

# 2018年7月四川盆地西部一次区域性暴雨成因 诊断分析

王苏月<sup>1,2</sup>, 袁东升<sup>1</sup>

<sup>1</sup>成都信息工程大学, 四川 成都

<sup>2</sup>什邡市气象局, 四川 什邡

Email: 394610056@qq.com

收稿日期: 2020年10月19日; 录用日期: 2020年11月3日; 发布日期: 2020年11月10日

## 摘要

利用来自中国气象局业务系统Micaps的常规观测资料、降水资料以及风云卫星资料等, 从天气形势、物理量和卫星云图等角度进行分析总结, 揭示了2018年7月9日至7月12日四川盆地西部一次区域性暴雨过程的成因。结果表明: 1) 本次暴雨的环流形势属于典型的“东高西低”型, 高原槽向东移动, 槽前正涡度平流诱导低空西南涡的生成, 引发暴雨; 台风“玛莉亚”推动西太平洋副热带高压西伸北抬, 向四川盆地西部持续不断地输送水汽, 并且阻挡低值系统东移出川, 使其长时间稳定在四川盆地上空, 导致暴雨的维持和增强。除此之外, 南亚高压、高空急流、低空切变线、低空急流等影响系统相互配合, 以及地形的抬升作用, 都促进暴雨不断发展增强。2) 在本次暴雨过程中, 四川盆地西部水汽充沛并且有强烈的辐合; 大气低层辐合、高层辐散, 具有强烈的上升运动; 但能量条件并不理想, 动力作用在本次暴雨过程中占据主导地位, 充沛的水汽供应和强烈的上升运动才是本次暴雨发生的关键。3) 在暴雨发生期间, 四川盆地上空对流云团发展旺盛, 尤其是“7·11”特大暴雨发生期间, 伴随着有中尺度对流复合体(MCC)生成。

## 关键词

四川盆地, 区域性暴雨, 诊断分析

# Diagnostic Analysis of the Cause of a Regional Rainstorm in Western Sichuan Basin in July 2018

Suyue Wang<sup>1,2</sup>, Dongsheng Yuan<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Chengdu University of Information Technology, Chengdu Sichuan

<sup>2</sup>Shifang Meteorological Bureau, Shifang Sichuan

Email: 394610056@qq.com

Received: Oct. 19<sup>th</sup>, 2020; accepted: Nov. 3<sup>rd</sup>, 2020; published: Nov. 10<sup>th</sup>, 2020

文章引用: 王苏月, 袁东升. 2018年7月四川盆地西部一次区域性暴雨成因诊断分析[J]. 气候变化研究快报, 2020, 9(6): 651-666. DOI: 10.12677/ccrl.2020.96072

## Abstract

Based on the conventional observation data, precipitation data and satellite data from MICAPS, the causes of a regional rainstorm in the Western Sichuan Basin from July 9 to July 12, 2018 are revealed. The results show that: 1) the circulation pattern of the rainstorm is a typical “high in the east and low in the west”. The plateau trough moves eastward, and the positive vorticity advection in front of the trough induces the formation of the low-level southwest vortex, which leads to rainstorm; typhoon “Maria” pushes the subtropical high of the Western Pacific to extend westward and northward, and continuously transports water vapor to the Western Sichuan Basin, and blocks the low value system from moving eastward out of Sichuan, making it long time stable over Sichuan Basin, leading to the maintenance and enhancement of rainstorm. In addition, the interaction of South Asia high, high-altitude jet, low-altitude shear line, low-altitude jet and other influence systems, as well as the uplift of terrain, all promote the continuous development and enhancement of rainstorm. 2) In this rainstorm process, there is abundant water vapour and strong convergence in the west of Sichuan Basin; the convergence in the lower layer and the divergence in the upper layer of the atmosphere have strong upward movement; however, the energy condition is not ideal, and the dynamic effect plays a leading role in this rainstorm process, and the abundant water vapour supply and strong upward movement are the key to this rainstorm. 3) During the rainstorm, convective cloud clusters developed vigorously over Sichuan Basin, especially during the “7.11” rainstorm, accompanied by mesoscale convective complex (MCC).

## Keywords

Sichuan Basin, Regional Rainstorm, Diagnostic Analysis

Copyright © 2020 by author(s) and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY 4.0).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

## 1. 引言

暴雨是四川主要的气象灾害之一,尤其是在每年的5月至10月出现频率高、降水强度大、影响范围广,常常导致江河泛滥、山洪暴发,桥梁被冲垮、建筑被毁坏、农田被淹没,水利交通等设施受到严重的损害,甚至还会引发各种地质灾害,对国家的利益和人民的生命财产安全造成严重的威胁。例如:1981年7月9日至7月14日四川盆地发生了建国以来影响范围最广、危害程度最大的特大暴雨(以下简称“81·7”特大暴雨),在沱江、涪江、嘉陵江流域形成了历史上近百年未遇的特大洪水[1] [2];2004年9月3日至9月7日四川盆地又发生了继“81·7”特大暴雨之后最强的持续性暴雨,这是四川有气象记录以来在9月份发生的最强的暴雨,其造成的直接经济损失超过50亿元,将近200人因灾丧生[3];2008年“5·12”汶川地震发生之后,四川的持续性暴雨更为频发,造成的损失随着社会经济的迅速发展也明显加剧[4]。如何做好精准的预报,及时地预警,有效地防止或减少暴雨带来的损失是值得气象工作者不断深入研究的课题。

四川暴雨的形成,除了受来自洋面温暖湿润的夏季风、副热带高压的活动和亚欧大陆中高纬度大气环流的异常这三种大尺度环流背景的影响外,还有许多因素会左右暴雨的生消发展,比如:低槽、西南涡、切变线和冷空气的配合,高、低空急流的发展,台风的登陆,地形的摩擦、抬升作用等等[5]。本文以2018年7月9日至7月12日四川盆地西部的一次区域性暴雨过程为例,利用来自中国气象局业务系统Micaps的常规观测资料、降水资料以及风云卫星资料等,从天气形势、物理量和卫星云图等角度进行

分析总结, 揭示本次暴雨的成因, 希望能为今后此类暴雨过程的预报提供参考。

## 2. 暴雨概况

### 2.1. 降水实况

表 1 是降水量的标准[6], 以下是关于暴雨的一些定义: 区域性暴雨过程的标准: 暴雨过程总数大于等于 15 个县(市), 暴雨过程开始和结束期大于等于 5 个县(市) [5]; 极端性暴雨过程的标准: 有 10 个或以上国家站 24 小时累计降水量大于等于 100 mm, 并且至少有 1 个站点日降水量大于等于 250 mm; 持续性暴雨过程的标准: 以 24 小时降水量有 5 个及以上站点大于等于 50 mm 作为过程起止时间, 持续达到 48 小时以上的暴雨过程[7] [8]。

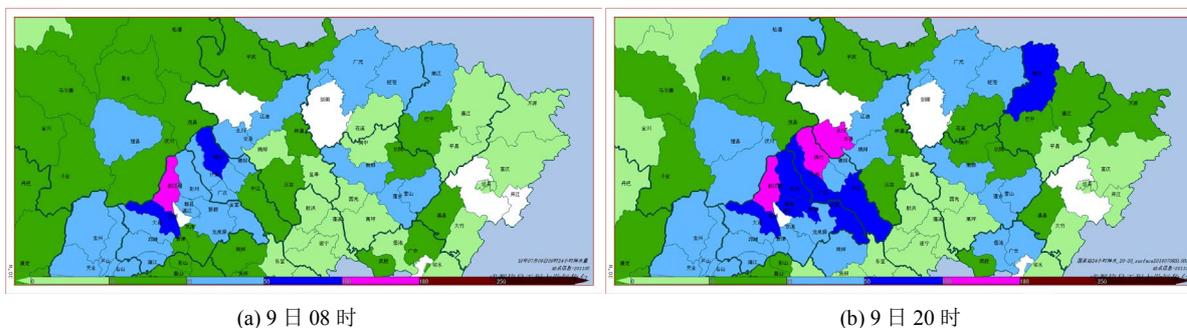
Table 1. The grade of precipitation unit: mm

