

孙建华,李娟,沈新勇,等. 2015. 2013 年 7 月四川盆地一次特大暴雨的中尺度系统演变特征. 气象, 41(5):533-543.

2013 年 7 月四川盆地一次特大暴雨的中尺度系统演变特征^{* 1}

孙建华¹ 李 娟² 沈新勇² 康 岚³

1 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴重点实验室, 北京 100029
2 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室, 南京 210044
3 四川省气象台, 成都 610071

提 要: 利用常规观测资料、地面加密资料、卫星观测资料和 NCEP 再分析资料等, 对 2013 年 7 月 8 日四川盆地西部大暴雨过程的天气背景、水汽来源、地面环境场特征、中尺度云团活动等进行了分析并开展了数值模拟研究。这次过程发生在中纬度“东高西低”的环流背景下, 西风槽与西太平洋副热带高压稳定的同时有高原东部小槽东移, 孟加拉湾低槽槽前西南暖湿气流在盆地转为偏东风, 输送充沛水汽。地面偏东风与偏北风形成的中尺度辐合线上有对流云团发展加强, 为此次大暴雨的发生提供了有利的中尺度辐合条件。模拟结果表明, 在川西高原地形阻挡影响下, 偏东气流被迫抬升, 配合中低层低涡发展形成的辐合上升, 形成有利于对流系统发生和维持的环境条件。近地层辐合线北侧偏北冷空气的侵入促使对流不稳定能量释放, 对对流的触发和维持有一定作用。

关键词: 特大暴雨, 观测分析, 数值模拟, 中尺度对流系统

中图分类号: P456,P435 **文献标志码:** A **doi:** 10. 7519/j. issn. 1000-0526. 2015. 05. 002

Mesoscale System Study of Extreme Rainfall over Sichuan Basin in July 2013

SUN Jianhua¹ LI Juan² SHEN Xinyong² KANG Lan³

1 Key Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms LACS, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029
2 Key Laboratory of Meteorological Disasters of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044
3 Sichuan Meteorological Observatory, Chengdu 610071

Abstract: The atmospheric circulation, sources of water vapor, mesoscale systems related to extremely heavy rainfall over the Sichuan Basin on 8 July 2013 are analyzed by using the conventional data, surface dense observation, satellite data and NECP reanalysis data. This process occurs in the background with “high pressure to the east and low pressure to the west”. A small trough moves eastward over the eastern part of plateau under the stable weather pattern of westerly trough and subtropical high over Sichuan Basin. The southwest flow from the Bay of Bengal veers to easterly in Sichuan Basin transporting the moisture to western Sichuan Basin. The surface mesoscale convergence line which developed from surface easterly and northerly winds is the favorite condition for the development and strengths of convective cloud cluster. The simulated results from WRF model show that the effect of steep terrain in western Sichuan Basin and the development of low vortex provides favorite conditions for development of the convective

^{*} 国家重点基础研究发展计划(973 计划)(2012CB417201)和国家自然科学基金项目(41205027,41375058)共同资助
2014 年 9 月 24 日收稿; 2014 年 11 月 8 日收修定稿
第一作者: 孙建华, 主要从事中尺度气象学研究. Email: sjh@mail. iap. ac. cn

system. The north wind invading to the north of the surface convergence line induces to the release of convective energy, which is also favorable for the outbreak and maintenance of convective systems.

Key words: severe rainstorm, observation analysis, numerical simulation, mesoscale convective system

引 言

四川盆地位于长江中上游地区,是中国暴雨的多发地区之一,其复杂的地形和所处青藏高原东侧的特殊地理位置,使造成其夏季暴雨天气的影响系统比较复杂。因此,四川盆地的暴雨过程一直是国内学者研究的重点。我国的气象学者对四川盆地暴雨的研究主要包括暴雨过程的统计研究和个例研究,郁淑华(1984)将四川盆地的暴雨分为三类,川西大暴雨主要出现在 106°E 以西的四川盆地,且主要出现在绵阳和成都以及江油雅安附近,川东类大暴雨主要出现在 106°E 以东的地区,全川移动型大暴雨先出现在 106°E 以西,然后移到盆地东部。各类大暴雨产生的位置主要是由副热带高压和西风槽的相对位置决定的。蒋兴文等(2008)通过研究 1981—2000 年四川夏季的 22 次典型暴雨过程表明,近 20 年里,盆西型暴雨最多,盆东型暴雨最少,各类暴雨发生的大尺度环流背景存在明显差异,不同大尺度环流背景下,东亚主要环流系统之间的配置使得四川盆地的水汽源地和水汽辐合中心明显不同。陈栋等(2007)指出,整个四川盆地东西侧为高压控制,南北侧为低压控制的“鞍”型环流配置,不仅可以使盆地低涡系统迅速聚集、合并发展,而且有利于西南气流和南海偏南气流的水汽输送在川东产生强辐合。还有一些研究着眼于西南低涡影响和地形作用(陈忠明等,2000;傅慎明等,2011)。陶诗言(1980)认为西南低涡是造成我国西南地区夏半年暴雨的主要系统之一。赵春玉等(2010)对高原涡诱生出的西南涡暴雨个例进行了研究,Yu 等(2014)也指出,大多数东移高原涡一般为斜压性或冷性的,是造成中国黄河以南区域性持续性暴雨的重要原因之一。当西南涡停滞在源地时会引发川渝暴雨,而发展东移则可能引起我国东部地区较大范围的降水(Yasunari et al, 2006; 赵思雄等, 2007),如 1981 年 7 月中旬,一个西南低涡发生、发展与长时间的滞留导致了四川盆地发生百年不遇的“81.7”大洪水(程麟生等, 1988); 1998 年夏季我国长江流域出现的洪涝灾害与西南涡的发生发展密切相关(Yasunari et

al, 2006)。肖递祥等(2009),齐丹等(2010)指出四川盆地一些无西南涡影响或在西南涡形成前出现的暴雨过程,低层偏南气流也是暴雨的重要触发因子。白莹莹等(2014)研究发现,四川盆地西部夏季降水主要与高原夏季风有关,李典等(2014)通过利用 TRMM(Tropical Rainfall Measure Mission)多种探测结果,对四川盆地降水天气进行了分析,指出盆地降水一般由一个主降水系统和周边零散降水云团组成,降水范围大,对流中心相对集中,雨区较均匀,垂直发展厚度高。

2013 年夏季四川盆地的降水偏多,尤其是 6—7 月出现了几次较强的降水过程,造成了严重的洪涝灾害。其中 7 月 7 日 12 时至 11 日 00 时(世界协调时,下同)四川盆地西部出现了一次近年来罕见的强降水过程,过程的总降水量和小时雨强都出现了历史极值。7 月 7 日 12 时至 11 日 02 时四川省雨量统计结果:累计降水量 1000 mm 以上的 1 站,500~1000 mm 以上的 60 站,最大降雨出现在都江堰幸福村为 1106.9 mm,部分地方小时雨强达到 90~120 mm。而此次过程中以 7 月 8—9 日的降雨最强,因此,本文主要研究造成 7 月 8—9 日降雨的环流背景、水汽输送过程以及中尺度系统的发生发展过程,探讨强降雨发生的可能原因。

