

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).

四川盆地暖区暴雨特征分析^{*}

肖红茹^{1,2} 王佳津¹ 肖递祥¹ 龙柯吉¹ 谌芸³

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

提 要: 给出四川盆地暖区暴雨的定义,并根据天气形势和影响系统将其分为西南涡型、副热带高压边缘型、西南急流型和东南风型四类。然后利用 2008—2018 年 5—9 月常规和自动站逐时降水资料统计分析四类暖区暴雨的时空分布特征和降水性质,并选取典型个例,对暴雨中尺度特征和成因进行了分析。主要结论包括:四类暖区暴雨易发于山脉迎风坡、喇叭口地形、平原和丘陵山地不均匀下垫面附近。西南涡型和西南急流型暴雨范围广且成片,西南涡型暴雨主要位于盆地中部和南部,西南急流型暴雨主要出现在盆地中部到龙门山脉北段和大巴山脉;副热带高压边缘型和东南风型暴雨分散,主要出现在盆地西部;降水都具有明显的日变化,呈现为单峰型,夜间加强,白天减弱;暖区暴雨由对流性和稳定性降水组成,降水量级越大,对流性越明显,其中,副热带高压边缘型和东南风型对流性降水明显,西南涡型和西南急流型稳定性降水明显;暖区暴雨直接由 β 中尺度云团发展造成,西南涡型和西南急流型中尺度对流系统持续时间 ≥ 6 h,副热带高压边缘型和东南风型中尺度对流系统持续时间 ≤ 6 h,但四类暖区暴雨单站对流性降水($20 \sim 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$)的持续时间一般不超过 3 h, $\geq 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的短时强降水维持时间不超过 1 h,若超过 1 h 易造成极端降水事件,西南涡型和西南急流型容易出现极端强降水;四类暖区暴雨发生在高能高湿不稳定环境条件下,平均 CAPE 值超过 $1000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,K 指数在 40°C 左右,850 hPa 平均假相当位温在 85°C 左右,平均比湿可达 $16 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。

关键词: 四川盆地,暖区暴雨,时空分布,降水性质, β 中尺度云团

中图分类号: P458, P466

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2021.03.004

Analysis of Warm-Sector Rainstorm Characteristics over Sichuan Basin

XIAO Hongru^{1,2} WANG Jiajin¹ XIAO Dixiang¹ LONG Keji¹ CHEN Yun³

1 Sichuan Meteorological Observatory, Chengdu 610072

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

3 National Meteorological Centre, Beijing 100081

Abstract: The warm-sector rainstorms over the Sichuan Basin were defined and classified into four types based on the synoptic situation, including the southwest vortex (SWV), the edge of subtropical high (ESH), the southwest jet (SWJ), and the southeast wind (SEW) types. By using the conventional and the hourly precipitation data of automatic weather station from May to September during 2008—2018, we statistically analyzed the spatio-temporal distribution of warm-sector rainstorms and the nature of precipitation as well as the mesoscale characteristics and causes for their formation. The major characteristics obtained from the research are that the four types of warm-sector rainstorms usually occur in windward slope of mountain, bellmouth topography and near the uneven surface which is transitional zones between plain,

* 国家重点研发计划(2018YFC1505705,2018YFC1505704)、国家自然科学基金项目(41975001)、气象预报业务关键技术发展专项子项目[YBGJXM(2020)2A-14]及四川省气象局重点专项(四川省重点实验室 2018-重点-01)共同资助

2020 年 5 月 13 日收稿; 2021 年 1 月 4 日收修定稿

第一作者:肖红茹,主要从事中短期天气预报工作和高原东侧灾害性天气研究. E-mail:13927919@qq.com

hills and uplands, etc. The SWV and SWJ types have a large area, and the former mainly occurs in the middle and south of the basin and the latter from the middle of the basin to the north of Longmen Mountains and Daba Mountains. The ESH and SEW types are decentralized precipitation, and the precipitations usually occur in the west of the basin. All the four types of precipitation have substantial diurnal variation, showing a single peak type, which is strengthened at night but weakened during the day. The warm-sector rainstorms consist of stable and convective precipitations. The heavier the daily rainfall is, the more obvious convective nature the precipitation has, of which, the convective precipitation of ESH and SEW types is obvious, and the stable precipitation of SWV and SWJ types is obvious. The warm-sector rainstorms are directly caused by the development of $M\beta CSs$, the lifetimes of SWV and SWJ types are ≥ 6 h, and those of ESH and SEW types are ≤ 6 h. All the four types of convective precipitation ($20-50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$) last for no more than 3 h, and the flash heavy rain ($\geq 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$) lasts for no more than 1 h, otherwise, it is very easy to cause extreme precipitation events. SWV and SWJ types are prone to extreme heavy rainfall. The four types of rainstorms occur in the unstable environment with high energy and high humidity. The average CAPE value is more than $1000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, K index is about 40°C , θ_{se} of 850 hPa is about 85°C , and the average specific humidity can reach $16 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$.

Key words: Sichuan Basin, warm-sector rainstorm, spatio-temporal distribution, nature of precipitation, meso- β scale system

引 言

暖区暴雨的概念首先由黄世松(1986)提出,他将一般发生在地面锋面系统前端 $200\sim300 \text{ km}$ 位置或更远的暖区,或是南岭附近至南海北部没有锋面存在、华南未受冷空气或变性冷高脊控制,或者发生在西南风和东南风的汇合气流中,甚至无切变的西南气流里的暴雨称为暖区暴雨。这类暴雨具有强度大、范围小、对流性强、降水时段集中(林良勋, 2006; 赵玉春等, 2008),以及突发性强和阶段性明显(张晓美等, 2009; 徐珺等, 2018)的特点。暴雨是不同尺度天气系统相互作用的结果,研究表明欧亚中高纬低槽、西太平洋副热带高压(以下简称副高)、南亚高压及副热带高、低空急流是华南暖区暴雨主要的天气尺度系统(丁治英等, 2009; 2011; 廖慕科等, 2010; 何立富等, 2016),典型的环流系统配置(林良勋, 2006; 陈翔翔等, 2012; 何立富等, 2016)为中尺度对流系统(MCS)的发生发展提供了有利的物理环境条件(高能高湿、强烈的低层辐合和强上升运动),有组织的MCS是华南暖区暴雨的直接影响系统(夏茹娣等, 2006; 张晓美等, 2009; 叶朗明和徐碧裕, 2014; Wu and Luo, 2016),而中尺度喇叭口地形作用(夏茹娣等, 2006)、海岸线附近山体(Wang et al, 2014)、地面中尺度辐合线(叶朗明和徐碧裕, 2014; 伍志方等, 2018)、对流产生的地面中尺度冷池(Liu et al,

2018)、重力波的传播(徐燚等, 2013)等激发强上升运动、触发不稳定能量释放导致暖区暴雨的发生。

除华南地区外,我国其他地区也受到暖区暴雨的严重影响(徐珺等, 2014; 周明飞等, 2014; 陈云辉等, 2015; 周长春等, 2015; 孔凡超等, 2016)。对2012年北京“7·21”特大暴雨的极端性分析(谌芸等, 2012; 孙军等, 2012)表明,降水过程由暖区降水和锋面降水组成,暖区降水开始时间早、强度大、中心较为分散、持续时间长,且降水大部分是由地形触发对流单体并形成准静止线性MCS,传播进入北京造成极端强降水,距离冷锋到来还有一段时间。暖区暴雨影响系统相对于锋面暴雨不明显,预报信号较弱,数值预报模式难以很好描述暖区对流的发生发展(Huang and Luo 2017; 谌芸等, 2018; 覃武等, 2020),预报员也很难对数值预报进行有效订正(方翀等, 2012; 宗志平等, 2013; 王淑莉等, 2015),因而揭示暖区暴雨的降水特点和成因具有重要意义。Luo et al(2016)分析2011—2015年中国极端小时降水的天气背景类型,揭示了地面锋面型、低涡/切变线型、热带气旋型、其他型(即天气尺度系统弱动力强迫下的暖区型)的发生频次/强度、日变化、季节变化等时空分布;陈玥等(2016)统计了长江中下游地区的暖区暴雨过程,得到了特定天气背景下暖区暴雨过程的时空统计特征,并建立了三种天气概念模型:冷锋型、暖切变型和副高边缘型;汪玲瑶等(2018)统计了江南地区暖区暴雨的时空分布特征和

降水性质,并对暖区暴雨的成因进行了初步分析,最后给出四类暖区暴雨的系统配置:暖切变型、冷锋锋前型、副高型和强西南急流型。

四川盆地受青藏高原和秦岭的阻挡作用,冷空气不易入侵,且盆地西、北部地势高,东、南部地势低,夏季南来的水汽和能量易在盆地积聚,有利暖区暴雨的发生。周长春等(2015)、杨康权等(2017; 2019)对盆地西部暖区暴雨的个例分析发现,盆地暖区暴雨具有强度大、对流强、多发生于夜间的特点,且大多出现在龙门山脉一线,致灾性强。受地形影响,高原涡和西南涡暴雨是四川盆地典型的致灾性暴雨(肖递祥等,2017),对此两类暴雨的成因、对流触发机制等的研究较多(陈忠明等,2004; 顾清源等,2008; 肖红茹等,2009; 肖递祥等,2012; 宗志平等,2013; 师锐等,2015),而专门针对盆地暖区暴雨的研究较少,且目前全球和区域数值模式对暖区降水的预报能力有限,对预报员指导意义不大,预报业务中常出现漏报、预报强度偏弱和强降水时间偏差大的情况,因此揭示盆地暖区暴雨的降水特点是很有必要的,以便对模式预报的订正提供参考。本文首先给出四川盆地暖区暴雨概念,再根据主要影响系统进行分类,然后利用多年常规和非常规观测资料统计分析盆地暖区暴雨的时空分布、降水性质等特征,并针对典型个例做了初步成因分析。

