

文章编号: 2096-1618(2017)04-0402-07

# 引发四川盆地区域性暴雨的高原 MCS 特征分析

康 岚<sup>1,2</sup>, 朱克云<sup>1</sup>, 张 杰<sup>1</sup>, 任景轩<sup>3</sup>

(1. 成都信息工程大学大气科学学院, 高原大气与环境四川省重点实验室, 四川 成都 610225; 2. 中国人民解放军 96617 部队, 四川 成都 610225; 3. 中国人民解放军 78127 部队, 四川 成都 610011)

**摘要:**利用逐日降水资料和 2010–2015 年夏季 FY-2 卫星 TBB 资料综合分析引发四川盆地区域性暴雨的东移型高原 MCS, 结合 ERA-Interim 再分析资料从环流形势、水汽输送及热力条件方面对其成因进行分析。结果表明, 夏季东移型高原 MCS 年均引发四川盆地的区域性暴雨 3~5 次, 以 6 月和 8 月居多, 日变化特征明显, 午后与夜间有利于形成与发展; MCS 主要起源于西藏东北部、川西高原北部与川西高原南部地区 3 个源地, 约 6~15 h 后移入盆地, 多集中在盆地西南区域造成暴雨天气。将 MCS 按源地分为 3 类, 进一步分析表明, 3 类 MCS 初生阶段其高空影响系统均为南亚高压与东风急流, 而低空影响系统则分别为: 西藏东北部的高原切变线、青海东南部的高原低涡和川西高原的短波槽; 孟加拉湾至西藏东南侧克鲁河附近的水汽通道为 3 类 MCS 的形成提供了充沛的水汽条件, 同时, 大气加热导致的抽吸效应, 进一步促进了 MCS 的形成, 其发生频数与大气热源强度存在正相关关系。

**关键词:**四川盆地; MCS; 区域性暴雨; 水汽输送; 大气热源

**中图分类号:** P426.62

**文献标志码:** A

**doi:** 10.16836/j.cnki.jcuit.2017.04.010

## 0 引言

暴雨是一种多发性的灾害性天气, 尤其是大范围的强暴雨, 常造成人民生命财产的巨大损失。四川地处青藏高原东麓, 地形、地质结构十分复杂, 其暴雨突发性强, 且时空分布不均匀, 如何准确预报一直是科技工作者长期探索的科学难题。已有研究表明, 四川盆地区域性暴雨过程的初始扰动大多可追溯到青藏高原, 而作为重要影响天气系统的高原涡也主要以东移路径为主<sup>[1-4]</sup>。蒋璐君等<sup>[5]</sup>研究指出, 高原涡引起降水过程比西南涡引起降水过程的强度和影响范围都更大, 更容易引发四川盆地的暴雨过程。周春花等<sup>[6]</sup>通过研究一次由高原涡与西南涡互相作用造成的盆地区域性暴雨过程, 发现二者的涡心在径向上发生耦合时, 上下涡度平流不同造成垂直差动, 致使二者的上升运动和气旋性涡度均加强, 进一步促进暴雨发生。赵玉春等<sup>[7]</sup>的研究发现, 高原涡初生后沿着高原东北侧下滑东移, 在川西高原东侧地形的动力强迫抬升作用下, 释放对流有效位能激发出 MCSs 产生降水, 降水凝结潜热加热反馈驱动西南涡快速发展, 继而造成四川盆地的暴雨过程。

随着卫星技术的发展, 利用时空分辨率更高的卫星资料分析高原天气系统取得了很大进展。王小龙

等<sup>[8]</sup>利用 FY-2D 卫星资料筛选出 2007–2011 年夏季高原稳定的带状 MCSs 将其分为北凸型、南界型和纬向型, 并指出南亚高压、高空急流和低层 500hPa 切变线辐合及其南侧的高温高湿是带状 MCSs 形成的主要原因。付炜等<sup>[9]</sup>利用 GMS-5、FY-2C 及 FY-2E 近 14 年的卫星资料, 对暖季高原及东亚地区的 MCSs 进行统计及对比分析, 发现高原地区是东亚发生 MCSs 的高频区域, 且高原地区的 MCSs 大多为向东移动、移速缓慢且生命史短的 M $\beta$ CS, 其日变化和月变化特征明显。过仲阳等<sup>[10]</sup>使用 1998 年夏季日本静止气象卫星资料, 对高原上的 MCSs 进行了自动追踪, 进而将其分类并运用空间数据挖掘中的决策树方法得到移出型高原 MCSs 与其物理量场之间的关系, 发现 400 hPa 上主要决定于等压面高度、散度、涡度及假相当位温, 而 500 hPa 上则取决于 K 指数和水汽通量散度等多个因素。胡亮等<sup>[11]</sup>研究发现南亚高压、西太副高和东北冷涡与高原 MCSs 的存在密切关系, 主要通过它们来影响降水的分布。