1 资料和方法

本文分析和诊断所用的资料包括:中国气象局提供的全国逐小时加密降水资料、常规观测及探空资料、FY-2E 卫星的亮温资料,以及 NCEP FNL(National Center for Environmental Prediction, global final analysis)全球 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 再分析资料(时间分辨率为 6 h)。

在分析暴雨过程的水汽来源时采用了美国 NOAA(National Oceanic and Atmospheric Administration)空气资源实验室开发的轨迹模式 HY-SPLIT(Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model) Version 4.9(Draxler et al, 1998),该模式平流和扩散计算采用拉格朗日方法,垂直方向被内插到地形追随坐标系,考虑了

地形的影响,可以跟踪气流所携带的粒子的运动轨迹。因此,本文采用 HYSPLIT 研究暴雨过程的水汽来源。模拟区域选取强降水区域 $27^{\circ}\sim 32^{\circ}\text{N}$ 、 $102^{\circ}\sim 107^{\circ}\text{E}$,水平分辨率 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$,垂直方向上选取 1500、3000 和 5000 m 三个层次作为初始高度,每层追踪空间的轨迹初始点为 21 个,从 2013 年 7 月 8 日 12 时计算后向积分 96 h 的三维运动轨迹。

2 天气尺度环流和水汽源地

2013 年 7 月 7 日 12 时至 11 日 00 时的四川盆

地西部强降水过程,历时长、强度大、局地性较强,具有明显的对流性降水特征。强降水主要发生在都江堰、绵阳、德阳、雅安、乐山、眉山等地,最强降水时段为 8 日 06 时至 9 日 00 时(图 1),此段时间内多个站点记录的小时雨量达到了 $90\sim 120\text{ mm}$,都江堰幸福村 8 日 19 时雨量为 $125.4\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$,德阳穿心店地震遗址 8 日 11 时雨量为 $91.7\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$,安县小坝齐心村 8 日 09 时雨量为 $91.4\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 。鉴于此,尽管这次过程持续时间较长,但本文的研究主要针对 8—9 日强降水过程来展开。

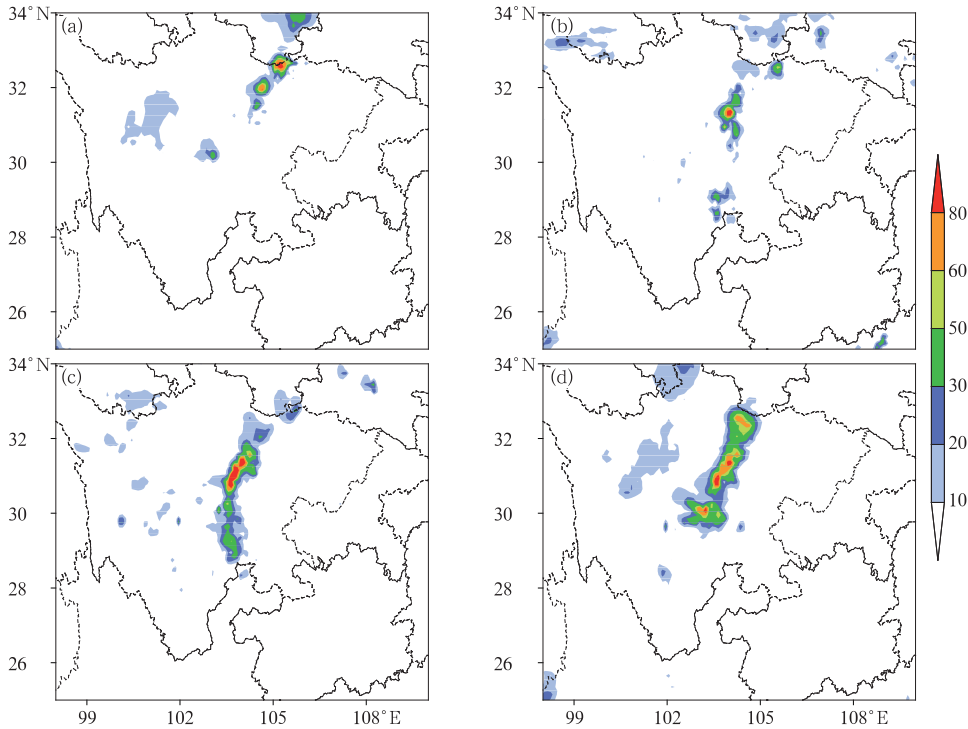


图 1 2013 年 7 月 8—9 日实况每 6 h 降雨量(单位: mm)
(a) 8 日 00—06 时, (b) 8 日 06—12 时, (c) 8 日 12—18 时, (d) 8 日 18 时至 9 日 00 时
Fig.1 The observed precipitation amount from 0000 UTC 8 to 0000 UTC 9 July 2013 (unit: mm)
(a) 0000—0600 UTC 8, (b) 0600—1200 UTC 8, (c) 1200—1800 UTC 8,
(d) 1800 UTC 8—0000 UTC 9 July 2013

强降水开始前的 8 日 00 时(图 2a),对流层中层高纬以平直西风带为主,高原上有小扰动发展东移,而低层由于副热带高压(以下简称副高)的西伸使盆地以东的暖湿气流加强,冷空气和北上暖湿气流在盆地上空汇合,大范围的低空急流从南海一直向东北伸到日本海,但低空急流位于重庆以东。8 日 06 时(图略),由于东移低槽的影响,低空急流东侧在四川盆地以东出现了东南风,将水汽向四川盆

地输送。8 日 12 时,从巴尔喀什湖移来的槽到达新疆境内,其底部分裂小槽东移南下,与高原上的小扰动合并后,500 hPa 高度场出现闭合低值中心(图 2b),并逐渐东移下高原影响盆地西部。低层 850 hPa,孟加拉湾的西南气流与副高西北侧西南气流的汇合使得低空急流急剧加强,这支气流在向北伸展过程中在盆地东部由西南气流转为东南气流进入盆地西部,为暴雨的发生提供了充足的水汽条件,可

降水量(PWAT)的大值中心正好位于偏东风急流的西侧,而四川盆地周围的 PWAT 却比较小。

分析表明,此次暴雨过程发生在典型“东高西低”的环流形势下,副高的稳定阻挡了西风槽的东移,西风槽与青藏高原东移短波槽的叠加,低层低空急流、暖式切变线等中尺度天气系统的配置,为触发

四川盆地西部的暴雨提供了有利条件,与陈栋等(2007)总结的四川夏季典型暴雨过程的大尺度环流背景特征相似。华北地区的暴雨多发生在这种“东高西低”天气形势下(孙建华等,2005;2013),但对四川盆地暴雨过程的研究较少提及“东高西低”稳定天气形势的作用。

