

文章编号: 2096-1618(2022)03-0344-07

成都地区一次极值大暴雨天气过程成因初步分析

徐文嘉^{1,2}, 胡文东^{1,2,3}, 丁禹钦^{1,2}, 贾净翔^{1,2}, 杨文达⁴

(1. 成都信息工程大学大气科学学院, 四川 成都 610225; 2. 高原大气与环境四川重点实验室, 四川 成都 610225; 3. 四川省气象灾害预测预警工程实验室, 四川 成都 610225; 4. 空军工程大学空管领航学院, 陕西 西安 710051)

摘要:为提高持续大暴雨天气过程的预报准确性,利用高空、地面、卫星等气象资料,通过天气学、卫星气象学等对2020年8月10–12日成都地区一次创历史记录的持续大暴雨天气过程进行分析。结果表明:此次持续大暴雨天气过程是在成都地区500 hPa持续受低涡和低槽影响,大气低层的持续强烈辐合和高层的辐散抽气耦合及地面冷空气的共同作用下产生。低层偏东暖湿气流在成都西部沿山地地形抬升作用下,进一步增强了成都市西部的降水;此次暴雨天气过程强降水有两个阶段,分别出现于2020年8月11日06–17时、8月11日19时至12日12时。强降水出现的两个阶段成都地区低空急流长时间维持,处于持续高湿、高能不稳定状态,有利于大暴雨产生;成都西南部强降水中心反复出现强降水云团,最低云顶亮温在 $-82\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以下。

关键词:气象学;大暴雨;影响系统;低空急流;高能不稳定;水汽条件;云顶亮温

中图分类号:P458.1+21.1

文献标志码:A

doi:10.16836/j.cnki.jcuit.2022.03.015

0 引言

暴雨天气过程具有突发性强、强度大、持续时间长、影响范围广及危害严重等特点,会造成严重水灾,导致严重的人员伤亡和经济损失^[1-2]。而成都地处四川盆地西部边缘,地势由西北向东南倾斜。西部属于四川盆地边缘地区,以深丘和山地为主,东部属于四川盆地盆底平原,为岷江、湔江等江河冲积而成。成都平原四季分明,日照少,气候温和,降雨充沛,属暖湿亚热带太平洋东南季风气候区。龙门山横亘于平原西侧,对大气降雨影响甚为显著,东来水汽受龙门山屏障阻挡,形成地形雨,致使雅安至都江堰到安县为多雨地带。

对暴雨的分析研究历来受学者的高度重视。近年来钱鹏等^[3]针对2010年7月10–13日江苏持续大范围暴雨过程进行诊断分析,得出高空急流的位置对暴雨落区有明显的指示作用,而低空急流强弱对降水量大小具有决定性意义。邓国等^[4]针对1998年长江流域一次暴雨过程中的不稳定条件分析发现,降水期间大气低层有对流不稳定和对称不稳定能量的积聚,而大暴雨并非一定出现在所有对流不稳定和对称不稳定的地区。刘芸芸等^[5-6]对2013年“7.9”四川盆地持续暴雨作用进行了诊断分析,发现大气河在200 hPa和850 hPa高低空急流的共同作用下,不断向四川地区输送水汽。

2020年8月10–12日,成都地区出现自1961年

有气象记录以来罕见的连续性区域大暴雨天气过程。根据四川省气象局2018年制定的《四川省短期灾害性天气预报质量评定办法》,成都市有大于等于四分之一区市县出现大暴雨就定义为一次大暴雨天气过程。气象记录表明成都只出现过两次连续大暴雨天气过程,此次过程仅次于2013年7月9–10日过程,且温江、郫都、双流、蒲江等地24 h降水量均突破了历史极值。本文通过2020年8月10–12日的高空、地面气象资料,结合卫星云图,从降水实况、影响系统、稳定度条件分析、水汽分析及云顶亮温等方面分析此次大暴雨天气过程,从而加深对成都地区暴雨天气发生天气特点的认识,进一步提高天气预报预警的能力。

1 天气实况

2020年8月10日20时至12日20时,成都地区出现罕见的连续性大暴雨天气过程,具有突发性强、持续时间长、累计降雨量大等特点,强降水主要分为两个时段。第一个时段为2020年8月11日06–17时,11日0时,成都出现分散的强降水,到11日06时,成都西部出现大面积强降水,强降水持续到11日17时。第二个时段为8月11日19时至12日12时,11日19时成都市西南部开始强降水,12日04时强降水逐渐扩大到成都市大部分地区,12日12时,强降水减弱。

2020年8月10日20时至11日20时,成都市共计出现暴雨69站,大暴雨210站,特大暴雨2站,强降水出现在成都市西部,最大降水量出现在彭州三界373.8 mm(图1)。

收稿日期:2021-03-12

基金项目:国家重点研发计划专项资助项目(2018YFC1506104);四川省科技厅计划资助项目(2018JY0056);气象信息共享与数据挖掘四川省高校重点实验室资助项目(QGX18004)