关于四川盆地暴雨的研究虽然取得了很多研究成果, 但将区域性暴雨过程与引发的天气系统 MCS 结合起来进行系统研究还比较少。因此, 在统计 2010–2015 年盆地区域性暴雨的基础之上, 详细分析了 MCS 特征, 并从环境场和热源方面进行了原因分析, 以更好地服务于盆地区域性暴雨预报预警。

1 资料与方法

采用国家气象信息中心提供的逐日降水资料、ECMWF 提供的每日 4 次  $0.125^{\circ} \times 0.125^{\circ}$  的 ERA-Interim 再分析资料、国家卫星气象中心提供的 FY-2D (2010–2014 年) 和 FY-2G 卫星 (2015 年) 逐时 TBB 资料 ( $0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$ )。

参照马力等<sup>[12]</sup>对四川区域性暴雨定义,结合研究实际,选取四川盆地 ( $28^{\circ}\text{N} \sim 32.5^{\circ}\text{N}$ ,  $103^{\circ}\text{E} \sim 108^{\circ}\text{E}$ , 以下简称盆地) 范围内海拔高度小于 1000 m 的 25 个代表站点 (见图 1) 进行统计,若有 5 个及以上站点满足 12 h 降水量  $\geq 30\text{ mm}$  或 24 h 降水量  $\geq 50\text{ mm}$ , 则将此次降水过程视为一次区域性区域性暴雨过程。

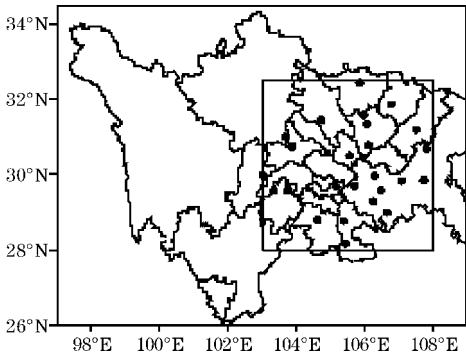


图 1 四川盆地代表站点分布图 (方框内为盆地范围)

2 高原 MCS 统计特征分析

结合 Maddox<sup>[13]</sup> 对  $\text{M}\alpha\text{CS}$  的判别标准和 Orlanski<sup>[14]</sup> 对中尺度天气系统的划分标准,参考中国多位学者<sup>[15–16]</sup> 对 MCS 的修订标准,考虑到将高原 MCS 源地的可追溯性以及卫星资料分辨率,对 MCS 各项判定标准进行了进一步修正,如表 1 所示。

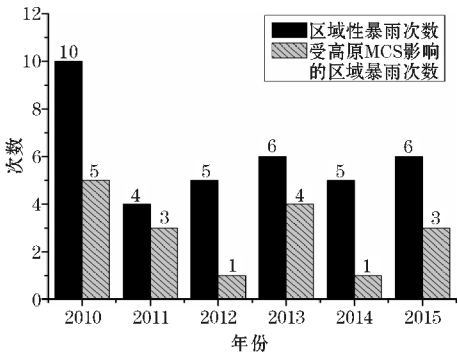
表 1 修订后的高原 MCS 判定标准

判据	MCS
最小尺度	TBB 值 $\leq -32^{\circ}\text{C}$ 连续冷云区 $\geq 1 \times 10^3\text{ km}^2$ , 短轴约 0.4 ~ 3.0 个纬距
形状	$-32^{\circ}\text{C}$ 连续冷云区达最大范围时, 椭圆率 $\geq 0.5$
初生	吃鱼开始满足最小尺度的时间
持续时间	$\geq 3\text{ h}$
强盛	中心温度最低时间 (若有几个时刻温度都是最低值, 就取最低温度冷云区面积最大时间)
成熟	连续冷云区 (TBB 值 $\leq -32^{\circ}\text{C}$ ) 达到其最大面积的时刻
消亡	不再满足最小尺度的时间
路径	$-32^{\circ}\text{C}$ 连续冷云区内温度最低的点 (若存在几个低点, 则将这几个低点的经、纬度求平均值来表示温度最低点的位置) 代替整个 MCS, 标识其位置

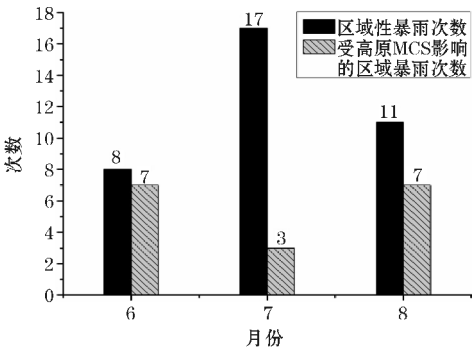
根据区域性暴雨判定标准,统计发现 2010–2015 年夏季盆地共发生 36 次区域性暴雨过程,其中有 17 次过程由东移型高原 MCS 引发,同时 15 次是由单个 MCS 产生影响,2 次是由双 MCS 共同产生影响。文中重点对此东移型高原 MCS 特征进行分析。

