供带状辐合上升

运动,起着胚胎和组织积云对流的作用(俞小鼎,2012;王丽荣等,2013,苏爱芳等,2016)。

考虑平行岭谷地形复杂,因此有必要对ERA5再分析资料与实况进行对比以保证其适用性,选取17日00时实况资料(图8e)和ERA5再分析资料(图8b)的10 m风场和2 m温度场进行对比分析,ERA5再分析资料的2 m温度场整体分布与实况较为一致,但与实况等温线有1~2℃温差,地形附近等温线密集区与实况基本一致,可以反映冷锋特征;10 m风场整体表征较好,地面辐合中心、辐合线与实况分析位置较为接近,故ERA5再分析资料可以较好地反映平行岭谷附近地面气象要素实际情况。16日21时受冷空气在四川盆地侵入影响,重庆西部生成地面等温线密集区,两侧温差达7℃(图8a),形成了呈东北—西南走向冷锋。非均匀下垫面的热力和动力作用常会造成大气边界层辐合线的发生和发展(车军辉等,2017),冷锋北段在华蓥山脉左侧重庆与四川广安交界附近为一处维持的偏北风和偏东风形成的中尺度地面辐合线,该辐合线位于冷锋前暖区,辐合线南段则与辐合中心相配合,期间受岭谷地形阻挡影响,地面辐合线在地形迎风坡停滞,南侧辐合中心则沿辐合线逐渐北抬,17日00—03时辐合线(辐合中心)移至华蓥山南端及东侧宽谷丘陵过渡区(图8b,8c),即辐合线在岭谷地形维持,此时段岭谷地区发生暴雨,由此可见,地形影响下的中尺度辐合线(辐合中心)的移动变化与强

