

陈永仁,李跃清. 2013. “12. 7. 22”四川暴雨的 MCS 特征及对短时强降雨的影响. 气象, 39(7): 848-860.

“12. 7. 22”四川暴雨的 MCS 特征及 对短时强降雨的影响^{* 1}

陈永仁^{1,2} 李跃清¹

1 中国气象局成都高原气象研究所, 成都 610072

2 四川省气象台, 成都 610072

提 要: 利用 FY2D 卫星云图云顶亮温(TBB)资料、雷达回波产品和常规气象观测资料、地面自动站降水资料及 NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 逐 6 h 再分析资料, 对 2012 年 7 月 21—22 日四川暴雨中的中尺度对流系统(MCS)特征及其对短时强降雨影响进行分析, 结果表明:(1)这次暴雨过程在 21 日 00—06 时和 21 日 21 时至 22 日 03 时有两个明显的 6 h 短时强降雨阶段。第一阶段中, 500 hPa 高原涡与 700 hPa 低涡切变线、低空急流作用, 引发盆地西部短时强降雨; 第二阶段中, 500 hPa 高原涡与 700 hPa 西南涡作用, 引发盆地南部短时强降雨。(2)短时强降雨通常由 MCS 中的深对流特征造成, 水平尺度多为 β 中尺度或更小的 γ 中尺度系统, 具有云顶亮温低、雷达反射率因子大和垂直累积液态水含量高等特点。(3)探空资料分析表明, MCS 增长初期, 大气不稳定能量高, 存在风垂直切变, 在低层冷暖平流交汇明显且温度梯度大的区域, 有利于激发 MCS 生成, 另外高低层系统作用产生的深厚正涡度对其发生发展亦具有重要作用。在演变过程中 MCS 具有低层正涡度、负散度, 高层负涡度、正散度的垂直结构, 且上升速度明显, 这种结构特征可能是 MCS 发展维持的重要因素, 亦是产生强降雨的机制之一。

关键词: 短时强降雨, 西南低涡, 中尺度对流系统(MCS), 雷达反射率因子

中图分类号: P412.458

文献标志码: A

doi: 10. 7519/j. issn. 1000-0526. 2013. 07. 006

Characteristics of Mesoscale Convective System and Its Effects on Short-Time Severe Rainfall in Sichuan Basin During 21—22 July 2012

CHEN Yongren^{1,2} LI Yueqing¹

1 Institute of Plateau Meteorology, CMA, Chengdu 610072

2 Sichuan Meteorological Observatory, Chengdu 610072

Abstract: Using FY2D-TBB data, radar echo data, routine meteorological data, precipitation data of automatic weather stations, NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ reanalysis data etc. are analyzed characteristics of mesoscale convective system (MCS) and its effects on short-time extremely heavy precipitation in Sichuan Basin during 21—22 July 2012. The results show that: (1) This precipitation process has two significant 6 h short-time severe rainfall stages. The first stage is from 00:00 to 06:00 BT 21 July 2012, and the second is from 21:00 BT 21 to 03:00 BT 22 July 2012. In the first stage, the short-time severe rainfall in western Sichuan Basin is caused by MCS, which is affected by 500 hPa plateau vortex and 700 hPa low vortex shear line. In the second stage, the extremely heavy rain is caused by the 500 hPa plateau vortex and 700 hPa southwest low vortex. (2) Short-time severe rainfalls are usually caused by deep convections in MCS. In its developing process, MCS is in meso- β -scale or meso- γ -scale, having the features of low TBB values, big radar reflectivity factors and high VIL values. (3) The analysis of sounding data shows that unstable energy of atmosphere is high,

* 国家自然科学基金面上项目(41275051)、中国气象局预报员专项(CMAYBY2013-057)、公益性行业(气象)科研专项(GYHY201106003 和 GYHY201206042)及四川省气象局青年基金(川气课题 2012-青年-01)共同资助

2013 年 1 月 23 日收稿; 2013 年 5 月 16 日收修定稿

第一作者:陈永仁,从事天气预测与气候诊断研究. Email:yr20060004@163.com

CAPE value is large and vertical wind shear is dramatic during the early stage of MCS. The interaction areas of low-level cold and warm temperature advections are beneficial to induce MCS, and the temperature gradient is high in these areas. Also during different developing periods, the structure of MCS shows positive vorticity and negative divergence in low level, while negative vorticity and positive divergence exist in high level. Such physical structure is an important factor for MCS to develop and maintain, and it is also one physical mechanism for short-time severe precipitation.

Key words: short-time severe rainfall, southwest low vortex, mesoscale convective system (MCS), radar reflectivity factor

引言

现代气象观测和研究表明,许多天气灾害诸如暴雨引发的洪涝、雷暴引起的强风暴和龙卷风等经常是中尺度对流系统(mesoscale convective system; MCS)造成的,只有弄清 MCS 的结构及发生、发展机制,才能趋利避害造福于人类,在我国 MCS 每年造成的暴雨洪涝灾害尤为严重,如 2012 年 7 月 21—22 日华北地区的特大暴雨和四川盆地南部的大暴雨过程,1998 年夏季长江流域特大暴雨洪涝灾害,均由若干个 MCS 强烈发展引起。众多暴雨灾害监测事实表明:MCS 是致洪暴雨中的罪魁祸首之一,因此作为预报人员,针对 MCS 进行总结分析,不仅可以深入认识其发展物理机制,而且可以积累预报经验,提高对中尺度系统的预报能力。过去人们对 MCS 的研究取得了长足进展,早期研究工作(Maddox, 1980; Ninomiya et al, 1988a; 1988b; Fang, 1985)利用卫星云图、雷达资料将 MCC 定义为外型呈椭圆形、尺度较大、卷云盖面积比单个雷暴大两个量级以上的强对流系统,发现暴雨过程中的强降水是由多个中尺度对流云团造成,近年来随着观测技术改进,卫星、雷达等数据的广泛应用,对中尺度对流系统的认识和研究取得一些新进展,比如中尺度对流系统发展的环境条件、组织性及演变特征分析(Trier et al, 1993; Augustine et al, 1994; Schumacher et al, 2005; 孙军等, 2012),致洪暴雨中的中尺度对流系统引起暴雨的物理过程及机制(Neiman et al, 2008; 2012; Sun et al, 2010; 谌芸等, 2012; 俞小鼎, 2012; 王啸华等, 2012),暴雨过程中的中尺度分析和数值模拟(Sun et al, 2012)等,这些研究表明了中尺度对流系统在暴雨中的重要性。

对于 2012 年 7 月 21—22 日,受 500 hPa 高原

涡与 700 hPa 西南低涡的影响,四川盆地出现了 2012 年度汛期中最严重的一次区域性暴雨过程,引发泸州、内江等地出现洪涝灾害,造成重大损失。根据卫星云图监测显示,此次降水是由若干个中尺度对流系统发展引起,水平尺度 50~300 km,属于典型的 MCS 系统。从过程雨量看,阶段性降水明显,短时强降雨特征突出,降水时间与 MCS 的生命史基本一致,且集中于两个时间段,即 21 日 00—06 时和 21 日 21 时至 22 日 03 时,其中第一阶段中(图 1a),四川盆地西部短时强降雨由 MCS₁ 发展引起,位于川西高原地区的 MCS₃ 尽管 TBB 较低,但未出现明显的短时强降雨,第二阶段中(图 1b),MCS₂ 发展造成四川盆地南部短时强降雨过程。显然强降雨与 MCS 活动密切相关,但不是所有中尺度系统均造成强降水,那么在两涡作用背景下,为什么只有位于盆地内的中尺度对流系统诱发短时强降雨,而位于川西高原地区的对流系统未诱发短时强降雨? 其大尺度环流及环境场配置如何,在演变过程中 MCS 的结构、卫星和雷达特征如何变化? 针对这些问题,本文利用 FY2D 卫星云图云顶亮温(TBB)资料、雷达回波产品和常规气象观测资料、地面自动站降水资料、NCEP 1°×1°逐 6 h 再分析等资料展开分析,以提高对复杂地形下 MCS 发生、发展的特征和诱发暴雨物理过程的认识,为暴雨预报提供科学参考依据。

1 MCS 和强降雨的特征

1.1 MCS 的对流云团和短时强降雨

图 1 显示了造成第一阶段(图 1a)和第二阶段(图 1b)短时强降雨的 MCS 演变及对应的强降水落区(图 1c 和 1d),图 1a 中 C1~C6 和图 1b 中 D1~