1 资料和四川盆地暖区暴雨的定义

本文所用资料包括:(1)2008—2018年5—9月常规地面、高空观测和FY-2卫星TBB资料,四川盆地109个国家站和2684个区域自动站(图1)的逐小时降水观测数据;(2)地形数据为SRTM提供的

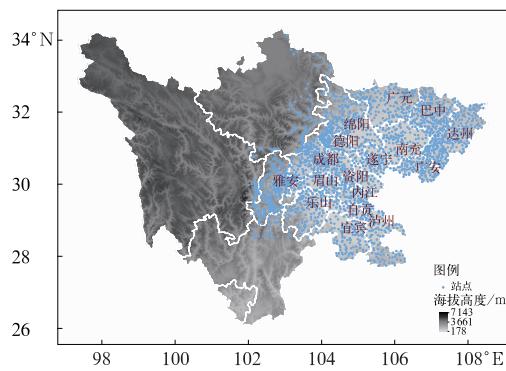


图1 四川地形图及站点分布

Fig. 1 Sichuan topographic map and distribution of stations

分辨率为90 m的地形高程数据(<http://rtm.csi.cgiar.org/SELECTION/inputCoord.asp>),该数据由美国太空总署和国防部国家测绘局联合测量。

本文对四川盆地($28^{\circ}\sim 33^{\circ}\text{N}$ 、 $102.5^{\circ}\sim 108.5^{\circ}\text{E}$)暖区暴雨统计标准为:降水发生在地面冷锋前部至少100 km以外的暖区一侧或热低压环流区域中,且降雨区降水发生时不受地面冷空气影响,850 hPa没有冷平流入侵降雨区,盆地有3个及以上相邻国家站或5个及以上分散国家站日降水量(20时至次日20时,北京时,下同) $\geq 50\text{ mm}$ 的降水过程,并伴有短时强降水($\geq 20\text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$)。

按照上述定义,对2008—2018年四川盆地暖区暴雨过程进行筛选,共有58例,根据主要影响系统和相似天气形势进行分类(具有代表性,个例数少于5例不进行归类),首先判断有无西南涡,如有则为西南涡型;其次判断700 hPa($27^{\circ}\sim 33^{\circ}\text{N}$ 、 $102^{\circ}\sim 109^{\circ}\text{E}$)范围内有无西南急流,如有则为西南急流型;然后再看副高588 dagpm线的位置;最后将盆地暖区暴雨分为表1所列四大类型,其中有12例无法归类。

表1 四川盆地暖区暴雨分类

Table 1 Classification of warm-sector rainstorms over Sichuan Basin

类型	分类数量/例	归类依据	发生月份
西南涡型	13	700 hPa青藏高原背风坡($26^{\circ}\sim 33^{\circ}\text{N}$ 、 $99^{\circ}\sim 109^{\circ}\text{E}$)有闭合等高线的低压或有3个探空站风向呈气旋式环流的低涡生成并影响四川盆地造成的强降水	主要发生在6—7月 (占该类型全部个例的76.92%)
西南急流型	10	700 hPa($27^{\circ}\sim 33^{\circ}\text{N}$ 、 $102^{\circ}\sim 109^{\circ}\text{E}$)范围内有西南风急流形成(至少有2个探空站风速 $\geq 12\text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$),但无西南涡影响而在盆地造成的强降水	全部发生在6—7月
副高边缘型	13	副高较强且稳定,脊线位于 27°N 或以北,588 dagpm线位于四川盆地,云贵地区无明显的低空急流向四川盆地推进,副高西侧($30^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 、 $99^{\circ}\sim 105^{\circ}\text{E}$)往往有东北—西南向切变线,导致在588 dagpm线边缘形成的强降水	主要发生在7—8月 (占该类型全部个例的69.23%)
东南风型	10	无明显天气系统(低槽、低涡)强迫,副高588 dagpm线西脊点位于 100°E 以西或 108°E 以东,850 hPa从华南向四川盆地有东南气流输送,在盆地有明显风速辐合或受地形强迫抬升形成的强降水	主要发生在7—8月 (占该类型全部个例的80.00%)

注:西南涡型中探空站主要指巴塘、丽江、西昌、温江、威宁、宜宾、重庆、达州;西南急流型中探空站主要指西昌、温江、威宁、宜宾、重庆、达州、贵阳。

Note: The sounding stations of the SWV: Batang, Lijiang, Xichang, Wenjiang, Weining, Yibin, Chongqing and Dazhou. The sounding stations of the SWJ: Xichang, Wenjiang, Weining, Yibin, Chongqing, Dazhou and Guiyang.

2 四川盆地暖区暴雨降水特征

利用自动站逐时降水资料,对四川盆地(以下简称盆地)暖区暴雨的站点日平均雨量、降水频次的空间分布及站点降水的时间分布特征,不同强度小时雨量对总降水的贡献进行分析。

2.1 降水空间分布

从日雨量超过 50 mm 站点频次分布(图 2)来看,暖区暴雨发生的高频区主要位于盆地中部至龙门山脉北段和大巴山脉一带,以及盆地西、南部,其次是盆地南、东部。从暴雨日平均雨量 $\geq 100 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 的站点分布来看,强降水中心容易出现在山脉的迎风坡(A)、喇叭口地形(B)和平原、丘陵山地不均匀下垫面(C)附近,不同类型的暖区暴雨其空间分布又存在差异。

西南涡型(图 3a)暖区暴雨高频区降水成片较集中,呈现盆地中部、南部多,其余地方少的特点。强降水中心和西南涡发生、发展演变密切相关,统计发现有 9 例西南涡生成于川西高原南部,其中 5 例移出高原进入盆地,造成盆地中部到南部成片强降水,未移出高原的主要造成盆地西南部强降水。4 例西南涡生成于盆地,然后向东北或偏东方向移动,或者原地发展,主要造成西南部、南部和中部成片强降水,西南涡稳定维持,容易导致极端强降水,例如,2013 年 6 月 30 日至 7 月 1 日,西南涡稳定维持在盆地中部,造成遂宁 6 月 30 日 08 时至 7 月 1 日 08 时的 24 h 降水量达 415.9 mm。13 例中强度超过 $200 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 的占比为 46.15%,最强中心为 392 $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 。

副高边缘型(图 3b)暖区暴雨降水比较分散,与副高位置有关,当副高加强西伸到盆地西部控制整个盆地,高原东侧($30^{\circ} \sim 35^{\circ}\text{N}, 99^{\circ} \sim 105^{\circ}\text{E}$)一般有东北—西南向切变线存在,或者副高与青藏高压对峙,在盆地形成两高之间切变线,从而在 588 dagpm 线边缘形成强降水,但超过 $100 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 的强降水中心均出现在盆地西部,250 $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 以上强降水中心均出现在龙门山脉北段,中心超过 $200 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 的占比为 38.46%,最强中心为 343 $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 。

西南急流型(图 3c)暖区暴雨高频降水区广且

成片,集中发生在盆地中部、北部。急流型发生时,对流层高层盆地北部为高空急流分流区,中层有西风低槽与之配合,副高一般偏东,低空急流强,南风分量大,强降水区和中心偏北,有 7 例强中心都出现在广元、巴中两个市;当西南急流的位置偏南偏东,强降水区也偏南偏东,降水中心易出现在华蓥山脉。暴雨中心超过 $200 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 的暴雨过程频次占比为 50%,最强降水中心为 $259 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$,均偏北。

东南风型(图 3d)暖区暴雨发生时对流层中低层无明显天气尺度系统,850 hPa 从华南至盆地有一支东南风气流,且存在风速脉动,在盆地西部出现明显的风速或风向辐合,强降水区沿山脉走向,落点分散,若华南沿海有台风登陆(9 例中有 3 例),台风外围的东南风急流会导致向盆地的暖湿输送加强,东南气流遇盆地西部大地形强迫抬升,从而造成更强降水,一般出现在龙门山脉北段,中心超过 $200 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 的占比为 20%,最强中心为 $337 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 。

综上所述,盆地四类暖区暴雨空间分布因其影响系统的差异而存在不同,西南涡和西南急流型暴雨落区范围广而成片,副高边缘型和东南风型暴雨落区分散,东南风型雨带沿山体走向,但四类暴雨均表现为强降水中心多发于山脉迎风坡、喇叭口地形、平原和丘陵山地不均匀下垫面附近。

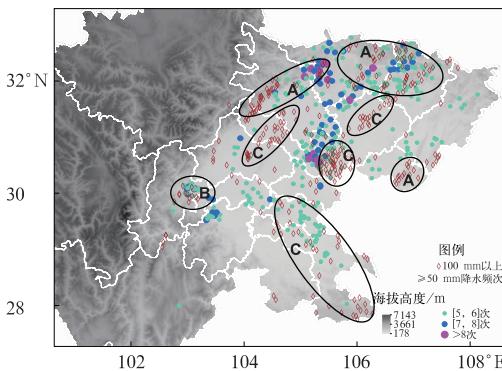


图 2 四川盆地暖区暴雨降水空间分布
(彩色圆点为 $\geq 50 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 站点降水频次,
◇为至少一次日平均雨量 $\geq 100 \text{ mm}$ 站点,
灰度填色为地形高度,黑色椭圆圈为强降水中心)