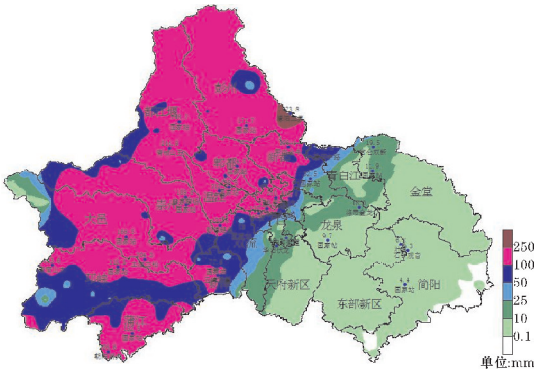


图1 成都市8月10日20时至11日20时累计降水量实况图

8月11日20时至12日20时成都地区又出现大范围暴雨、大暴雨天气过程,共计出现暴雨246站,大暴雨128站,特大暴雨3站,最大降水量出现在蒲江石燕281.3 mm(图略)。

10日20时至12日20时,小时最强降水出现在新津区五津百溪堰,为109.6 mm。强降水中心在成都市西南部的蒲江石燕,降水量达491 mm,图2为该站

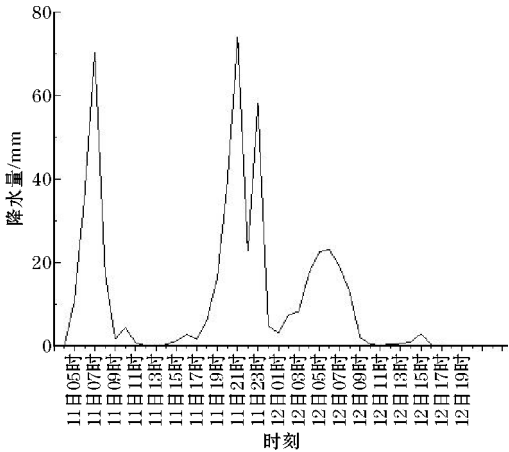


图2 蒲江石燕雨量监测站8月11日04时至12日20时逐小时降水量

逐小时降水量图。石燕强降水主要集中在3个时段:8月11日05–08时的降雨量为135 mm;8月11日19–23时的降雨量为210.5 mm,8月12日04–08时的降雨量为94.8 mm。

2 影响系统分析

2.1 500 hPa 影响系统分析

2020年8月10日08时,欧亚大陆中高纬地区环流为两槽一脊型(图3a),槽线位置分别位于60°E、115°E附近,脊线位于90°E附近,新疆到甘肃西部为偏西气流,雅安附近为反气旋,青藏高原为反气旋后部的西南气流。10日20时,中高纬地区仍维持两槽一脊,雅安附近的反气旋东移减弱,西藏到四川盆地西部转为偏西气流,青海西北部为反气旋,青海同德附近为低涡(图3b),上述低涡东移南下于10日晚到11日上午影响成都地区。11日08时,中高纬环流形势变化不大。青藏高原到四川盆地西部为多波动偏西气流,在青海同德附近有一个低涡,红原附近有一低槽。台风“米克拉”在福建泉州沿海即将登陆(图3c)。成都地区处于上述低涡和低槽前部,有利于强降水产生。11日20时,中高纬环流形势发生调整,转变为三槽两脊,槽线位置分别位于70°E、95°E、123°E附近,脊线分别位于85°E、110°E附近,台风登陆到达江西南部减弱为热带低压,在100°E附近有一锋区配合的冷槽,槽底到达西昌附近,成都位于此槽前,仍然有利于强降水(图3d)。12日08时,受登陆台风和副热带高压的阻挡作用,100°E附近冷槽维持稳定少动,有利于强降水的持续(图3e)。12日20时,随着登陆台风迅速减弱,副热带高压东移,100°E冷槽缓慢向东移动至盆地中部,成都转为槽后偏北下沉气流(图3f)。