D11 分别代表 MCS_1 和 MCS_2 冷云中心位置随时间演变轨迹。第一阶段中,20 日 20 时(图略)高原西南侧及东侧有对流云系活动($TBB < -32^\circ\text{C}$),此时甘孜和阿坝州北部的小时雨量较小,盆地西部的低空急流已经建立,伴有切变线扰动,但无明显的对流云系发展。随着高原涡云系东移,21 日 00 时开始分裂为两个对流云团,一个位于甘孜州(MCS_3),云顶中心 $TBB < -60^\circ\text{C}$,呈稳定少动特征,持续长达 6 h 以上,对应的累计雨量在 10~25 mm(图 1c);另一个与四川盆地西部低层的低涡及切变线、低空急流作用,加强为深厚的对流系统(MCS_1),云顶中心 $TBB < -60^\circ\text{C}$,对应的累计雨量在 50~125 mm 之间。从每隔 1 h 的云图演变来看, MCS_1 从乐山一带开始增长(见图 1a 中的 C1),面积较小,属于 β 中尺度系统或更小的 γ 系统,随后往盆地西北部移动,

云团中心动态详见图 1a 中 C2~C6。从逐小时雨量看(图 2a~2f),短时强降雨集中于乐山、宜宾西部、眉山、资阳西部、成都、德阳、绵阳和广元,与 MCS_1 的活动路径一致,且对流系统达到最旺盛时,降水的强度与范围也达到最大。第二阶段中(图 1b),短时强降雨集中于 21 日 19 时至 22 日 03 时,是由 MCS_2 引起,从 21 日 19 时开始,盆地南部的泸州、内江、宜宾和自贡一带有对流云团发展,云顶中心 $TBB < -60^\circ\text{C}$,呈稳定少动特征,持续 6 h 以上,以之对应的短时强降雨亦集中于盆地南部一带(图 2g~2l),且冷云区温度越低,短时强降雨越强。显然此次降水是由 MCS 发展引起,但不是所有 MCS 诱发了短时强降雨,那么诱发强降雨的 MCS 具有哪些特征? 下面进一步分析。

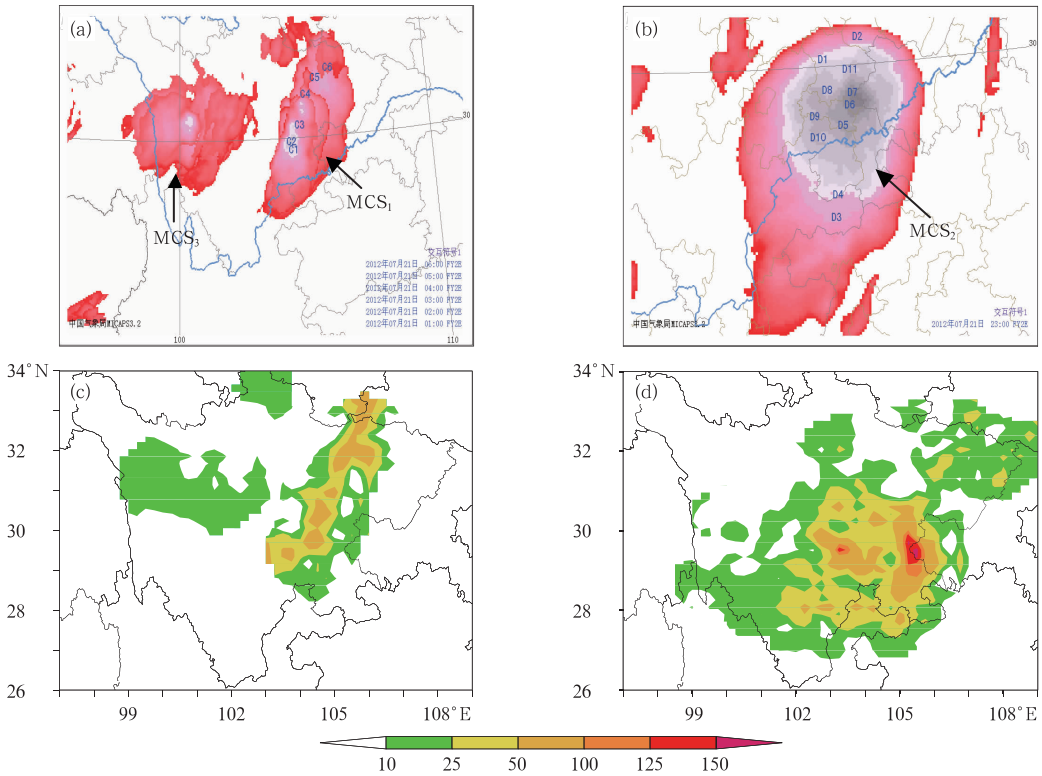


图 1 2012 年 7 月 21 日 00—06 时(a)、7 月 21 日 17 时至 22 日 03 时(b)对流云团每小时的动态示意和 7 月 20 日 23 时至 21 日 06 时(c)、7 月 21 日 19 时至 22 日 03 时(d)降雨量图(单位:mm)
(a 和 b 中填色区域代表云顶亮温 $< -50^\circ\text{C}$)

Fig. 1 Hourly evolution of convective cloud clusters from 00:00 to 06:00 BT 21 July 2012 (a) and from 17:00 BT 21 to 03:00 BT 22 July (b), accumulated precipitation from 23:00 BT 20 to 06:00 BT 21 July (c) and from 19:00 BT 21 to 03:00 BT 22 July (d) (unit: mm)
[Colored area in (a) and (b) means cloud top $TBB < -50^\circ\text{C}$]

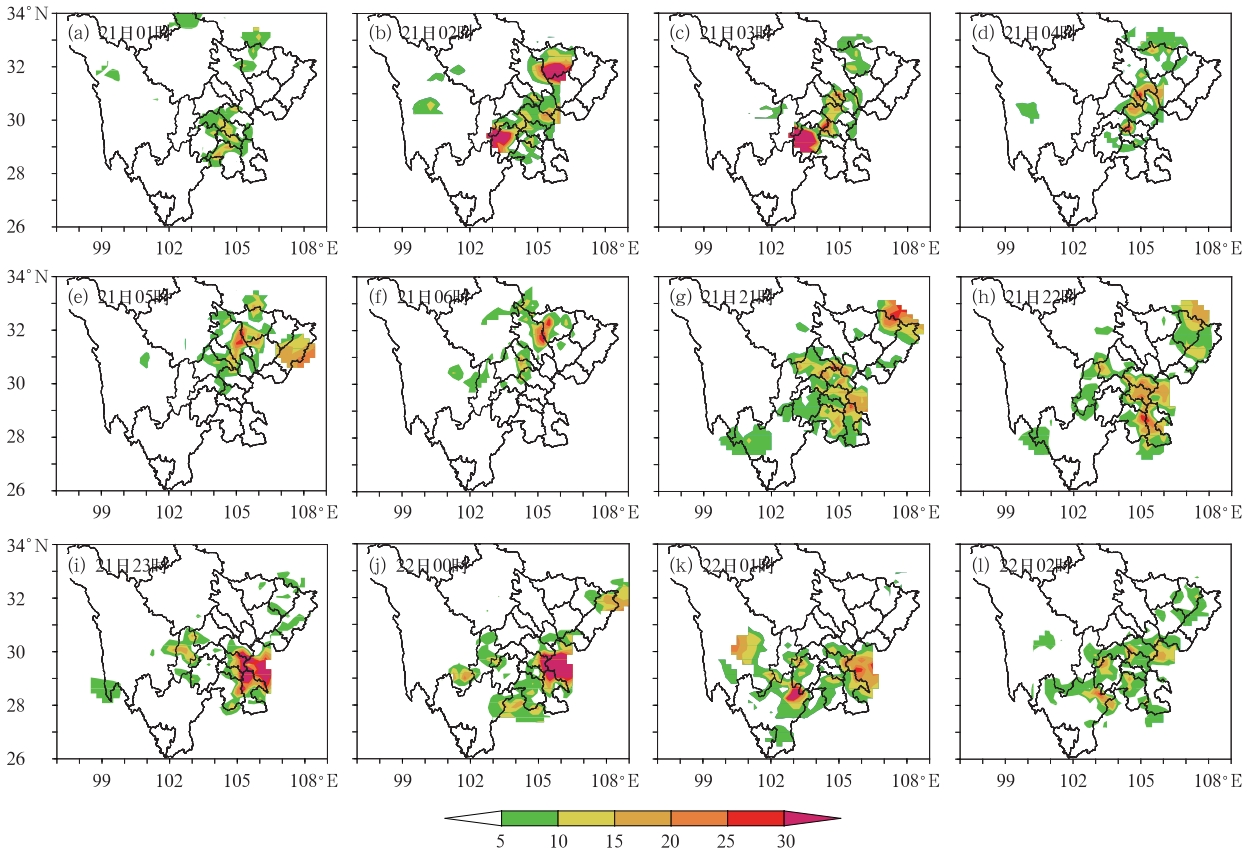


图2 2012年7月21日01—06时第一阶段(a~f)和2012年7月21日至22日02时第二阶段(g~l)1 h累积雨量分布(单位:mm)

Fig. 2 1 h accumulated precipitation of the first stage from 01 to 06 BT 21 July 2012 (a~f) and the second stage from 21 BT 21 to 02 BT 22 July 2012 (g~l) in the heavy rainfall process (unit: mm)