Fig. 2 Spatial distribution of warm-sector rainstorms over Sichuan Basin

[Color dots are for the frequency of rainstorms ($\geq 50 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$), ◇ for daily mean severe rain $\geq 100 \text{ mm}$, gray color for terrain height, black ellipse for severe rainfall center]

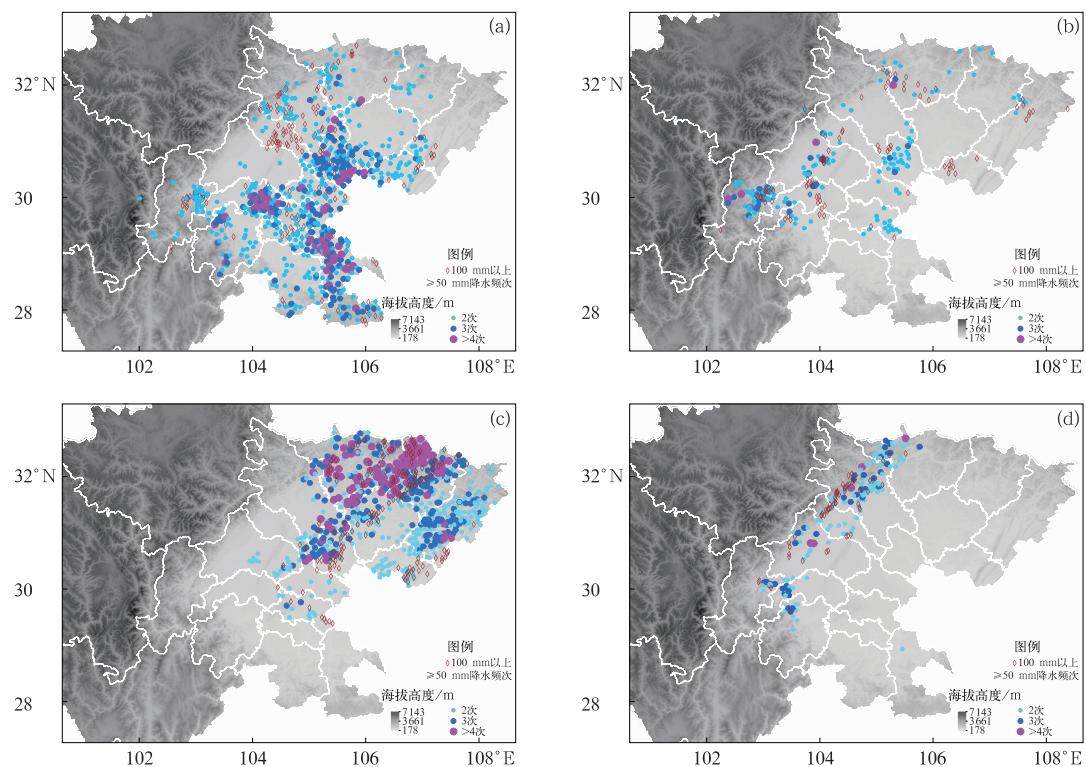


图3 (a)西南涡型、(b)副高边缘型、(c)西南急流型和(d)东南风型降水空间分布

(彩色圆点为 $\geq 50 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 站点降水频次, \diamond 为至少一次日平均雨量

$\geq 100 \text{ mm}$ 站点, 灰度填色为地形高度)

Fig. 3 Spatial distribution of precipitation with (a) SWV,

(b) ESH, (c) SWJ and (d) SEW

[Color dots are for the frequency of rainstorms ($\geq 50 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$), \diamond for daily mean
severe rain $\geq 100 \text{ mm}$, gray color for terrain height]

2.2 降水时间分布特征

2.2.1 站点降水日变化

统计四类暖区暴雨中雨强分别 ≥ 10 、 20 、 $50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的站点数随时间的变化发现(图4):降水具有明显的日变化,夜间加强,白天明显减弱,四类暴雨均呈现为明显的单峰型。其中,西南涡型日变化略平缓,降水峰值出现在凌晨至早晨(03—07时),21时对流明显开始发展,主要集中在凌晨到上午(00—11时),且这一时段的短时强降水分布也相对均匀,23时到次日11时,每个小时都有 $\geq 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的强降水出现,但站数较少(图4a)。副高边缘型、西南急流型和东南风型日变化都较剧烈,副高边缘型降水峰值出现在黎明到早晨(05—08时),09时后降水迅速减弱,21时开始就有较明显对流发生,午夜时逐渐增强,强盛期主要集中在05—09时,有明显

的 $\geq 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的强降水(图4b),表明副高边缘对流发展很旺盛;西南急流型降水峰值出现在黎明到早晨(04—08时),09时后降水迅速减弱,对流发生略晚,午夜前后(23时)迅速发展,短时强降水主要集中在00—10时,且分布较均匀(图4c);东南风型强降水峰值出现在午夜至凌晨(00—03时),04时开始降水明显减弱,强对流在23时快速发展,持续到03时、04时对流明显减弱,在08—10时对流再次发展,但强度比夜间弱(图4d)。从上面的分析来看,盆地暖区暴雨的日变化和同纬度江南地区暖区暴雨日变化有明显不同,江南地区暖区暴雨日变化有单峰型,峰值出现在03—08时或14—21时,也有双峰型,峰值出现在19—23时及00—04时(汪玲瑶等,2018)。

2.2.2 站点降水持续时间

从四类暴雨站点降水持续时间(图5)可见:西

南涡型和西南急流型总降水时间均较长, 分别有 94.32% 和 93.85% 的站点降水集中在 8~23 和 8~21 h, 这可能与西南涡、急流形成后系统比较稳

定, 维持时间较长有关; 副高边缘型和东南风型总降水时间则更短, 分别有 85.04% 和 80.64% 的站点降水集中在 6~16 h, 这也表明了副高控制和弱天气

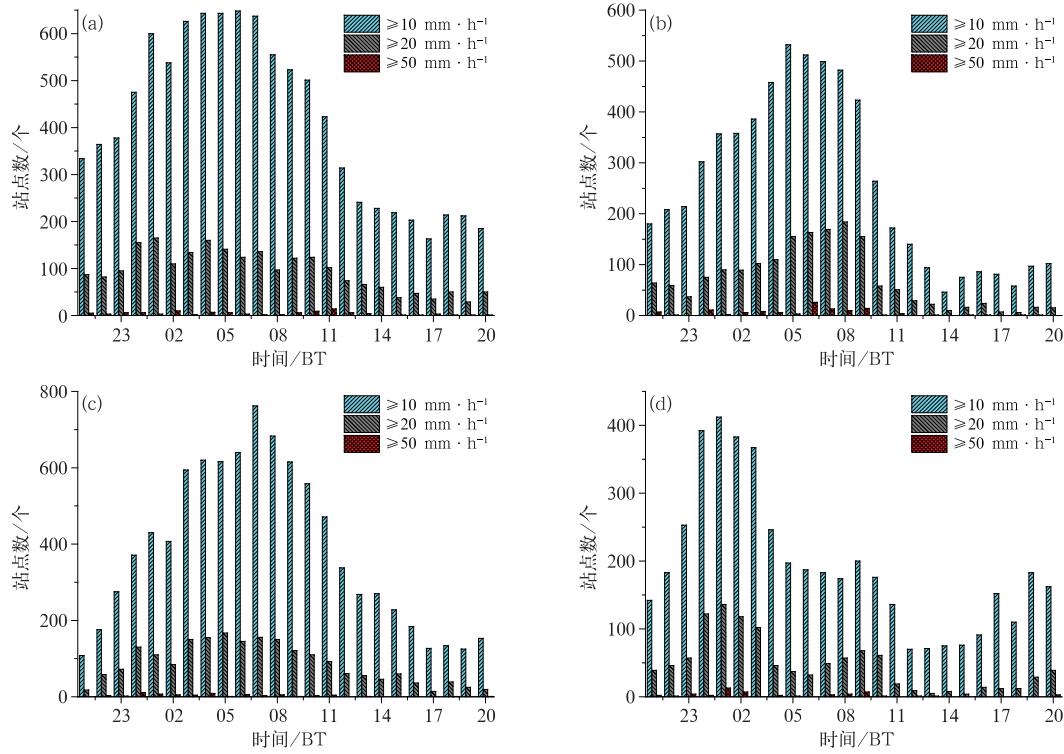


图 4 (a)西南涡型、(b)副高边缘型、(c)西南急流型和(d)东南风型
暖区暴雨不同小时雨量站点数的时间序列

Fig. 4 Time series of precipitation with
(a) SWV, (b) ESH, (c) SWJ and (d) SEW

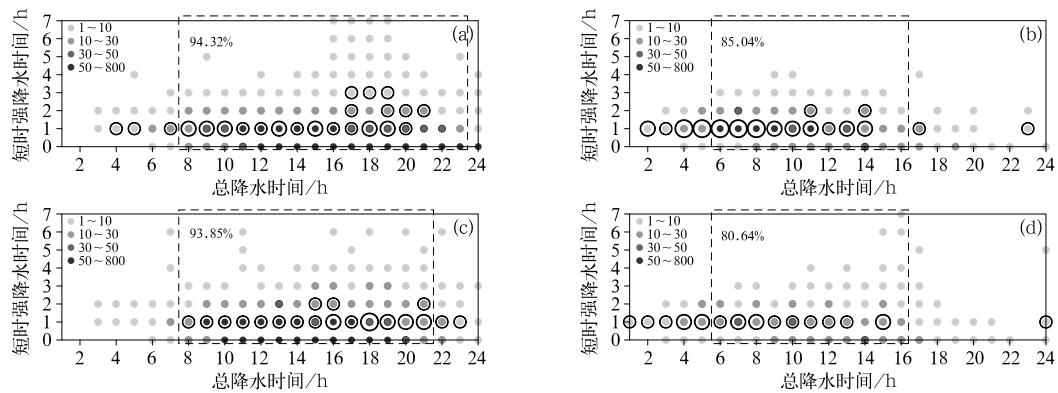


图 5 (a)西南涡型、(b)副高边缘型、(c)西南急流型和(d)东南风型暖区暴雨站点的降水持续时间
(圆点表示站点降水强度 $\geq 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, 颜色越深表示站点数越多; 圆圈表示站点降水强度 $\geq 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, 符号越大站点数越多, 圆圈由小到大分别对应: 1~5, 5~10 和 10~30 站; 虚线框表示站点总降水时间集中时段)