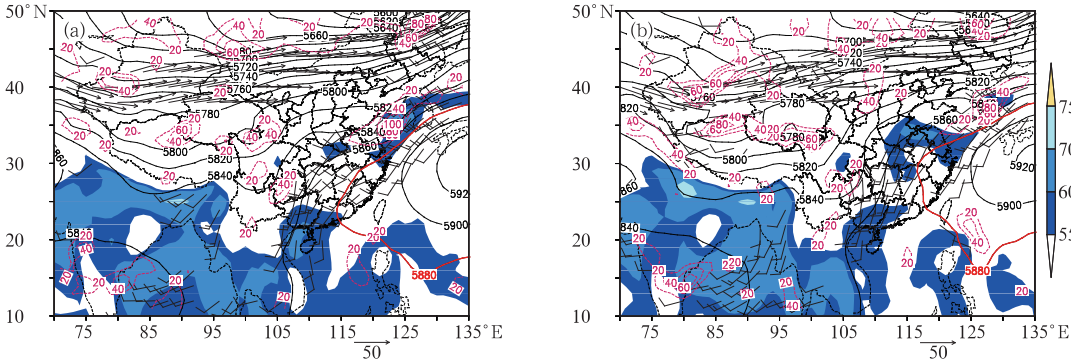


图 2 2013 年 7 月 8 日 00 时(a)和 12 时(b)天气形势分布

[阴影区为整层可降水量 ≥ 55 mm,200 hPa 上的高空急流(风速 $\geq 40\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,黑色箭矢线),850 hPa 上的低空急流(风速 $\geq 12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,黑色风向杆,风羽: $4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$),粗实线为 500 hPa 等高线,红色实线为 5880(单位:gpm),红色短虚线为 500 hPa 上的等涡度线(单位: 10^{-6} s^{-1})]

Fig. 2 The composite synoptic weather pattern at 8 July 2013 (a) 0000 UTC and (b) 1200 UTC 8 July 2013

[The shaded areas are precipitable water ≥ 55 mm, the black arrows are wind speed $\geq 40\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ at 200 hPa and barbs represent wind speed exceeding $12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ at 850 hPa (full barb: $4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), the thick solid lines are geopotential height in gpm at 500 hPa with 5880 gpm in red solid lines, the red short dashed lines are vorticity (unit: 10^{-6} s^{-1}) at 500 hPa]

如此强的降水必然有强的水汽输送,下面将利用 HYSPLIT 模式分析 8 日强降水过程的水汽输送及其源地。由于降水是在 8 日晚上最强,这里主要分析 8 日 12 时的水汽输送特征。8 日 12 时,中层 500 hPa,青藏高原北部、川西高原北部有较弱的水汽通量辐合,而盆地内无水汽辐合区(图 3a)。根据 HYSPLIT 模式给出的 5000 m 高度雨区质点轨迹后向追踪发现,8 日到达盆地西部暴雨区的粒子主要来源于中东巴基斯坦,绕高原北侧水汽辐合区到达盆地暴雨区(图 3b),但盆地内没有明显水汽辐合,且中层的水汽含量较小,所以中层的气流对暴雨过程水汽输送的贡献较小,此股气流 500 hPa 青藏高原东侧为槽后西北气流,可能以冷空气的影响为主。700 hPa,水汽辐合区主要在四川与甘肃交界处及副高外围西北侧,同时,在孟加拉湾低槽槽前强盛西南气流的影响下,高原东南侧出现水汽辐合区,盆地内仍无水汽辐合(图 3c)。3000 m 高度质点追踪主要有两条路径,西北路径绕高原北侧而来,西南路径来自孟加拉湾(图 3d),此路径的气流可以输送水汽到四川盆地。850 hPa,8 日 12 时的水汽通量及

其辐合比中层强,在盆地西部,出现了很强的水汽辐合(图 3e)。结合 1500 m 质点轨迹后向追踪,此高度层的气流主要来自孟加拉湾(图 3f),受盆地东部低涡影响,在盆地西部形成辐合区。

综上所述,盆地西部水汽的贡献主要来自低层孟加拉湾的西南气流,其进入盆地后有西南风向偏东风的气旋性切变,500 hPa 气流以冷空气的作用为主。在对流层的中下层,进入盆地后质点运动轨迹都表现出气旋性的扰动。

3 中尺度系统的发生发展

虽然 2013 年 7 月 8 日的天气形势和水汽输送特征都有利于四川盆地强降水的发生,但强降水发生在部分地区,而且局地的强降水一般是中小尺度系统造成的。下面将利用观测资料分析中尺度系统的发生发展过程。

3.1 地面风场与 TBB 对流云团

7 月 8 日 00 时强降水发生前,盆地内风场较弱

(图略),03 时开始,偏南风增大,在盆地东部转为东南风进入盆地西部,且随着盆地与重庆交界处($28^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 、 $104^{\circ}\sim 106^{\circ}\text{E}$)附近地面气压不断减小(图略),形成气旋性辐合中心。06 时,盆地西部东南风与沿川西高原东侧南下的偏北风辐合形成中尺度辐合线(图 4),川西高原东部有对流云团,在高原东移小槽的影响下,对应盆地西部小范围的弱降水(图 1a),主要的降水在盆地北部。08 时,对流云团在盆地西部发展增强,且处于辐合线的北侧,较强的降水开始出现。偏东风在川西陡峭地形的作用下容

易抬升,同时又有偏北风的侵入,所形成的地面辐合线可能是此地强对流活动发展加强的重要原因。10 时,对流云团向南发展,范围和强度均有增大,盆地西南部地面气旋性涡旋增强,东南风向东风的切变增强。12 时,在西南风与西北风辐合的影响下,盆地西南部对流云团也有所加强,此时,川西高原上的对流开始增强东移。