1.2 云顶亮温 TBB 和雷达反射率的特征

图3是MCS₁和MCS₂的TBB时间变化剖面及对应的短时强降雨站数分布,由图可见,两个MCS的TBB变化及与短时强降雨的对应关系存在一些异同点。共同点是:(1)成熟阶段通常TBB值小于-60℃,存在冷云区,且其外侧的TBB值梯度变化较大,表明与周围云系温差大,对流活跃。(2)其增强的时间段集中于当天20时到第二天的08时之间,对应的短时强降雨也集中于MCS的增强阶段,如21日00—06时和21日21时至22日03时,MCS的TBB值较低,小于-60℃的冷云区面积增大,对应的短时强降雨站数也明显增加(图3e和3f),而冷云区面积较小的阶段(如MCS初生期和减弱期),短时强降雨的站数也显著减少。这表明短时强降雨与对流云团发展程度有着密切关系,通常冷云区面积增大、TBB值降低的时间段,对应着较大

范围的短时强降雨。不同点为:(1)MCS₁是逐渐从西往东移动(图3a),从南往北扩展(图3b),属于移动性对流云团,20日20时对流云系位于高原地区,并不活跃,TBB值在-40~-30℃之间变化,从20日23时开始,TBB梯度加大,对流云系东移至四川盆地西部,MCS₁加强发展,到21日05时左右发展成成熟,21日08时后显著减弱。(2)MCS₂纬向上稳定少动(图3c),经向上逐渐从北往南扩展(图3d),属于稳定少动型对流云团,旺盛时TBB<-80℃,集中于21—23时,对应的短时强降雨强度(单站最大100.3 mm)和范围也达到最大。

为了更细致地描述MCS中的对流特征,结合强降水阶段,进一步采用雷达PUP产品分析,每隔15 min不同仰角的雷达反射率特征(图略)显示,在0.5°、1.5°和2.4°仰角上,短时强降雨区域均能测到40~55 dBz的片状回波,就同一地区而言,强回波持续的时间很少超过1 h,大多呈现“加强—减弱—

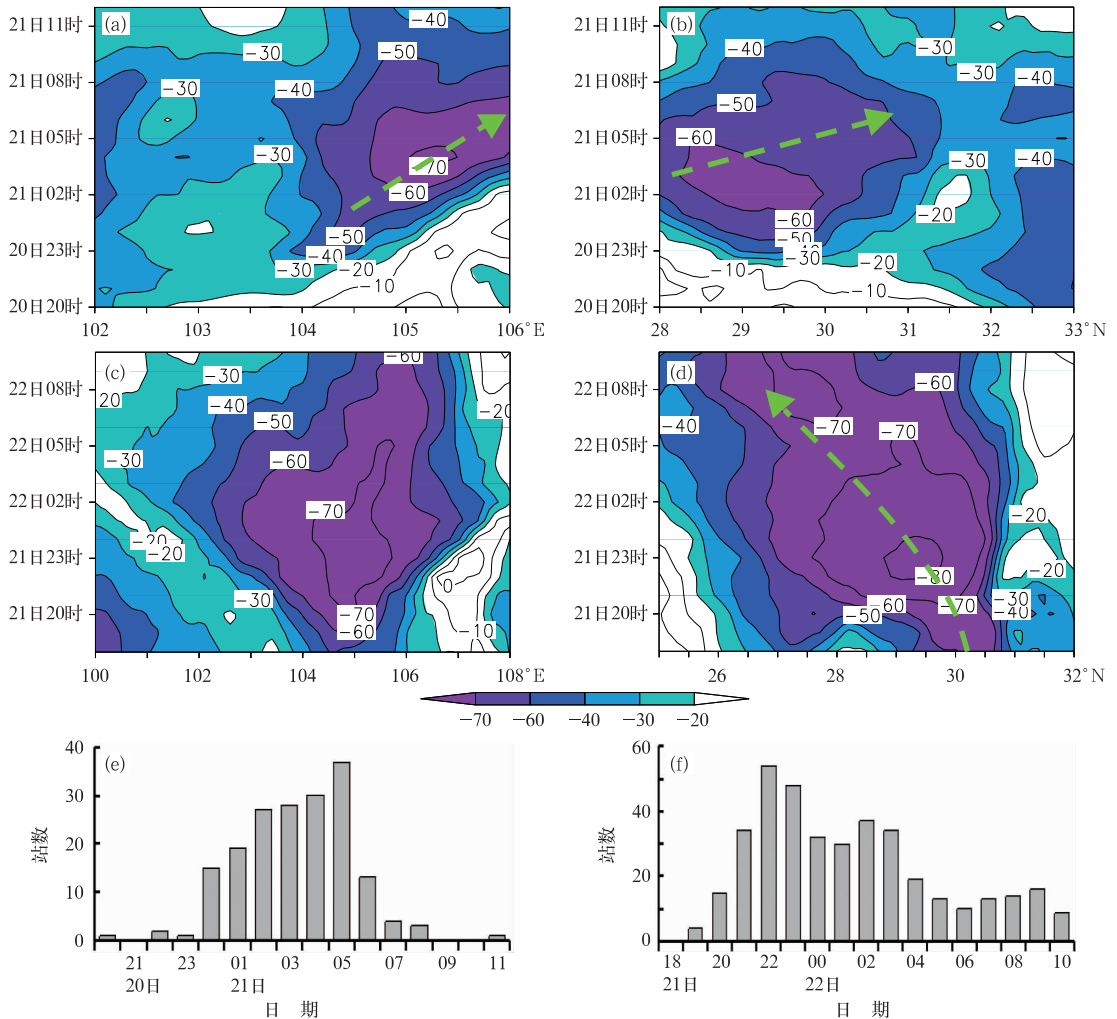


图 3 MCS₁ (a, b) 和 MCS₂ (c, d) 的 TBB 时间演变及对应雨强 $R \geq 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的站点数分布 (e, f) (T_{BB} 单位: $^{\circ}\text{C}$)

[MCS₁ 沿 ($29^{\circ} \sim 32^{\circ}\text{N}, 103.5^{\circ} \sim 105^{\circ}\text{E}$) 平均剖面, MCS₂ 沿 ($27.5^{\circ} \sim 31^{\circ}\text{N}, 104^{\circ} \sim 106^{\circ}\text{E}$) 平均剖面]

Fig. 3 TBB evolution of MCS₁ (a, b) and MCS₂ (c, d) and the corresponding station numbers of rainfall intensity $R \geq 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (e, f) (T_{BB} unit: $^{\circ}\text{C}$)

[MCS₁ means average cross-section along ($29^{\circ} \sim 32^{\circ}\text{N}, 103.5^{\circ} \sim 105^{\circ}\text{E}$);
MCS₂ means average cross-section along ($27.5^{\circ} \sim 31^{\circ}\text{N}, 104^{\circ} \sim 106^{\circ}\text{E}$)]

加强”的特征变化。为说明问题图 4 给出某一时刻对流系统的回波分布, 21 日 03 时 48 分(图 4a~4c) 成都雷达站测到若干个回波较强的对流单体, 不同仰角上的同一区域回波强度均达 40 dBz 以上, 呈团状分布, 具有 β 中尺度(25~250 km) 和 γ 中尺度系统(2~25 km) 特征, 同时可以看到, 同一距离上的反射率因子分布不完全均匀, 回波愈强的区域对应着更强的降水。21 日 21 时 08 分宜宾站(图 4d~4f) 雷达显示强降水区域有明显的片状回波, 具有 β 中尺度系统特征, 回波顶高、反射率因子达 50 dBz 以上, 表明对流旺盛深厚。另外图 5 显示, 回波越强的区域, 垂直累积液态水含量越高, 尤其是在 VIL

$> 10 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ 的区域, 通常对应着短时强降雨。回波分析表明, 对流系统中存在若干个强回波单体, 这些单体反射率因子大(通常超过 40 dBz), 对流深厚, 是造成短时强降雨的直接系统。

1.3 MCS 的垂直结构特征

从图 6 中可看出, 诱发暴雨的 MCS 在垂直方向上亦具有相似的结构特征。涡度分布显示(图 6a 和 6d), MCS 演变中一直维持低层正涡度、高层负涡度的结构, 但不同阶段中上下层的涡度数值变化不同, 如 MCS₁(21 日 02 时) 和 MCS₂(22 日 02 时) 的增长和成熟期, 700~900 hPa 的正涡度和 250~