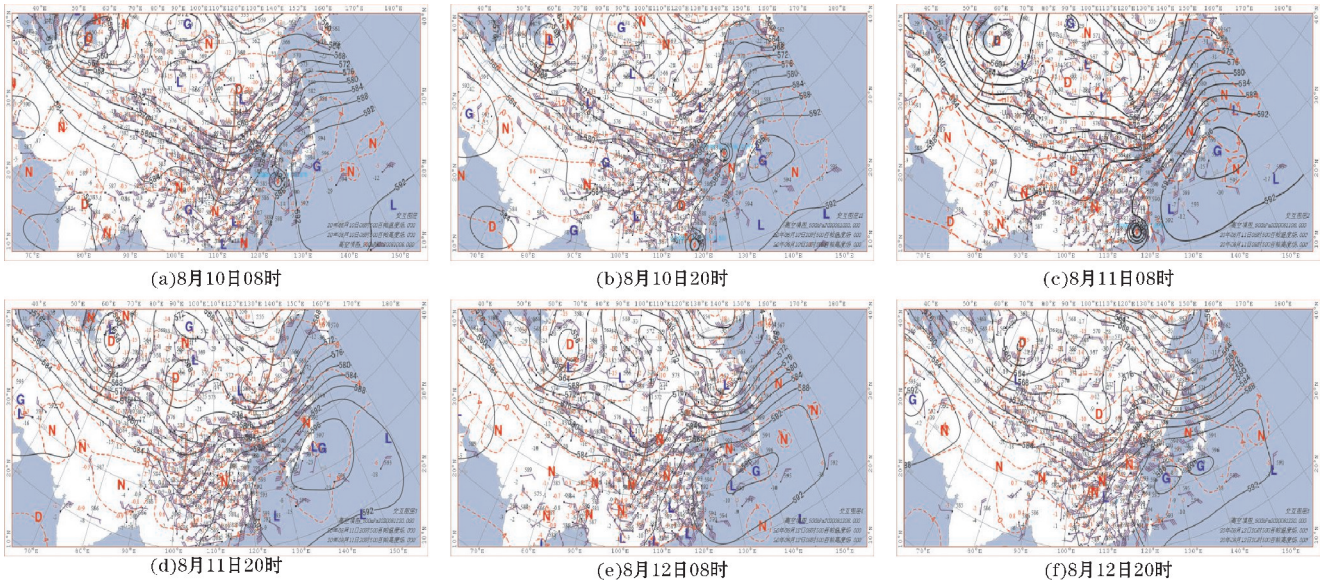


图3 成都地区500 hPa高空图

此次成都地区罕见的大暴雨天气过程在欧亚大陆中高纬由两槽一脊向三槽两脊调整过程中发生,成都地区一直持续有低涡和低槽影响。

2.2 700 hPa 影响系统分析

2020 年 8 月 10 日 08 时,河西走廊以偏东气流为主,四川盆地西部到河套地区西部为偏南风,河套地区中东部和四川盆地中部分别有一反气旋,成都为 6 m/s 西南风。10 日 20 时,四川盆地中部的反气旋东移减弱,四川盆地到河套地区转为较强的偏南气流,水汽能量输送开始增强。11 日 08 时,四川盆地到河套地区

为强南风,重庆到德阳附近为东南急流,成都为 12 m/s 东南风,水汽、能量持续向成都地区输送(图 4a)。11 日 20 时,四川盆地到河套地区仍为强南风气流,东南急流仍位于重庆到德阳附近,成都为 10 m/s 东南风,风速有所减弱,此时强降水相对减弱(图 4b)。12 日 08 时,河西走廊到河套西部为较强的西北风,四川盆地到河套地区东部仍维持较强的西南风,河套地区的中部为低槽,西昌到成都为西南急流,水汽、能量持续向成都地区输送(图 4c)。12 日 20 时,河套东部的低槽东移南下,成都地区转为槽后偏北风,降水影响系统移出成都地区。

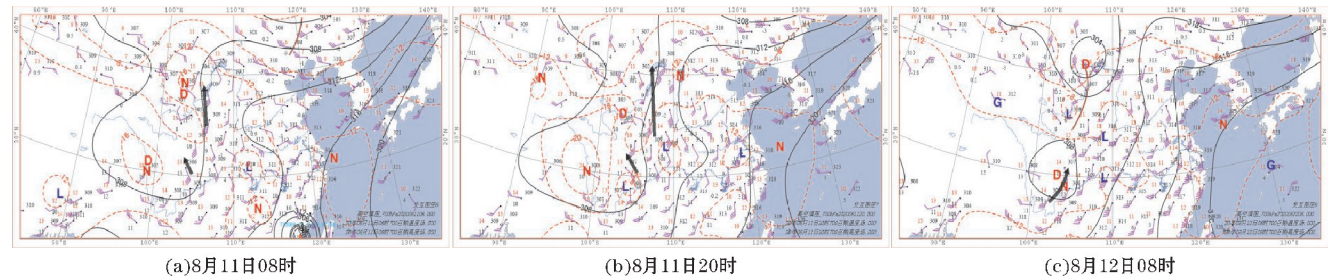


图 4 成都地区 700 hPa 高空图(黑色箭头表示急流)

宋清芝等^[7]研究表明,特大暴雨区出现在低空急流轴的前方。本次过程中的情况与之相同,700 hPa 成都南风急流从 11 日 08 时建立至 12 日白天明显减弱持续了 36 h 以上,低空急流一方面为强降雨提供动力辐合作用,同时还给成都地区持续输送暖湿空气,造成大气静力不稳定加强。

2.3 850 hPa 影响系统分析

2020 年 8 月 10 日 08 时,河西走廊及附近为偏东气流,四川盆地为弱的反气旋,成都位于反气旋后部,弱的西南风。10 日 20 时,四川盆地东部为偏东偏南风,成都为弱的偏北风,成都地区开始出现弱辐合,降水开始产