8 日 14 时,四川盆地西部的地面气旋性涡旋在强偏南风的作用下向北推进,雨区也随之向北移。18 时,雨带沿着高原东侧与盆地过渡之间的陡峭地

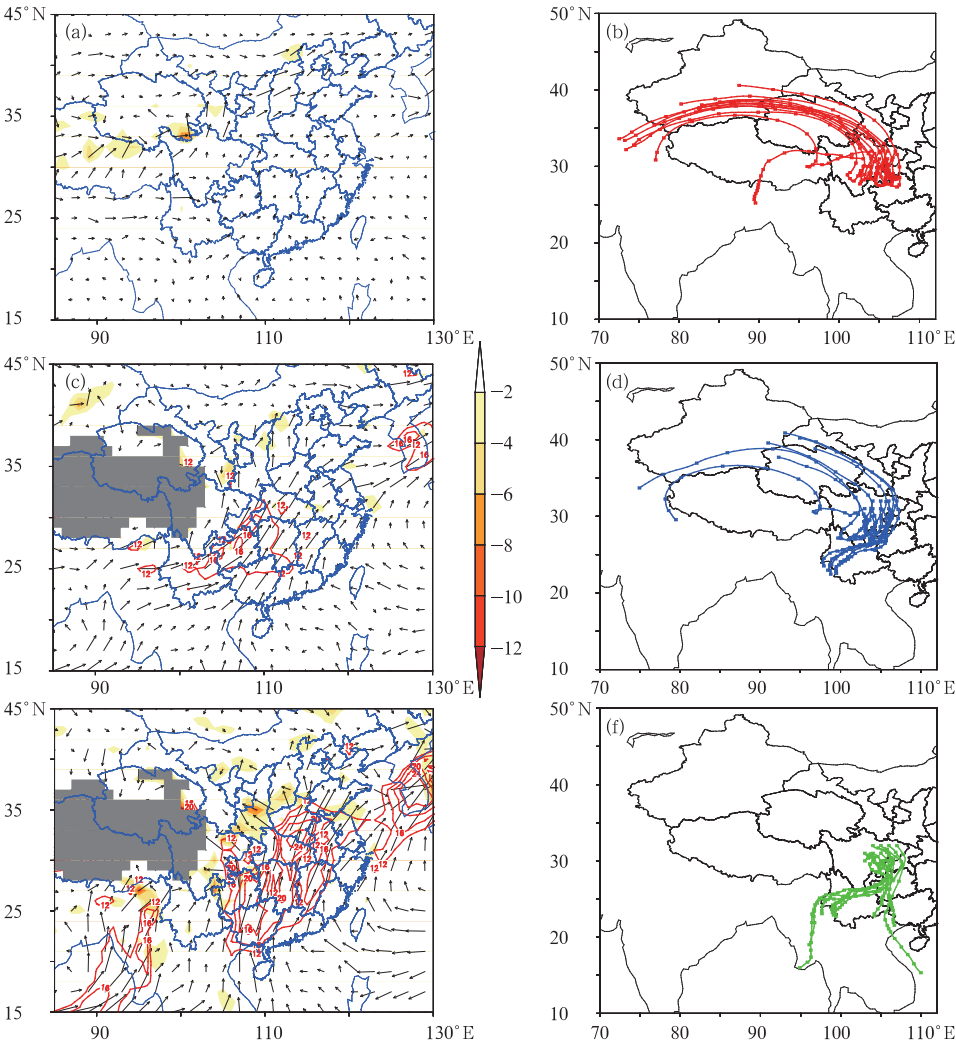


图 3 2013 年 7 月 8 日 12 时 500 hPa(a)、700 hPa(c)、850 hPa(e)水汽通量(矢量箭头,红色实线为水汽通量 $\geq 12 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$)、水汽通量散度(阴影,单位: $10^{-8} \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$)(灰色阴影为海拔高度 $>3000 \text{ m}$ 的地形);5000 m(b)、3000 m(d)、1500 m(f)质点 96 h 轨迹后向追踪

Fig. 3 The moisture flux (vector, unit: $10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$, solid line is moisture flux with values $\geq 12 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$) and the divergence of integrated moisture flux (shaded, unit: $10^{-8} \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$) at 500 hPa (a), 700 hPa (c), 850 hPa (e) at 1200 UTC 8 July 2013 (the grey shaded is terrain over 3000 m above sea level), the backward trajectories for 96 h from HYSPLIT model on 5000 m (b), 3000 m (d) and 1500 m (f) at 1200 UTC 8 July 2013

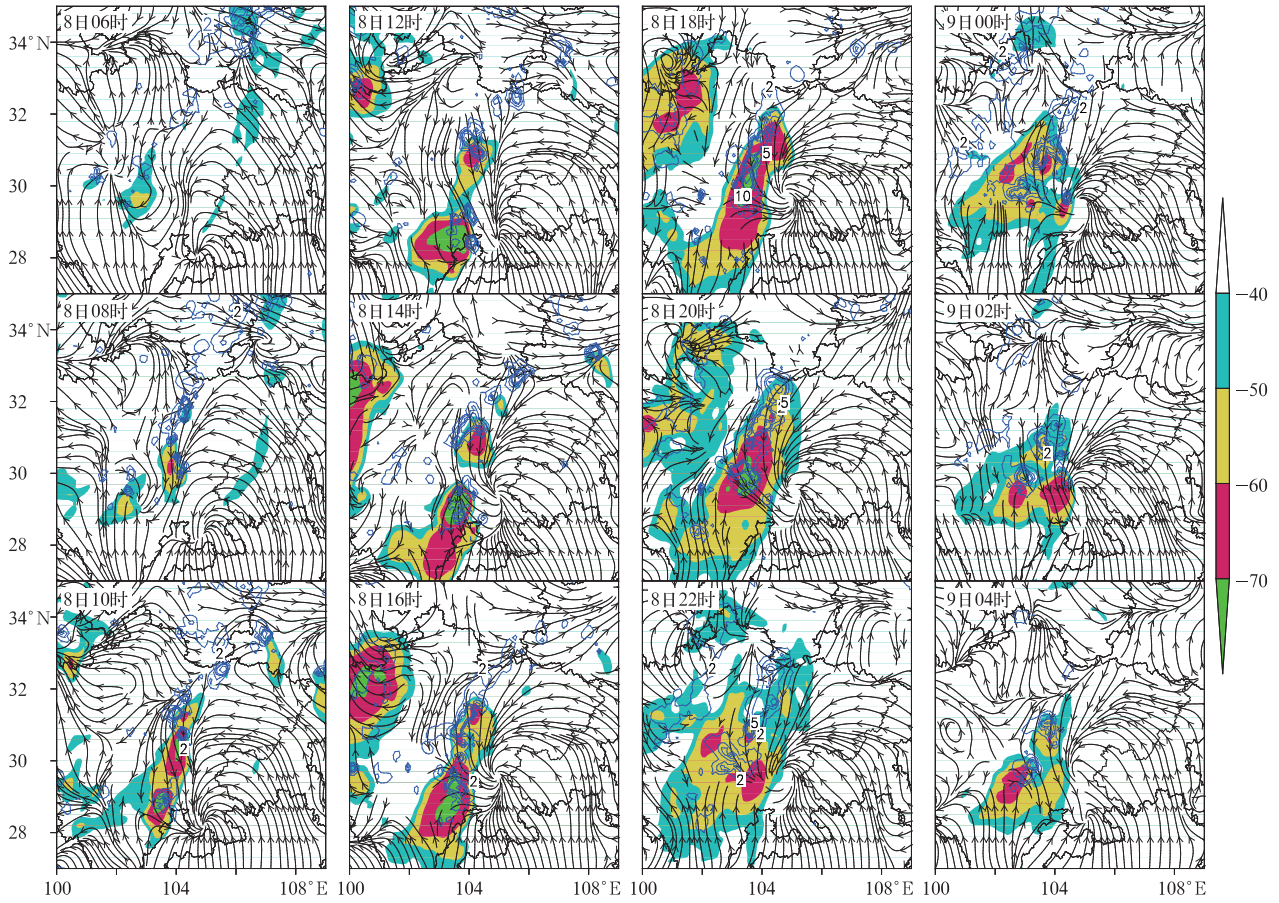


图 4 2013 年 7 月 8—9 日的 TBB(阴影,单位:℃)、每小时降水(蓝色线,单位:mm)、地面风场流线

Fig. 4 The TBB (shaded, unit: ℃), hourly precipitation (blue line, unit: mm), surface streamline from 8 to 9 July 2013

形呈明显的东北—西南向,在盆地上空中低层低涡发展的影响下,气旋性涡旋维持在盆地西南部(图略)。此时,川西高原上的对流开始减弱,而盆地中的对流开始增强发展。22 时,从川西高原东移的对流系统与盆地西部对流系统合并,但合并后对流云团强度却是减弱的,降水强度也较之前减弱。9 日 00 时后,气旋性涡旋中心逐渐减弱消散,对流云团的范围也开始缩小,降水强度和范围随之减小。此次过程,川西高原对流与盆地对流合并后对流未加强而减弱的主要原因可能是高原与盆地形成的热力环流,盆地上升支在 00 时以后逐渐减弱,向白天正热力环流中下沉支过渡(Zhang et al, 2014)。