Fig. 5 Precipitation duration of (a) SWV, (b) ESH, (c) SWJ and (d) SEW
(dots: $\geq 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, deeper color for more stations; circle: $\geq 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, bigger pattern for
more stations; black dashed box for the concentrated duration of station precipitation)

系统强迫环流形势下,不利于降水的持续维持。

对于短时强降水($\geq 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$)的持续时间(图5中圆点),西南涡型、西南急流型和东南风型暴雨短时强降水总时间较长,可以达到6~7 h,但西南涡型和西南急流型短时强降水持续时间大多集中在1~3 h,占比分别为95.8%和96.46%,东南风型普遍(90.89%)集中在1~2 h(图5d);副高边缘型暴雨短时强降水持续时间较短,最长可持续4 h,但占比不到1%,普遍(95.24%)集中在1~2 h(图5b)。对于雨强 $\geq 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的极端降水来说,四类暖区暴雨持续时间普遍不超过1 h,副高边缘型发生概率最大,为15.19%,东南风型发生概率次之,为11.28%,西南涡型和西南急流型发生概率较小,分别为6.91%和5.44%,但西南涡型和西南急流型有单站持续时间达到2~3 h的情况,且对流降水($20 \sim 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$)的持续时间可达4~7 h(图5a、5c),表明这两类暖区暴雨容易出现局地极端性降水。

综上所述,四类暖区暴雨总降水和短时强降水持续时间不同,但大部分站点出现对流性降水($20 \sim 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$)的持续时间不超过3 h, $\geq 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的短时强降水维持时间 $\leq 1 \text{ h}$,如果超过1 h就容易造成极端降水事件。

2.3 降水性质

进一步分析不同强度降水对总降水量的贡献来

讨论四类暖区暴雨的降水性质。表2是不同雨强的总降水量占日降水量的比例,从小时降水量对日降水量的贡献来看,当日降水量 $\geq 50 \text{ mm}$ 时:副高边缘型短时强降水最明显,其降水总量占日降水量的比重最高(49.0%);其次是东南风型,为42.5%;西南涡型和西南急流型短时强降水总降水量占日降水量的比例相对较低,不足30%,而稳定性降水($R < 10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$)总降水量在日降水量中占比均超过42%,明显高于副高边缘型和东南风型。当日降水量 $\geq 100 \text{ mm}$ 时:四类暴雨短时强降水总雨量占日降水量的比例都明显增加,其中副高边缘型和东南风型占比均超过一半,分别为63.4%和60.6%,西南涡型和西南急流型占比相对较低,分别为44.7%和45.5%;而稳定性降水总降水量占日降水量比例明显降低,均低于30%。

综上分析,四类暖区暴雨均由对流性短时强降水和稳定性弱降水共同组成。其中,对于一般暴雨量级($50 \sim 100 \text{ mm}$)的暖区暴雨而言,副高边缘型暖区暴雨短时强降水对总降水量贡献最大,东南风型次之,西南涡型和西南急流型稳定性降水贡献相对较大,但当日降水量达到大暴雨量级($\geq 100 \text{ mm}$)时,四类暖区暴雨短时强降水占总降水量的比重都接近或超过一半,表明降水量级越大,降水的对流性越明显。由此可见,中尺度短时强降水对暖区暴雨的贡献十分显著。

表2 四类暖区暴雨中不同雨强(R)降水总雨量占日降水量比例

Table 2 Proportion of precipitation caused by different hourly rainfall (R)

in daily rainfall amount in four types of warm-sector rainstorms

雨强(R)/($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$)	日雨量/mm	西南涡型/%	副高边缘型/%	西南急流型/%	东南风型/%
$0 < R < 10$	≥ 50	42.8	26.5	42.3	28.0
	≥ 100	27.5	16.6	28.7	15.7
$10 \leq R < 20$	≥ 50	29.7	24.5	30.4	29.6
	≥ 100	27.8	20.0	25.7	23.7
$R \geq 20$	≥ 50	27.5	49.0	27.3	42.5
	≥ 100	44.7	63.4	45.5	60.6

3 对流云团演变

从降水性质的分析中得知,四类暖区暴雨中有明显的对流性降水,下面通过分析每一类中典型个例中尺度云团的发生发展演变,探讨不同类型暖区暴雨的成因。

2013年6月29日20时至30日20时是一次典型的西南涡暖区暴雨过程,29日20时西南涡在川西高原南部生成,30日白天东移出高原进入盆地西南部后,准静止夜间开始向东北方向移动(肖红茹等,2014),造成30日盆地大范围的强降水。对流云团的演变清晰反映了盆地强降水的发生,上半夜到黎明(22—05时)西南涡在对流层中低层西南气流

的引导下缓慢东移,其东部、南部西南气流中不断有对流触发,29 日 21 时盆地内有 A、B 两个 β 中尺度云团生成发展,云顶亮温达 -52°C ,产生两个 $>20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的中尺度雨团(图 6a);随后云团 A 向南、云团 B 向北发展,30 日 00 时合并为 α 中尺度云团 C,云顶亮温达到 -72°C ,在此过程中形成一条准南北向的短时强降水雨带,有 $\geq 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的中尺度雨团生成,最大降水强度为 $81.5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (图 6b),云团 C 维持 6 h 后开始减弱;07 时西南涡移到盆地西南部,此时云团 C 云顶亮温为 -52°C ,但结构比较松散,对应盆地有分散的小块短时强降水雨团(图 6c);09 时起云团 C 再次加强,10 时(图 6d)云顶亮温降低到 -72°C ,中心正好位于遂宁地区上空,在盆地中部再次形成一条准南北向短时强降水雨带,遂宁市区出现一个 $\geq 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的中尺度雨团,中心雨强达到 $95.1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$;云团 C 维持了 7 h 后,16 时开始结构变得松散,但 -52°C 的冷云区一直处于遂宁市上空直到 18 时才开始减弱,短时强降水雨团区范围明显减小(图 6e),造成遂宁本站持续 7 h 的短时强降水, $\geq 40 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的强降水持续了 4 h,最强为 $54.2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,到 20 时,遂宁本站累计降水为 327 mm,中心遂宁市安居区累计降水为 392.5 mm。对流云团在低涡右侧生成—合并—发展—衰减—再次发展—再减弱消失的过程造成了持续的强降水。

副高边缘型暖区暴雨强降水分散,持续时间短,以 2017 年 8 月 20 日 20 时至 21 日 20 时过程为例,本次过程副高较强,20 日 20 时 588 dagpm 线西段位于川西高原东部,且边缘多中尺度对流单体生消(图 7a,7b),20 日 20 时至 21 日 03 时,每个单体的生命史均不超过 3 h,小时雨量大多 $<20 \text{ mm}$, $\geq 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的短时强降水较分散,量级一般不超过 $50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,且主要分布在盆地西南部雅安地区,这可能和副高西南侧北上的偏南气流输送到喇叭口地形产生强烈辐合有关;21 日 04 时,盆地西北部和西南部各有一个 β 中尺度对流云团 A、B 生成,分散的短时强降水也主要位于雅安地区(图 7c);然后云团 A 原地发展,云团 B 向 A 发展移动,07 时,云团 A、B 中 TBB 值为 -32°C 的云区相接, -52°C 云区范围明显扩大,两个云团 TBB 中心值均达到 -72°C ,对应成都市区和德阳市区都出现一个短时强降水雨团,最强中心位于成都市区,小时雨量达 62.8 mm ,在这个过程中副高略有东退,08 时 588 dagpm 线西

北段位于盆地中部,云团 A、B 合并为 α 中尺度云团 C,低于 -72°C 的云顶亮温中心位于成都、德阳两个市,短时强降水也主要出现在两地,该中心维持 2 h,09 时发展最强,造成德阳市区降水量达 $83 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (图 7e),随后云团 C 开始快速减弱;11 时,TBB 为 -72°C 的云区已经消失(图 7f),但仍造成绵阳附近短时强降水雨区,最强中心达 $62.2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$;12 时开始 TBB 为 -52°C 的云区开始解体,降水明显减弱,无短时强降水发生。 β 中尺度云团在盆地西南部喇叭口地形和西北部龙门山脉迎风坡生成,南部云团自西南向东北方向快速移动发展—合并—减弱导致了强降水。