2.1 时间变化特征

图 2 为近 6 年夏季引发盆地区域性暴雨的高原 MCS 的时间变化图。从图 2 (a) 中可以看出,近 6 年来,除 2010 年盆地区域性暴雨过程达到 10 次外,其他年份基本维持在 4 ~ 6 次。而各年受东移型高原 MCS 影响的区域性暴雨过程次数差异明显,以 2010 年 5 次为最多,2012 年和 2014 年的 1 次为最少。具体来看,2011 年受东移型高原 MCS 影响的区域性暴雨过程约占夏季区域性暴雨过程的 75 %, 2013 年达到了 67 %, 2010 年和 2015 年都达到了 50 %。



(a) 年变化



(b) 月变化

图 2 引发盆地区域性暴雨的高原 MCS 时间变化图

从各月变化情况看 (图 2b), 盆地区域性暴雨过程 7 月最多, 约占夏季区域性暴雨过程的 45 %, 8 月次之, 6 月最少, 结果与马力等<sup>[12]</sup> 的统计结果是一致的。其中, 受东移型高原 MCS 影响的暴雨过程以 6 月和 8 月最多, 所占比例分别达到了 88 % 和 70 %, 而 7 月为少受东移型高原 MCS 影响月, 6 年来仅有 3 次。究其原因, 主要是 7 月副高脊线持续在  $27^{\circ}\text{N}$  附近, 稳定少动, 不利于其上游系统的东移。

## 2.2 地理分布和移动路径

图3是引发盆地区域性暴雨的高原 MCS 初生与成熟阶段的地理位置分布图,从中可以看出,其初生地主要集中在 I 区:西藏东北部、II 区:川西高原北部和青海东南部、III 区:川西高原南部和 IV 区:其它区域,生成个数分别为 4 个、5 个、7 个和 3 个。

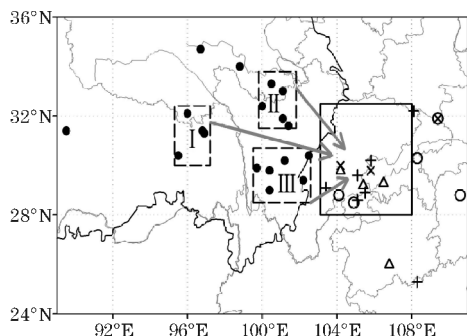


图3 引发盆地区域性暴雨的高原 MCS 地理分布(●代表 MCS 初生阶段地理分布,△、○、+、×分别表示源地 I ~ IV 的 MCS 成熟阶段地理分布,实线方框为四川盆地范围,虚线方框为源地 I ~ III 范围,箭头为 3 个源地 MCS 主要移动路径)

将移动路径与不同阶段生命史(图略)结合分析来看,I 区与 II 区 MCS 主要以西北-东南路径进入盆地,从初生阶段至移入盆地所需的时间分别为 12 ~ 22 h 与 6 ~ 10 h; III 区 MCS 主要以西南-东北路径进入盆地,移入盆地所需的平均时间最短,为 5 ~ 9 h,其中个别 MCS 仅需 2 h 便可移入盆地; IV 区 MCS 个数较少且起源地分散,移入盆地所需的时间差异较大,位于青海地区的两例约需要 10 h 左右,而位于西藏班戈县附近的个例则历经了 21 h。总体而言,不同阶段的生命史均呈现单峰型分布,68 % 的 MCS 从初生至移入盆地需 6 ~ 15 h,≤5 h 的与 >15 h 的比例均为 16 %; 74 % MCS 从初生阶段至成熟阶段需要 11 ~ 30 h,≤10 h 与 >30 h 的比例分别为 5 % 与 21 %; 而 63 % 的 MCS 从初生阶段至消散阶段(或移出盆地)需历经 21 ~ 40 h,≤20 h 的与 >40 h 的比例分别为 16 % 与 21 %。且 3 个特征时段中历经时间较短的个例主要起源 II 区与 III 区,而历经时间较多的个例则主要起源于 I 区与 IV 区。

此外,从图3也可以看出,东移并发展至成熟阶段的 MCS 主要集中在四川东南部和重庆西南部,约占总数的 65 %,这也是该区域性暴雨频发的主要原因之一。

## 2.3 日变化特征

受天气系统、高原热力作用、地形等诸多因素影响,高原上低值系统频发,且具有明显的日变化。图4显示,初生阶段,MCS 从 11:00 起开始增多,主要集中在 12:00-17:00 (午后),约占总数的 63 %,夜间发生得较少,大致呈单峰型变化,说明午后是最利于东移型