前面已经提到本次过程的最大降水出现在都江堰幸福村为 1106.9 mm。对 8—11 日都江堰幸福镇(30.965°N、103.663°E)自动站的逐小时降水、温度、风进行了分析(图 5),强降水主要发生在 8 日 13 时至 9 日 06 时,持续性了 18 h,有 4 个小时的每小时降水量超过 50 mm,降水峰值出现在 19 时,达到了 125.4 mm,9 日 07—13 时降水较弱,此后降水又

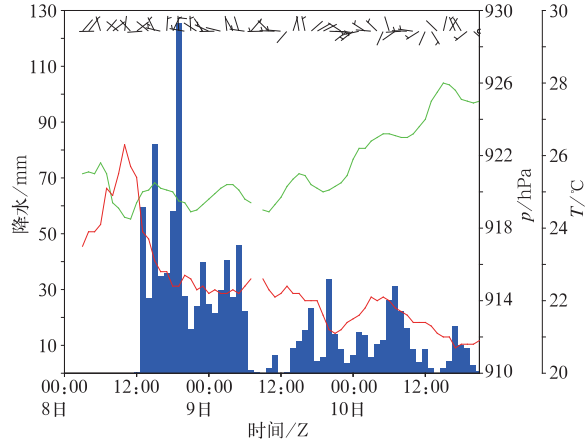


图 5 2013 年 7 月 8—10 日都江堰幸福村 (30.965°N、103.663°E)降水(柱状)、气压(绿线)、温度(红线)、风速风向(风羽:4 m·s⁻¹)

Fig. 5 Precipitation (columnar), pressure (green line), temperature (red line), wind (full barb: 4 m·s⁻¹) in Xingfu Town of Dujiangyan (30.965°N, 103.663°E) from 8 to 10 July 2013

加强,且一直持续到 10 日 20 时。降水开始前,大气处于高温低压的状态,伴有偏南风,有很强的不稳定能量累积(图 6)。降水开始后,地面温度从 26.5℃ 降到 23℃ 以下。由该站风向看出,降水发生前主要为弱偏北风,在偏北风的侵入下触发不稳定能量释放,于 8 日 12 时左右都江堰等地开始强降水。

对中尺度系统而言,风场扰动(或涡旋)相对于气压场而言更加敏感,这是中尺度适应问题所决定的,因此,在中尺度分析中要充分利用风场的信息,尤其是它的辐合中心(赵思雄等,2007;汪汇洁等,

2014)。8 日白天,盆地的西部靠近川西高原为北风或东北风,而在盆地的东部为东南风或东风,在盆地的中西部形成切变线(图 4),并且该切变线在 8—9 日一直维持在盆地的西部。切变线的稳定对于本次降水过程对流线的形成和稳定维持有重要作用,而切变的维持与盆地以东的副高的稳定有关。前面的分析表明对流发生在辐合线北侧的偏北风中,都江堰幸福村的单站风演变(图 5)也证实了对流发生在辐合线的北侧。

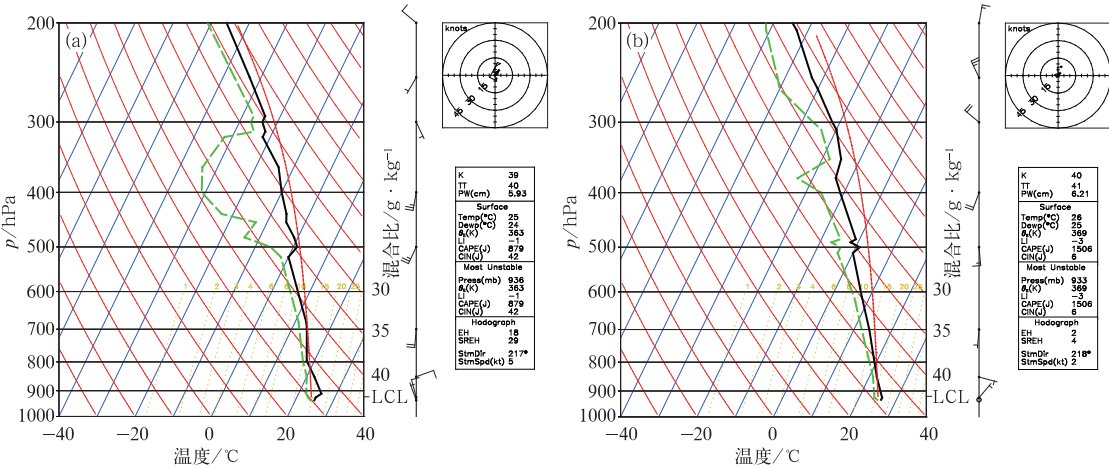


图 6 2013 年 7 月 8 日 00 时(a)和 12 时(b)温江站(30.70°N,103.83°E)探空曲线
(绿色线:露点廓线,黑色线:层结曲线,红色线:状态曲线,风羽:4 m·s⁻¹)

Fig. 6 The sounding of Wenjiang Station (30.70°N, 103.83°E)

(a) 0000 UTC 8, (b) 1200 UTC 8 July 2013

(green line: dew point temperature, black line: stratification curve, red line: state curve, full barb: 4 m·s⁻¹)

3.2 暴雨前后探空曲线分析

选取位于强降水区内的温江站(30.70°N、103.83°E)探空曲线进行分析,该站位于都江堰幸福镇以南。强降水发生前的 8 日 00 时(图 6a),四川盆地西南部 850 hPa 以下有西北风向偏东风的切变,其上至 500 hPa 为西南气流控制。900 hPa 以下有弱的逆温层,低层 850 hPa 以下顺时针的风切变表明有暖平流,850 hPa 以上有冷平流。抬升凝结高度较低,低层水汽充足,500~300 hPa 之间较干。上干冷下暖湿的层结利于不稳定能量的积累,此时的对流有效位能(CAPE)为 879 J·kg⁻¹,而对流抑制能量(CIN)为 42 J·kg⁻¹。8 日 12 时,强降水开始时,中层湿度比 12 h 前明显增大,即湿层变深厚(图 6b)。对流有效位能达 1506 J·kg⁻¹,比 12 h 前增加了近一倍,对流抑制能量减小至 6 J·kg⁻¹,此

时的环境条件非常有利于对流系统的发生。9 日 00 时,强降水趋于结束时,对流有效位能已减小至 297 J·kg⁻¹(图略)。

由上述分析可知,在稳定的大尺度环流形势,地面风场辐合线及垂直风切变的影响下,中尺度云团在地面辐合线的北侧形成,是本次暴雨直接的影响系统。那么这些系统是如何生成发展,如何相互作用,又为何稳定存在造成持续数小时的强降水?由于地面观测资料的局限和四川盆地所处复杂地形的影响,对于造成 8 日特大暴雨的中尺度系统的发展过程和机理将在下节中采用数值模拟的方法进行深入分析。

4 数值模拟

大量研究表明,WRF 模式对暴雨过程具有较

好的预报和模拟效果(尤红等, 2010; 张德林等, 2010; 尹浩等, 2011; 张瑛等, 2011), 所以下面将通过 WRF 中尺度模式对此次暴雨过程进行数值模拟。