西南急流型暖区暴雨对流性降水成片,持续时间较长,以 2012 年 7 月 6 日 20 时至 7 日 20 时过程为例,6 日 20 时,700 hPa 从攀西地区经盆地南部到东北部是一支西南急流,急流核($14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)偏南,急流中的西南风脉动在盆地南部激发出一个 β 中尺度对流单体 A(图 8a),云顶最低亮温为 -52°C ,在急流轴的左侧有分散的单点短时强降水产生,强度 $<30 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,随后云团 A 快速发展,云顶亮温最低达 -72°C ,并沿急流方向往北传播,短时强降水位于急流左侧云团 A 附近和急流出口区左侧,比较分散,强度普遍不超过 $50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,23 时发展成一个 α 中尺度云团,云顶亮温低于 -72°C ;7 日 00 时发展到最强,形成一个椭圆形 α 中尺度对流系统,云顶亮温低于 -72°C 的云区面积约为 98000 km^2 ,TBB 中心达 -82°C ,造成遂宁、南充两地形成一片呈东北—西南向的短时强降水区(图 8b),强度普遍为 $30 \sim 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,最强中心为 $83.5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$;04 时,云团 A 开始减弱, -72°C 的云区分裂为南北两块云团 B、C,对应 2 个短时强降水雨区,强中心位于盆地中部遂宁地区,为 $61.1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (图 8c),该状态维持 2 h 后,随着急流向北推进,云团 C 变得松散,B 加强发展,短时强降水区主要位于急流出口左侧;08 时,急流核位于达州,对应其左侧的云团 B 云顶亮温低于 -72°C 的云区明显增大,导致急流出口区左侧巴中地区出现明显的短时强降水,降水中心达 $70.6 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,而云团 C 的 -72°C 云区基本消失(图 8d),但随后云团 B 快速减弱,云团 C 低于 -52°C 的云区面积也在减少,对应降水明显减弱;12 时,云团 C 低于 -52°C 的云区面积再次增大,同时其左侧又激发出一个云顶亮温低于 -52°C 的中心 D,并造成云团 C、D 附近个别站点出现短时强降

水,最强达到 $74.7 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (图 8e),云团 D 维持 5 h 后消失,云团 C 维持 7 h 后也减弱消失(图略),对应过程也结束。一个 β 中尺度云团在急流核左侧生成,沿急流方向发展为强大的 α 中尺度对流系统(MCS),MCS 维持—分裂—发展—减弱—再发展—逐渐消失的过程导致了强降水的发生。

东南风型暖区暴雨对流性强降水分散,一般持续时间较短,以 2017 年 7 月 21 日 20 时至 22 日 20 时过程为例,本次过程副高偏强偏西,控制整个四川,西脊点位于青海玉树附近,700 hPa 云贵到盆地是一支西南气流,850 hPa 从华南到盆地是一支东南气流,两层偏南风风速均 $\leq 10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,在盆地西部均有明显的风速辐合。21 日 21 时,在成都平原地区和西南部山前分别有一个 β 中尺度对流单体 A、B 生成发展(图 9a);但短时强降水不明显,1 h 后云团 A 云顶亮温 -52°C 云区范围增大,云团 B 出现了 -52°C 的云顶亮温,造成成都、德阳两个市和西南部山前出现分散的 $20 \sim 40 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 短时强降水(图 9b);23 时 A、B 合并,云顶亮温维持在 -52°C ,

在德阳、绵阳两个市出现明显的短时强降水区,西南部山前也出现了分散的短时强降水(图 9c),强度普遍在 $20 \sim 45 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,最强为 $74 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$;合并后的云团向西移动,短时强降水主要出现在龙门山脉及其山前,落区分散,最强降水可达 $83 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (图 9d),维持 3 h 后该云团移入高原减弱解体;02—07 时在平原或山前有分散的对流单体生消(图 9e),生命史为 1~2 h,对应短时强降水也分散,强度普遍在 $20 \sim 40 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。07 时后无明显对流发生,过程结束。 β 中尺度对流单体在喇叭口地形和城市热岛快速生成发展,然后合并西移上高原减弱消失,发展的云团尺度小于前三类,生消快、移速快是该类暴雨产生强降水的特征。

综上分析,四类暖区暴雨强降水均由 β 中尺度对流系统发展直接造成,西南涡型和西南急流型暴雨由初生的 β 中尺度系统发展为 α 中尺度对流系统,并维持 6 h 以上导致持续的短时强降水,副高边缘型和东南风型初生对流单体也是 β 中尺度系统,但发展后低于 -52°C 云区面积明显小于上述两类,

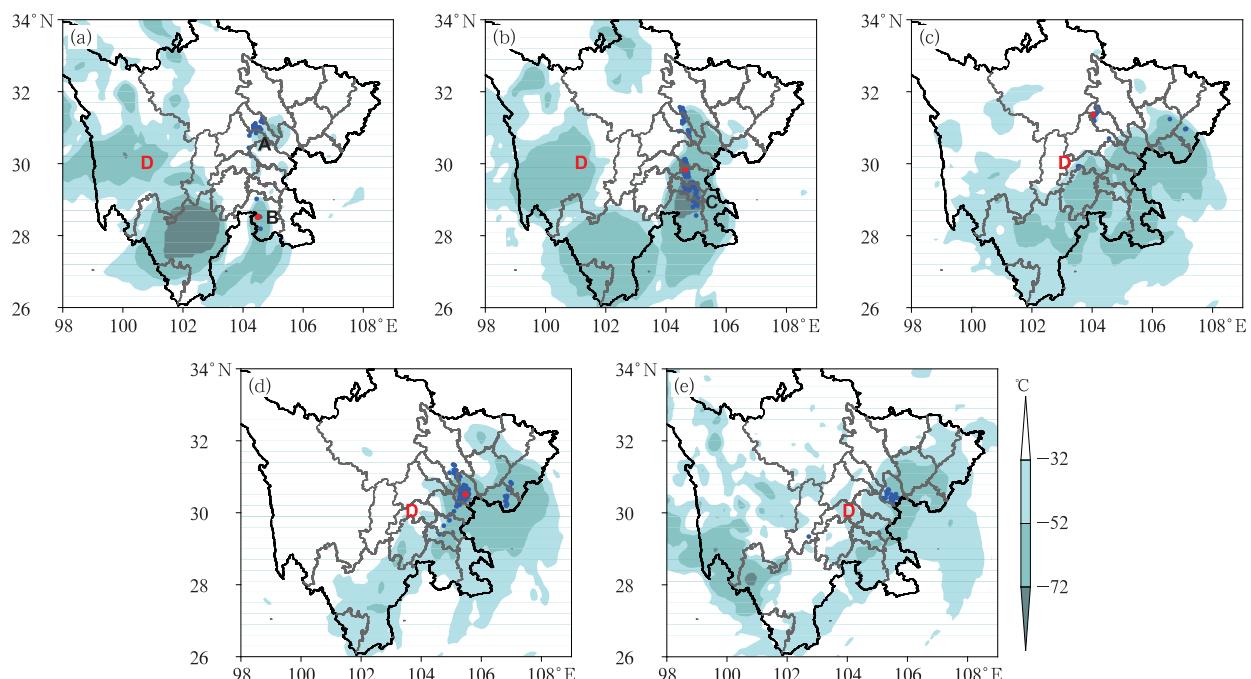


图 6 2013 年 6 月 29—30 日西南涡型暖区暴雨 TBB 云图和短时强降水分布

(a) 29 日 21 时, (b) 30 日 00 时, (c) 30 日 07 时, (d) 30 日 10 时, (e) 30 日 18 时

(阴影为 TBB, 蓝色圆点为 $\geq 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 站点, 红色圆点为 $\geq 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 站点, 红色 D 为西南涡中心; A, B, C 为对流云团, 下同)

Fig. 6 TBB and the flash sever precipitation distribution of warm-sector rainstorms in the type of SWV at

(a) 21:00 BT 29, (b) 00:00 BT 30, (c) 07:00 BT 30, (d) 10:00 BT 30, (e) 18:00 BT 30 June 2013

(shaded area: TBB, blue dot: $\geq 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, red dot: $\geq 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,

red D for the center of SWV; A, B, C: convective cloud cluster, same as follow)