生。11 日 08 时,河西走廊及附近仍为偏东气流,四川盆地为暖性低涡,低涡中心位于成都西南部,成都为 8 m/s 偏东风,重庆为 14 m/s 东南风,东南急流位于重庆到德阳附近(图 5a),有利于成都西部产生强降水。11 日 20 时,低涡中心位于宜宾附近,成都为 12 m/s 东偏北风,重庆为 12 m/s 东南急流,东南急流仍位于重庆到德阳附近(图 5b)。12 日 08 时,在河套地区西部有一低槽,低涡中心位于成都到眉山附近,重庆转为 12 m/s 南风急流,成都为 12 m/s 东北风,成都地区辐合、水汽输送非常强烈,有利于强降雨的产生、维持^[8](图 5c)。12 日 20 时,陕西、甘肃到四川盆地西部为偏北风,辐合中心和水汽输送均移到四川盆地南部。

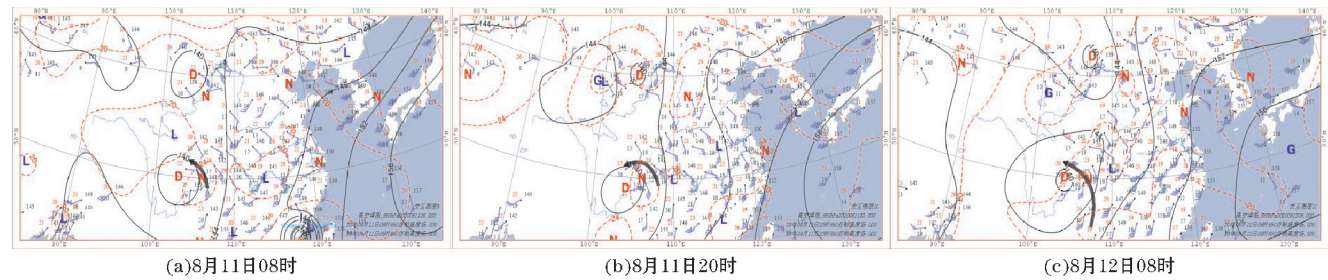


图 5 成都地区 850 hPa 高空图(黑色箭头表示急流)

850 hPa 急流和低涡持续维持,不仅为暴雨产生提供了充足的动力条件,还提供了丰富的不稳定能量和水汽^[9]。东南急流在成都西部沿山地地形抬升作用下,进一步增强了成都市西部的降水。

2.4 200 hPa 影响系统分析

持续大暴雨天气产生过程中,200 hPa 高空成都地区附近始终为反气旋辐散气流控制,高层辐散抽吸作

用明显,成都地区出现低层辐合、高层辐散的高低空耦合形势,有利于上升运动的加强,产生强降水。

2.5 地面影响系统分析

2020年8月10日08时,地面冷锋位于新疆天山附近。10日14时,冷锋移到哈密到民丰一带。10日20时,冷锋位于红柳河到民丰以南,四川盆地受热低压控制,成都地区暖区强降水即将开始。11日02时,冷锋在敦煌到民丰以南。11日08时,地面冷锋东移到酒泉到小灶火一带,成都大规模强降水开始。11日14时,冷锋东移南压至乌鞘岭到玛多附近。11日20时,冷锋移至景泰到玛沁附近,四川盆地仍受暖气团控制,冷空气中心和成都地区的气压梯度明显。12日02时,冷锋在兰州到玉树一带。12日08时,冷空气中心位于兰州附近,冷空气有所加强,冷空气前锋移至延安至青川附近。12日14时,冷空气进入四川盆地,影响成都地区。12日20时,冷锋移过成都地区,降水结束(图6)。

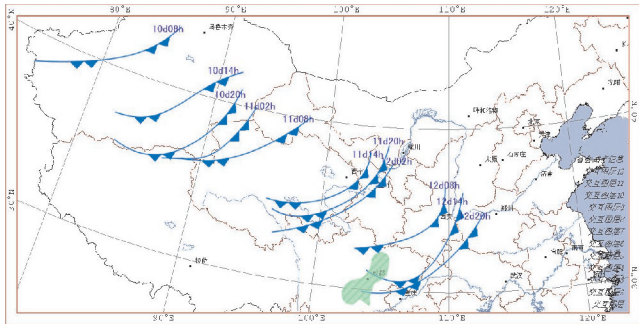


图6 8月10日08时至12日20时冷锋、12日08时降水区

成都地区此次大暴雨天气过程,在500 hPa低涡和低槽持续影响,低空急流、低涡辐合和高空辐散抽气及地面冷空气的共同作用条件下产生。其中,低空急流提供了源源不断的暖湿不稳定能量和水汽,干冷空气与暖湿空气在成都地区相遇,产生降水,与纪晓玲等^[10-12]的研究发现一致。由于成都地区西部山区地处青藏高原东麓,850 hPa偏东风进入受到地形的强迫抬升作用,有利于成都西部的强降水产生。