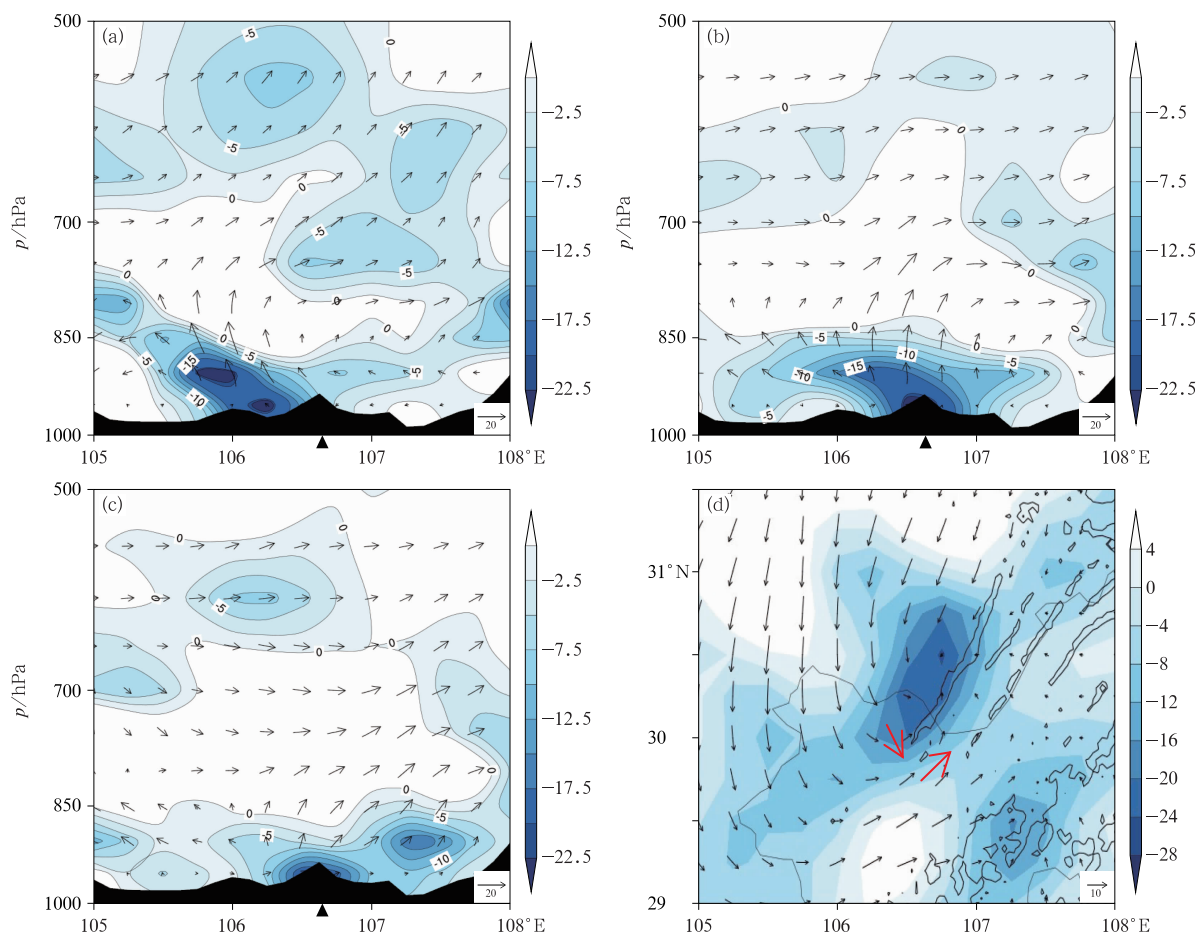


降水落区、发展演变关系密切。17日05时(图8d)辐合中心移出暴雨区,冷锋东移过境,转为偏西气流控制,温度下降,降水减弱结束。

#### 5.4 岭谷地形下中尺度对流系统演变过程

结合重庆雷达组合反射率和地面辐合线(辐合中心)演变(图9)进一步分析可知,影响此次暴雨过程的中尺度对流系统分为两个阶段,16日22:57至

17日00:46为第一阶段(图9a~9d),16日22:57(图9a)在暴雨区以西地区的辐合线西侧和南侧有两个对流系统A和B生成,回波最大强度均可达50 dBz以上,系统A为横向带状强回波,系统B为中尺度对流单体,皆随辐合线的缓慢东移北抬,17日00:02(图9b)受地形阻挡影响,系统A在山脉西侧演变为块状回波并停滞,且回波范围增大,强度减弱为45~50 dBz,造成华蓥山西侧丘陵地区暴雨;