4.1 模拟方案设计

模拟采用 WRF3.5 版本, 两层单向嵌套, 水平分辨率分别为 18、6 km, 垂直方向有 27 层。长波辐射采用 RRTM 方案, 短波辐射采用 Dudhia 方案, 陆地选取 Noah 方案, 边界层选取 YSU 方案, 积云对流参数化采用 New Grell, 微物理方案采用 Lin et al, 内层 6 km 的模拟区域关闭积云对流方案。初始场使用 NCEP/FNL 再分析资料, 模拟初始时间为 2013 年 7 月 8 日 00 时, 积分 36 h。

4.2 模拟结果与观测的对比

8 日 00—06 时, 模拟的降水主要发生在甘肃南

部(图 7a), 与观测一致(图 1a), 但模拟的盆地西南部有零星的降水, 观测中没有(图 1a)。8 日 06—12 时, 实况强降水发生在绵阳、德阳等地, 模式模拟出了这一雨区, 但在青藏高原东侧与盆地的过渡区, 模拟出了一些虚假的降水区域(图 7b, 图 1b)。8 日 13—18 时, 观测的西南—东北向的中尺度雨带形成于汶川—雅安陡峭地形附近(图 1c), 模拟雨带比实况稍偏西偏北, 强降水中心的范围略偏大(图 7c), 但雨带主体的位置、强降水中心的模拟与实况较一致。8 日 18 时至 9 日 00 时, 与前 6 h 相比, 观测的雨带稍向东北方向移动, 虽然大于 80 mm 的雨区范围有所减少, 但大于 30 mm 的雨区范围显著增大, 而模拟结果显示, 主雨带也向东北方向有所移动, 但雨带南北向范围减小, 东西向范围增大, 强降水中心的范围也比实况大(图 7d, 图 1d)。模式模拟的高空环流形势的演变与实况也基本一致(图略)。

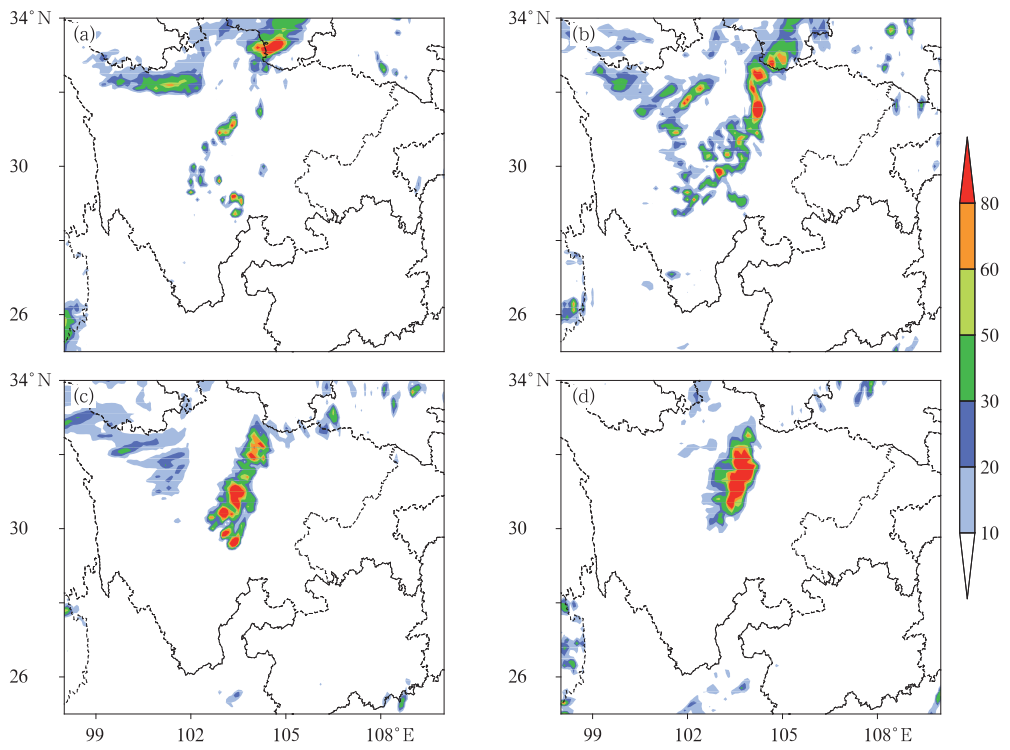


图 7 2013 年 7 月 8—9 日模拟的每 6 h 降雨量(单位: mm)

(a) 8 日 00—06 时, (b) 8 日 06—12 时, (c) 8 日 12—18 时, (d) 8 日 18 时至 9 日 00 时

Fig. 7 The simulated precipitation amount from 0000 UTC 8 to

0000 UTC 9 July 2013 (unit: mm)

(a) 0000 UTC—0600 UTC 8, (b) 0600 UTC—1200 UTC 8, (c) 1200 UTC—1800 UTC 8,

(d) 1800 UTC 8—0000 UTC 9

总体来看, 尽管模式对降水的模拟结果与实况有误差, 但对雨带出现的区域、时间、强降水中心以

及高空环流形势的演变等均有一个较好的再现。下面将采用高分辨率的模拟结果揭示造成强降雨的中

尺度系统的形成过程和可能的影响机理。

4.3 模拟的中尺度对流系统

8 日 00—06 时,降水主要发生在盆地西北部与甘肃交界处,降水范围较小,由地面风场可以看出此段时间内,雨区有东南风与东北风的辐合,而盆地内以东南风为主,模拟雷达回波主要在四川与甘肃交界处,强度为 30~50 dBz(图略)。8 日 06 时,偏南风风速加大,盆地西南部出现西南风与东南风的中尺度辐合线,四川盆地西部绵阳、西南部乐山、宜宾等地出现小范围较强回波(图 8a)。此后,位于盆地西南部的回波逐渐增强,范围也有所扩大,其走向与风场辐合线一致。8 日 12 时,在盆地西南部闭合低压影响下风场出现气旋性涡旋。盆地以北偏北风增强,进入盆地西部,与来自盆东的偏东风气流辐合(盆地中东部气旋性切变增强),形成东北—西南向的辐合线(图 8b),对流出现在辐合线的西侧和北侧,暴雨发生在辐合线西北侧偏北风区域,说明在有

充足的偏南暖湿气流的情况下,偏北冷空气的侵入对对流的触发和维持有一定的作用,与观测资料分析一致(图 4)。15 时后,盆地西南部强南风向北推进,辐合线与气旋性涡旋稳定维持,回波呈东北—西南向线状分布,强回波中心出现在雅安、都江堰一带(图 8c),为持续性强降水提供了有利的条件。18 时,大于 30 dBz 的回波区域显著增大,但与实况雨区相比位置稍偏西(图 8d)。21 时,回波沿着川西高原东坡向东北方向移动,南北向范围减小,东西向范围加大(图 8e)。9 日 00 时,地面气压有所增加,低压涡旋逐渐减弱,强回波北移并减弱,降水也开始减弱(图 8f)。以上分析可以看出,模拟雷达回波带位于地面风场辐合线的偏北一侧和地面低涡的西北侧,与观测的降水落区一致,但与梅雨锋涡旋降水一般产生于涡旋的东南或南部不同(孙建华等,2004)。

由图 8 知,盆地西部造成最强降水的回波从 8 日 15 时开始显著增强,最强时段在 18 时前后。沿对流最强的 31°N 回波垂直结构看出,8 日 12 时,盆