高原 MCS 初生的时段,结果与付炜等<sup>[9]</sup>的结论一致;强盛阶段的日变化与初生阶段相反,MCS 从 20:00 开始增多,主要集中在夜间(20:00-08:00),尤其是 06:00-07:00 与 20:00-21:00 这两个时段,其比例占总数的一半以上,究其原因,可能是由于午后温度较高,MCS 不断积聚能量,夜间,太阳辐射与地面辐射均减弱,大气中变温剧烈,有利于 MCS 中能量的释放;对于成熟阶段,除 08:00-09:00 与 16:00-21:00 是其低频期以外,其余时段发展至成熟的 MCS 比例相当,一般而言 MCS 进入强盛阶段 2 ~ 3 h 后达到成熟。除此之外,日出时段(08:00-09:00)与日落时段(18:00-19:00)同时也是 MCS 初生与强盛阶段的低频期,可能由于这两个时段既不利于能量的积聚也不利于能量的释放,所以 MCS 发生与发展均较弱。

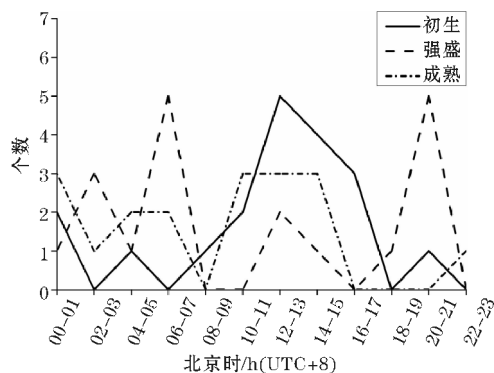


图4 引发盆地区域性暴雨的高原 MCS 不同阶段的日变化

综上所述,引发盆地区域性暴雨的高原 MCS 与多数高原 MCS 一样,具有明显的日变化特征,一般初生于中后,于夜间发展旺盛,进入强盛阶段,再过 2 ~ 3h 进入成熟阶段,日出时段与日落时段是 MCS 发生和发展的低频期。

## 2.4 强度特征

采用冷云区面积大小和中心最低温度表征 MCS 的强度。从面积特征来看(见图5),初生阶段,-32℃冷云区的面积特征呈双峰型分布,主要集中在  $(11 \sim 30) \times 10^2 \text{ km}^2$  与  $(51 \sim 100) \times 10^2 \text{ km}^2$  区间范围内,而-54℃冷云区面积较小,基本小于  $20 \times 10^2 \text{ km}^2$ ,甚至不存在;成熟阶段,-32℃冷云区的面积也呈双峰型分布,主要集中在  $(11 \sim 20) \times 10^4 \text{ km}^2$  与  $(26 \sim 35) \times 10^4 \text{ km}^2$  区间范围内,且多数 MCS 的-54℃冷云区面积也能达到  $\alpha$  尺度。对应中心最低温度可以发现,初生阶段均高于-65℃,且以-60℃和-50℃为两个主要峰值点,而成熟阶段中心最低温度曲线呈双峰型特征,主要处于-71℃~-57℃和-91℃~-77℃的温度区间内。此外,在强盛阶段,中心最低温度呈单峰型分布,多数低于-67℃,比成熟阶段的 MCS 温度更低,说明该阶段 MCS 发展最为旺盛。



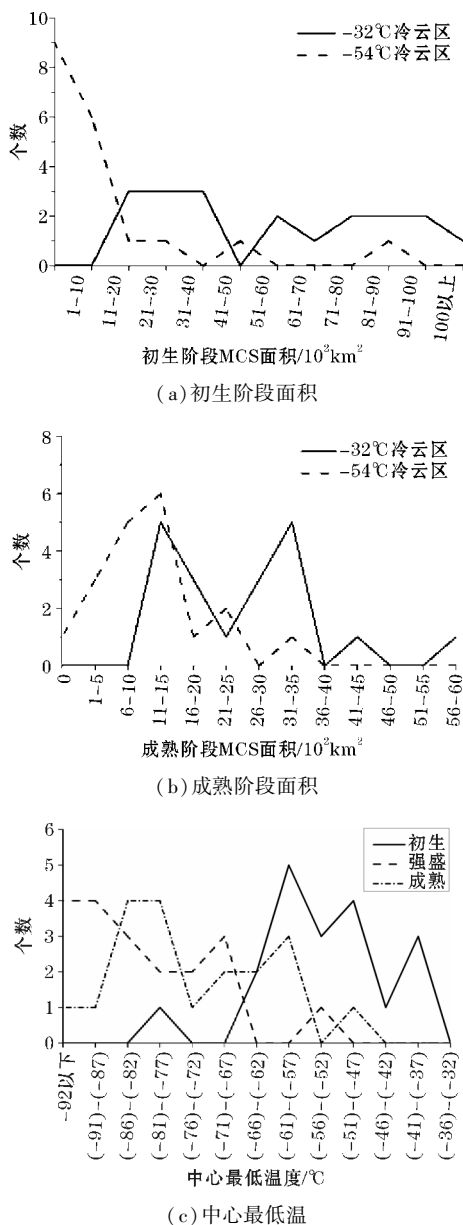


图5 引发盆地区域性暴雨的高原 MCS 强度特征

综合来看,MCS 初生阶段基本为  $\beta$  尺度,强度较弱;强盛阶段 MCS 面积有所增大,中心温度达到最低,此时其发展最为旺盛,也是造成盆地区域性暴雨的主要时段;而成熟阶段发展至  $\alpha$  尺度,面积达到最大,但中心温度与强盛阶段相比略有回升。