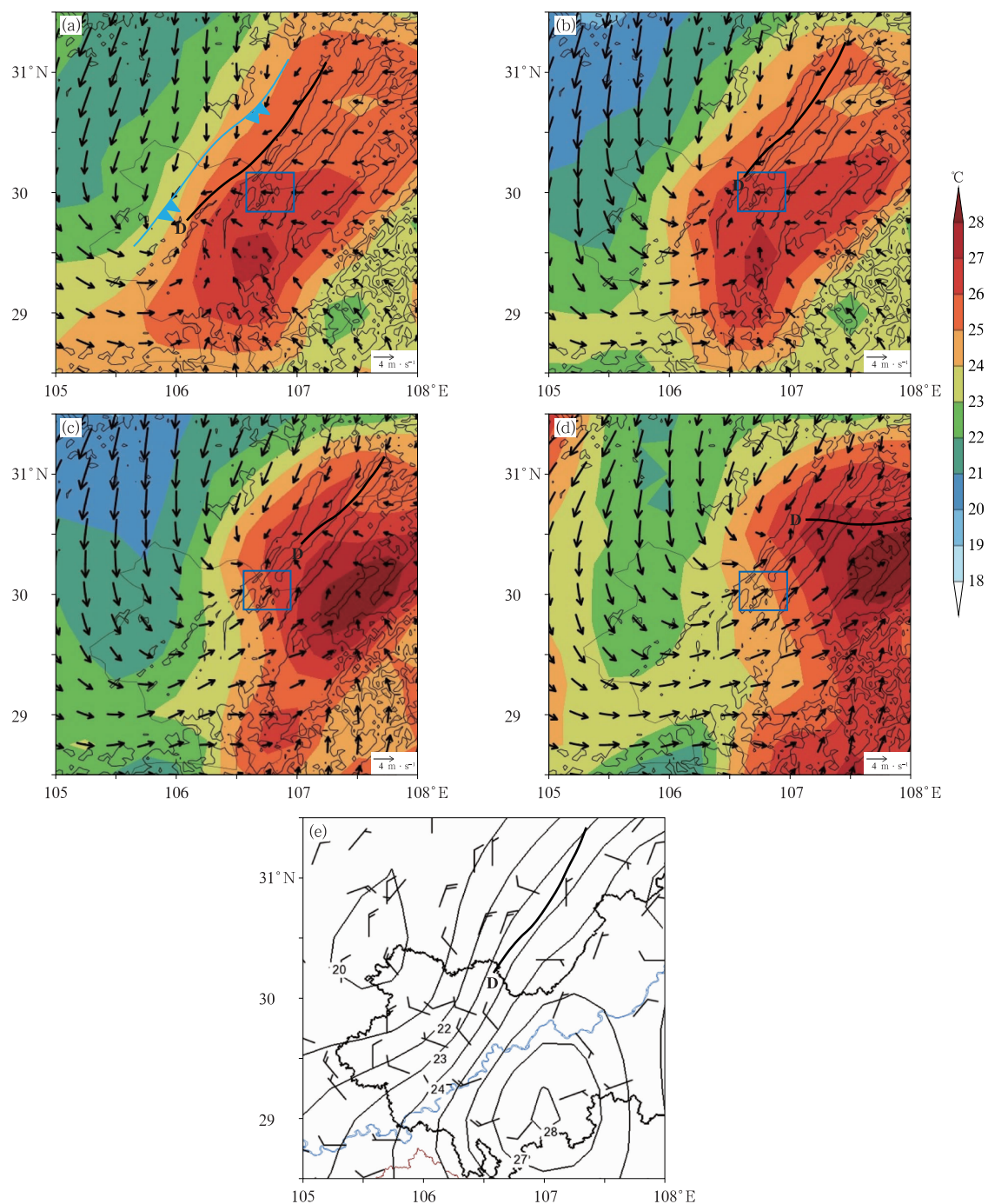


注:图7a~7c中,黑色阴影:地形,底部黑色三角:华蓥山位置;图7d中,红色箭头:绕流。

图7 2020年6月17日(a)00时,(b)03时,(c)05时沿30.25°N的 $u$ 、 $\omega$ 合成水汽通量(箭矢:纬向水汽通量,单位:  $10 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ,铅直水汽通量,单位:  $10^{-5} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ )和各层水汽通量散度(填色,单位:  $10^{-5} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$ )纬向剖面,(d)03时的900 hPa水汽通量(箭矢,单位:  $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ )和水汽通量散度(填色,单位:  $10^{-5} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$ )叠加700 m以上地形高度(等值线)

Fig. 7 (a-c) Latitudinal profiles along 30.25°N of  $u$  and  $\omega$  composite water vapor flux (arrow; latitudinal water vapor flux, unit:  $10 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ , vertical water vapor flux, unit:  $10^{-5} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ) and each layer water vapor flux divergence (colored, unit:  $10^{-5} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$ ) at (a) 00 UTC, (b) 03 UTC, (c) 05 UTC 17, and (d) water vapor flux (arrow, unit:  $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ) and water vapor flux divergence (colored, unit:  $10^{-5} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$ ) at 900 hPa superimposed with topography height above 700 m (contour) at 03 UTC 17 June 2020





注:蓝色方框:大暴雨区;黑色实线:辐合线;D:辐合中心。

图 8 2020 年 6 月(a)16 日 21 时,(b)17 日 00 时,(c)17 日 03 时,(d)17 日 05 时地面 10 m 风场(风矢)和 2 m 温度场(填色)叠加 500~1500 m 地形高度(等值线),(e)17 日 00 时地面实况

10 m 风场(风羽)和 2 m 温度场(等值线,单位:℃)

Fig. 8 Evolution of surface 10 m wind field (wind vector) and 2 m temperature field (colored) superimposed with 500—1500 m topography height (contour) at (a) 21 UTC 16, (b) 00 UTC 17, (c) 03 UTC 17, (d) 05 UTC 17 June, and (e) observed surface 10 m wind field (barb) and 2 m temperature field (contour, unit: °C) at 00 UTC 17 June 2020