3 稳定度条件分析

K指数是表征大气稳定度的物理量之一,K指数越大,大气不稳定度越强且稳定维持^[13]。成都产生暴雨K指数一般为35℃以上。表1可看出:成都在8月10日20时K指数达到42.8℃;暴雨过程开始后,K指数在11日08时达到最大值43℃,并在之后暴雨持续的过程中K指数始终高于39℃,提供了充足的不稳定能量;暴雨过程结束后,13日08时K指数值降至22.3℃。

假相当位温 θ_{se} 是表示温度和水汽的综合性物理量。当对流层低层出现高假相当位温区时,可以形成强的对流不稳定,造成强降水^[14]。当假相当位温随高度减小时,大气层结不稳定,且随着差值增加,层结不稳定程度也随之增大。由表1可知,10日08时至12日20时,成都850 hPa上的 θ_{se} 值均大于80℃,10日08-20时, $\Delta\theta_{se}$ 大于15℃,大气层结处于高能异常不稳定状态,11日08时至12日20时,大气层结处于高能不稳定状态。13日08时,虽然层结仍处于不稳定状态,但850 hPa的能量已明显下降,降水趋于结束。

沙氏指数SI是判断大气稳定度的物理量,在10日08时至12日20时(12日08时除外)成都的SI均小于0,有利于大气对流运动,其中在暴雨过程发生前10日20时的SI最低,为-3.05。13日08时SI为3.31,不利于产生对流运动,此时暴雨过程结束。

对流有效位能表示在自由对流高度以上,气块可以从正浮力做功而获得的能量,即可转化为对流动能的大气位能。对流有效位能CAPE越大,越有可能产生强烈的垂直上升运动。暴雨过程开始前,成都CAPE值在10日20时达到最大值3293 J,暴雨过程开始后,11日08时CAPE值迅速减小,暴雨过程结束后,对流有效势能CAPE值为0。

分析表明:此次持续大暴雨天气过程发生前,不稳定能量快速上升,与周明飞等^[15]的研究情况类似,并一直维持不稳定高能状态,13日08时,能量已明显下降,强降水过程结束。

表1 温江站2020年8月10日08时至13日08时K、 θ_{se} 、SI、CAPE值

	10日08时	10日20时	11日08时	11日20时	12日08时	12日20时	13日08时
K/℃	34.4	42.8	43	39.3	39	39.8	22.3
$\theta_{se}(850\text{ hPa})/^{\circ}\text{C}$	89.33	94.7	92.31	86.32	82.96	84.73	73.6
$\theta_{se}(500\text{ hPa})/^{\circ}\text{C}$	61.22	74.53	83.32	84.75	82.67	79.38	62.27
$\Delta\theta_{se}(850-500)\text{ hPa}/^{\circ}\text{C}$	28.11	20.17	8.99	1.57	0.29	5.3	11.33
SI	-1.33	-3.05	-2.17	-0.09	0.26	-0.52	3.31
CAPE/J	562	3293	124	0	28	16	0

4 水汽条件分析

露点 T_d 表示大气中的水汽含量,露点越大,表示湿度越大。温度露点差 ($T-T_d$) 是用来衡量大气中水汽的饱和程度,温度露点差越小,表示水汽含量越高,而当温度露点差近于 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时,表示空气达到近似饱和状态。由表 2 可知,8 月 10 日 08 时至 12 日 20 时成都

地区 925 hPa 的露点温度均大于 $21\text{ }^{\circ}\text{C}$,11 日 08 时至 12 日 20 时一直维持准饱和状态,空气湿度大。10 日 20 时、11 日 08 时 925 hPa 露点温度 $23\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上,13 日 08 时露点温度减小,露点温度差增加。850 hPa 在 10 日 08 时至 12 日 20 时湿度一直很大,露点在 $19\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上,13 日 08 时露点温度明显减小,温度露点差增加,降水过程结束。在整个强降水过程中,700 hPa 露点温度一直在 $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上,并一直维持准饱和状态。

表 2 温江站 8 月 10 日 08 时至 13 日 08 时 925 hPa、850 hPa、700 hPa 的 T_d 、 $T-T_d$ 值

		单位: $^{\circ}\text{C}$						
		10 日 08 时	10 日 20 时	11 日 08 时	11 日 20 时	12 日 08 时	12 日 20 时	13 日 08 时
925 hPa	T_d	22	24	23	21	21	22	18
	$T-T_d$	5	8	2	3	1	2	4
850 hPa	T_d	20	21	21	20	19	20	16
	$T-T_d$	3	4	1	2	0.5	0.5	5
700 hPa	T_d	7	10	13	11	13	12	-0.5
	$T-T_d$	9	3	0.4	2	0.6	0.8	15