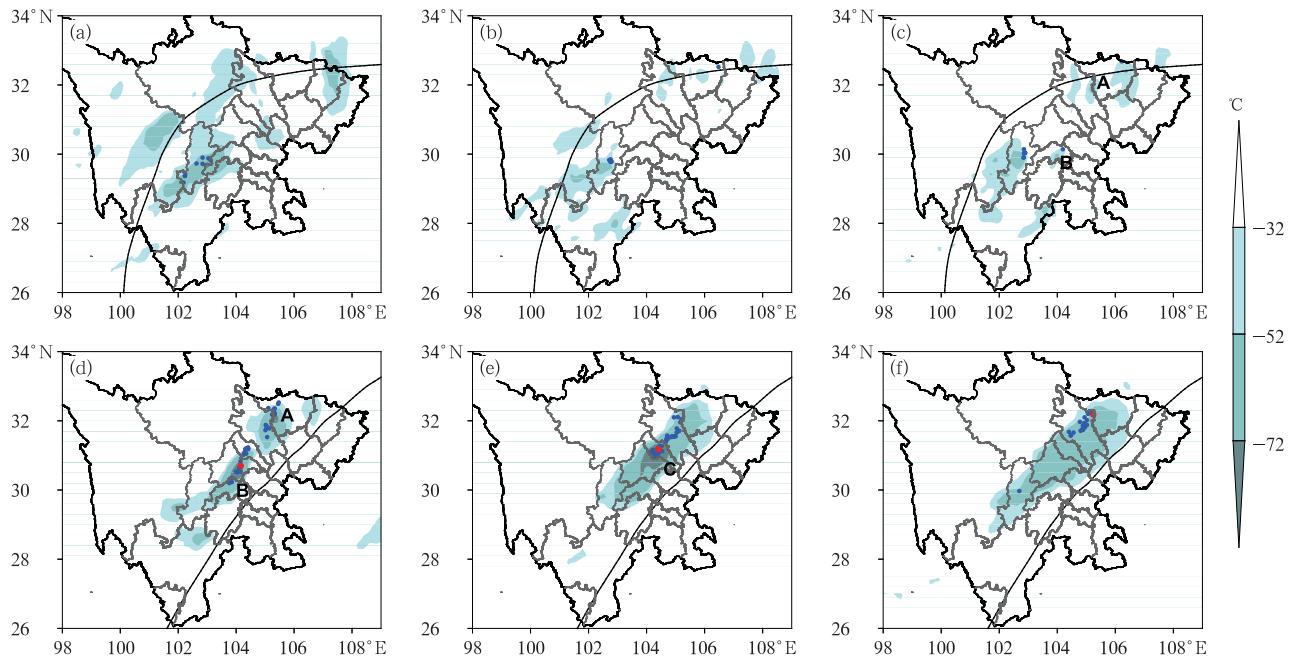


图 7 2017 年 8 月 20—21 日副高边缘型暴雨 TBB 云图和短时强降水分布

(a) 20 日 21 时, (b) 21 日 01 时, (c) 21 日 04 时, (d) 21 日 07 时, (e) 21 日 09 时, (f) 21 日 11 时
 (阴影为 TBB; 蓝色圆点为 $\geq 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 站点, 红色圆点为 $\geq 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 站点,
 黑色等值线为副高 588 dagpm 线: 图 7a~7c 为 20 日 20 时, 图 7d~7f 为 21 日 08 时)

Fig. 7 TBB and the flash severe precipitation distribution of warm-sector rainstorms in the type of ESH at
 (a) 21:00 BT 20, (b) 01:00 BT 21, (c) 04:00 BT 21, (d) 07:00 BT 21, (e) 09:00 BT 21, (f) 11:00 BT 21 August 2017
 (shaded area: TBB; blue dot: $\geq 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$; red dot: $\geq 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$;
 black line for 588 dagpm: 20:00 BT 20 in Figs. 7a~7c; 08:00 BT 21 in Figs. 7d~7f)

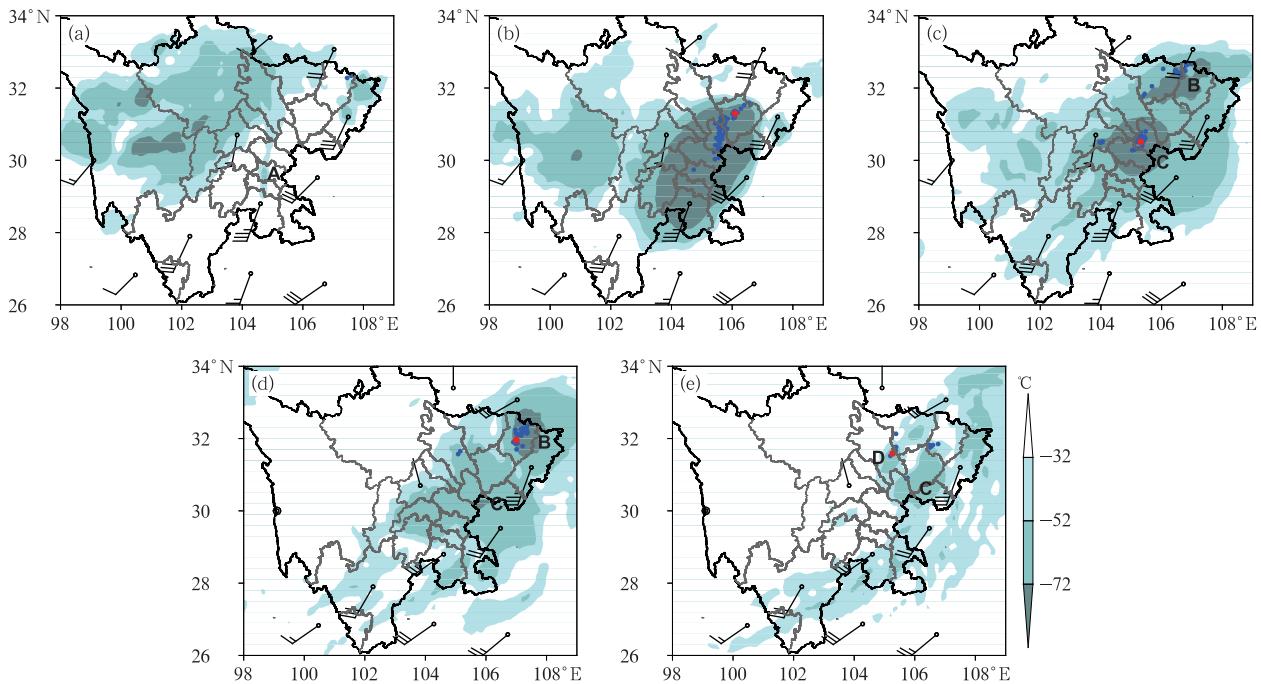


图 8 2012 年 7 月 6—7 日急流型暖区暴雨 TBB 云图、700 hPa 风场(图 8a-8c, 8c 为 6 日 20 时, 图 8d, 8e 为 7 日 08 时)和短时强降水分布(a)6 日 20 时, (b)7 日 00 时, (c)7 日 04 时, (d)7 日 08 时, (e)7 日 12 时

(阴影为 TBB, 蓝色圆点为 $\geq 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 站点, 红色圆点为 $\geq 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 站点)

Fig. 8 TBB, 700 hPa wind for 20:00 BT 6 in Figs. 8a~8c, 08:00 BT 7 in Figs. 8d, 8e and the
 severe rain distribution of warm-sector rainstorms in the type of SWJ at
 (a) 20:00 BT 6; (b) 00:00 BT 7; (c) 04:00 BT 7; (d) 08:00 BT 7; (e) 12:00 BT 7 July 2012
 (shaded area: TBB, blue dot: $\geq 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, red dot: $\geq 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$)

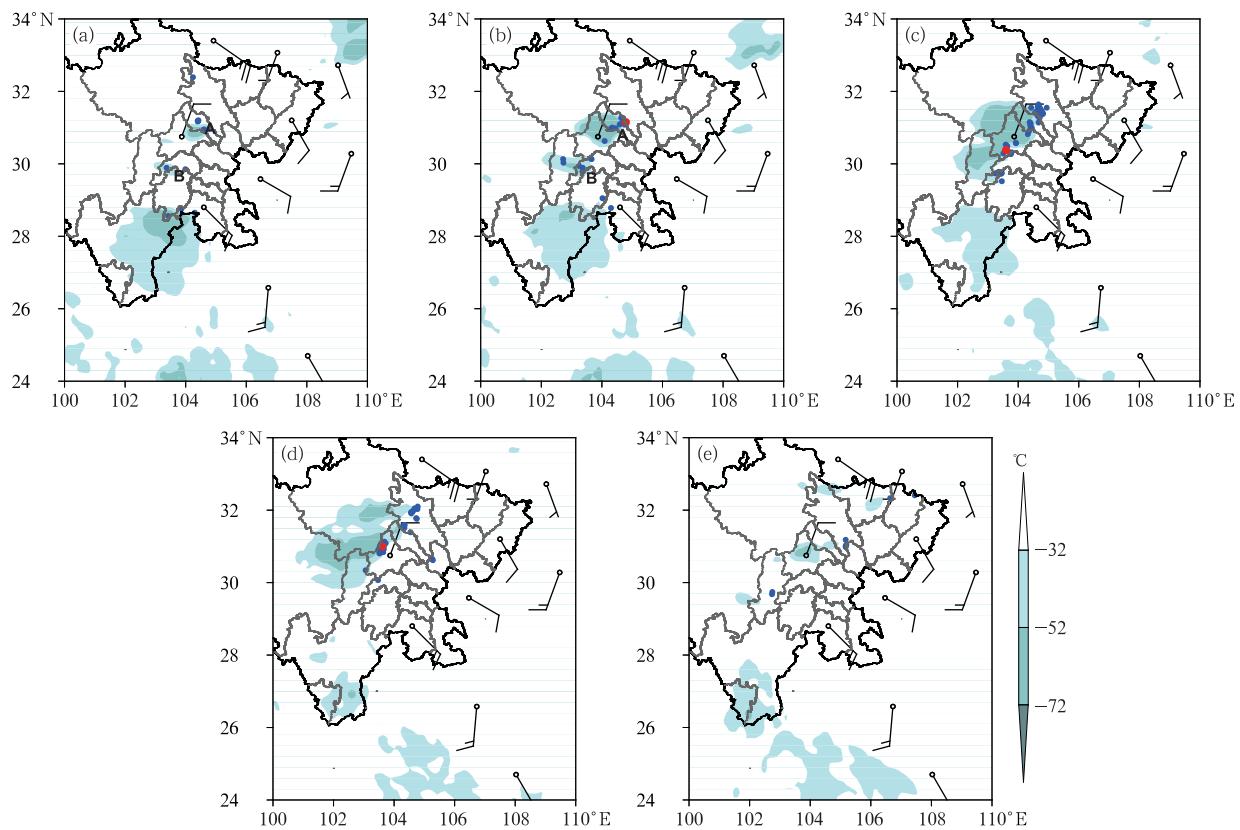


图9 2017年7月21—22日东南风型暖区暴雨TBB云图、21日20时850 hPa风场和短时强降水分布

(a)21日21时,(b)21日22时,(c)21日23时,(d)22日01时,(e)22日04时

(阴影为TBB;蓝色圆点为 $\geq 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 站点,红色圆点为 $\geq 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 站点)