表 1. 降水量的等级 单位: mm

24 h 降水量	<0.1	0.1~10	10~25	25~50	50~100	100~250	>250
等级	微量	小雨	中雨	大雨	暴雨	大暴雨	特大暴雨

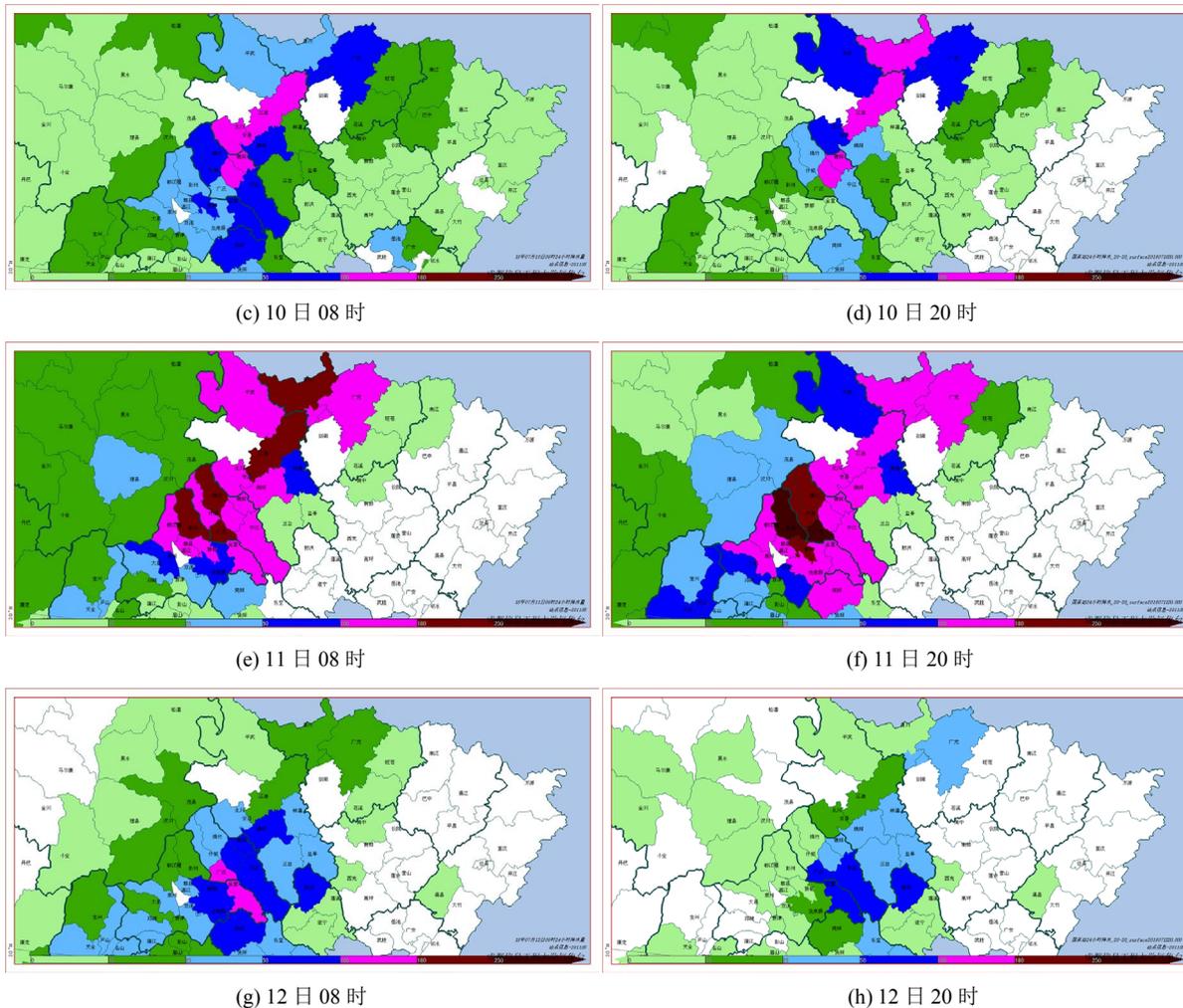
从图 1 中可以看到, 7 月 9 日至 12 日的降水落区呈东北西南向集中在四川盆地西部。7 月 9 日 08 时图 1(a)成都的崇州市和德阳的绵竹市达到暴雨标准; 都江堰市达到大暴雨标准。7 月 9 日 20 时图 1(b)成都的北部和东部, 以及德阳的西部和东南部, 24 小时降水量大于等于 50 mm 的已超过 5 个站点; 都江堰市、绵竹市、安州区达到大暴雨标准。7 月 10 日 08 时图 1(c)可以看出暴雨强度较之前有所增加, 范围扩大, 成都东部的部分地区, 德阳的西北和东南地区, 绵阳的市区以及广元的市区均达到暴雨标准; 德阳的旌阳区、罗江县, 绵阳的安州区、江油市达到大暴雨标准。7 月 10 日 20 时图 1(d)降水范围稍微有所缩小, 但降水强度并没有减弱, 绵阳、广元多地达到暴雨标准; 德阳的旌阳区、罗江县, 绵阳的江油市, 广元的青川县达到大暴雨标准。7 月 11 日 08 时图 1(e)暴雨强度显著增强, 范围明显扩大, 成都北部和东部的局部地区, 德阳全市, 绵阳西部和北部的局部地区, 广元的市区等都达到大暴雨标准; 其中成都的彭州市、德阳的广汉和绵竹市, 绵阳的江油市以及广元的青川县 24 小时降水量超过 180 mm。7 月 11 日 20 时图 1(f)降水强度达到最强, 范围扩至最广, 成都北部、中部和东部的部分地区, 德阳中部和东南部的部分地区, 绵阳的中部和广元的北部, 累计 10 余个国家站 24 小时降水量超过 100 mm, 达到大暴雨标准; 彭州市 24 小时降水量 253 mm, 广汉市 24 小时降水量 322 mm, 达到特大暴雨标准(以下简称“7·11”特大暴雨)。综上分析, 截止 7 月 11 日 20 时, 本次暴雨过程已达到极端性暴雨过程的标准。7 月 12 日 08 时图 1(g)暴雨强度显著减弱, 暴雨范围有所缩小, 成都东部、德阳中部和东南部、绵阳中部等局部地区有暴雨; 金堂县和广汉市仍然达到大暴雨标准。在 7 月 9 日 20 时至 7 月 12 日 08 时期间, 有超过 5 个站点 24 小时降水量大于 50 mm 并且持续 48 小时以上, 达到持续性暴雨过程的标准。7 月 12 日 20 时图 1(h)暴雨强度继续减弱, 暴雨范围进一步缩小, 暴雨过程逐渐结束。

综上分析, 本次暴雨过程是一次区域性、持续性、极端性的暴雨过程。



(a) 9 日 08 时

(b) 9 日 20 时



**Figure 1.** The 24-hour precipitation mapping unit: mm  
**图 1.** 24 小时降水填图 单位: mm

## 2.2. 灾情概况

2018 年 7 月 9 日至 7 月 12 日在成都、德阳、绵阳、广元等地发生了一次区域性的暴雨天气过程。本次暴雨造成了江河溢出、洪水泛滥，并且还引发了诸多次生灾害。截止 11 日上午，四川境内有数十个干流站和支流站出现超警戒或超保证水位。其中，沱江内江段水位急速上升，迎来了 37 年来的最强洪峰，涪江干流更是出现了 50 年来最大的洪水，防汛形势十分严峻。持续的强降水使低洼地段洪涝严重，道路大面积积水甚至出现坍塌，多处建筑被淹，公园、商铺、公共交通等设施均遭到不同程度的损毁，直接经济损失超过 10 亿元。不仅如此，本轮暴雨导致 60 余万百姓受灾，大量居民、游客被困，水、电、气、通讯中断，车辆无法正常通行，消防官兵只能划船救人，政府通过无人机投递物资，并派遣直升机转移被困人员。

2018 年 7 月 10 日 20 时至 11 日 20 时，四川发出当年第一个地质灾害红色预警。11 日 10 时起，全省启动了近年首个 II 级防汛应急响应。根据记录，自 2005 年四川建立防汛应急响应制度以来，还没有启动过 I 级防汛应急响应，II 级也只启动过 4 次，说明此次暴雨防汛形势的严峻程度非常罕见。

### 3. 环流形势分析

#### 3.1. 200 hPa 分析

通过 200 hPa 的环流形势可以看出, 南亚高压呈东西向带状分布, 脊线在 30°N 附近。7 月 9 日图 2(a) (b) 四川盆地位于南亚高压的东北部, 在四川盆地的北侧有强而窄的气流带, 即高空急流, 风速极大值中心大于 44 m/s。高空急流是产生高空辐散的机制之一, 从图中可以看到四川盆地处于 200 hPa 高空急流的右侧, 盆地高空为反气旋性环流, 呈现出辐散型的风场。高空辐散机制有“抽气”和“通风”的作用, 有利于上升气流的维持、加强和对流云的维持、发展, 从而促进降水强度增加[9]。7 月 11 日图 2(c) (d) 四川盆地仍然受高压控制, 处于 200 hPa 高空急流的右侧, 盆地高空长时间维持着辐散型的风场, 抽吸作用明显。200 hPa 高空这种持续稳定的环流形势有利于深厚对流的发展和维持, 为本次四川盆地西部的强降雨过程提供了有利的条件。