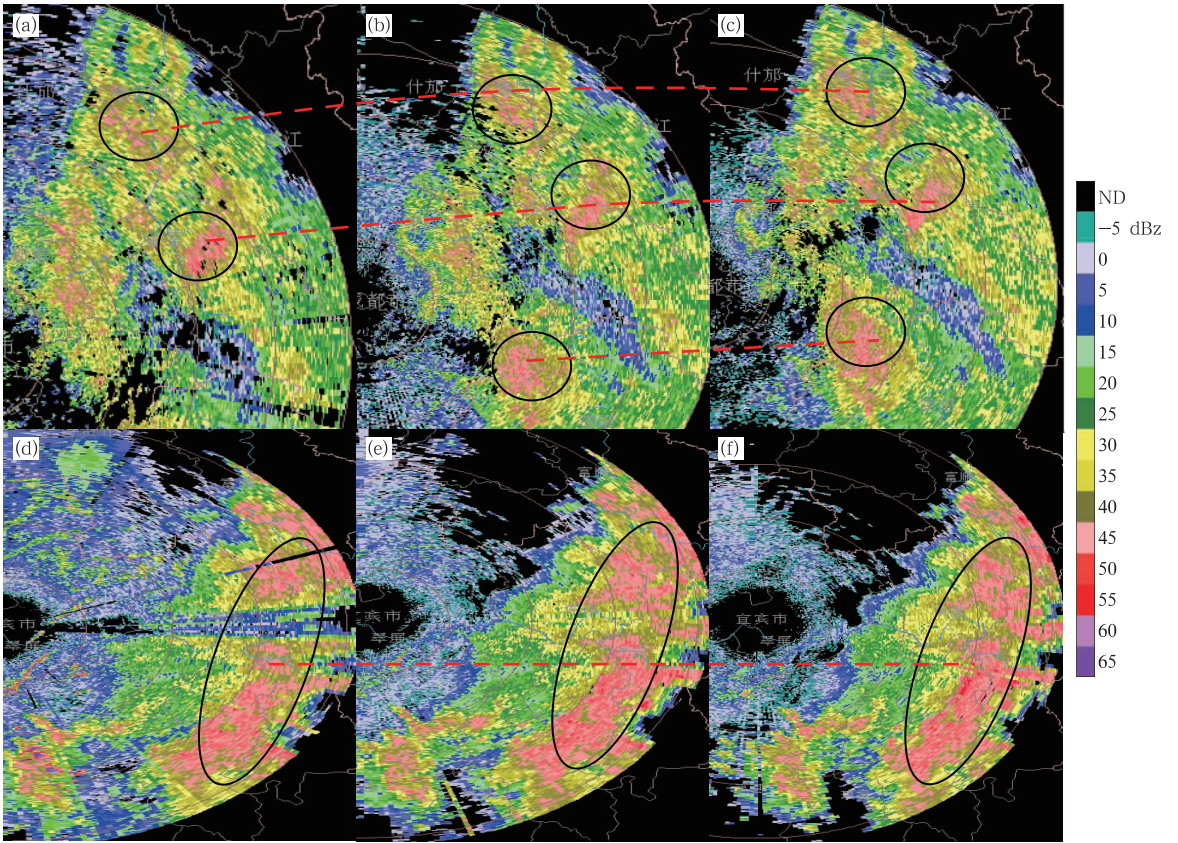


图 4 2012 年 7 月 21 日 03 时 48 分成都(a~c)和 21 日 21 时 08 分宜宾雷达站(d~f)的基本反射率因子(单位: dBz)

(a, d) 0.5°, (b, e) 1.5°, (c, f) 2.4°

Fig. 4 Echo reflectivity of Chengdu Radar at 03:48 BT 21 July (a~c) and echo reflectivity of Yibin radar at 21:08 BT 21 July (d~f) (unit: dBz)

(a, d) 0.5°, (b, e) 1.5°, (c, f) 2.4°

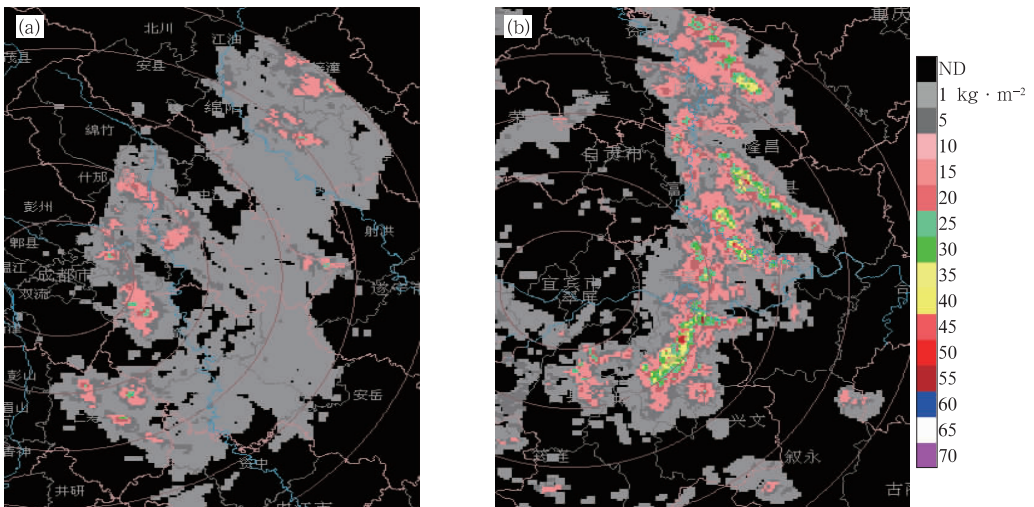


图 5 同图 4, 但为垂直累积液态水含量(VIL)(单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$)

Fig. 5 Same as Fig. 4, but refers to the vertically accumulated liquid water content (VIL) (unit: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$)

100 hPa 的负涡度特征要比各自初生期 (MCS₁: 20 日 20 时、MCS₂: 21 日 20 时) 和消亡期 (MCS₁: 21 日 14 时、MCS₂: 22 日 14 时) 更为明显。对于散度 (图 6b 和 6e), 垂直分布结构要比涡度复杂, 大致分为 1000~850 hPa (低层)、600~400 hPa (中层) 和 300 hPa 以上 (高层) 3 个层次, MCS 初生前, 1000~850 hPa 上一般为负散度, 具有辐合特征, 600~400 hPa 通常为正散度或较弱的负散度, 300 hPa 以上一般为正散度。增长阶段低层负散度数值增大, 中

层逐渐转为负散度, 高层正散度增强, 这表明随 MCS 发展, 辐合的垂直厚度向上扩展, 有利于形成深厚的对流系统。成熟阶段, 低层散度达到最大, 高层散度要比增长阶段弱一些, 消亡期, 低层散度和高层散度的数值均减小, 中层基本转为正散度或弱的负散度。对于垂直速度 (图 6c 和 6f), 各个阶段中均呈上升运动趋势, 随 MCS 发展而增强, 一般在成熟和增长阶段达到最大, 如 MCS₁ (图 6c) 达到 $3.5 \times 10^{-1} \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ 、MCS₂ (图 6f) 达到 $5.7 \times 10^{-1} \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上。