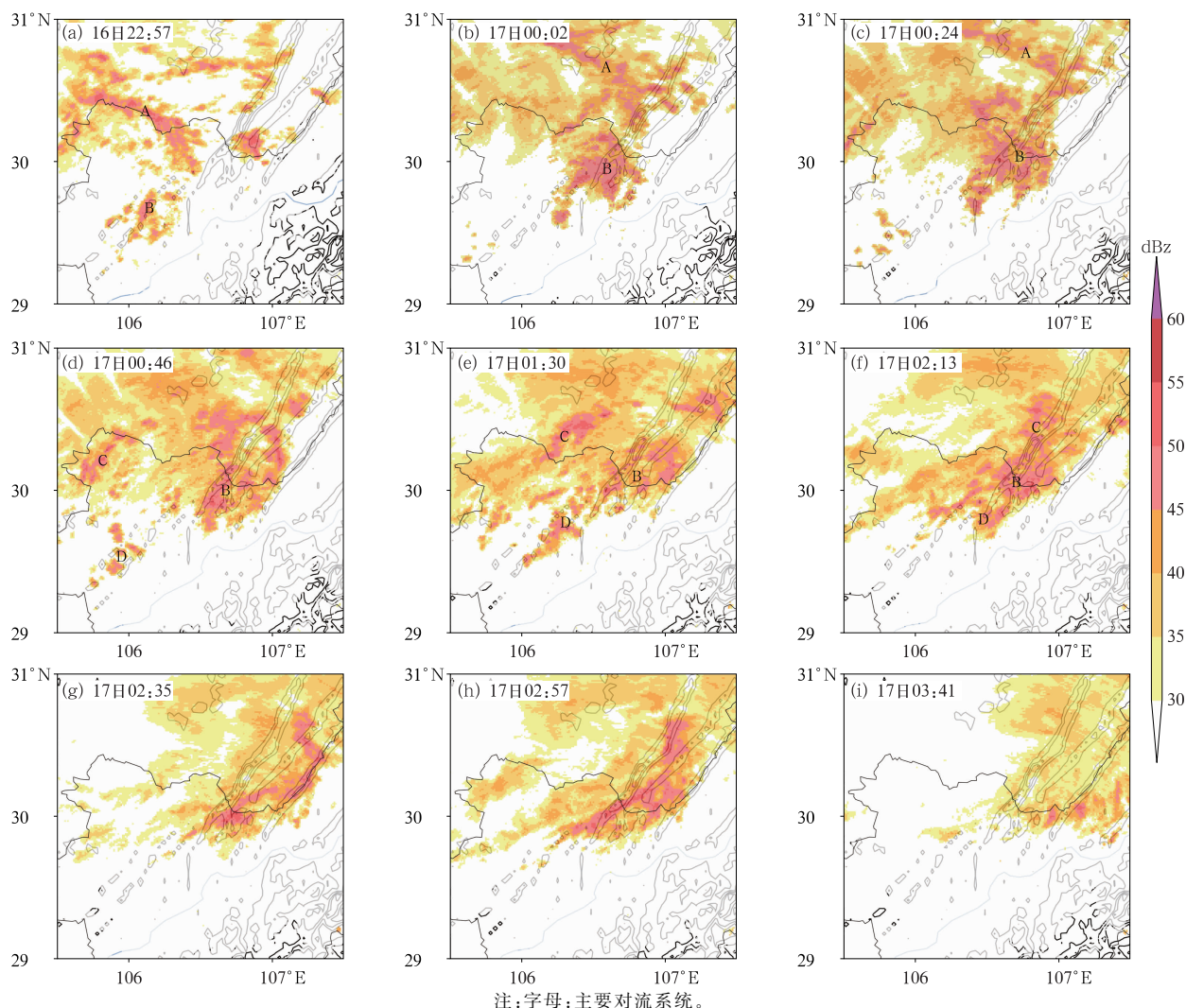


图9 2020年6月16—17日雷达组合反射率(填色)叠加500~1500 m地形高度(等值线)

Fig. 9 Radar composite reflectivity (colored) superimposed with 500—1500 m topography height (contour) from 16 to 17 June 2020

系统B在华蓥山南端受地形和地面辐合中心影响,迅速发展增强,随后系统A和系统B在辐合线附近合并为多单体块状回波,单体强中心达60 dBz,对应华蓥山沿山暴雨,17日01:30该块状回波分裂减弱,第一阶段结束(图9e)。17日01:30—03:41为第二阶段(图9e~9i),减弱的对流系统B在17日02:13再度于华蓥山南端与谷地过渡区组织加强(图9f),中心强度达60 dBz,并与17日00:46生成并快速移动的对流系统C和D合并向东移动,持续影响至17日02:57(图9h)带来第二阶段强降水,期间冷锋配合沿辐合线北抬的辐合中心在华蓥山南端迎风坡上升运动的加强是导致对流系统B在新组织增强的主要原因。17日03:41随着地面辐合中心的北抬回波减弱(图9i),整个暴雨过程基本结束。