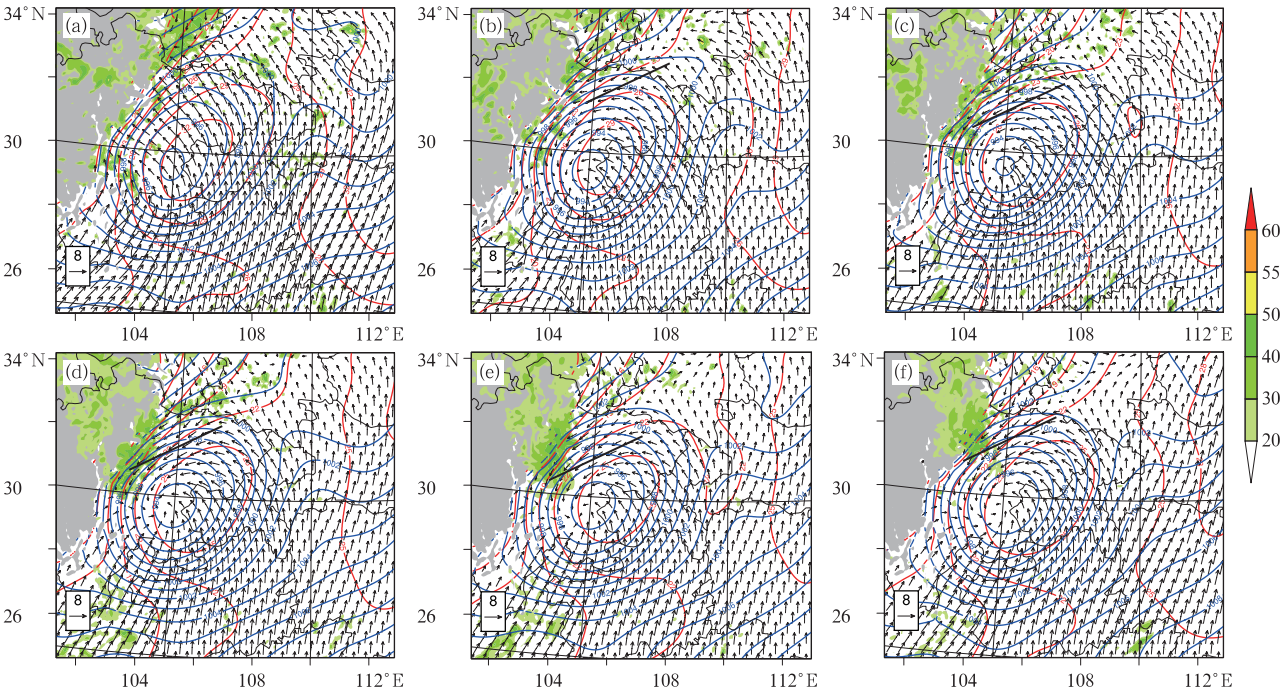


图 8 2013 年 7 月 8—9 日模拟组合反射率(彩色阴影,单位: dBz)、地面温度场(红色线,单位: °C)、海平面气压场(蓝色线,单位: hPa)、近地面风场(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$,黑粗线为风场辐合线)(灰色阴影为海拔高度大于 3000 m 的地形)

(a) 8 日 06 时, (b) 8 日 12 时, (c) 8 日 15 时, (d) 8 日 18 时, (e) 8 日 21 时, (f) 9 日 00 时

Fig. 8 Simulated composite radar reflectivity (color shaded, unit: dBz), surface temperature (red line, unit: °C), sea level pressure (blue line, unit: hPa), wind field (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, black line is convergence line) (the grey shaded is terrain over 3000 m above sea level)

(a) 0600 UTC 8, (b) 1200 UTC 8, (c) 1500 UTC 8, (d) 1800 UTC 8, (e) 2100 UTC 8, (f) 0000 UTC 9 July 2013

地西部偏东风垂直范围已达对流层中层 4 km 高度,风速也有所增强,对流在川西高原的东坡发展(图 9a)。随后的几个小时内,盆地西部强东南风维持(图 8),在川西高原东侧与盆地交界的陡峭地形处强迫抬升(图 9),上升运动将暖湿空气带至中高层,形成对流系统,最强上升运动在对流层中层,与强回波所在高度一致(图 9b,9c)。18 时,回波范围向东西扩展,最大上升速度增至 $4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,大于 50 dBz 的强回波在垂直向延伸至对流层中层 5 km,强上升运动区西侧的下沉气流与盆地西部低层偏东

气流在地形阻挡下的辐合共同作用,补充上升气流,使对流活动在此处发展增强,暴雨区都江堰、德阳等地就处在强回波范围内。同时,川西高原东部近地层出现强度较弱的回波(图 9d)。18—22 时在东南风辐合上升及充足水汽输送的影响下,强回波一直维持在盆地西部,对应 8 日 12 时至 9 日 00 时强降水(图 7c,7d)。9 日 00 时开始,对流层低层偏东风的减弱及对流层中层西风的加强,不利于盆地西部风场辐合上升形势的维持,对流活动逐渐减弱。

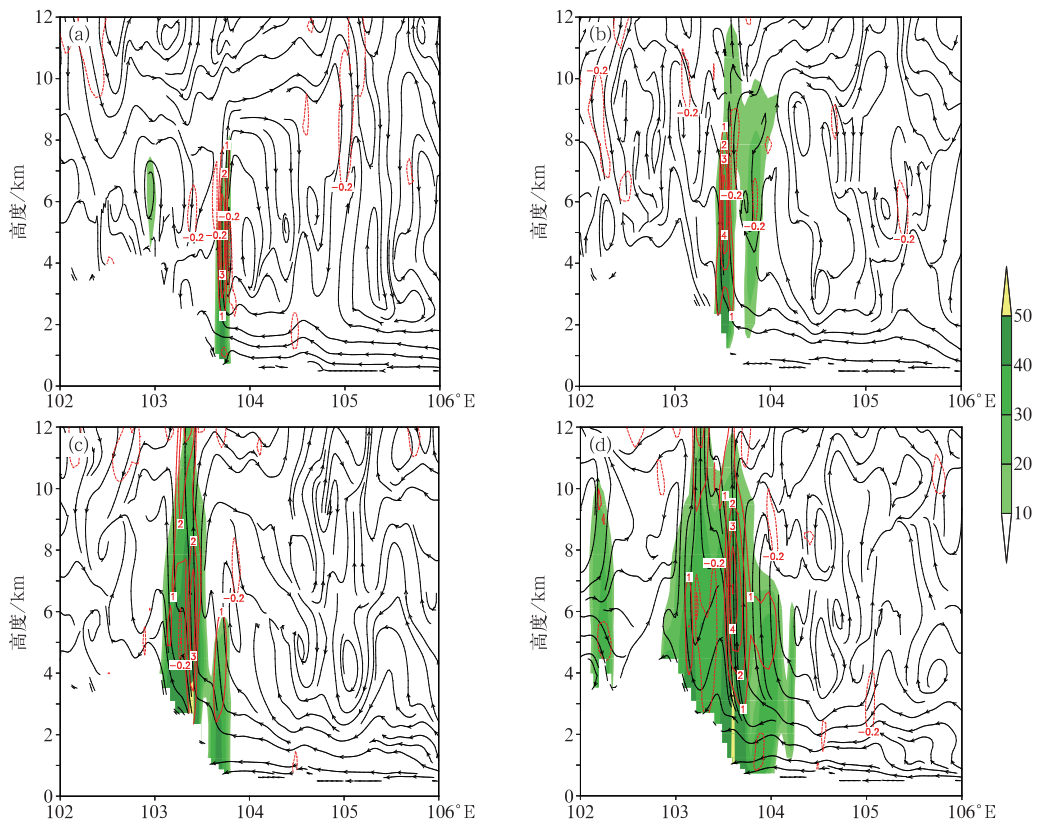


图 9 2013 年 7 月 8 日模拟的沿 31°N 回波反射率(阴影,单位: dBz)与风场
[黑色线: 纬向环流($U; W\times 10$), 红色线: 垂直速度, 单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$]垂直剖面
(a) 8 日 12 时, (b) 8 日 14 时, (c) 8 日 16 时, (d) 8 日 18 时