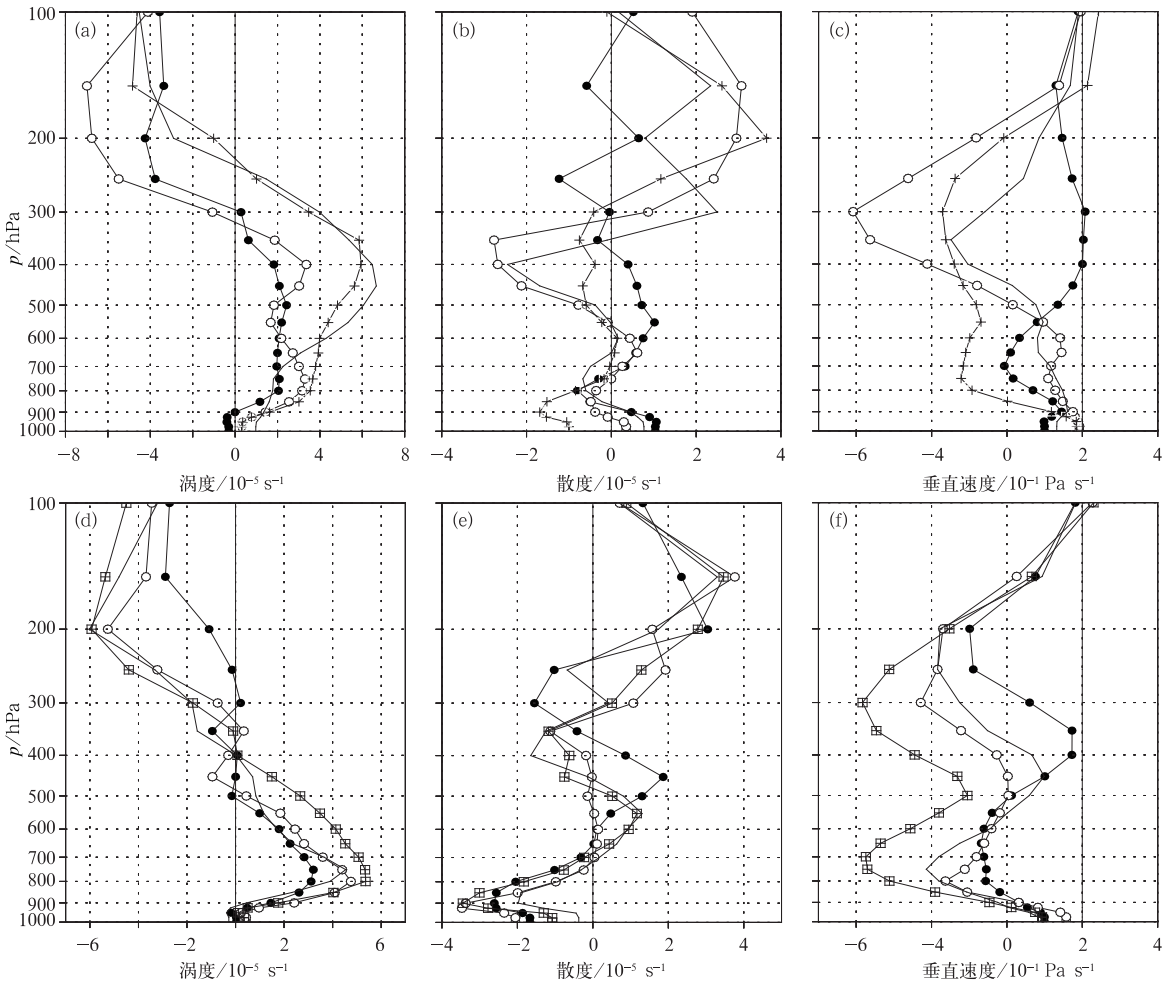


图 6 MCS₁ (a,b,c) 和 MCS₂ (d,e,f) 在各个阶段的动力特征变化 (涡度、散度单位: 10^{-5} s^{-1} , 垂直速度单位: $10^{-1} \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) 平均区域

(a~c) ●—● 20 日 20 时, ○—○ 21 日 02 时, ×—× 21 日 08 时, — 21 日 14 时;
 (d~f) ●—● 21 日 20 时, ○—○ 22 日 02 时, ×—× 22 日 08 时, — 22 日 14 时
 [MCS₁ (29°~32°N, 103.5°~105°E), MCS₂ (27.5°~31°N, 104°~106°E)]

Fig. 6 Dynamical characteristics of MCS₁ and MCS₂ in different developing period (divergence and relative vorticity, unit: 10^{-5} s^{-1} ; vertical speed unit: $10^{-1} \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$); mean regions:

(a~c) ●—● 20:00 BT 20, ○—○ 02:00 BT 21, ×—× 08:00 BT 21, — 14:00 BT 21;
 (d~f) ●—● 20:00 BT 21, ○—○ 02:00 BT 22, ×—× 08:00 BT 22, — 14:00 BT 22
 [MCS₁ (29°~32°N, 103.5°~105°E), MCS₂ (27.5°~31°N, 104°~106°E)]

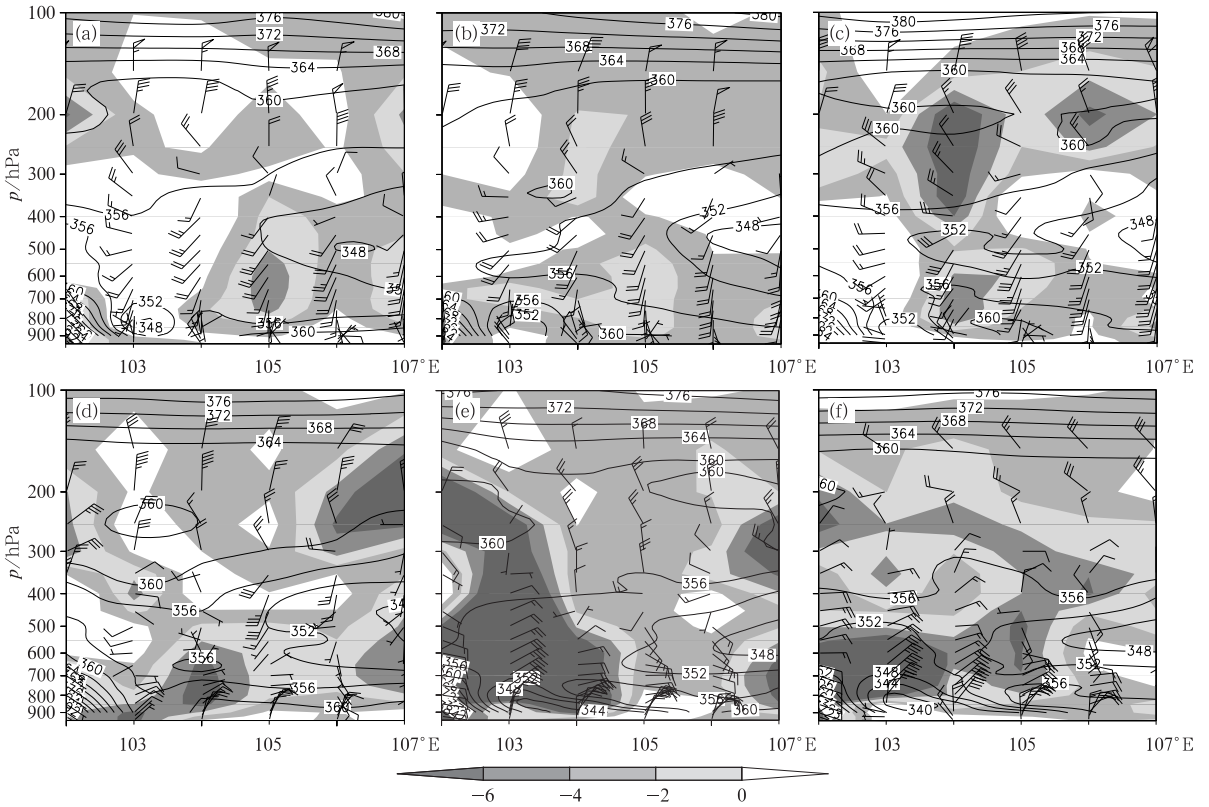


图 7 θ_{se} 和三维风场的垂直分布

[水平纬向风, 实线单位: $m \cdot s^{-1}$; θ_{se} , 阴影单位: K; 垂直速度, 单位: $10^{-1} Pa \cdot s^{-1}$; MCS₁ (a, b, c) 和 MCS₂ (d, e, f) 沿 30°N 剖面]

Fig. 7 Vertical distribution of θ_{se} and 3-D wind field

[horizontal wind, unit: $m \cdot s^{-1}$; solid line means θ_{se} , unit: K; shaded area means vertical speed, unit: $10^{-1} Pa \cdot s^{-1}$; MCS₁ (a, b, c) and MCS₂ (d, e, f) along 30°N]

另外 MCS 附近的假相当位温及风场垂直分布亦具有相似性(图 7), 体现在: (1) 中低层(500 hPa 至地面)的假相当位温值随高度递减, 中高层(500~100 hPa)假相当位温值随高递增, 表明中低层大气层结不稳定, 热力不稳定是触发对流云团生成的重要条件之一。(2) 风场显示 900~200 hPa 的水平风随高度具有垂直切变特征, 如 MCS₁(图 7a~c) 低层为西南风, 中高层为偏北风; MCS₂(图 7d~7f) 低层为偏东风, 中高层为偏北风。(3) 风垂直切变区域对应着垂直上升运动, 其数值可达 $\omega < -6 \times 10^{-1} Pa \cdot s^{-1}$, 如 MCS₁(图 7a 和 7c) 中的 $104^{\circ} \sim 105^{\circ} E$ 和 MCS₂(图 7d~7f) 中的 $103^{\circ} \sim 105^{\circ} E$ 垂直上升速度明显, 云系旺盛、活跃, 是暴雨出现区域。

综上所述, 诱发短时强降雨的 MCS 通常具备云顶亮温低, 回波反射率因子大, 对流深厚, VIL 数值大等特点, 演变过程中具有低层正涡度、负散度, 高层负涡度、正散度的垂直结构, 而当这种垂直结构

进一步加强时, 往往对应着明显的短时强降雨。因此, 这种物理结构可能是 MCS 发展维持的动力因素, 亦是产生强降水的重要机制之一。

2 MCS 的成因分析

2.1 大尺度条件

有利的大尺度环流条件对 MCS 发生发展至关重要, 暴雨开始前期 20 日 08 时(图略), 500 hPa 上青藏高原东部有一低涡环流, 是初生的高原涡, 从中高纬度地区的贝加尔湖至河套附近有西风槽活动, 形成“北槽南涡”的环流形势, 此时西太平洋副热带高压 588 dagpm 线位于 $115^{\circ} E$ 附近, 700 hPa 上四川盆地为西南风, 无明显的气旋式辐合, 到 20 日 20 时(图 8a 和 8b), 500 hPa “北槽南涡”的环流形势维持, 高原涡已移至青海东部至甘孜州北部边缘, 位于

西风槽底部,其移出高原与高空槽引导有关(顾清源等,2010),在高原西侧有切变线(图 8a 中的切变 1),位于甘孜州至西藏东部,此切变线是诱发 MCS₃ 的重要系统,700 hPa(图 8b)上四川盆地西北部有一低涡,影响盆地西部至河套一带,在其前部为西南暖湿气流,风速中心为 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,达到低空急流