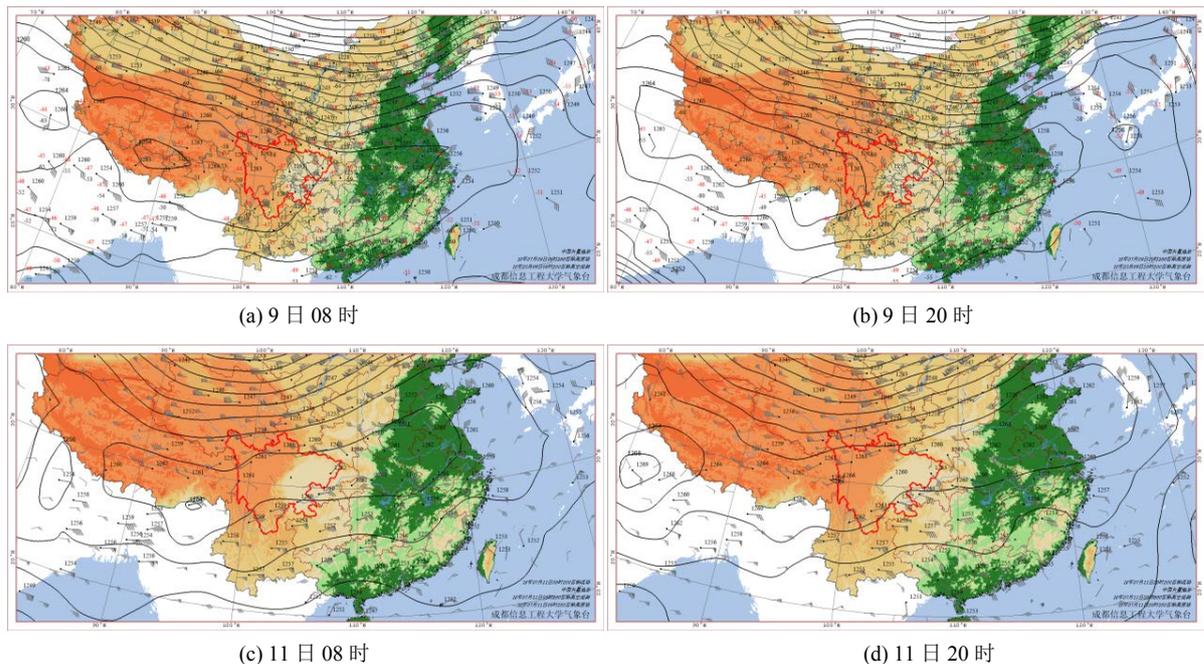


Figure 2. 200 hPa

图 2. 200 hPa

#### 3.2. 500 hPa 分析

从 7 月 9 日 20 时 500 hPa 高度场图 3(a) 可以看到, 亚洲地区中高纬度呈现出“两脊一槽”型的环流形势: 乌拉尔山脉以东、巴尔喀什湖以北的地区为一高压脊, 东西伯利亚和鄂霍次克海地区受高压控制, 中间的贝加尔湖地区为一个宽广的低槽。从图 3(b) 可以看到低槽伴随着有深厚的温度槽, 并且温度槽落后于高度槽, 温压场这样的配置使高度槽中有正热成风涡度平流, 即冷平流, 有利于高度槽长时间的维持、发展和加强, 从而影响四川地区。在青藏高原上有从贝加尔湖分裂南下的低槽, 冷空气随着槽后的西北气流南下。西太平洋副热带高压(以下简称“副高”)脊线位于 28°N 左右, 500 hPa 以 5880 gpm 线在脊线上最西端的位置表示副高的西脊点[10], 此时副高的西脊点在 111°E 附近。四川盆地位于副高的西北方向。这时, 西北太平洋上的风王“玛莉亚”在 130°E, 23°N 地区活动。7 月 10 日图 3(c) (d) 乌拉尔山的高压脊发展加深, 原处于青藏高原上的低槽已东移到甘孜、阿坝一带, 槽后西北干冷空气不断东移南下。台风“玛莉亚”向西北方向移动, 已经靠近我国台湾省东部的洋面。台风推动副高西伸, 此时副高西脊点伸至 109°E

附近, 四川盆地正处于副高的西北部, 台风和副高相互配合, 持续不断地为四川盆地输送南海和东海的水汽。7月11日图3(e)(f)乌拉尔山以东的高压脊发展成为阻塞高压, 中心强度为576 hPa, 位于我国东北地区的高压脊在副高的推动下也明显加深。左右两侧的高压加深加强和北方的冷空气的影响, 使巴湖低压加强并东移, 低压中心达到560 hPa, 有利于冷空气持续地从高纬向低纬输送。此时高原低槽已东移至四川盆地西部上空。“玛莉亚”在副高南侧引导气流的推动和自身内力的作用下继续向西北方向移动, 在11日09时10分左右以超强台风级在福建连江黄岐半岛登陆[11]。由于华南地区高温高热的天气和台风的推

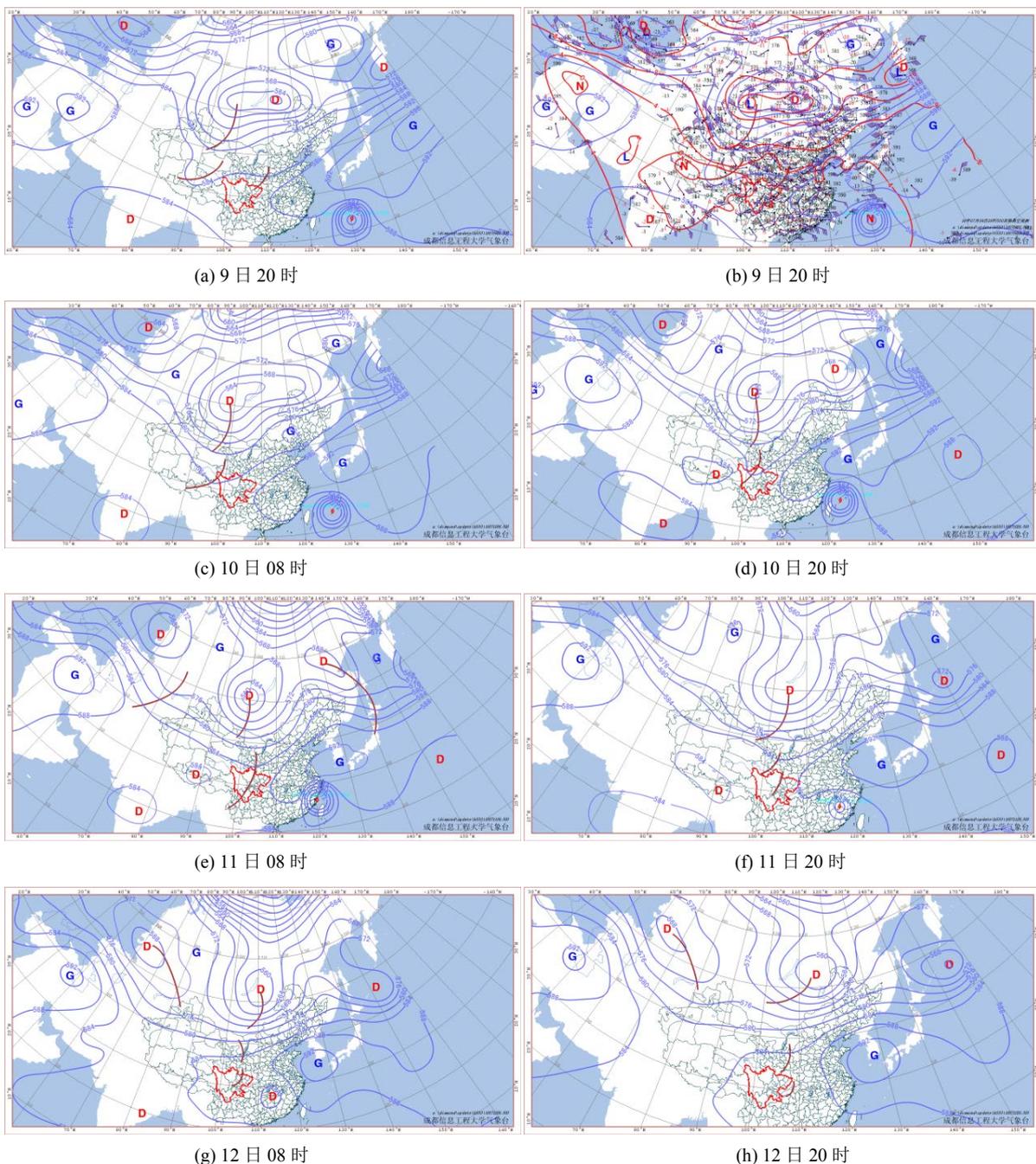


Figure 3. 500 hPa  
图 3. 500 hPa

动, 副高在整个台风周期中都比较强盛, 此时西脊点已伸至  $107^{\circ}\text{E}$  附近(四川境内), 为四川带来了丰富的水汽以及对流不稳定能量。同时, 由于副高的阻挡, 低值系统长时间稳定在四川盆地上空, 为成都等地持续的强降水天气提供了有利条件。7月12日图3(g) (h) “玛莉亚” 登陆后减弱消失, 没有了台风的推动, 副高东退, 西脊点退至  $115^{\circ}\text{E}$  附近。巴湖低压东侧的高压脊随着副高的东退而减弱, 西侧乌拉尔山阻高崩溃, 低压系统继续向东移动。盆地上空的低槽不再受副高的阻挡, 东移出四川边境, 此次暴雨过程结束。