Fig. 9 TBB, 850 hPa wind for 20:00 BT 21 and the flash severe rain distribution of

warm-sector rainstorms in the type of SEW at (a) 21:00 BT 21,

(b) 22:00 BT 21, (c) 23:00 BT 21, (d) 01:00 BT 22, (e) 04:00 BT 22 July 2017

(shaded area: TBB, blue dot: $\geq 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, red dot: $\geq 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$)

维持时间 $\leq 6 \text{ h}$,导致短时强降水持续时间也短。

4 四川盆地暖区暴雨环境物理量特征

对流性短时强降水的发生与环境大气的温湿条件有密切关系,根据四川盆地暖区暴雨发生日变化特征,选取暴雨过程发生临近时刻20时与暴雨区邻近的探空站(温江、宜宾、达州和重庆沙坪坝四个探空站)的实况观测资料,对盆地暖区暴雨发生的环

境条件进行分析,表3给出了四类暖区暴雨过程中表征大气层结和温湿条件的物理量平均值统计结果,可以看到四类暖区暴雨发生临近时刻平均CAPE值都超过 $1000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,K指数平均在 40°C 左右,SI指数均为负值,850 hPa平均假相当位温在 85°C 左右,平均比湿可达 $16 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,700 hPa平均比湿为 $11 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,表明四川盆地大气环境处于高能高湿不稳定状态,比较而言,副高边缘型和东南风型暖区暴雨各物理量平均值都高于另两类暴雨,尤

表3 四类暖区暴雨物理量特征

Table 3 Physical characteristics of the four types of warm-sector rainstorms

	CAPE/($\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$)	K/°C	SI/°C	$\theta_{se850}/^\circ\text{C}$	$Q_{700}/(\text{g} \cdot \text{kg}^{-1})$	$Q_{850}/(\text{g} \cdot \text{kg}^{-1})$
西南涡型	1040.25	39.08	-1	83.54	10.96	15.54
西南急流型	1547.99	39.88	-0.52	83.79	11.65	15.41
副高边缘型	2394.5	41.45	-1.8	87.28	11.68	16.50
东南风型	1679.52	40.67	-1.2	85.41	11.00	15.78

其是副高边缘型平均 CAPE 值为 $2394 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, K 指数为 41.45°C, 850 hPa 平均假相当位温为 87.28°C, 比湿为 $16.50 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, 700 hPa 平均比湿为 $11.68 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, 明显高于其他三类, 东南风型次之, 这也诠释了前文分析的副高边缘型暖区暴雨对流性短时强降水最明显, 东南风型次之, 西南涡型和西南急流型相对较弱的结论。

5 结 论

四川盆地暖区暴雨按天气形势和主要影响系统可分为西南涡型、副高边缘型、西南急流型和东南风型。四类暖区暴雨因影响系统不同, 在时空分布特征和降水性质上各有异同点, 主要结论如下:

盆地暖区暴雨易出现在盆地中部并向北扩展到龙门山脉北段和大巴山脉、盆地西南部和南部。西南涡型和西南急流型暴雨落区范围广且成片, 副高边缘型和东南风型暴雨落区分散, 但均表现为强降水中心多发于山脉迎风坡、喇叭口地形、平原和丘陵山地不均匀下垫面附近。

盆地暖区暴雨主要出现在 6—8 月, 降水具有明显的日变化, 呈现为单峰型, 夜间加强, 白天明显减弱, 有别于同纬度江南地区暖区暴雨日变化特征。西南涡型和西南急流型总降水时间较长, 分别为 8~23 和 8~21 h, 降水峰值分别出现在 03—07 时、04—08 时, 副高边缘型和东南风型总降水时间略短, 均为 6~16 h, 但副高边缘型降水峰值出现在 05—08 时, 东南风型降水峰值出现在 00—03 时。

盆地暖区暴雨均由对流性短时强降水和稳定性降水组成, 且降水量级越大, 短时强降水越明显, 其中, 副高边缘型和东南风型暴雨对流性降水明显, 西南涡型和西南急流型暴雨稳定性降水明显, 这与四类暖区暴雨发生前大气环境处于高能高湿不稳定密切相关, 且 CAPE 值和温湿物理量值越大, 短时强降水越明显。四类暖区暴雨强降水均由 β 中尺度系统的发展直接造成, β 中尺度系统一般在上半夜初生, 初生阶段短时强降水分散, 西南涡型和西南急流型在午夜时分发展为强盛的 α 中尺度对流系统, 并且能维持 6 h 以上, 副高边缘型在下半夜黎明时分对流发展旺盛, 东南风型在午夜时分对流发展旺盛, 这两类暴雨发展成熟的对流云团持续时间均 $\leq 6 \text{ h}$ 。四类暖区暴雨大部分站点出现对流性降水 ($20 \sim 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$) 的持续时间不超过 3 h, $\geq 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$

的短时强降水维持时间不超过 1 h, 若超过 1 h 容易造成极端强降水事件, 西南涡型和西南急流型暴雨易出现局地极端强降水。

参 考 文 献

- 陈翔翔, 丁治英, 刘彩虹, 等, 2012. 2000—2009 年 5、6 月华南暖区暴雨形成系统统计分析[J]. 热带气象学报, 28(5): 707-718. Chen X X, Ding Z Y, Liu C H, et al, 2012. Statistic analysis on the formation system of warm-sector heavy rainfall in May and June from 2000—2009[J]. J Trop Meteor, 28(5): 707-718 (in Chinese).
- 陈玥, 谌芸, 陈涛, 等, 2016. 长江中下游地区暖区暴雨特征分析[J]. 气象, 42(6): 724-731. Chen Y, Chen Y, Chen T, et al, 2016. Characteristics analysis of warm-sector rainstorms over the middle-lower reaches of the Yangtze River[J]. Meteor Mon, 42(6): 724-731 (in Chinese).
- 谌芸, 吕伟绮, 于超, 等, 2018. 北方一次暖区大暴雨降水预报失败案例剖析[J]. 气象, 44(1): 15-25. Chen Y, Lü W Q, Yu C, et al, 2018. Analysis of a forecast failure case of warm sector torrential rainfall in North China[J]. Meteor Mon, 44(1): 15-25 (in Chinese).
- 谌芸, 孙军, 徐珺, 等, 2012. 北京 721 特大暴雨极端性分析及思考(一) 观测分析及思考[J]. 气象, 38(10): 1255-1266. Chen Y, Sun J, Xu J, et al, 2012. Analysis and thinking on the extremes of the 21 July 2012 torrential rain in Beijing part I: observation and thinking[J]. Meteor Mon, 38(10): 1255-1266 (in Chinese).
- 陈云辉, 金米娜, 许爱华, 2015. 江西省一次短历时暖区暴雨中尺度结构及发生维持机制分析[J]. 气象与减灾研究, 38(3): 26-34. Chen Y H, Jin M N, Xu A H, 2015. Analysis of mesoscale structure and maintenance mechanism of a short duration warm rainstorm in Jiangxi[J]. Meteor Disaster Reduct Res, 38(3): 26-34 (in Chinese).
- 陈忠明, 闵文彬, 缪强, 等, 2004. 高原涡与西南涡耦合作用的个例诊断[J]. 高原气象, 23(1): 75-80. Chen Z M, Min W B, Miao Q, et al, 2004. A case study on coupling interaction between plateau and southwest vortices[J]. Plateau Meteor, 23(1): 75-80 (in Chinese).
- 丁治英, 刘彩虹, 沈新勇, 2011. 2005—2008 年 5、6 月华南暖区暴雨与高、低空急流和南亚高压关系的统计分析[J]. 热带气象学报, 27(3): 307-316. Ding Z Y, Liu C H, Shen X Y, 2011. Statistical analysis of the relationship among warm sector heavy rainfall, upper and lower tropospheric jet stream and South Asia high in May and June from 2005 to 2008[J]. J Trop Meteor, 27(3): 307-316 (in Chinese).
- 丁治英, 朱莉, 常越, 等, 2009. 一次连续性暴雨中双雨带的成因分析[J]. 热带气象学报, 25(6): 697-705. Ding Z Y, Zhu L, Chang Y, et al, 2009. Research on the causes of double rain belts during a sustained rainstorm[J]. J Trop Meteor, 25(6): 697-705 (in Chinese).
- 方翀, 毛冬艳, 张小斐, 等, 2012. 2012 年 7 月 21 日北京地区特大暴