(LLJ),这种环流分布为盆地西部暴雨发生建立了有利的条件;而甘孜地区为西北风,风场特征不利于高原地区产生强降水;到 21 日 08 时(图 8c 和 8d),“北槽南涡”的环流形势整体略往南移,即 500 hPa 西风槽经向度加大,向南发展,高原涡也随之略往南移,700 hPa 上前 12 h 位于盆地西北部的低涡环流

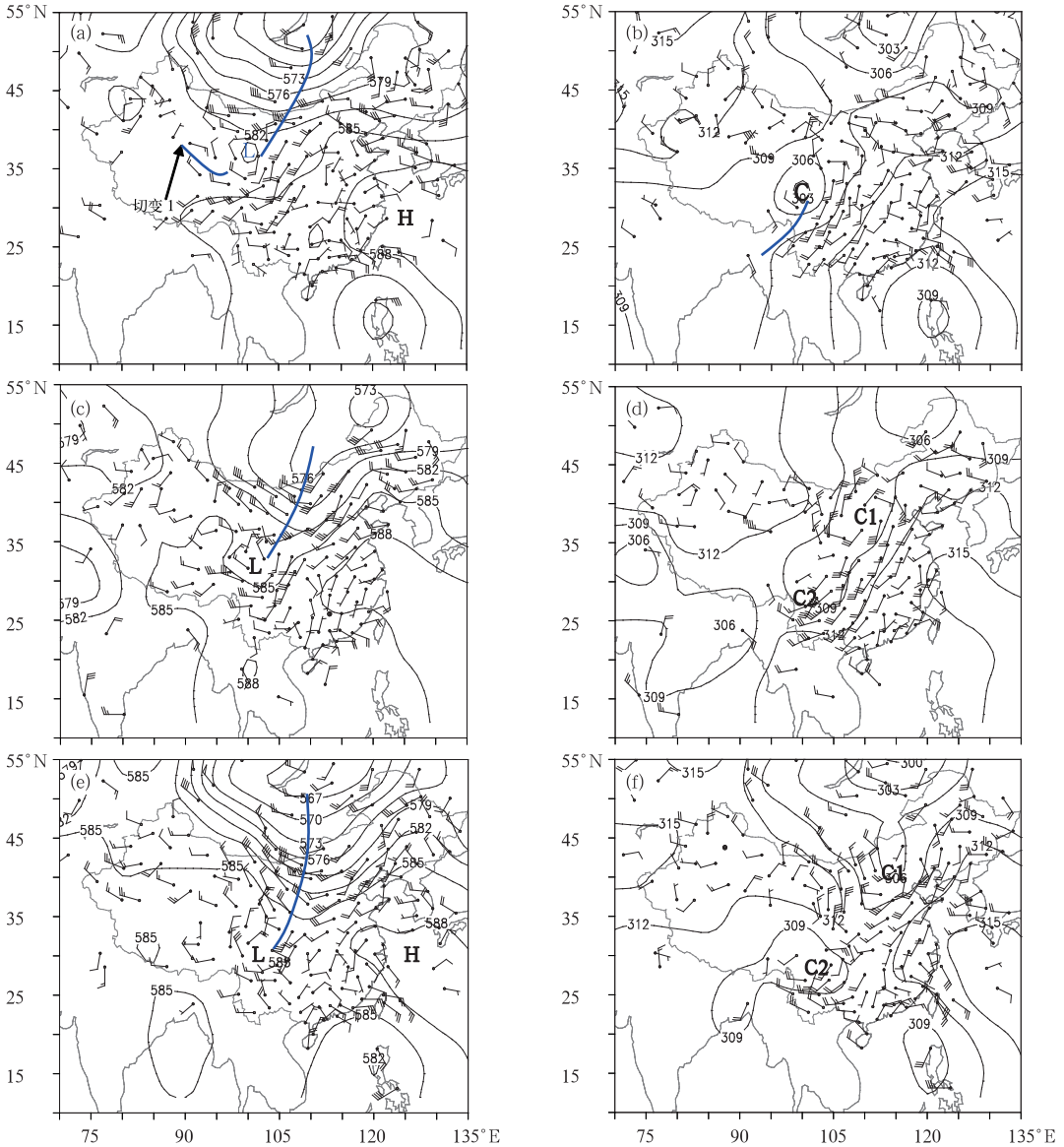


图 8 500 hPa (a, c, e) 和 700 hPa (b, d, f) 风场及高度场分布

(a, b) 20 日 20 时; (c, d) 21 日 08 时; (e, f) 21 日 20 时

(风速: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, 位势高度: dagpm, L 是高原涡, H 是西太平洋副热带高压,

C: 西南涡, C1: C 分裂的低涡 1, C2: C 分裂的低涡 2)

Fig. 8 Distribution of geopotential height and wind at 500 hPa (a, c, e) and 700 hPa (b, d, f)

(a, b) 20:00 BT 20; (c, d) 08:00 BT 21; (e, f) 20:00 BT 21 July

[wind unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, geopotential height unit: dagpm, L means plateau vortex, H means West Pacific subtropical high (WPSH), C means southwest low vortex, C1 means low vortex of number 1 aroused by C, C2 means low vortex of number 2 aroused by C]

分裂,一个往盆地南部移动形成西南低涡,一个则沿低空急流带北移至华北暴雨区,同时两个低涡的前部有低空急流(LLJ),对水汽输送有利。到21日20时(图8e和8f),即第二阶段短时强降雨开始期,500 hPa 西风槽的经向度进一步加大,高原涡移至盆地南部,与700 hPa 西南涡作用诱发了MCS₂,高空槽与分裂北上的低涡作用,在同一时间段造成了四川盆地南部和华北地区的大暴雨天气,上下层系统的相互作用及西南暖湿急流带激发出的中尺度对流系统是此次暴雨发生的直接影响系统。

可见,在500 hPa“北槽南涡”的环流形势下,高原涡与低层低涡、切变线相互作用诱生了MCS,其中MCS₁和MCS₂是高原涡东移过程中与盆地低层低涡、急流作用引起,MCS₃是由伴随高原涡的切变线引起。下面进一步分析MCS发展的环境条件。

2.2 探空站资料分析

利用探空站资料分析MCS生成的环境(表1),选取并分析温江站、达州站和甘孜站、红原站的探空资料变化,分别表征第一时段短时强降雨中MCS₁

和MCS₃的生成环境,而宜宾站、达州站的探空资料反映第二时段MCS₂的形成环境。这6站的探空资料变化状况见表1。

(1)各个阶段MCS生成前期(20日08时和21日08时),其附近探空存在正对流有效位能(CAPE > 0),但也存在一定的对流抑制能量(CIN),对流抑制能量的存在,使得不稳定大气不容易发生对流活动。暴雨临近时(20日20时和21日20时),MCS₁和MCS₂上空的对流不稳定能量(CAPE)较12h之前均增加,对流抑制能量(CIN)均显著减小,这种变化有利于不稳定能量释放,引起对流活动发生,而MCS₃上空的CAPE尽管增大,但CIN值也增大,达到120 J · kg⁻¹以上,仍不利于强烈的对流活动发生。

(2)热力状态显示,暴雨临近前,盆地内的K指数在32~41K之间,表明大气已处于热力不稳定,地面水汽混合比在18~21 g · kg⁻¹之间,接近饱和状态,700 hPa至地面各等压面上的RH达到88%~98%,热力和湿度条件满足发生暴雨的要求;高原地区的甘孜站在20日20时地面湿度为59%,红原站为82%,相对湿度较小,且地面水汽混合比

表1 MCS附近探空物理量分析

Table 1 Physical value analysis for MCS by using sounding stations

时间	探空站	CAPE/ J · kg ⁻¹	CIN/ J · kg ⁻¹	KI/ K	LI/ K	PLFC/ hPa	PLCL/ hPa	Q _{surf} / g · kg ⁻¹	RH/ %
20日08:00	温江	308.7	7.5	38	-1.18	873	943	18.8	94~100
	甘孜	45.8	55.4	—	-0.29	519	645	11.4	82
	红原	43.3	7.3	—	-0.95	604.9	656	11.5	94
	达州	714.2	59.3	41	-1.22	781.2	937	19.5	89~94
	宜宾	319.1	19.4	37	-1.76	851.1	937	18.3	80~94
20日20:00	温江	433.5	0	38	-2.45	939.9	899.7	18.8	85~98
	甘孜	385.3	195.7	—	0.51	544.8	595	11.5	59
	红原	1088.3	121.3	—	-2.31	544.8	634	13.2	82
	达州	3926.5	0	43	-5.16	959.9	906	22.9	70~88
	宜宾	991.4	64.2	41	-2.25	701.7	905.7	19.6	80~88
21日08:00	温江	170.7	90.3	39	-1.31	664.3	924.3	19.3	76~94
	甘孜	0	0	—	0.45	—	663	11.42	94
	红原	100.2	6.9	—	-1.18	610	656	12.4	94
	达州	1543.9	0	41	-1.25	959	905.7	19.6	70~94
	宜宾	361.3	18.9	32	-0.12	839	945	19.6	63~94
21日20:00	温江	0	0	35	2.72	—	912	16.63	88~94
	甘孜	19.9	91.9	—	-0.77	522.9	606.9	10.67	63
	红原	167.4	0	—	-0.68	628.5	638	11.52	70~85
	达州	2239.8	98	45	-4.49	775.5	931	22.1	74~94
	宜宾	1479.7	0.7	39	-2.4	918.1	918	20.82	88~94

注:对流有效位能(CAPE)、对流抑制能量(CIN)、KI指数(K指数)、地面抬升指数(LI)、自由对流高度(PLFC)、抬升凝结高度(PLCL)、地面水汽混合比(Q_{surf})、700 hPa至地面相对湿度(RH);

“—”表示缺省,甘孜和红原站的RH是指地面湿度。

Note: Convective available potential energy (CAPE), convective inhibition (CIN), K index (KI), surface lifting index (LI), free convection level (PLFC), lifting condensation level (PLCL), surface vapor mixing ratio (Q_{surf}) and relative humidity (RH) from 700 hPa to land surface;

“—” means default, RH of Ganzi and Hongyuan means surface relative humidity.