综上所述,对流系统的发展和移动与地面辐合线(辐合中心)的位置变化关系密切,地形抬升作用使中尺度对流系统停滞在华蓥山沿山附近,其对锋面抬升的增幅有利于组织对流的加强,华蓥山南端与谷地过渡区中尺度对流系统B两个阶段的两次加强是导致该区域形成大暴雨的直接原因。

### 5.5 平行岭谷地形强降水天气系统模型

上文分析了岭谷地形在暴雨过程中对锋面抬升、中尺度辐合线、水汽聚集的重要作用以及中尺度对流系统的演变过程,结合天气环流背景探讨了大暴雨在华蓥山南端和东侧宽谷丘陵过渡区的形成发展机制。总结此次地形局地暴雨的形成机制,在平行岭谷地区给出此次大暴雨天气系统概念模型(图10)。



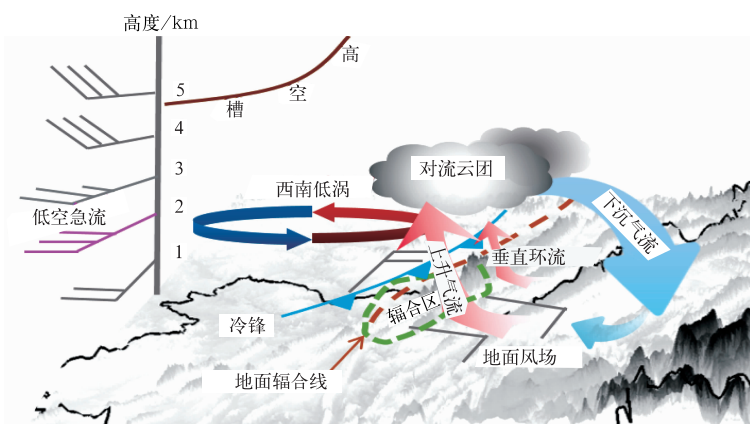


图 10 2020 年 6 月 16—17 日平行岭谷地形强降水天气系统模型图

Fig. 10 Map of the model weather system for heavy precipitation in the parallel ridge-valley topography from 16 to 17 June 2020

如图所示,在高空槽、西南低空气流和西南低涡切变天气系统影响下,导致了冷锋、地面辐合线移动发展,受地形抬升作用影响,冷锋配合沿地面中尺度辐合线北抬的辐合中心在迎风坡上升运动明显加强,锋前华蓥山、七曜山两山之间垂直环流风速也随之加大,最后在华蓥山南端辐合区导致岭谷地形强降水发生。

## 6 结论与讨论

本文利用加密自动气象观测站,ERA5 再分析资料以及多普勒雷达数据,对 2020 年 6 月 16—17 日重庆西部平行岭谷地形作用下的局地暴雨过程进行了分析,结论如下:

(1)此次局地暴雨具有强度大,局地性强,短历时的特点,且岭谷地形地区降水强度明显较大。高空槽引导冷空气入侵四川盆地,同时配合低涡切变以及低空急流为暴雨区提供了有利的环流背景条件,在有利的多尺度系统影响作用下,配合岭谷地形稳定维持的地面中尺度辐合线导致了此次暴雨,暴雨区出现在低涡中心东侧、暖切变线南侧、低空急流的左前方高湿区。

(2)稳定维持的低空急流对暴雨发生发展具有重要作用。急流动力辐合气流配合高层辐散有利于垂直方向形成大气抽吸效应,从而加强垂直上升运动,垂直速度最大可达  $-1.4 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ,为暴雨提供有利的动力条件,且水汽通量散度、高低层正负散度、上升垂直速度的大值区和强不稳定层结的维持时段与暴雨过程具有较好的对应关系。此外,受地

形影响在 850 hPa 以下边界层,水汽聚集(水汽通量散度  $< -10 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$ )、辐合上升(垂直速度  $< -0.6 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ )以及不稳定性(近地面层至 850 hPa 的  $\Delta\theta_{\text{se}} > 6 \text{ K}$ )三者都具有明显的强中心区域,使得降水明显增加。

(3)冷锋配合沿辐合线北抬的辐合中心在迎风坡抬升,加强了垂直上升运动,且锋区东侧华蓥山与七曜山之间边界层附近存在向上凸起的  $\theta_{\text{se}}$ ,中心强度大于 370 K,使得锋前垂直环流风速加大,加之在岭谷地形抬升和绕流作用下,该地区上空水汽聚集明显,这是导致华蓥山南端以及东侧宽谷丘陵过渡区暴雨增幅的重要原因。