### 3.3. 700 hPa 和 850 hPa 分析

形成暴雨的三个条件分别是充分的水汽供应、强烈的上升运动和较长的持续时间[6]。从图4可以看出台风“玛莉亚”对本次暴雨过程的这三个条件都具有重大的贡献, 简单来说有两个作用: 一是“抽水机”的作用, 东海和南海的水汽顺着台风外围强的偏东南风持续不断地向四川盆地输送; 二是“拦路虎”的作用, 台风顶住副高不退, 将降水系统拦截在四川盆地上空且长时间维持不动, 从而造成持续性的强降水。综上, 本次暴雨过程是一次典型的台风远距离暴雨。同时, 在海南岛的上空有一个低涡系统, 南海的水汽在气旋性环流的影响下沿着偏南气流向四川盆地输送。500 hPa 上高原槽向东移动, 槽前正涡度平流诱导低空西南涡的生成, 引发暴雨。在图4(a) (b) 700 hPa 和 850 hPa 都可以看到, 低空偏南气流与偏北气流在四川盆地辐合交汇, 冷空气从西南涡北部侵入, 促进低涡发展加强。西南涡的气旋式环流使从洋面来的水汽在四川盆地形成强烈的辐合, 暖湿空气强烈的上升运动有利于暴雨的形成、发展和加强。从图4(a) 700 hPa 环流形势可以明显看到, 由于冷暖空气的交汇, 沿着低空切变线一带都有强降水过程发生。在四川盆地上空西南低涡的右侧有一支西南低空急流, 中心风速大于  $16\text{ m/s}$ , 有利于输送低层暖湿平流, 从而产生位势不稳定层结。四川盆地西部位于低空急流轴的左侧, 低空切变线的右侧, 是正切变涡度区, 即气旋式辐合区, 所以对流发展旺盛, 有利于大暴雨到特大暴雨的发生。图4(b) 850 hPa 环流形势可以看出, 盆地上空东南风比较大, 在盆地形成气旋性辐合。500 hPa 低槽、700 hPa 西南急流和西南低涡的位置, 以及 850 hPa 盆地偏东风分量导致暴雨的落区集中在四川盆地西部。此外, 四川盆地西部位于青藏高原以东, 秦岭、大巴山脉以南, 所以除了上述因素外, 偏东气流和偏南气流受到地形的抬升作用也会对降雨产生增幅作用[12] [13]。

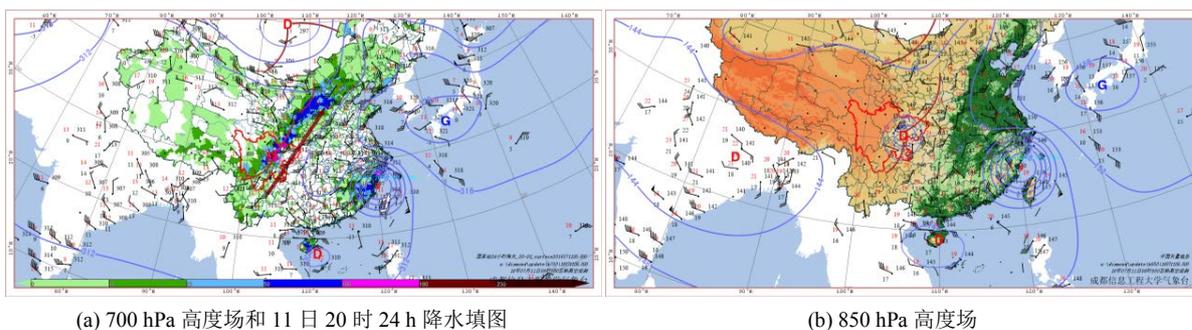


Figure 4. 8:00 a.m. on the 11<sup>th</sup> of 700 hPa and 850 hPa  
图 4. 11 日 08 时 700 hPa 和 850 hPa

### 3.4. 小结

肖递祥等将四川盆地暴雨的环流形势分为“东高西低”型和“两高切变”型[8], 综合分析, 本次暴雨过程属于典型的“东高西低”型。四川盆地东侧, 台风推动副高西伸北抬(副高西脊点伸至  $110^{\circ}\text{E}$  左右, 平均脊线位于  $25^{\circ}\text{N}$  附近), 有利于输送水汽并且阻挡低值系统东移出川; 青藏高原到四川盆地上空都为低值系统控制, 高原低槽向东移动, 槽前的正涡度平流诱导低空西南涡生成, 引发暴雨。200 hPa 南亚高

压、高空急流, 500 hPa 低槽, 700 hPa 和 850 hPa 西南低涡、低空切变线、西南急流, 地形的抬升作用等多种因素相互配合, 使四川盆地西部上空低层辐合和高层辐散, 形成了深厚的对流, 有强烈的上升运动, 加上水汽和不稳定能量的影响, 使暴雨过程持续发展增强。

## 4. 物理量分析

### 4.1. 水汽条件

外来水汽源源不断地输入, 并且在降水区附近辐合上升是暴雨形成的充分条件。水汽通量是单位时间通过单位面积水汽输送量的大小; 水汽通量散度是单位体积水汽水平辐合的大小。这两个物理量正好体现了水汽的输入和辐合情况, 因此下面将通过水汽通量和水汽通量散度这两个物理量来讨论本次暴雨过程的水汽条件。

#### 4.1.1. 水汽通量

大规模的水平气流将源地的水汽输送到降水区, 图 5 是低空水汽通量的分布, 从图中可以看到四川盆地低层的水汽主要来自东海、南海洋面。7 月 9 日 08 时图 5(a)暴雨初期, 在四川西部上空就有一水汽通量最大值中心; 7 月 10 日 08 时图 5(b)水汽输送向东移动; 7 月 10 日 20 时图 5(c)水汽通量最大值中心位于四川盆地上空附近; 7 月 11 日 08 时图 5(d)四川西部的水汽输送显著增强, 最大超过  $30 \text{ g}(\text{cm}\cdot\text{hPa}\cdot\text{s})^{-1}$ ; 到 7 月 12 日(图略)水汽输送减弱, 暴雨过程逐渐结束。从低空的水汽通量分布可以看出, 在本次暴雨过程中水汽通量的最大值中心基本稳定在四川盆地上空附近, 表示在整个强降水期间都有持续不断的充沛的水汽供应。

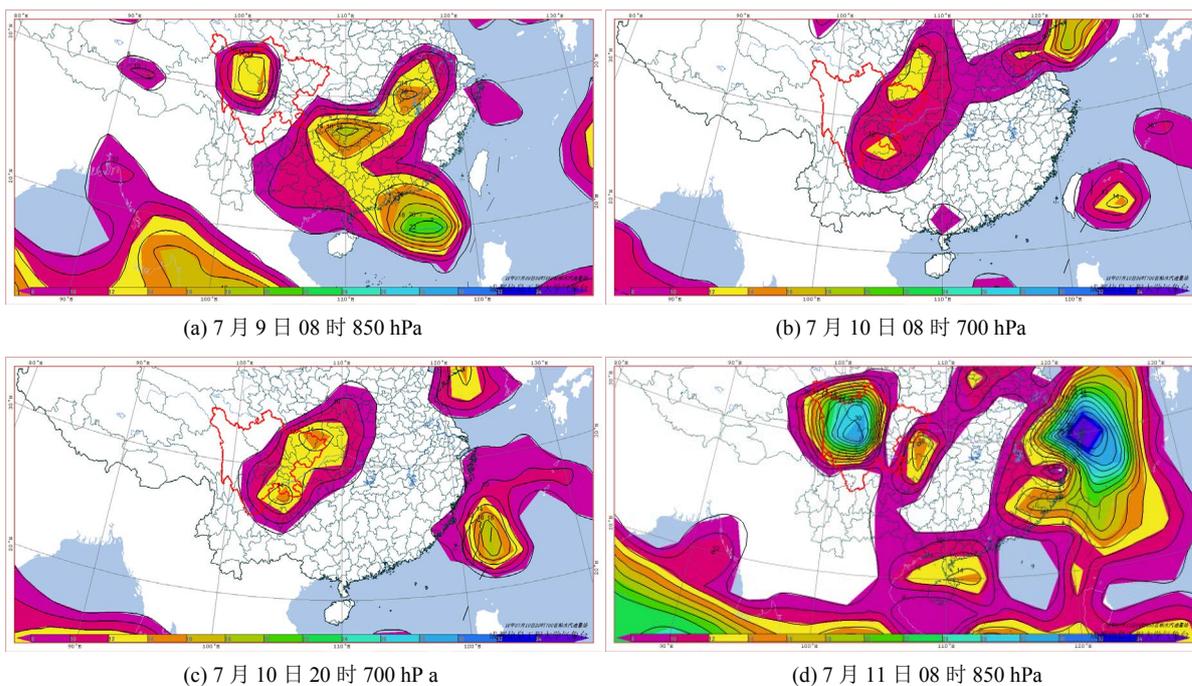


Figure 5. The vapor flux of 700 hPa and 850 hPa unit:  $\text{g}(\text{cm}\cdot\text{hPa}\cdot\text{s})^{-1}$

图 5. 700 hPa 和 850 hPa 水汽通量 单位:  $\text{g}(\text{cm}\cdot\text{hPa}\cdot\text{s})^{-1}$

#### 4.1.2. 水汽通量散度

当水汽从东海、南海洋面输送到四川盆地时, 必须还要有水汽的水平辐合, 才可以上升、冷却、

凝结成雨。在图 6 低空水汽通量散度场中, 当水汽通量散度小于零时, 就表示有水汽的辐合。7 月 9 日 08 时图 6(a)在暴雨初期四川盆地西部低空已出现明显的水汽辐合分布; 7 月 10 日 08 时图 6(b)四川盆地的水汽辐合增强, 整个盆地都为强烈的水汽辐合区; 7 月 10 日 20 时图 6(c), 四川盆地的水汽辐合达到最强, 中心强度为 $-45 \cdot 10^{-8} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ; 7 月 11 日 08 时图 6(d)四川盆地的水汽辐合有所减弱, 但整体仍然呈明显的辐合形势; 7 月 12 日(图略)四川盆地的水汽呈辐散分布, 暴雨过程随之结束。