- 雨中尺度对流条件和特征初步分析[J]. 气象, 38(10): 1278-1287. Fang C, Mao D Y, Zhang X W, et al, 2012. Analysis on the mesoscale convective conditions and characteristics of an extreme torrential rain in Beijing on 21 July 2012 [J]. Meteor Mon, 38(10): 1278-1287(in Chinese).
- 顾清源,周春花,青泉,等,2008.一次西南低涡特大暴雨过程的中尺度特征分析[J]. 气象, 34(4): 39-47. Gu Q Y, Zhou C H, Qing Q, et al, 2008. Mesoscale characteristics analysis of severe torrential rain caused by a southwestern low vortex process [J]. Meteor Mon, 34(4): 39-47(in Chinese).
- 何立富,陈涛,孔期,2016. 华南暖区暴雨研究进展[J]. 应用气象学报, 27(5): 559-569. He L F, Chen T, Kong Q, 2016. A review of studies on prefrontal torrential rain in South China [J]. J Appl Meteor Sci, 27(5): 559-569(in Chinese).
- 黄士松. 1986. 华南前汛期暴雨[M]. 广州: 广东科技出版社: 212-244. Huang S S, 1986. Heavy Rainfall in South China during the Pre-Rainy Season [M]. Guangzhou: Guangdong Science Press: 212-244(in Chinese).
- 孔凡超,赵庆海,李江波,2016. 2013年7月冀中特大暴雨的中尺度系统特征和环境条件分析[J]. 气象, 42(5): 578-588. Kong F C, Zhao Q H, Li J B, 2016. Diagnostic analysis of mesoscale system and environmental conditions during Hebei severe rainstorm [J]. Meteor Mon, 42(5): 578-588(in Chinese).
- 廖慕科,唐桥义,伍静,等,2010. 2010年4月桂东北一次暖区暴雨天气分析[J]. 气象研究与应用, 31(4): 20-22. Liao M K, Tang Q Y, Wu J, et al, 2010. Analysis of the warm sector rainstorm in the Northeast of Guangxi on April 2010 [J]. J Meteor Res Appl, 31(4): 20-22(in Chinese).
- 林良勋. 2006. 广东省天气预报技术手册[M]. 北京: 气象出版社: 119-150. Lin L X, 2006. Technical Guidance on Weather Forecasting in Guangdong Province [M]. Beijing: China Meteorological Press: 119-150(in Chinese).
- 覃武,刘国忠,赖珍权,等,2020. 华南暖区暴雨预报失误及可预报性探讨[J]. 气象, 46(8): 1039-1052. Qin W, Liu G Z, Lai Z Q, et al, 2020. Study on forecast errors and predictability of a warm-sector rainstorm in South China [J]. Meteor Mon, 46(8): 1039-1052(in Chinese).
- 师锐,何光碧,龙柯吉. 2015. 一次四川盆地低涡型特大暴雨过程分析[J]. 干旱气象, 33(5): 845-855. Shi R, He G B, Long K J, 2015. Analysis on a heavy vortex rainstorm in Sichuan Basin from 29 June to 2 July 2013 [J]. J Arid Meteor, 33(5): 845-855(in Chinese).
- 孙军,谌芸,杨舒楠,等,2012. 北京721特大暴雨极端性分析及思考(二)极端性降水成因初探及思考[J]. 气象, 38(10): 1267-1277. Sun J, Chen Y, Yang S N, et al, 2012. Analysis and thinking on the extremes of the 21 July 2012 torrential rain in Beijing part II: preliminary causation analysis and thinking [J]. Meteor Mon, 38(10): 1267-1277(in Chinese).
- 汪玲璐,谌芸,肖天贵,等,2018. 夏季江南地区暖区暴雨的统计分析[J]. 气象, 44(6): 771-780. Wang L Y, Chen Y, Xiao T G, et al, 2018. Statistical analysis of warm-sector rainstorm characteristics over the southern of middle and lower reaches of the Yangtze River in summer [J]. Meteor Mon, 44(6): 771-780 (in Chinese).
- 王淑莉,康红文,谷湘潜,等,2015. 北京7·21暴雨暖区中尺度对流系统的数值模拟[J]. 气象, 41(5): 544-553. Wang S L, Kang H W, Gu X Q, et al, 2015. Numerical simulation of mesoscale convective system in the warm sector of Beijing "7. 21" severe rainstorm [J]. Meteor Mon, 41(5): 544-553 (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).
- 夏茹婷,赵思雄,孙建华,2006. 一类华南锋前暖区暴雨 β 中尺度系统环境特征的分析研究[J]. 大气科学, 30(5): 988-1008. Xia R D, Zhao S X, Sun J H, 2006. A study of circumstances of meso- β -scale systems of strong heavy rainfall in warm sector ahead of fronts in South China [J]. Chin J Atmos Sci, 30(5): 988-1008 (in Chinese).
- 肖递祥,杨康权,祁生秀,2012. 2011年7月四川盆地两次突发性暴雨过程的对比分析[J]. 气象, 38(12): 1482-1491. Xiao D X, Yang K Q, Qi S X, 2012. Comparative analysis of two abrupt heavy rain processes in Sichuan Basin in July 2011 [J]. Meteor Mon, 38(12): 1482-1491 (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,顾清源,何光碧,等,2009. 一次大暴雨过程中高原低涡与西南低涡相互作用机制探讨[J]. 暴雨灾害, 28(1): 14-20. Xiao H R, Gu Q Y, He G B, et al, 2009. Mechanism of the interaction between plateau vortex and southwest vortex during a heavy rain event [J]. Torr Rain Dis, 28(1): 14-20 (in Chinese).
- 肖红茹,龙柯吉,师锐,等,2014. 2013年四川盆地三次持续性暴雨过程的环流形势和物理成因分析[J]. 高原山地气象研究, 34(4): 31-37. Xiao H R, Long K J, Shi R, et al, 2014. A study of circulation situation and environmental condition of three continuous rainstorm cases in Sichuan Basin in 2013 [J]. Plateau M Meteor Res, 34(4): 31-37 (in Chinese).
- 徐珺,毕宝贵,谌芸,等,2018. “5·7”广州局地突发特大暴雨中尺度特征及成因分析[J]. 气象学报, 76(4): 511-524. Xu J, Bi B G, Chen Y, et al, 2018. Mesoscale characteristics and mechanism analysis of the unexpected local torrential rain in Guangzhou on 7 May 2017 [J]. Acta Meteor Sin, 76(4): 511-524 (in Chinese).
- 徐珺,杨舒楠,孙军,等,2014. 北方一次暖区大暴雨强降水成因探讨[J]. 气象, 40(12): 1455-1463. Xu J, Yang S N, Sun J, et al, 2014. Discussion on the formation of a warm sector torrential rain case in North China [J]. Meteor Mon, 40(12): 1455-1463 (in Chinese).
- 徐燚,闫敬华,王谦谦,等,2013. 华南暖区暴雨的一种低层重力波触

- 发机制[J]. 高原气象, 32(4): 1050-1061. Xu Y, Yan J H, Wang Q Q, et al, 2013. A low-level gravity wave triggering mechanism for rainstorm of warm zone in South China[J]. Plateau Meteor, 32(4): 1050-1061(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).
- 杨康权, 肖递祥, 罗辉, 等, 2019. 四川盆地西部两次暖区暴雨过程分析[J]. 气象科技, 47(5): 795-808. Yang K Q, Xiao D X, Luo H, et al, 2019. Analysis of two warm-sector heavy rain process in Western Sichuan Basin[J]. Meteor Sci Technol, 47(5): 795-808 (in Chinese).
- 叶朗明, 徐碧裕, 2014. 两次不同类型暖区暴雨的对比分析[J]. 气象研究与应用, 35(4): 5-10, 52. Ye L M, Xu B Y, 2014. Contrastive analysis of two different type rainstorms in warm area[J]. J Meteor Res Appl, 35(4): 5-10, 52(in Chinese).
- 张晓美, 蒙伟光, 张艳霞, 等, 2009. 华南暖区暴雨中尺度对流系统的分析[J]. 热带气象学报, 25(5): 551-560. Zhang X M, Meng W G, Zhang Y X, et al, 2009. Analysis of mesoscale convective systems associated with a warm sector heavy rainfall event over South China[J]. J Trop Meteor, 25(5): 551-560(in Chinese).
- 赵玉春, 李泽椿, 肖子牛, 2008. 华南锋面与暖区暴雨个例对比分析[J]. 气象科技, 36(1): 47-54. Zhao Y C, Li Z C, Xiao Z N, 2008. Comparison analysis of South China front and warm-area heavy rain systems in June 2006 cases[J]. Meteor Sci Technol, 36(1): 47-54(in Chinese).
- 周长春, 吴蓬萍, 周秋雪, 2015. 一次复杂地形暖区强降水的特征及触发机制分析[J]. 暴雨灾害, 34(1): 27-33. Zhou C C, Wu P P, Zhou Q X, 2015. Analysis of the characteristics and trigger mechanism of the warm-sector heavy precipitation over complex terrain[J]. Torr Rain Dis, 34(1): 27-33(in Chinese).
- 周明飞, 杜小玲, 熊伟, 2014. 贵州初夏两次暖区暴雨的对比分析[J]. 气象, 40(2): 186-195. Zhou M F, Du X L, Xiong W, 2014. Comparison analysis of two warm area torrential rain systems in early summer in Guizhou[J]. Meteor Mon, 40(2): 186-195 (in Chinese).
- 宗志平, 陈涛, 徐珺, 等, 2013. 2012年初秋四川盆地两次西南涡暴雨过程的对比分析与预报检验[J]. 气象, 39 (5): 567-576 . Zong Z P, Chen T, Xu J, et al, 2013. Analysis and forecast verification of two southwest vortex torrential rain events in Sichuan Basin in early autumn of 2012[J]. Meteor Mon, 39(5): 567-576 (in Chinese).
- Huang L, Luo Y L, 2017. Evaluation of quantitative precipitation forecasts by TIGGE ensembles for South China during the pre-summer rainy season[J]. Geophys Res, 122(16): 8494-8516.
- Liu X, Luo Y L, Z Y G, et al, 2018. An extreme rainfall event in coastal South China during SCMREX-2014: formation and roles of rainband and echo trainings[J]. Geophys Res, 123(17): 9256-9278.
- Luo Y L, Wu M W, Ren F M, et al, 2016. Synoptic situations of extreme hourly precipitation over China [J]. Climate, 29 (24): 8703-8719.
- Wang H, Luo Y L, Jou B J D, 2014. Initiation, maintenance, and properties of convection in an extreme rainfall event during SCMREX: observational analysis[J]. Geophys Res, 119 (23): 13206-13232.
- 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]. Meteor Res, 30(5): 719-736.