根据图 7 可知,第一个强降水时段出现在 8 月 11 日 9–16 时,降雨量为 361.6 mm ,其中 13–15 时 3 个时段小时降水量均在 60 mm 以上,此时段低层大气处于准饱和状态,温度露点差在 $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以内。露点温度很高,925 hPa 露点温度为 $22\text{ }^{\circ}\text{C}\sim 23\text{ }^{\circ}\text{C}$,850 hPa 的露点温度为 $20\text{ }^{\circ}\text{C}\sim 21\text{ }^{\circ}\text{C}$,700 hPa 的露点温度为 $12\text{ }^{\circ}\text{C}\sim 13\text{ }^{\circ}\text{C}$,第二个强降水时段出现在 8 月 12 日 5 时至 11 时的降雨量为 84 mm ,其中 12 日 6 时小时降水量为 24.1 mm ,较第一个时段强降水的强度明显小一些,此时段低层大气仍处于准饱和状态,温度露点差在 $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以内。露点温度很高,925 hPa 露点温度为 $21\text{ }^{\circ}\text{C}$,850 hPa 的露点

温度为 $19\text{ }^{\circ}\text{C}$,700 hPa 的露点温度为 $13\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。两个强降水时段的温度露点差、露点温度差别不大,且均为高湿准饱和状态,但降水强度相差较大,实际上从 10 日 20 时至 12 日 20 时成都市均为高湿准饱和状态,彭州三界雨量监测站出现了两个时段强降水,其余时段降水量小或没有降水,说明水汽条件充足的情况下,还必须产生强烈上升运动的动力条件共同作用才能产生强降水。

此次大暴雨天气过程低空急流长时间维持,使成都地区一直持续高能高湿状态,并加强了大气层结的不稳定性,有利于持续强降水的发生^[16–17]。

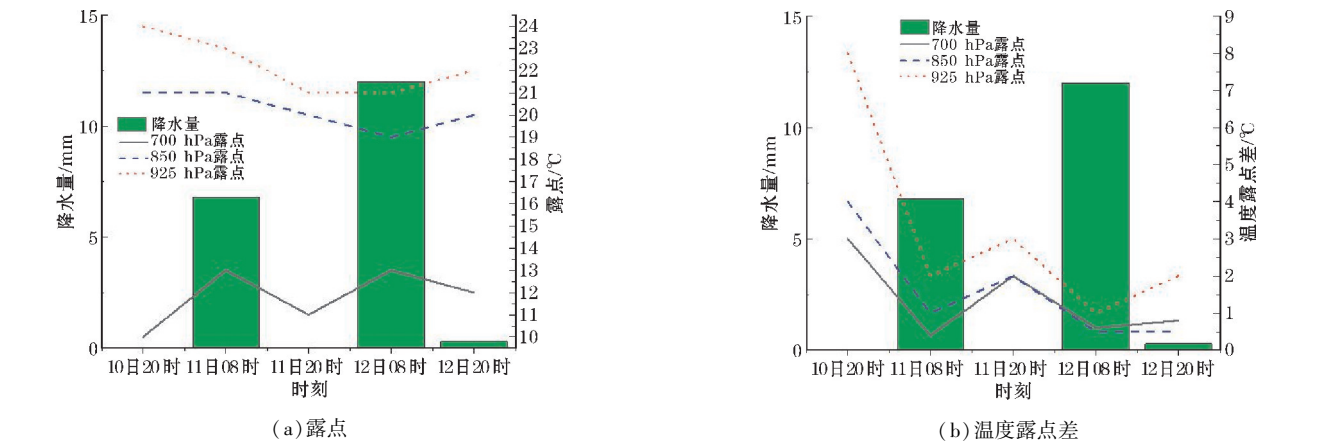


图 7 8 月 10 日 20 时至 12 日 20 时 700 hPa、850 hPa、925 hPa 的露点、温度露点差与彭州三界雨量监测站逐小时降水量关系

5 卫星云图分析

风云四号是中国研制的第二代地球静止轨道气象

卫星,定点于 99.5°E 赤道上空,距离地球约 36000 km ,观测周期为 15 min 。辐射成像通道为 14 个,覆盖了可见光、短波红外、中波红外和长波红外等波段。光谱分辨率为 0.8 cm^{-1} ,可对大气实现高精度定量探测。

云顶亮温可以反映对流的强度,云顶亮温越低则云顶的高度越高,表明对流云体发展越旺盛。

根据图 8, 11 日 0 时,成都西北部开始出现对流云团,云顶亮温最低为 -52°C ,最强对流在雅安市附近,云顶亮温达到 -80°C 。11 日 03 时,强降水云团仍在雅安地区,成都市西部对流发展。11 日 06 时,对流云团发展旺盛,范围扩大到雅安、眉山、乐山及成都西南部等地,并开始出现大面积强降水,降水最强区域在雅安到成都西南部,蒲江鹤山石燕小时雨强达 70.3 mm ,云顶亮温达到 -78°C 以下,11 日 09 时强降水中心从雅安移到成都中西部,最低云顶亮温为 -80°C 。11 日 12 时 15 分,大