在 $11 \sim 13 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, 因此 MCS_3 附近的水汽条件较盆地内差。

(3) 与暴雨前期(20 日 08 时和 21 日 08 时)相比,暴雨临近时(20 日 20 时和 21 日 20 时),盆地内探空站的自由对流高度降低,处于 $900 \sim 950 \text{ hPa}$ 之间,抬升凝结高度升高,处于 $900 \sim 950 \text{ hPa}$, 这种变化表明对流活动较为活跃,有利于生成深厚的对流云团,高原地区的甘孜、红原站在暴雨临近时,自由对流高度亦降低、抬升凝结高度亦升高,但基本位于 $600 \sim 500 \text{ hPa}$ 之间,这表明高原地区的对流云系比盆地浅薄,而这种变化应该与高海拔地形有密切联系。

(4) 从地面抬升指数来看,基本为负,其中在第一阶段中的 20 日 20 时,温江站达到 -2.45 , 甘孜站 0.51 ; 21 日 20 时,宜宾站达到 -2.4 , 这表明,暴雨

临近时,盆地内处于有利的抬升环境中,而高原地区未处于有利的抬升环境中,即便有 TBB 较低的对流云系活动,仍不能诱发短时强降雨。

由此可见,尽管从云图上难以区别未诱发短时强降雨的 MCS_3 和诱发短时强降雨的 MCS_1 、 MCS_2 , 探空资料进一步分析表明:即便各个 MCS 有对流不稳定能量存在($\text{CPAE} > 0$), 但 MCS_3 浅薄、水汽差,地面抬升环境不利于诱发降水,而 MCS_1 和 MCS_2 深厚,水汽含量高,地面处于有利的抬升环境中,加上低空急流扰动,因此有利于诱发短时强降雨。

另外 $T\text{-log}p$ 图显示(图 9),甘孜站(图 9a)和红原站(图略)的温度曲线与湿度线距离较宽,表明湿度要小些,当天天气现象是雷暴伴有阵雨,温江站(图 9b)湿度较大,且有风垂直切变特征,天气现象

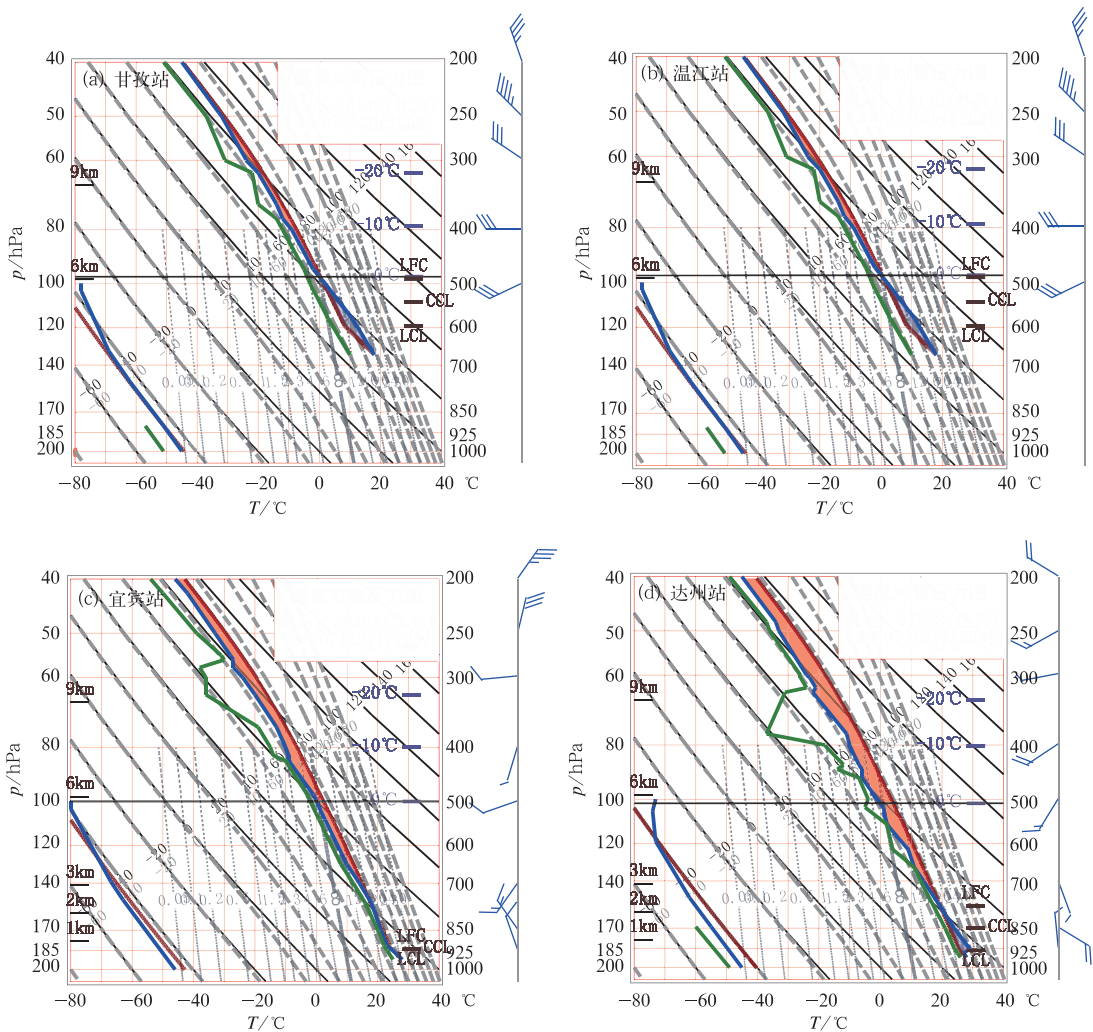


图 9 2012 年 7 月 20 日 20 时(a)甘孜、(b)温江和 21 日 20 时(c)宜宾、(d)达州的 $T\text{-log}p$ 图分析

Fig. 9 Analysis of $T\text{-log}p$ for Ganzi (a), Wenjiang (b) at 20:00 BT 20 July and Yibin (c), Dazhou (d) at 20:00 BT 21 July 2012

是成都南部、东部出现雷暴和短时强降雨。宜宾站(图 9c)和达州站(图 9d)的湿度层深厚,天气现象是短时强降雨。单站探空图表明:不稳定能量、湿度条件及风垂直切变有利于产生短时强降雨,如果湿度较差通常是雷阵雨,因此水汽也是一个重要的条件,这是从探空图获得的信息,实际上水平方向的能量分布也重要,其中总温度场平流是一个重要指标,从图 10a 和 10b 中看出,20 日 20 时 700 hPa 上盆地西部一带存在冷暖交汇区域,总温度梯度大,有利于

大气不稳定产生对流云系,并且总温度密集带的分布较有利于对流系统往西北方向移动,到 21 日 20 时,温度平流冷暖交汇刚好处于盆地南部区域,形成南暖北冷结构,有利于激发出稳定、少动的对流系统。从涡度配置看,第一阶段中(图 10c 和 10d),盆地西北部 500 和 700 hPa 有一个正涡度中心带,位置基本重合,有利于形成正涡度柱,同样在第二阶段(图 10e 和 10f),盆地南部的正涡度亦很深厚,能提供对流系统发展所需的涡度条件。总之,大气对流