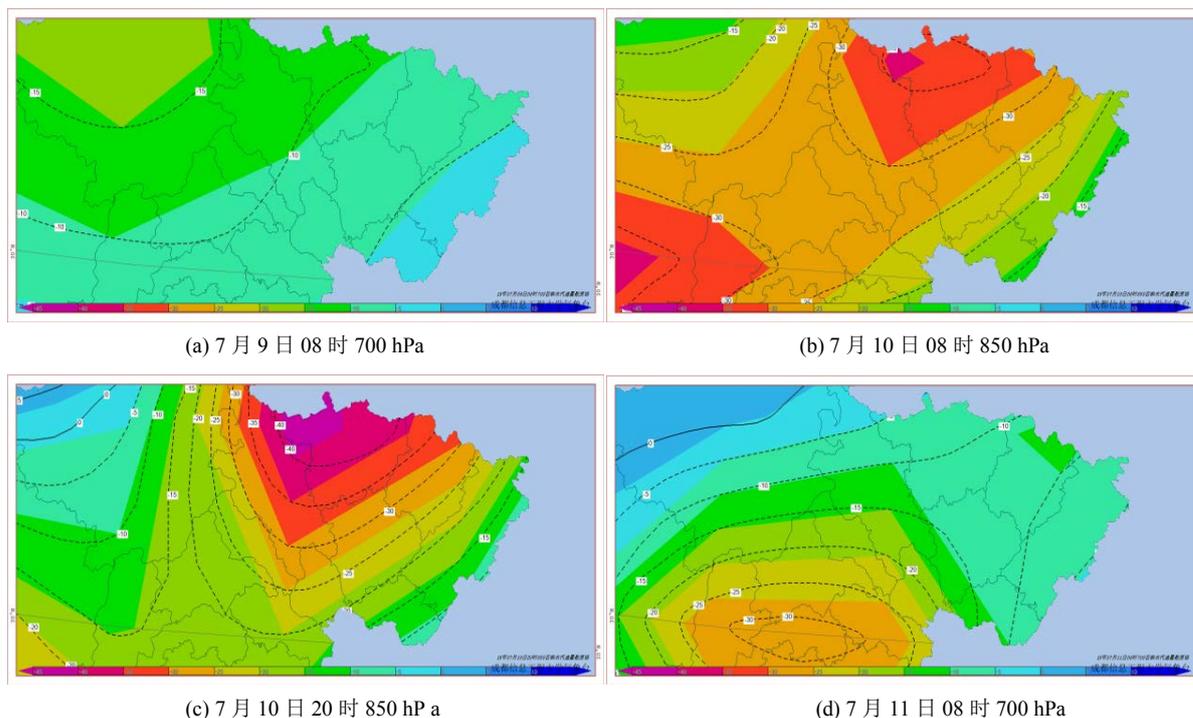


Figure 6. The vapor flux divergence of 700 hPa and 850 hPa unit:  $10^{-8} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$

图 6. 700 hPa 和 850 hPa 水汽通量散度 单位:  $10^{-8} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$

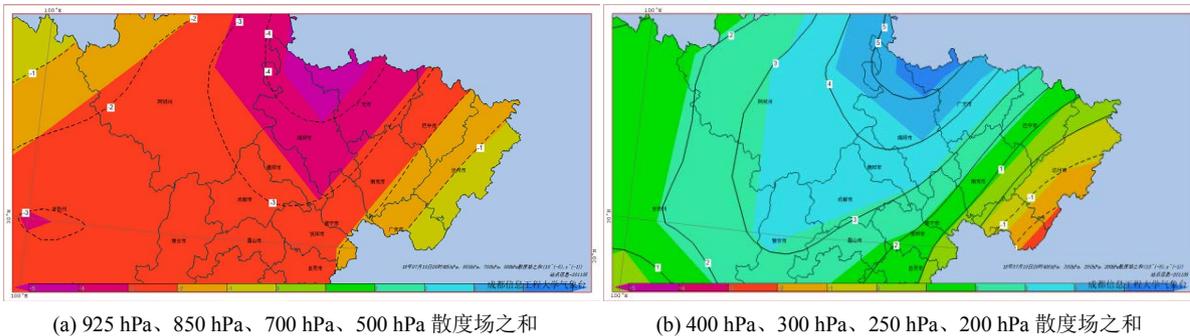
## 4.2. 动力条件

### 4.2.1. 散度

$$\omega_p - \omega_{p_0} = \int_p^{p_0} \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dp \quad \omega_p = \int_p^{p_0} \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dp \quad (1)$$

$$\omega_0 - \omega_p = \int_0^p \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dp \quad \omega_p = - \int_0^p \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dp \quad (2)$$

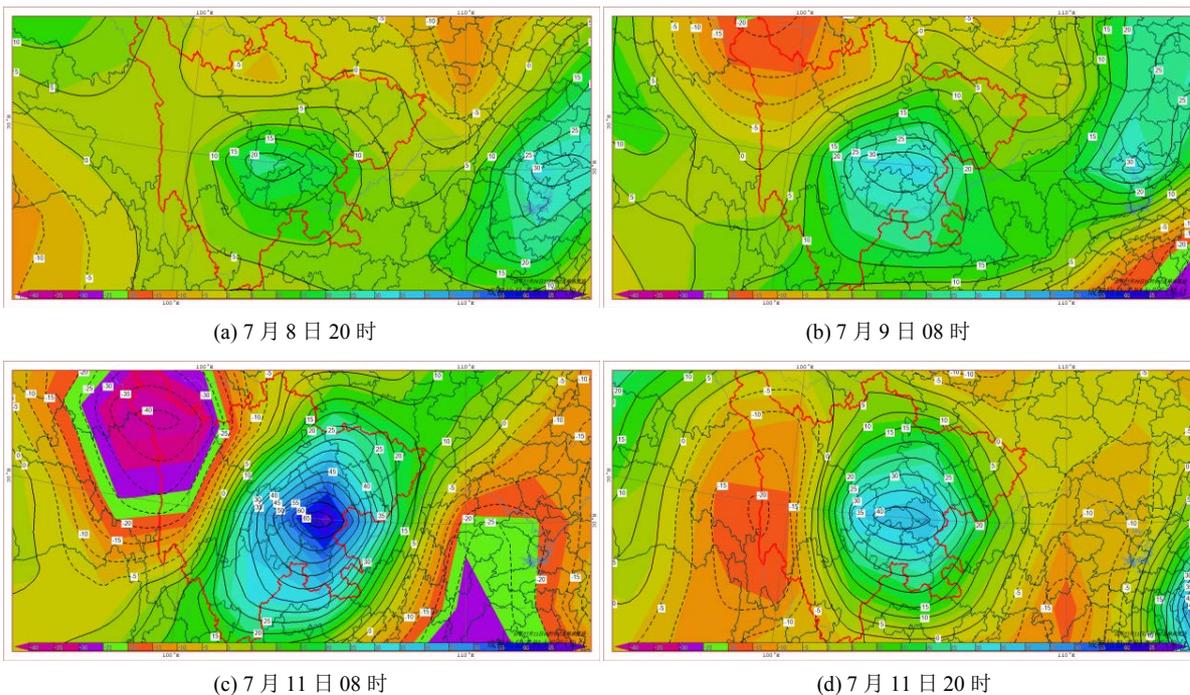
上式[6]  $p_0$  表示地面的气压, 0 为大气层顶的气压,  $\omega$  表示垂直速度。由(1)式可知  $p$  层的垂直速度由  $p$  层以下整层水平散度之和所决定, 当下层为水平辐合时  $p$  层有上升运动, 当下层为辐散时  $p$  层有下沉运动; 由(2)式可知  $p$  层的垂直速度由  $p$  层以上整层水平散度之和所决定, 当上层为辐散时  $p$  层有上升运动, 当上层为辐合时  $p$  层有下沉运动。综合分析, 当低层辐合、高层辐散时就会有上升运动。从中图 7 可以看到, 在暴雨发生的时段, 四川盆地上空低层的散度场之和小于 0, 为辐合区; 高层的散度场之和大于 0, 为辐散区。低层辐合、高层辐散, 使四川盆地上空有强烈的上升运动, 可以促进暖湿气流向上输送, 形成深厚的湿层, 有利于暴雨的维持和发展。



**Figure 7.** Sum of divergence fields at 20:00 on July 10<sup>th</sup> unit:  $10^{-5}\cdot s^{-1}$   
**图 7.** 7月10日20时散度场之和 单位:  $10^{-5}\cdot s^{-1}$

#### 4.2.2. 涡度

在很多研究中已表明, 青藏高原特殊的地形影响与特定的环流条件下形成的西南低涡是造成四川盆地暴雨天气发生、发展的重要系统, 它是主要出现在川西高原以及四川盆地 700 hPa 或者 850 hPa 等压面上具有气旋性环流特征的中尺度闭合低压系统[14] [15]。在前面低空环流形势的分析中已经提到, 西南涡与本次四川盆地西部区域性暴雨过程的发生、发展和加强息息相关。在图 8 的 850 hPa 涡度场中可以清楚地看到, 在整个暴雨过程中都有一个正涡度大值中心, 对应着西南涡的中心, 持续稳定在四川盆地上空。7月8日20时图 8(a)暴雨发生之前, 四川盆地上空 850hPa 已经存在一个正涡度区, 中心强度为  $20\cdot 10^{-5}\cdot s^{-1}$ 。到7月9日08时图 8(b)暴雨初期, 涡度有所增强, 中心值为  $30\cdot 10^{-5}\cdot s^{-1}$ 。在7月11日08时图 8(c)涡度达到最强, 中心值大于  $65\cdot 10^{-5}\cdot s^{-1}$ , 低涡中心强烈的辐合上升运动为暴雨过程的发生、发展提供了充分的动力条件。7月11日20时图 8(d)涡度中心值有所降低, 降水强度也随之减弱。