(4)中尺度对流系统的发展演变与地面辐合线的位置变化关系密切,第一阶段在地形辐合线和辐合中心影响下,对流系统在华蓥山附近停滞带来华蓥山沿山暴雨,第二阶段迎风坡垂直运动的加强使得华蓥山南端已经分散减弱的对流再次组织加强,配合快速东移对流单体合并在该地区形成大暴雨,两个阶段对流系统组合反射率强度均可达 60 dBz。

利用再分析资料探究了重庆西部平行岭谷局地暴雨的形成机制,着重对暴雨过程中地形对降水的增幅作用进行了分析,为揭示岭谷地形影响暴雨的特征与机制提供了一些线索。但岭谷地形影响下冷锋的精细化结构特征,华蓥山、七曜山地形下锋前环流对暴雨过程影响的分析还不够深入,还需要应用中尺度模式数值试验做进一步研究,同时气候背景下平行岭谷地形不同海拔、不同位置降水日变化定量特征,以及不同层次低空急流与地形夹角对暴雨强度和落区的影响等也有待进一步研究。

## 参考文献

- 车军辉,郭红艳,史茜,等,2017.地面辐合线演变与多尺度天气过程的相互作用分析[J].干旱气象,35(1):91-99. Che J H, Guo H Y, Shi Q, et al, 2017. Interaction between surface convergence lines and multi-scale weather processes[J]. J Arid Meteor, 35(1):91-99(in Chinese).
- 陈鹏,刘德,周盈颖,等,2013.重庆一次暴雨天气过程诊断[J].干旱气象,31(2):333-341. Chen P, Liu D, Zhou Y Y, et al, 2013. Diagnosis of a heavy rain process in Chongqing[J]. J Arid Meteor, 31(2):333-341(in Chinese).
- 程晓龙,李跃清,衡志伟,2016.四川盆地特殊地形下基于加密观测的一次低涡暴雨水汽结构分析[J].高原山地气象研究,36(4):1-8,16. Cheng X L, Li Y Q, Heng Z W, 2016. A comparative experimental study of an extreme rainstorm caused by the Southwest China vortex during the intensive observation period[J]. Plateau Mt Meteor Res, 36(4):1-8,16(in Chinese).
- 杜继稳,李明娟,张弘,等,2004.青藏高原东北侧突发性暴雨地面能量场特征分析[J].高原气象,23(4):453-457. Du J W, Li M J, Zhang H, et al, 2004. Characteristic analysis on surface energy field of abrupt rainstorm on the northeast side of Qinghai-Xizang Plateau[J]. Plateau Meteor, 23(4):453-457(in Chinese).
- 蒋兴文,王鑫,李跃清,等,2008.近20年四川盆地大暴雨发生的大尺度环流背景[J].长江流域资源与环境,17(S1):132-137. Jiang X W, Wang X, Li Y Q, et al, 2008. Large-scale general circulation characteristics of heavy rain of Sichuan Basin at latest twenty years[J]. Resour Environ Yangtze Basin, 17(S1):132-137(in Chinese).
- 金妍,李国平,2021.爬流和绕流对山地突发性暴雨的影响[J].高原气象,40(2):314-323. Jin Y, Li G P, 2021. Impact of flow around and flow over in sudden rainstorm on mountains[J]. Plateau Meteor, 40(2):314-323(in Chinese).
- 雷蕾,孙继松,王华,等,2014.偏东风冷空气与地形相互作用背景下北京局地强降水成因分析[J].暴雨灾害,33(4):325-332. Lei L, Sun J S, Wang H, et al, 2014. Cause analysis of a local severe precipitation event in Beijing on the background of interaction of easterly cold air and topography[J]. Torr Rain Dis, 33(4):325-332(in Chinese).
- 李娟,孙建华,张元春,等,2016.四川盆地西部与东部持续性暴雨过程的对比分析[J].高原气象,35(1):64-76. Li J, Sun J H, Zhang Y C, et al, 2016. Comparative analysis of persistent heavy rainfall events in west and east Sichuan Basin[J]. Plateau Meteor, 35(1):64-76(in Chinese).
- 李青春,程丛兰,全继萍,等,2022.夏季两次不同强度暴雨过程的低空急流特征及其作用对比分析[J].气象,48(11):1384-1401. Li Q C, Cheng C L, Quan J P, et al, 2022. Comparison of characteristics and effects about low-level jet in two rainstorm processes with different intensities in summer[J]. Meteor Mon, 48(11):1384-1401(in Chinese).