Fig. 9 Cross sections along 31°N for simulated radar reflectivity (shaded, unit: dBz), wind field (black line: zonal circulation ($U; W\times 10$), red line: vertical speed, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)
(a) 1200 UTC 8, (b) 1400 UTC 8, (c) 1600 UTC 8, (d) 1800 UTC 8 July 2013

5 结论和讨论

本文对 2013 年 7 月 8 日四川盆地西部出现的一次强降水过程进行了观测分析和数值模拟研究,重点探讨了中尺度天气系统在此次过程的影响与作

用,主要结论如下:

(1) 7 月 8 日四川盆地西部大暴雨发生在“东高西低”的大尺度环流形势下,西风槽与副热带高压稳定对峙的同时有高原东部小槽东移,孟加拉湾低压槽前西南暖湿气流在盆地转变为偏东风带来充沛水汽,为大暴雨的发生提供了有利的环流背景。

(2) 对观测资料的分析发现,暴雨发生前盆地西部偏东风增强,并出现气旋性涡旋,当地面出现偏东风与偏北风的中尺度辐合线后降水开始。生成于辐合线偏北一侧的中尺度对流云团是暴雨发生的主要影响系统。

(3) 对模拟结果的分析表明,中尺度对流系统的发生发展伴随着对流层中低层偏东风的出现与加强。川西高原阻挡下偏东急流被迫抬升,配合中低层低涡发展形成的辐合上升,形成了有利于对流系统发生和维持的环境条件,近地层辐合线北侧偏北冷空气的侵入促使对流不稳定能量释放,对对流的触发和维持有一定的作用。

本文虽然对四川盆地的一次强降雨过程进行了观测资料分析和数值模拟研究,但由于观测资料和模拟结果的限制,对对流系统为什么会在川西高原东部产生,并在东移过程中加强的原因仍然不清楚。由于四川盆地西部是一个暴雨中心(郁淑华,1984),可能有很多对流系统都经历这样的发生发展过程,因此,还需要将来采用更多的观测资料深入研究高原东坡对对流系统发生发展的影响。

参考文献

白莹莹,张焱,李强,等. 2014. 四川盆地夏季降水区域差异及其与季风的联系初探. 气象,40(4):440-449.

陈栋,李跃清,黄荣辉. 2007. 在“鞍”型大尺度环流背景下西南低涡发展的物理过程分析及其对川东暴雨发生的作用. 大气科学,31(2):186-201.

陈忠明,缪强. 2000. 长江上游区域性暴雨发生前的中尺度特征. 气象,26(10):15-18.

程麟生,郭英华. 1988. “81.7”四川暴雨期西南涡生成和发展的涡源诊断. 大气科学,12(1):18-26.

傅慎明,孙建华,赵思雄,等. 2011. 梅雨期青藏高原东移对流系统影响江淮流域降水的研究. 气象学报,69(4):581-600.

蒋兴文,王鑫,李跃清,等. 2008. 近 20 年四川盆地大暴雨发生的大尺度环流背景. 长江流域资源与环境,17(1):132-137.

李典,白爱娟,薛羽君,等. 2014. 青藏高原和四川盆地夏季对流性降水特征的对比分析. 气象,40(3):280-289.

齐丹,田华,徐晶,等. 2010. 基于 WRF 模式的云贵川渝地质灾害气象预报系统的应用. 气象,36(3):101-106.

孙建华,张小玲,齐琳琳,等. 2004. 2002 年中国暴雨试验期间一次低涡切变上发生发展的中尺度对流系统研究. 大气科学,28(5):675-691.

孙建华,张小玲,卫捷,等. 2005. 20 世纪 90 年代华北大暴雨过程特征的分析研究. 气候与环境研究,10(3):492-505.

孙建华,赵思雄,傅慎明,等. 2013. 2012 年 7 月 21 日北京特大暴雨的多尺度特征. 大气科学,37(3):705-718.

陶诗言. 1980. 中国之暴雨. 北京:科学出版社,225.

汪汇洁,孙建华,赵思雄,等. 2014. 2010 年秋季一次海南东海岸特大暴雨的中尺度分析. 热带气象学报,30(3):465-482.

肖逆祥,顾清苑,祁生秀. 2009. 2008 年 7 月 14—15 日川西暴雨过程的温度层结变化分析. 暴雨灾害,28(1):10-15.

尹浩,郑婧,张瑛,等. 2011. 一次梅雨锋特大暴雨过程分析及数值模拟. 气象,37(7):827-837.

尤红,肖子牛,王曼,等. 2010. 2008 年“7.02”滇中大暴雨的成因诊断与数值模拟. 气象,36(1):7-16.

郁淑华. 1984. 四川盆地大范围强暴雨过程的合成分析. 高原气象,3(3):58-67.

张德林,马雷鸣. 2010. “0730”上海强对流天气个例的中尺度观测分析及数值模拟. 气象,36(3):62-69.

张瑛,肖安,马力,等. 2011. WRF 耦合 4 个陆面过程对“6.19”暴雨过程的模拟研究. 气象,37(9):1060-1069.

赵春玉,王叶红. 2010. 高原涡诱发西南涡特大暴雨成因的个例研究. 高原气象,29(4):819-831.

赵思雄,傅慎明. 2007. 2004 年 9 月川渝大暴雨期间西南低涡结构及其环境场分析. 大气科学,31(6):1059-1075.

Draxler R R, and Hess G D. 1998. An overview of the HYSPLIT_4 modelling system for trajectories. Aust Meteor Mag,47(4):295-308.

Yasunari T, Miwa T. 2006. Convective cloud systems over the Tibetan Plateau and their impact on meso-scale disturbance in the Meiyu/Baiu frontal zone. J Meteor Soc Japan, 84(4): 783-803.

Yu Shuhua, Gao Wenliang, Peng Jun, et al. 2014. Observational facts of sustained departure plateau vortexes. J Meteor Res, 28(2): 296-307.

Zhang Yuanchun, Sun Jianhua, Fu Shenming. 2014. Impacts of diurnal variation of mountain-plain solenoid circulations on precipitation and vortices East of the Tibetan Plateau during the Meiyu season. Adv Atmos Sci, 31(1): 139-153.