### 3 高、低空环流特征分析

为进一步分析影响盆地区域性暴雨的高原 MCS 形成、发展、移动机理,对环流背景进行了分析。结果表明,受南亚高压、热力作用等影响,近地面层为强辐合层,强辐散层位于 200 ~ 100 hPa,导致高原上空为一致的上升气流,尤其以400 hPa附近的上升运动最为强烈,容易诱发 MCS 的生成。下面进行具体分析。

#### 3.1 100 hPa 主要特征

从 100 hPa 环流图(图略)上发现,源地 I 与源地 II 高原 MCS 对应的南亚高压均为西部型,其中心分别位于印度北部与尼泊尔西部地区附近,并分别位于高压中心的东部与东北侧,且前者强度明显高于后者,达到16880 gpm。源地 III 高原 MCS 所对应的南亚高压为带状型,范围在 $40^{\circ}\text{E} \sim 140^{\circ}\text{E}$ ,其西部中心和东部中心分别位于伊朗中部和印度大沙漠以北地区附近,源地 III 位于东部高压中心的东南侧,其强度也明显弱于前两类所对应的南亚高压中心强度。

南亚高压不仅为 MCS 的形成提供了有利的上升运动条件,还间接影响了各类 MCS 的移动路径。通过分析发现,3 类 MCS 移动路径基本与其上空300 hPa (图略)气流方向保持一致,而300 hPa的气流方向却与南亚高压的强度与位置有着密切关系。相较于 100 hPa,300 hPa南亚高压中心位置基本不变,但其强度和范围显著减小,相比之下,源地 I 所对应的南亚高压仍范围最大、中心强度最强,源地 I 处于高压的东北侧外围,风速较大,此时,300 hPa所对应的气流为西北风;而源地 II 与源地 III 对应的南亚高压强度相较于源地 I 偏弱,在300 hPa上其变弱的趋势更加明显,此时,两个源地均已不处于的高压的控制范围内,而是分别位于高原北部脊前的西北气流与高原南部槽前的西南气流的控制下。可见,南亚高压通过影响300 hPa气流的方向从而间接影响了 MCS 的移动路径。

此外,从高空急流的分布来看,南亚高压主体以南均存在风速大于30 m/s的的高空东风急流,大致从孟加拉湾至印度半岛至阿拉伯海地区,且 3 个源地均位于东风急流的右后方,这也表明在次级环流上升支的作用下,对高原 MCS 的发展起到积极作用。

上述分析表明,高原上空的南亚高压作为高空稳定强盛的辐散系统,对维持对流上升运动发挥重要作用,其南侧的高空急流对 MCS 也具有正作用的激发效应;且南亚高压中心的位置及强度对 MCS 的移动路径也起到间接影响作用。

#### 3.2 500 hPa 主要特征

高原 500 hPa 主要以浅薄的低值辐合系统为主,是造成高原 MCS 的直接天气系统。从 500 hPa 环流图上可以看出,源地 I MCS 的初生阶段(图 6a),中高纬度地区呈“两槽两脊”形势,副高偏强,并西伸至两湖地区。西藏北部与青海地区处于槽后强盛的冷平流控制下,而西藏中部与南部地区处于南支槽槽前西南气流的控制下,西北风与西南风于高原中部地区形成一切变线,为源地 I MCS 的形成提供了良好的动力、水汽条件。

而在源地Ⅱ MCS 的初生阶段(图 6b),中高纬地区为“两脊一槽”型,副高位于广东、福建一带,高原主体被热低压控制,并在青海东南部存在一高原低涡(起源于西藏北部与青海西部的可可西里山脉附近)。高原低涡槽前的正涡度平流激发了源地Ⅱ处 MCS 的形成。源地Ⅲ MCS 的初生阶段(图 6c),中高纬环流形势与源地Ⅱ相似,但高原上多小尺度的暖性低值系统,东移过程中在川西高原中部上空(源地Ⅲ处)形成短波槽,诱发源地Ⅲ MCS 的形成。