**Figure 8.** The vorticity field of 850 hPa unit:  $10^{-5}\cdot s^{-1}$   
**图 8.** 850 hPa 涡度场 单位:  $10^{-5}\cdot s^{-1}$

### 4.2.3. 垂直速度

原桂英等[16]指出四川暴雨发生时 500 hPa 上升运动区一般与暴雨落区相吻合, 500 hPa 的垂直速度一般  $< -40$ 。从图 9 可以看到暴雨期间四川盆地上空有一垂直速度大值中心, 在 7 月 10 日 08 时图 9(a) 最大值  $< -45$ , 7 月 10 日 20 时图 9(b) 垂直速度加快, 最大值  $< -50$ 。

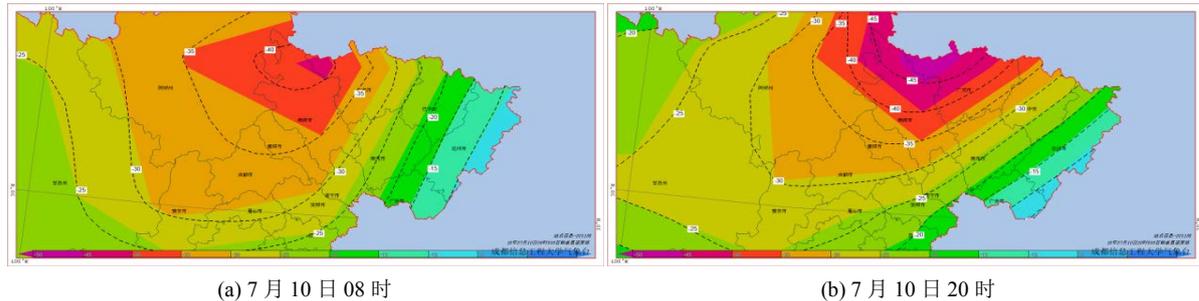


Figure 9. The vertical velocity of 500 hPa unit: 0.1 Pa/s  
图 9. 500 hPa 垂直速度 单位: 0.1 Pa/s

## 4.3. 能量条件

### 4.3.1. 假相当位温

假相当位温  $\theta_{se}$  (或称绝热相当位温) 是能综合表示温度和湿度的参数, 它的垂直分布反应了大气的层结稳定状态。当假相当位温随高度升高时  $\partial\theta_{se}/\partial p < 0$ , 层结稳定; 当假相当位温随高度减小时  $\partial\theta_{se}/\partial p > 0$ , 层结不稳定; 当假相当位温随高度不变时  $\partial\theta_{se}/\partial p = 0$ , 层结呈中性[17]。通常情况下, 暴雨天气过程就是能量的积累和释放的过程, 在四川假相当位温对暴雨的预报有着较好的指示作用。因此, 接下来将对本次降水强度最大的成都、德阳、绵阳、广元四个城市 2018 年 7 月 9 日至 7 月 11 日 850 hPa 和 500 hPa 的假相当位温, 从而大致了解本次暴雨过程的能量情况。刘运成[18]指出, 在四川盆地暴雨要求假相当位温  $\theta_{se} \geq 70^\circ\text{C}$ , 从表 2 中可以看到, 整个暴雨期间四个城市的假相当位温均大于  $70^\circ\text{C}$ 。在暴雨前期(也就是“7·11”特大暴雨发生之前), 500 hPa 和 850 hPa 的假相当位温值都不断增加, 是能量累积的过程, 尤其是 7 月 10 日白天各层能量都增加得比较快, 到 10 日 20 时能量达到最高值。并且, 10 日 20 时 500 hPa 和 850 hPa 假相当位温的差也达到最大值  $6^\circ\text{C}$ , 也就是说 500 hPa 和 850 hPa 的能量差值达到最大, 大气层结不稳定。在 10 日 20 时到 11 日 20 时期间, 850 hPa 的假相当位温从  $85^\circ\text{C}$  左右下降到  $72^\circ\text{C}$  左右, 说明从 10 日晚上到 11 日白天有一个明显的能量释放过程, 对应图 1(f) 的 24 小时降水填图可知, 11 日 20 时彭州市和广汉市 24 小时降水量超过 250 mm, 达到了特大暴雨标准, 说明此次能量的释放, 为本次暴雨过程降水强度的增加创造了有利的条件。此后, 随着假相当位温的降低, 高低层的能量差也逐渐变小, 部分地区 500 hPa 和 850 hPa 的假相当位温差从负值变为正值, 大气层结趋于稳定, 降水强度随之减弱。

Table 2. The potential pseudo-equivalent temperature of Chengdu Deyang Mianyang and Guangyuan unit:  $^\circ\text{C}$   
表 2. 成都、德阳、绵阳、广元假相当位温 单位:  $^\circ\text{C}$

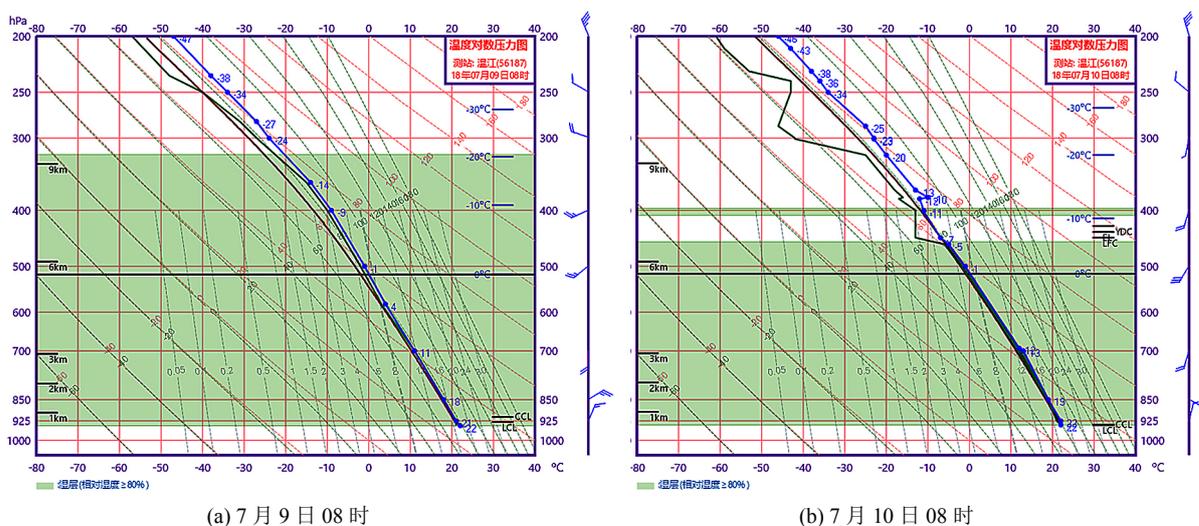
		9日 08 时	10日 08 时	10日 20 时	11日 20 时
成都	500 hPa $\theta_{se}$	78	78	80	72
	850 hPa $\theta_{se}$	78	80	86	70
	500~850 hPa $\theta_{se}$	+0	-2	-6	+2
德阳	500 hPa $\theta_{se}$	78	78	80	72
	850 hPa $\theta_{se}$	76	80	86	72
	500~850 hPa $\theta_{se}$	+2	-2	-6	+0

Continued

	500 hPa $\theta_{se}$	78	78	80	72
绵阳	850 hPa $\theta_{se}$	74	78	86	72
	500~850 hPa $\theta_{se}$	+4	0	-6	+0
广元	500 hPa $\theta_{se}$	76	76	78	72
	850 hPa $\theta_{se}$	74	78	84	74
	500~850 hPa $\theta_{se}$	+2	-2	-6	-2

### 4.3.2. T-logP 图

本次暴雨过程发生在四川盆地西部, 在有限的资料里能较好地代表这个地区的探空站点只有温江站, 因此下面分析温江站 7 月 9 日至 7 月 11 日的 T-logP 图。其中红色的线代表状态曲线, 蓝色的线代表层结曲线, 绿色的线代表露点曲线。朱乾根等[6]指出当温度露点差(T-Td)小于等于 4°C~5°C时, 是湿区; 当温度露点差(T-Td)小于等于 2°C时, 是饱和区。从图 10(a) (b) (c)中可以看出, 从近地层到 450 hPa 的温度露点差基本都小于 2°C, 达到饱和, 说明成都上空有非常深厚的湿层, 而湿层越厚, 对降水强度的增加越有利。从风的垂直变化来看, 本次暴雨过程中低空风向随高度的升高有顺时针旋转, 存在暖平流, 7 月 10 日图 10(b) (c)高空风向随高度的升高有逆时针旋转, 但不是很明显, 存在弱冷平流, 这样上干冷、下暖湿的高低空配置有利于不稳定能量的积累, 不稳定层结的发展。于是在 7 月 10 日 20 时图 10(c)上空出现了正不稳定能量(CAPE 值 > 0), 即位于状态曲线左方和层结曲线右方的面积(与假相当位温分析中 7 月 10 日 20 时 500 hPa  $\theta_{se}$  和 850 hPa  $\theta_{se}$  差值最大的情况相吻合), 不稳定能量的释放导致了暴雨的加强, 是造成“7·11”特大暴雨的原因之一。然而实际上 7 月 10 晚上的 CAPE 值并不大, 仅为 377.5 J·kg<sup>-1</sup>, 暴雨过程的其他时段 CAPE 值也几乎为 0 J·kg<sup>-1</sup>, 能量条件似乎并不利于暴雨的持续发展加强, 但俞小鼎[19]曾提出, 就算在不稳定能量不太大(CAPE 值 < 500 J·kg<sup>-1</sup>)的情况下, 如果云底比湿 q 或者露点 Td 很高, 降水效率仍然会很高, 降水强度也会很大。例如: 1996 年 7 月 28 日成都出现的一次极端暴雨, 在 27 日 20 时的探空资料中可以发现当时的不稳定能量很小, CAPE 值只有 279 J·kg<sup>-1</sup>, 但 850 hPa 的露点和比湿都很大, 分别达到了 21°C, 和 18.4 g·kg<sup>-1</sup>。同样, 本次 7 月 11 日出现的极端暴雨, 尽管 10 日 20 时 CAPE 值只有 377.5 J·kg<sup>-1</sup>, 但 850 hPa 露点达到 20°C, 850 hPa 比湿达到 17.3 g·kg<sup>-1</sup>, Td 和 q 都很高, 所以暴雨强度仍然很大。到 7 月 11 日 20 时图 10(d)低层湿度明显减小, 850 hPa 露点只有 13°C, 850 hPa 比湿下降到 11.04 g·kg<sup>-1</sup>, 暴雨随之减弱。