- 刘德,张亚萍,陈贵川,等,2012.重庆市天气预报技术手册[M].北京:气象出版社:104-113. Liu D, Zhang Y P, Chen G C, et al, 2012. Chongqing Weather Forecast Technical Manual[M]. Beijing: China Meteorological Press:104-113(in Chinese).
- 陆尔,丁一汇,李月洪,1994.1991年江淮特大暴雨的位涡分析与冷空气活动[J].应用气象学报,5(3):266-274. Lu E, Ding Y H, Li Y H, 1994. Isentropic potential vorticity analysis and cold air activity during the period of excessively heavy rain over Changjiang-Huaihe River Basin in 1991[J]. Quart J Appl Meteor, 5(3):266-274(in Chinese).
- 陆汉城,杨国祥,2015.中尺度天气原理和预报:第3版[M].北京:气象出版社. Lu H C, Yang G X, 2015. Mesoscale Weather Principle and Forecast [M]. 3rd ed. Beijing: China Meteorological Press(in Chinese).
- 卢璐,杨静,2009.贵州夏季大暴雨天气的时空分布特征分析[J].贵州气象,33(3):9-12. Lu L, Yang J, 2009. Spatial and temporal distribution characteristic of summer rainstorm in Guizhou[J]. J Guizhou Meteor, 33(3):9-12(in Chinese).
- 卢萍,李建,李英,2014.重庆2次西南涡暴雨过程的类比分析[J].暴雨灾害,33(1):34-40. Lu P, Li J, Li Y, 2014. Analogy on the two cases of southwest vortex rainstorms in Chongqing[J]. Torr Rain Dis, 33(1):34-40(in Chinese).
- 孟宪贵,郭俊建,韩永清,2018.ERA5再分析数据适用性初步评估[J].海洋气象学报,38(1):91-99. Meng X G, Guo J J, Han Y Q, 2018. Preliminarily assessment of ERA5 reanalysis data[J]. J Mar Meteor, 38(1):91-99(in Chinese).
- 苗春生,李婷,王坚红,等,2015.江淮流域梅雨锋暴雨南北雨带干冷空气侵入作用的对比研究[J].大气科学学报,38(1):76-84. Miao C S, Li T, Wang J H, et al, 2015. Comparison of dry-cold intrusions in north and south heavy rainfall zones during Meiyu front rainstorms in Changjiang-Huaihe valleys[J]. Trans Atmos Sci, 38(1):76-84(in Chinese).
- 钱滔滔,吕克利,1997.大气层结对冷锋环流的影响[J].气象学报,55(1):77-85. Qian T T, Lyu K L, 1997. Influences of stratification on cold frontal circulation[J]. Acta Meteor Sin, 55(1):77-85(in Chinese).
- 苏爱芳,张宁,袁小超,等,2016.河南“7.14”强降水和“8.02”雷暴大风过程 $\beta$ 中尺度对流系统对比分析[J].暴雨灾害,35(2):126-137. Su A F, Zhang N, Yuan X C, et al, 2016. Comparative analysis on  $\beta$ -mesoscale convective systems in “7.14” extreme precipitation and “8.02” thunderstorm gale events in Henan[J]. Torr Rain Dis, 35(2):126-137(in Chinese).
- 孙继松,2005.气流的垂直分布对地形雨落区的影响[J].高原气象,24(1):62-69. Sun J S, 2005. The effects of vertical distribution of the lower level flow on precipitation location[J]. Plateau Meteor, 24(1):62-69(in Chinese).
- 谈哲敏,伍荣生,2000.地形上空边界层流中低层锋面结构的理论研究I:冷锋、均匀地转流[J].气象学报,58(2):137-150. Tan Z M, Wu R S, 2000. A theoretical study of low-level frontal structure in the boundary layer over orography part I: cold front and uniform geostrophic flow[J]. Acta Meteor Sin, 58(2):137-150(in Chinese).
- 陶诗言,1980.中国之暴雨[M].北京:科学出版社. Tao S Y, 1980.