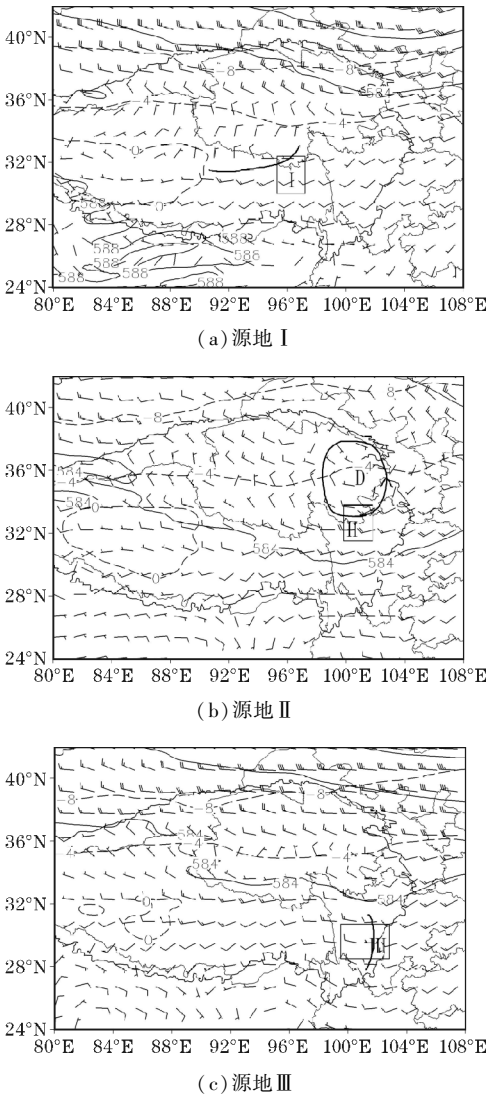


图 6 高原 MCS 初生阶段的 500 hPa 位势场(细实线)、温度场(虚线)、风场(风向杆)、天气系统(粗实线)

各类 MCS 在高层引导气流的作用下,以不同路径向四川盆地移动,其移动路径与图 3 中 MCS 的移动路径相符。

4 水汽特征分析

水汽对中尺度系统的生成与发展有着重要作用,特别是水汽输送直接影响着 MCS 的发展、移动等,下

面详细分析促进 MCS 形成的水汽条件。

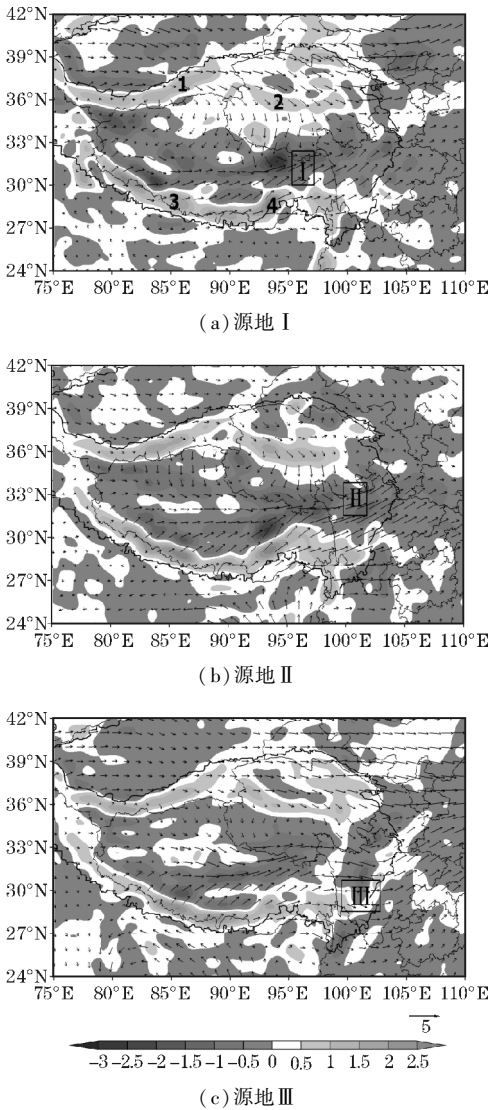


图 7 高原 MCS 初生阶段的 500 hPa 水汽平均通量(矢量箭头)及水汽通量散度(阴影区)

图 7 为 I ~ III 区 MCS 生产时刻对应的 500 hPa 水汽通量和水汽通量散度图,从中可以看出,水汽主要通过 1 号中心(高原西北部)、2 号中心(青海中部地区)、3 号中心(高原西南部)、4 号中心(高原东南侧的克鲁河附近)进入高原。而源地Ⅰ高原 MCS 的水汽来自于 2 号中心的较弱偏北气流以及 3 号、4 号中心的较强的西南气流,该类高原 MCS 的水汽输送的渠道较多,水汽辐合也最强;源地Ⅱ的高原 MCS 的水汽主要来自于 2 号中心的较弱的西北气流和 4 号中心的较强西南气流;源地Ⅲ高原 MCS 的水汽来源则主要是 4 号中心的偏西气流,但可能由于源地Ⅲ与水汽中心距离较远,其水汽辐合强度与其他两类相比也偏弱。进一步分析发现,东移型高原 MCS 的形成受其南侧的水汽影响较大,尤其是来自孟加拉湾至西藏东南侧的 4 号水汽中心西南气流对 3 类 MCS 均有较强影响。

## 5 热源特征分析

夏季,高原作为一个强大而稳定的热源区,与周围大气形成了明显的热力差异,其热源分布及变化不但会引起北半球中高纬度大气环流异常,也对其中尺度低值系统的发生、发展、移动有着直接影响。由于文中所用再分析资料分辨率较高,实际计算过程中出现了个别数值偏离实际较大的情况,故对于这些数值(大于  $800 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ),只取其地理位置可用。