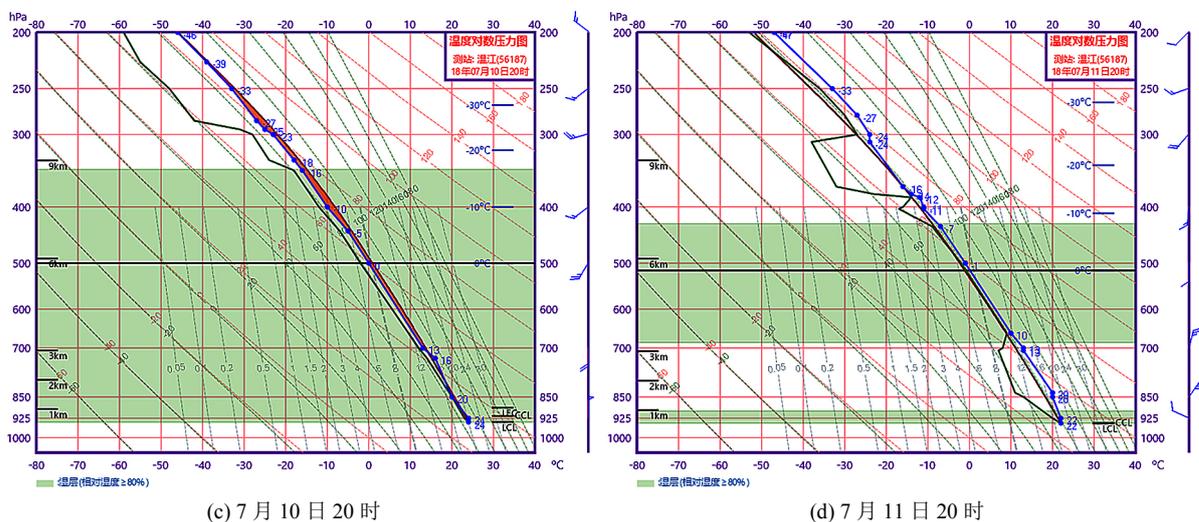


Figure 10. The T-logP diagram of Wenjiang  
图 10. 温江站 T-logP 图

#### 4.4. 小结

综上所述,在本次暴雨过程中水汽条件和动力条件对降水的持续和增强都是十分有利的,但从假相当位温(表 2)和 T-logP 图(图 10)的分析中发现,本次暴雨过程只在 7 月 10 日晚上存在不稳定能量(CAPE 值 > 0),其他时候大气层结都比较稳定,能量条件不够充分。由此看来,本次暴雨过程具有低能稳定的特点,动力作用在本次暴雨过程中占据主导地位,充沛的水汽供应、强烈的上升运动才是本次暴雨发生的关键。

### 5. 卫星云图分析

暴雨的形成、发展和结束是由大气中不同尺度的影响系统共同作用的结果,其中常规天气图上无法发现的一些中小尺度系统,可以利用卫星云图监测、分析。在影响本次暴雨过程的中小尺度系统中,最值得关注的是 7 月 10 日晚上至 7 月 11 日白天四川盆地上空形成的中尺度对流复合体(MCC)。下面将 FY-2G 卫星 IR1 和 IR3 通道所生成的红外云图和水汽图进行分析,总结暴雨过程中对流云团的发展和水汽的情况。

#### 5.1. 红外云图

红外云图表示红外辐射的分布,若云图上的色调很深,表示卫星接收到的红外辐射大,说明云顶高度低,云顶亮温高;若云图上的色调很浅,表示卫星接收到的红外辐射小,说明云顶高度高,云顶亮温低,对流发展旺盛[20]。7 月 10 日 22:00 图 11(a)在四川盆地上空有多个小颗粒状的积雨云团生成,初生阶段每个云团的范围都不大,云顶亮温在 205 K (-68.15°C)左右。7 月 10 日 23:00 图 11(b)云团范围逐渐发展扩大,云顶亮温下降到 200 K (-73.15°C)左右,云顶高度升高,对流发展旺盛。7 月 11 日 01:00 图 11(c)随着云团的不断发展,形成了 A、B、C 三个成熟的积雨云团, A 云团和 C 云团云顶亮温在 200 K (-73.15°C)左右, B 云团云顶亮温最低达到 190.44 K (-82.71°C)。7 月 11 日 02:00 图 11(d)积雨云团相互合并,连成一片,云罩红外温度小于等于 -32°C 的面积大于 100,000 km<sup>2</sup>, 内部小于等于 -52°C 的冷云区面积大于 50,000 km<sup>2</sup>, 截止 7 月 11 日 08:00 图 11(e)对流云系仍然达到上述标准,维持时间超过 6 小时,满足 Maddox [21]定义的  $\alpha$  中尺度对流复合体(MCC)的特征。中尺度对流复合体(MCC)发展期间,持续稳定在四川盆地上空,云顶亮温最低小于 190 K (-83.15°C),对流发展旺盛,伴随着四川盆地大面积强降水。到 7 月 12 日 13:00 图 11(f)四川盆地西部上空已经几乎没有对流云团,暴雨过程随之减弱。

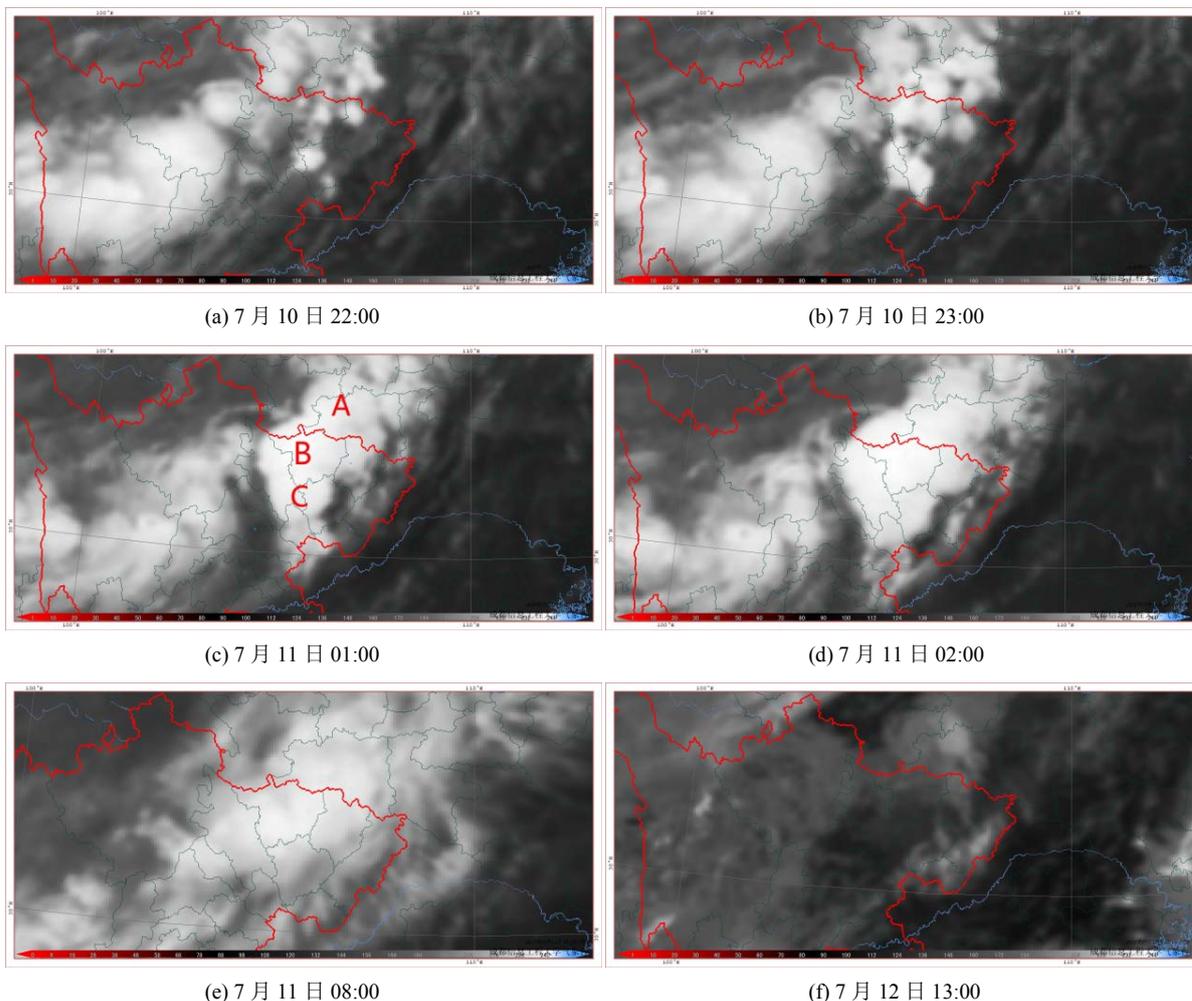
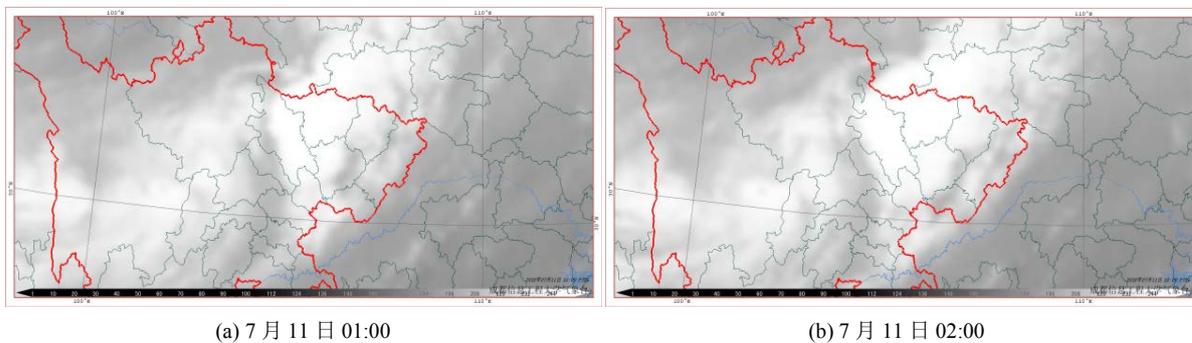