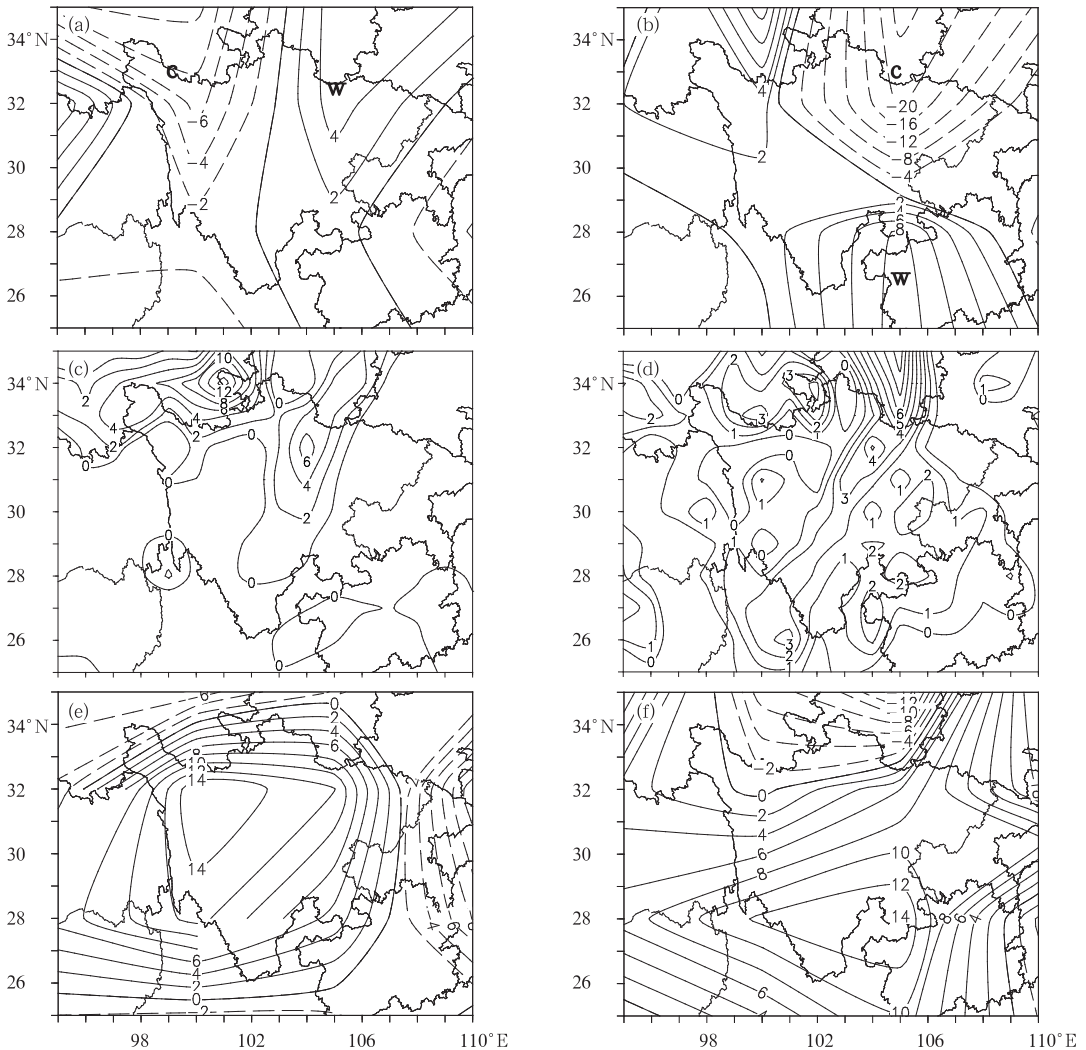


图 10 700 hPa 总温度平流(a, b)、500 hPa(c, e)和 700 hPa(d, f)涡度分布

(a, c, e) 20 日 20 时, (b, d, f) 21 日 20 时

[涡度单位: 10^{-5} s^{-1} ; 总温度平流单位: $10^{-5} \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$; (a)和(b)中“C”代表总温度冷平流,“W”代表总温度暖平流]

Fig. 10 700 hPa total temperature advection (a, b), 500 hPa vorticity (c, e) and 700 hPa vorticity (d, f)

(a, c, e) 20:00 BT 20, (b, d, f) 20:00 BT 21

(vorticity unit: 10^{-5} s^{-1} ; temperature advection unit: $10^{-5} \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$; “C” means cold temperature advection, “W” means warm temperature advection)

不稳定能量高(CAPE 值大),冷暖平流交汇区,正涡度柱及风垂直切变均有利于对流系统发生发展。

3 结 论

通过对 2012 年 7 月 21 至 22 日发生于四川盆地的暴雨过程进行分析,得到以下几点结论。

(1) 这是一次由 500 hPa 高原涡东移与 700 hPa 西南低涡作用引起的暴雨过程,从环流形势看,500 hPa 上高原涡和西风槽形成的“北槽南涡”型环流及 700 hPa 上西南低涡和低空急流扰动是造成降水的有利天气学条件,而具有中尺度特征的对流云团是诱发短时强降雨的直接系统。

(2) 分析进一步表明,暴雨过程中的两个短时强降雨过程与 MCS 活动密切相关,第一时段中高原涡与 700 hPa 低涡切变线及低空急流(LLJ)作用诱生 MCS,进而造成盆地西部短时强降雨;第二时段中高原涡与 700 hPa 低涡分离南移形成的西南涡作用诱生 MCS,造成盆地南部短时强降雨。从环境场条件及能量分布看,MCS 发展前期,附近探空站存在正 CAPE 值, KI 指数 32~41 K,地面比湿 18~21 g·kg⁻¹,相对湿度 85%~98%之间,这些条件表明大气不稳定,高能量、高湿度;且其生成的环境场条件具备,热力条件:(a)总温度平流冷暖交汇区域,温度梯度大,且偏向暖区一侧;(b)附近探空站 CAPE 值大,不稳定能量高。动力条件:(a)具有风垂直切变特征;(b)正涡度深厚,垂直方向能够形成正涡度柱。

(3) 演变过程中 MCS 具有低层正涡度、负散度,高层负涡度、正散度的垂直结构,且垂直上升速度较大,这种垂直结构特征可能是 MCS 发展维持的动力因素,亦是产生强降雨的重要机制之一。另外卫星云图显示 MCS 具有 β 中尺度系统特征,云顶亮温 TBB<-60℃,存在冷云区,在 TBB 值低的区域,通常对应着短时强降雨。雷达回波图上,多为强的回波单体,同一位置上的不同仰角均能测到强回波,反射率因子可达 40 dBz 以上,垂直累积液态水含量在 10 kg·m⁻² 以上。

参考文献

谌芸,孙军,徐璐,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. 气象, 2012, 38(10):1255-1266.
- 顾清源,师锐,徐会明. 2010. 移出与未移出高原的两类低涡环流特征的对比分析. 气象, 36(4):7-15.
- 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. 气象, 38(10):1267-1277.
- 王啸华,吴海英,唐红昇,等. 2012. 2009 年 7 月 7 日南京短时暴雨的中尺度特征分析. 气象, 38(9):1060-1069.
- 俞小鼎. 2012. 2012 年 7 月 21 日北京特大暴雨成因分析. 气象, 38(11):1313-1329.
- Augustine J A, Caracena F. 1994. Lower-tropospheric precursors to nocturnal MCS development over the central United States. Wea Forecasting, 9(1):116-135.
- Fang Z Y. 1985. The preliminary study of medium-scale cloud clusters over the Changjiang basin in summer. Adv Atmos Sci, 2(3):334-340.
- Maddox R A. 1980. Mesoscale convective complex. Bull Amer Meteor Soc, 61(11):1374-1387.
- Neiman P J, Ralph F M, Barthold F E. 2012. Physical processes associated with heavy flooding rainfall in Nashville, Tennessee, and vicinity during 1-2 May 2010: The role of an atmospheric river and mesoscale convective systems. Mon Wea Rev, 140(2):358-378.
- Neiman P J, Ralph F M, Wick G A, et al. 2008. Meteorological characteristics and overland precipitation impacts of atmospheric rivers affecting the West Coast of North America based on eight years of SSM/I satellite observations. J Hydrometeor, 9(1):22-47.
- Ninomiya K, Akiyama T, Ikawa M. 1988a. Evolution and fine structure of a long-lived meso- α -scale convective system in a Baiu front zone, part I: Evolution and meso- γ -scale characteristics. J Meteor Soc Japan, 66(2):331-350.
- Ninomiya K, Akiyama T, Ikawa M. 1988b. Evolution and fine structure of a long-lived meso- α -scale convective system in a Baiu front zone, part II: Meso- β -scale characteristics of precipitation. J Meteor Soc Japan, 66(2):351-371.
- Schumacher R S, Johnson R H. 2005. Organization and environmental properties of extreme-rain-producing mesoscale convective systems. Mon Wea Rev, 133(4):961-976.
- Sun J H, Zhang F Q. 2012. Impacts of mountain-plains solenoid on diurnal variations of rainfalls along the Meiyu Front over the East China Plains. Mon Wea Rev, 140(2):379-397.
- Sun J H, Zhao S X, Xu G K, et al. 2010. Study on a mesoscale convective vortex causing heavy rainfall during the Meiyu season in 2003. Adv Atmos Sci, 27(5):1193-1209.
- Trier S B, Parsons D B. 1993. Evolution of environmental conditions preceding the development of a nocturnal mesoscale convective complex. Mon Wea Rev, 121(4):1078-1098.