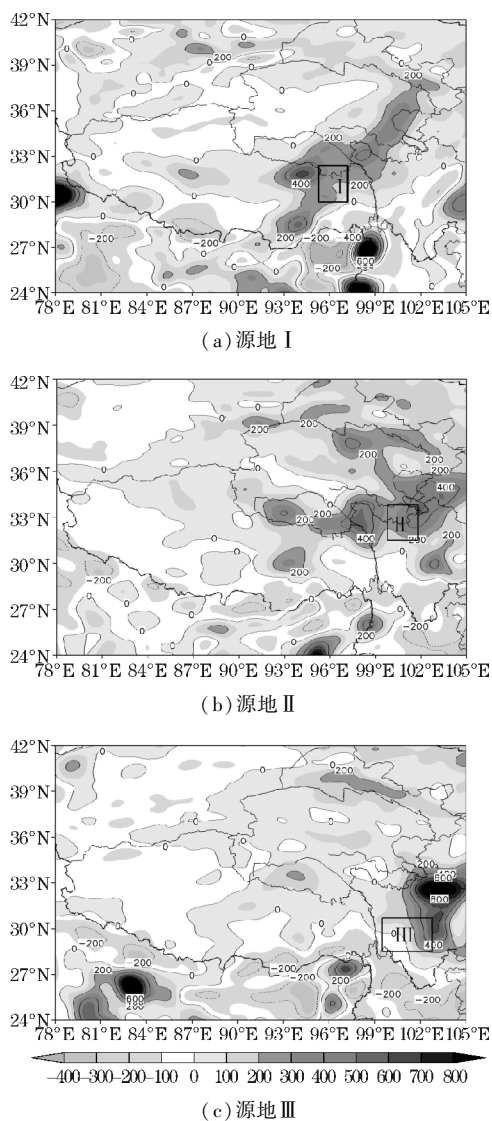


图8 高原 MCS 初生时刻的热源距平分布(热源单位:  $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ )

图8是不同源地 MCS 初生阶段的热源距平图。从图8(a)中可以看出, I 区处于青海东部-西藏中东部的热源强值区中,热源区的最强中心位于西藏巴青县附近,中心强度比夏季平均状态约偏高  $600 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,源地 I 处于该中心以东地区,其空间平均加热作用比夏季平均状态约偏强  $300 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ;与源地 II 对应的热源强值区位于青海与四川交界线处(图8b),该强值带存在两个大值中心,分别位于川西高原

北部的石渠与若尔盖以西地区,中心强度均比夏季平均热源约偏高  $500 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ;图8(c)中,川西高原东侧的热源强值区与源地 III 相对应,其强值中心位于雅安市附近,中心强度均比夏季平均热源约偏高  $600 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,源地 III 大部分地区的加热作用比夏季平均状态偏强,但其西南地区的加热作用相较夏季平均偏弱,这与源地 III 的西南地区仅形成一个 MCS 是相匹配的。

综合来看,由于大气热源导致的抽吸效应<sup>[17]</sup>,MCS 基本生成于加热作用偏强  $500 \sim 600 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  的地区,与大气热源强度存在正相关关系。

## 6 结论

利用逐日降水资料和 FY-2 卫星 TBB 资料综合分析夏季引发四川盆地区域性暴雨过程的高原 MCS 特征,并结合 ERA-Interim 再分析资料对其生成机制进行了探讨,得到如下结论:

(1)夏季东移型高原 MCS 年均引发四川盆地的区域性暴雨 3~5 次,且以 6 月和 8 月居多,且主要初生于午后,在夜间发展旺盛并进入强盛阶段。

(2)MCS 3 个较为集中的源地分别位于西藏东北部地区、川西高原北部地区与川西高原南部地区,6:00~15:00 后主要集中在四川东南部和重庆西南部发展至成熟,造成暴雨天气。

(3)MCS 初生阶段基本为  $\beta$  尺度,强度较弱;强盛阶段 MCS 面积有所增大,中心温度达到最低,此时其发展最为旺盛,也是造成盆地区域性暴雨的主要时段;而成熟阶段发展至  $\alpha$  尺度,面积达到最大,但中心温度与强盛阶段相比略有回升。

(4)南亚高压为 MCS 提供了稳定的上升运动条件,高空东风急流次级环流进一步促进其形成。低空高原“北脊南槽”的环流形势对 MCS 的形成发挥了重要影响:高原北部的西北风与来自南支槽的西南风于高原中东部地区交汇,形成若干中尺度低值系统,其中源地 I~III 影响系统分别为:西藏东北部的高原切变线、青海东南部的高原低涡和川西高原的短波槽。

(5)来自孟加拉湾至西藏东南侧的水汽对 3 类 MCS 均有较强影响,而青海中部 2 号水汽中心对源地 I 和源地 II MCS 的形成也有一定影响。且由于大气热源导致的抽吸效应,MCS 基本生成于加热作用偏强  $500 \sim 600 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  的地区,与大气热源强度存在正相关关系。

## 参考文献:

- [1] 陶诗言. 中国之暴雨[M]. 北京: 科学出版社, 1980:225.