Figure 11. The infrared cloud image

图 11. 红外云图

### 5.2. 水汽图

水汽图反应了大气中水汽的含量, 若大气中水汽含量少, 吸收的红外辐射就少, 达到卫星的辐射多, 云图上的色调就很深; 反之, 云图上的色调就很浅[20]。图 12(a) (b) (c)在中尺度对流复合体(MCC)发展期间, 四川盆地上空色调亮白, 说明四川盆地上空水汽含量充足, 存在明显的湿区, 对应着上升运动, 有利于暴雨发展增强。7月12日13:00图12(d)四川盆地西部上空色调较暗, 水汽少, 降水强度随之减弱。



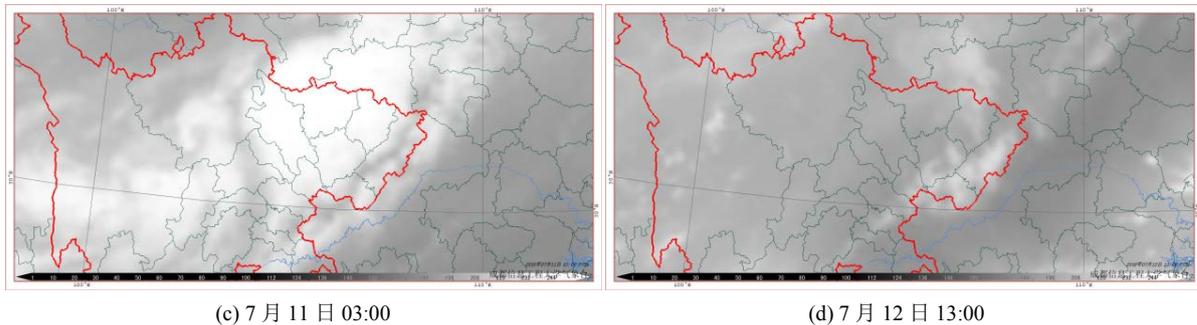


Figure 12. The water vapor diagram  
图 12. 水汽图

## 6. 结论

通过 2018 年 7 月 9 日至 7 月 12 日环流形势、物理量以及卫星云图的分析, 可以得到以下结论:

1) 通过对环流形势的分析可以得知, 本次暴雨环流形势属于“东高西低”型。“东高”指四川盆地东侧台风推动副高西伸北抬, 向四川盆地源源不断地输送水汽, 并且阻挡低值系统东移出川, 使其长时间稳定在盆地上空; “西低”指青藏高原到四川盆地上空均为低值系统控制, 500 hpa 青藏高原上的低槽向东移动, 导致槽前正涡度平流诱导低空西南涡的生成, 引发暴雨。南亚高压、高空急流、低槽、西南涡、低空切变线、低空急流以及地形抬升等共同作用, 使四川盆地上空形成深厚的对流, 暖湿气流强烈地辐合上升。“充分的水汽条件、强烈的上升运动、稳定的环流形势下较长的持续时间”全部具备, 符合暴雨生成的所有条件。

2) 通过对水汽通量和水汽通量散度的分析可以得知, 在整个暴雨过程中四川盆地西部水汽充沛, 并且有强烈的辐合; 散度、涡度和垂直速度的分布可以看出四川盆地低层辐合、高层辐散, 具有强烈的上升运动; 假相当位温  $\theta_{se}$  和 T-logP 图表明, 除了 10 日和 11 日有不稳定能量明显的积累和释放, 其他时候大气层结都比较稳定。显然, 动力作用在本次暴雨过程中占据主导地位, 充分的水汽供应和强烈的上升运动是本次暴雨发生的关键。

3) 通过对卫星云图的分析可以得知, “7·11”特大暴雨发生时, 四川盆地上空水汽含量高、对流云团发展旺盛, 有中尺度对流复合体(MCC)生成。

## 参考文献

- [1] 汪之义, 彭纪石. 1981 年 7 月四川的特大暴雨[J]. 气象, 1982, 8(4): 2-6.
- [2] 张小玲, 张建忠. 1981 年 7 月 9-14 日四川持续性暴雨分析[J]. 应用气象学报, 2006, 17(B8): 79-87.
- [3] 王维国, 饶晓琴, 康志明, 等. 2004 年我国重大灾害性天气和大尺度环流特征[J]. 气象, 2005, 31(5): 26-31.
- [4] 周春花, 孙彧. 2018 年 6-7 月四川持续性暴雨的成因分析[J]. 高原山地气象研究, 2019, 39(1): 6-11.
- [5] 刘庆, 詹兆渝, 陈文秀. 四川暴雨气候背景分析[J]. 高原山地气象研究, 2004, 24(4): 23-26.
- [6] 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等. 天气学原理和方法(第四版)[M]. 北京: 气象出版社, 2007.
- [7] 王佳津, 肖逸祥, 王春学. 四川盆地极端暴雨水汽输送特征分析[J]. 自然资源学报, 2017, 32(10): 1768-1783.
- [8] 肖逸祥, 杨康权, 俞小鼎, 等. 四川盆地极端暴雨过程基本特征分析[J]. 气象, 2017, 43(10): 1165-1175.
- [9] 陆汉城, 杨国祥. 中尺度天气原理和预报(修订版)[M]. 北京: 气象出版社, 2015.
- [10] 晏红明, 王灵. 西北太平洋副高东西变动与西南地区降水的关系[J]. 应用气象学报, 2019, 30(3): 360-375.
- [11] 金龙. 2018 年第 8 号台风“玛莉亚”过程分析[J]. 现代农业科技, 2019, 25(8): 143-145.
- [12] 李川, 陈静, 何光碧. 青藏高原东侧陡峭地形对一次强降水天气过程的影响[J]. 高原气象, 2006, 25(3): 442-450.

- [13] 王沛东, 李国平. 秦巴山区地形对一次西南涡大暴雨过程影响的数值试验[J]. 云南大学学报, 2016, 38(3): 418-429.
- [14] 高松, 陈贵川, 吴钰, 等. 一次下南低涡影响下的川渝地区暴雨个例分析[J]. 干旱气象, 2019, 37(4): 597-612.
- [15] 宋雯雯, 李国平. 两类涡度矢量对四川盆地一次暴雨过程的分析应用[J]. 高原气象, 2016, 35(6): 1464-1475.
- [16] 原桂英, 徐会明, 师锐. 配料法在四川暴雨落区预报中的应用[J]. 青海气象, 2018(4): 1-5.
- [17] 葛晶晶, 钟玮, 杜楠, 等. 地形影响下四川暴雨的数值模拟分析[J]. 气象科学, 2008, 28(2): 176-183.
- [18] 刘运成. 一次大暴雨过程的物理量诊断分析[J]. 高原山地气象研究, 2006, 26(2): 12-14.
- [19] 俞小鼎. 短时强降水临近预报的思路与方法[J]. 暴雨灾害, 2013, 32(3): 202-209.
- [20] 陈渭民. 卫星气象学(第三版) [M]. 北京: 气象出版社, 2017.
- [21] Maddox, R.A. (1980) Mesoscale Convective Complex. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **61**, 1374-1387.