- Rainstorm in China[M]. Beijing: Science Press(in Chinese).
- 王丽荣,刘黎平,王立荣,等,2013.太行山东麓地面辐合线特征分析[J].气象,39(11):1445-1451. Wang L R, Liu L P, Wang L R, et al, 2013. Analysis of surface convergence line features in the eastern side of Taihang Mountain[J]. Meteor Mon, 39(11): 1445-1451(in Chinese).
- 肖红茹,王佳津,肖逸祥,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).
- 阎丽凤,车军辉,周雪松,等,2013.泰山地形对一次局地强降水过程动力作用的数值模拟分析[J].气象,39(11):1393-1401. Yan L F, Che J H, Zhou X S, et al, 2013. Numerical simulation analysis on dynamic effect of Taishan Mountain terrain on local severe rainfall[J]. Meteor Mon, 39(11):1393-1401(in Chinese).
- 杨波,2014.抗洪救灾 人大代表冲在一线[J].公民导刊,(10):62-63. Yang B, 2014. Flood fighting and disaster relief deputies to the people's congress rushed to the front line[J]. Citizen Guide, (10):62-63 (in Chinese).
- 俞小鼎,2012.2012年7月21日北京特大暴雨成因分析[J].气象,38(11):1313-1329. Yu X D, 2012. Investigation of Beijing extreme flooding event on 21 July 2012[J]. Meteor Mon, 38(11): 1313-1329(in Chinese).
- 章翠红,夏茹娣,王咏青,2018.地形、冷池流出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).
- 张芳丽,李国平,罗潇,2020.四川盆地东北部一次突发性暴雨事件的影响系统分析[J].高原气象,39(2):321-332. Zhang F L, Li G P, Luo X, 2020. Some influence factors of a sudden rainstorm event in Northeast Sichuan Basin of China[J]. Plateau Meteor, 39(2):321-332(in Chinese).
- 钟水新,2020.地形对降水的影响机理及预报方法研究进展[J].高原气象,39(5):1122-1132. Zhong S X, 2020. Advances in the study of the influencing mechanism and forecast methods for orographic precipitation[J]. Plateau Meteor, 39(5): 1122-1132 (in Chinese).
- 周春花,肖逸祥,郁淑华,2022.诱发四川盆地极端暴雨的西南涡环流背景和结构特征[J].气象,48(12):1577-1589. Zhou C H, Xiao D X, Yu S H, 2022. Circulation background and structural characteristics of the southwest vortex inducing extreme rainstorm in Sichuan Basin[J]. Meteor Mon, 48(12): 1577-1589 (in Chinese).
- 朱乾根,2007.天气学原理和方法:第4版[M].北京:气象出版社. Zhu Q G, 2007. Synoptic Meteorology Principles and Methods [M]. 4th ed. Beijing: China Meteorological Press (in Chinese).
- Bao X H, Zhang F Q, 2013. Impacts of the mountain-plains solenoid and cold pool dynamics on the diurnal variation of warm-season precipitation over northern China[J]. Atmos Chem Phys, 13(14):6965-6982.
- Basist A, Bell G D, Meentemeyer V, 1994. Statistical relationships between topography and precipitation patterns[J]. J Climate, 7(9):1305-1315.
- Houze Jr R A, 2012. Orographic effects on precipitating clouds[J]. Rev Geophys, 50(1):RG1001. DOI:10.1029/2011RG000365.
- Johansson B, Chen D L, 2003. The influence of wind and topography on precipitation distribution in Sweden: statistical analysis and modelling[J]. Int J Climatol, 23(12):1523-1535.
- Lin Y L, Chiao S, Wang T A, et al, 2001. Some common ingredients for heavy orographic rainfall[J]. Wea Forecasting, 16(6):633-660.
- Smith R B, 2006. Progress on the theory of orographic precipitation [L]// Willett S D, Hovius N, Brandon M T, et al. Tectonics, Climate, and Landscape Evolution. Colorado: Geological Society of America: 1-17.
- Smith R B, Barstad I, 2004. A linear theory of orographic precipitation[J]. J Atmos Sci, 61(12):1377-1391.
- Zhang Y C, Zhang F Q, Sun J H, 2014. Comparison of the diurnal variations of warm-season precipitation for East Asia vs. North America downstream of the Tibetan Plateau vs. the Rocky Mountains[J]. Atmos Chem Phys, 14(19):10741-10759.

(本文责编:王婷波 何晓欢)