- [2] 师春香,江吉喜,方宗义. 1998 长江大水期间对流云团活动特征研究[J]. 气候与环境研究, 2000,5(3):279-286.
- [3] 李国平. 高原涡、西南涡研究的新进展及有关科学问题[J]. 沙漠与绿洲气象,2013,28(3):1-6.
- [4] 林志强. 1979-2013 年 ERA-Interim 资料的青藏高原低涡活动特征分析[J]. 气象学报,2015,73(5):925-939.
- [5] 蒋璐君,李国平,王兴涛. 基于 TRMM 资料的高原涡与西南涡引发强降水的对比研究[J]. 大气科学,2015,39(2):249-259.
- [6] 周春花,顾清源,何光碧. 高原涡与西南涡相互作用暴雨天气过程的诊断分析[J]. 气象科技, 2009,37(5):538-544.
- [7] 赵玉春,王叶红. 高原涡诱生西南涡特大暴雨成因的个例研究[J]. 高原气象,2010,29(4):819-831.
- [8] 王小龙,丁治英. 高原夏季带状 MCSs 的分类以及形成原因的研究[D]. 南京:南京信息工程大学,2013.
- [9] 付炜,王东海,殷红,等. 青藏高原与东亚地区暖季 MCSs 统计特征的对比分析[J]. 高原气象, 2013,32(4):929-943.
- [10] 过仲阳,林琿,江吉喜,等. 青藏高原上中尺度对流系统东移传播成因[J]. 地球信息科学学报,2003,5(1):5-10.
- [11] 胡亮,李耀东,付容,等. 夏季青藏高原移动性对流系统与中国东部降水的相关关系[J]. 高原气象,2008,27(2):301-309.
- [12] 马力. 四川省预报员手册[M]. 成都:西南交通大学出版社,2014.
- [13] Robert A Maddox. An objective technique for separating mac-ro-scale and mesoscale features in meteorological data[J]. Mon Wea Rev, 1980, 108: 1108-1121.
- [14] Orlanski L A. A rational subdivision of scales for atmospheric processes [J]. Bull Amer Meteor Soc, 1975, 56(5):527-530.
- [15] 马禹,王旭,陶祖钰. 中国及其邻近地区中尺度对流系统的普查和时空分布特征[J]. 自然科学进展,1997,6(7):701-706.
- [16] 费增坪,郑永光,张焱,等. 基于静止卫星红外云图的 MCS 普查研究进展及标准修订[J]. 应用气象学报,2008,19(1):82-90.
- [17] 吴国雄,刘屹岷. 热力适应,过流,频散和副高 I. 热力适应和过流[J]. 大气科学, 2000, 24(4):433-446.

## The Feature Analysis on Tibetan Plateau MCS Which Brings Heavy Regional Precipitation over Sichuan Basin

KANG Lan<sup>1,2</sup>, ZHU Ke-yun<sup>1</sup>, ZHANG Jie<sup>1</sup>, RENG Jing-xuan<sup>3</sup>

(1. Plateau Atmospheric and Environmental Laboratory, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China; 2. The 96617 Troop of PLA, Chengdu 610225, China; 3. The 78127 Troop of PLA, Chengdu 610225, China)

**Abstract:** Utilizing daily precipitation database and TBB data of FY-2 satellite from 2010 to 2015 in summer, the eastward-moving Tibetan Plateau MCS, which bring heavy regional precipitation over Sichuan Basin, were analyzed synthetically. And combining EAR-Interim reanalyzed data, the formation mechanism was studied in circulation feature, vapor transfer and thermal situation. The results show that the heavy precipitation in Sichuan Basin which was caused by summer eastward-moving Tibetan Plateau MCS is about 3 to 5 times annually, and happened most in June and August. The MCS has significantly daily variation, which always forms and develops in the afternoon and night. The MCS most generates in northeast of Tibetan Plateau, north of west-Sichuan Plateau and south of west-Sichuan Plateau. Then after about 6 to 15 hours, MCS moves into Sichuan Basin and concentrates in southwest mostly. Therefore, MCS is classified in 3 types by generation area, in further research, during the beginning period of this 3 types MCS, the high-level key systems are the South Asia High and Easterly Jet for all. But the low-level key systems are shear line in northeast of Tibetan Plateau, and Tibetan Plateau Vortex in southeast of Qinghai and short-wave trough in west-Sichuan Plateau for each type. Also the vapor transfer channel in the Bay of Bengal to Kelu river in southeast of Tibetan Plateau, provides abundant vapor condition for all there types MCS. At the same time, the drawing effect which was caused by atmospheric heating effect, contributed to the generation of MCS. As a result, the correlation relationship between the frequent of MCS generation and the strength of atmospheric heat source is positive.

**Keywords:** Sichaun basin; MCS; regional heavy precipitation; vapor transfer; atmospheric heat sources