面积强对流减弱,但成都地区云顶亮温最低仍在 -73°C 以下。11 日 15 时 15 分,成都对流开始加强。11 日 18 时 15 分,成都西部降水减弱停止,东部仍然有对流,最低云顶亮温在 -73°C 左右。据图 8(c)11 日 21 时 15 分,雅安、眉山、乐山及成都西南部对流云团加强。12 日 0 时 15 分,对流范围扩大到四川盆地西南部及其附近地区,云顶亮温最低在 -85°C 以下。12 日 03 时 15 分,强对流中心移动到宜宾。12 日 09 时 15 分,成都地区对流云团开始分裂,对流有所减弱。12 日 21 时,成都降水减弱,对流云团东移。

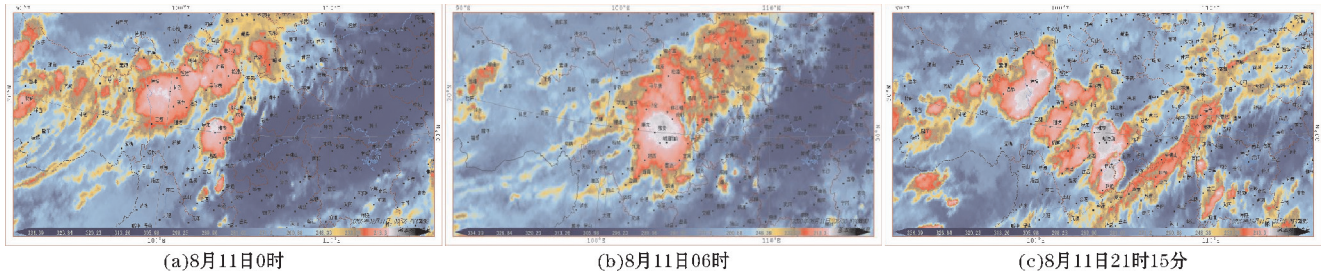


图 8 成都及附近地区红外卫星云图

此次大暴雨过程的降水中心出现在成都市西南部的蒲江石燕雨量监测站,见图 9,降水量与云顶亮温的相关系数为 -0.4703 ,呈负相关。云顶亮温 -33°C 以上时,没有出现强降水。强降水第一个主要时段 8 月 11 日 5–8 时降雨量为 135 mm ,对应时段云顶亮温均为 -73°C 以下,其中 07 时降水量达 70.3 mm ,云顶亮温为 -78°C ;第二个强降水时段出现在 8 月 11 日 19–23 时,降雨量 210.5 mm ,其中 21 时雨量达 74 mm ,此阶段云顶亮温在 -78°C 左右,最低云顶亮温 -82°C ;第三个强降水时段出现在 8 月 12 日 4–8 时,总体上有明显减弱,最大小时雨强 23.1 mm ,总计降雨量 94.8 mm ,云顶亮温在 -63°C 左右。因此,云顶亮温越低,降水量越大,云顶亮温对强降水具有较好的指示意义。

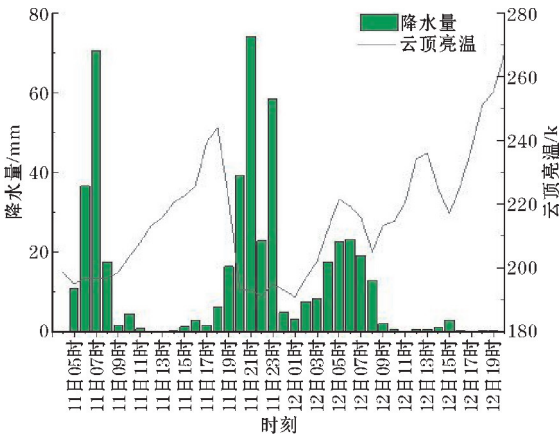


图 9 蒲江石燕雨量监测站 8 月 11 日 04 时至 12 日 20 时逐小时云顶亮温和降水量关系

6 结论

利用高空、地面气象资料,结合卫星云图,从天气影响系统、稳定度条件分析、水汽条件分析及云顶亮温等方面对 2020 年 8 月 10–12 日成都地区一次罕见持续大暴雨天气过程的成因进行初步分析,结果表明:

(1) 此次持续大暴雨天气过程在成都地区 500 hPa 持续受低涡和低槽影响,大气低层的低涡、低空急流持续强烈辐合和高层的辐散抽气耦合及地面冷空气的共同作用下产生。低层偏东暖湿气流在成都西部沿山地形抬升作用下,进一步增强了成都市西部的降水。

(2) 此次大暴雨天气过程具有突发性强、持续时间长、累计降雨量大等特点,强降水有两个阶段,分别出现于 8 月 11 日 06–17 时、8 月 11 日 19 时至 12 日 12 时。强降水出现的两个阶段成都地区低空急流长时间维持,处于持续高湿、高能不稳定状态,有利于大暴雨产生。

(3) 卫星云图上成都西南部强降水中心在 11 日 5–8 时、11 日 19–23 时、12 日 4–8 时反复出现强降水云团,最低云顶亮温 -82°C 以下。

致谢:感谢成都信息工程大学启动项目(2016018)对本文的资助

参考文献:

[1] 丁一汇. 论河南“75.8”特大暴雨的研究: 回顾与

- 评述[J]. 气象学报, 2015, 73(3): 411-424.
- [2] 丁一汇. 中国暴雨理论的发展历程与重要进展[J]. 暴雨灾害, 2019, 38(5): 395-406.
- [3] 钱鹏, 蒋薇, 孔启亮, 等. 一次持续大范围暴雨过程诊断分析[J]. 气象科学, 2012, 32(2): 188-193.
- [4] 邓国, 黄仪虹. 长江流域一次暴雨过程中的不稳定条件分析[J]. 气象学报, 2003, 61(3): 323-333.
- [5] 刘芸芸, 丁一汇. 2020年超强梅雨特征及其成因分析[J]. 气象, 2020, 46(11): 1393-1404.
- [6] 岳俊, 李国平. 大气河对2013年“7.9”四川盆地持续性暴雨作用的诊断分析[J]. 成都信息工程学院学报, 2015, 30(1): 72-80.
- [7] 宋清芝, 乔春贵, 高媛媛. 河南一次特大暴雨过程的天气学分析[J]. 气象与环境科学, 2009, 32(3): 6-9.
- [8] 钟敏, 车钦, 张蒙蒙, 等. 华中区域极端降水天气形势及物理量异常度特征[J]. 气象, 2020, 46(4): 503-516.
- [9] 张云惠, 陈春艳, 杨莲梅, 等. 2013, 南疆西部一次罕见暴雨过程的成因分析[J]. 高原气象, 2010, 32(1): 191-200.
- [10] 纪晓玲, 桑建人, 马筛艳, 等. 贺兰山东麓宁夏一次极值暴雨过程分析[J]. 气象科学, 2010, 30(3): 332-337.
- [11] 陈芳丽, 姜帅, 李明华, 等. 边界层急流在粤东暴雨中心两次极端降水过程中的作用[J]. 气象, 2021, 47(3): 290-302.
- [12] 巫俊威, 李昕翼, 周正斌, 等. 成都地区一次暴雨诊断分析[J]. 成都信息工程学院学报, 2013, 28(4): 416-423.
- [13] 陈林, 廖晨颖, 黄瑾捷等. 将乐县“2019.6.9”大暴雨天气过程分析[J]. 农业技术与装备, 2019(9): 60-62.
- [14] 谭震, 梁梅, 薛宇峰, 等. 1909号超强台风“利奇马”强降水特征的诊断[J]. 南京信息工程大学学报(自然科学版), 2020, 12(4): 450-459.
- [15] 周明飞, 杜小玲, 熊伟, 等. 贵州初夏两次暖区暴雨的对比分析[J]. 气象, 2014, 40(2): 186-195.
- [16] 陈春艳, 孔期, 李如琦. 天山北坡一次特大暴雨过程诊断分析[J]. 气象, 2012, 38(1): 72-80.
- [17] 肖红茹, 王佳津, 肖递祥, 等. 四川盆地暖区暴雨特征分析[J]. 气象, 2021, 47(3): 303-316.

A Preliminary Analysis of the Cause of an Extreme Rainstorm in Chengdu Area

XU Wenjia^{1,2}, HU Wendong^{1,2,3}, DING Yuqin^{1,2}, JIA Jingxiang^{1,2}, YANG Wenda⁴

(1. College of Atmospheric Science, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China; 2. Sichuan Provincial Key Laboratory of Plateau Atmosphere and Environment, Chengdu 610225, China; 3. Sichuan Meteorological Disaster Prediction and Early Warning Engineering Laboratory, Chengdu 610225, China; 4. School of Air Traffic Control and Navigation, Air Force Engineering University, Xi'an 710051, China)

Abstract: In order to improve the prediction accuracy of the process of continuous heavy rainstorm, the process of a continuous heavy rainstorm weather process which set a historical record from August 10 to August 12, 2020 in Chengdu area was analyzed by using the meteorological data of high altitude, ground and satellite, etc. The analysis results show that the continuous heavy rain weather process is caused by the continuous influence of low vortex and trough in Chengdu area at 500 hPa, the continuous strong convergence in the lower atmosphere and the coupling effect of divergence and suction in the upper atmosphere, as well as the cold air on the ground. The easterly warm moist air in the lower layer is uplifted along the mountain terrain in the west of Chengdu, which further enhances the precipitation in the west of Chengdu. There were two stages of heavy precipitation during the rainstorm, which occurred from 6:00 to 17:00 on August 11, 2020, and from 19:00 on August 11, 2020 to 12:00 on August 12, 2020. The two stages of heavy precipitation in Chengdu sustained the low-altitude jet stream for a long time, which was in the unstable state of continuous high humidity and high energy, which was conducive to the generation of heavy rain. Heavy precipitation cloud clusters repeatedly appeared in the heavy precipitation center in southwest Chengdu, and the lowest bright cloud top temperature was below -82°C .

Keywords: meteorology; torrential rain; impact system; low-level jet; high energy instability; the water vapor condition; bright temperature of cloud top