

陈红专,叶成志,唐明晖. 2013. 2011 年 6 月湖南两次暴雨过程的中尺度特征对比分析. 气象, 39(12):1580-1590.

# 2011 年 6 月湖南两次暴雨过程的中尺度特征对比分析<sup>\* 1</sup>

陈红专<sup>1,2</sup> 叶成志<sup>1</sup> 唐明晖<sup>1</sup>

1 湖南省气象台,长沙 410007

2 怀化市气象局,怀化 418000

**提 要:** 利用常规观测资料、卫星、雷达资料以及 NCEP 再分析资料、LAPS 局地分析资料,对 2011 年 6 月湖南两次暴雨过程的中尺度特征进行对比分析。结果表明:两次过程均属于湖南盛夏低涡冷槽型暴雨过程,但中尺度特征、降水性质和环境条件有差异。“6.09 暴雨”由一个及地的  $\beta$  中尺度低涡产生,过程期间低涡稳定少动,卫星云图上表现为一个发展强烈的中尺度对流云团,雷达回波前期为窄型带状积云降水回波,后期逐渐转变为积层混合云降水回波;而“6.13 暴雨”影响系统为中尺度切变线,切变线维持时间长,移动缓慢,卫星云图上是一条长时间维持的对流云带,雷达回波为积层混合云降水回波。水汽输送通道的建立和中低层水汽的大量集中为中尺度对流系统的发展提供了有利的环境条件,暴雨发生在锋前高温高湿的不稳定层结和强上升运动区域中,锋区的动力强迫上升运动加强了低层能量和水汽的往上输送。两次过程中尺度对流系统均具有深厚的垂直环流结构,“6.09 暴雨”湘东北特大暴雨区是一支近乎垂直的深厚上升气流,南北两侧有明显的补偿下沉气流,而“6.13 暴雨”湘中暴雨区垂直上升运动是倾斜向上的,只有南侧存在补偿下沉气流。

**关键词:** 暴雨, 中尺度特征, 垂直环流结构, 对比分析

**中图分类号:** P458

**文献标志码:** A

**doi:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2013.12.006

## Comparative Analysis on Mesoscale Characteristics of Two Rainstorm Processes in Hunan Province in June 2011

CHEN Hongzhuan<sup>1,2</sup> YE Chengzhi<sup>1</sup> TANG Minghui<sup>1</sup>

1 Hunan Meteorological Observatory, Changsha 410007

2 Huaihua Meteorological Office of Hunan, Huaihua 418000

**Abstract:** Based on the routine observational data, FY2C TBB data, radar data, NCEP reanalysis data and LAPS analysis data, a comparative analysis on mesoscale characteristics of two torrential rain processes in Hunan Province in June 2011 was analyzed. The results show that: The two processes belong to the type of low-vortex and cold-trough rainstorm, but their mesoscale characteristics, precipitation nature and environmental conditions are different. The rainstorm on 9 June 2011 is generated by a meso- $\beta$  scale low vortex, which is stable and immobile during the process. The satellite image manifests a mesoscale convective cloud cluster which develops severely, and the radar echoes are convective precipitation echoes in the earlier stage and transform to convective-stratiform mixed clouds echoes in the later stage. In comparison, the rainstorm on 13 June 2011 is mainly produced by mesoscale convective shear lines which maintain for a long time and move slowly. The satellite images show it a convective cloud band that exists for a long time, and the radar echoes are convective-stratiform mixed clouds echoes. The establishment of vapour transfer

\* 国家自然科学基金项目(41075034)、公益性行业(气象)科研专项(GYHY201306016)、中国气象局预报员专项(CMAYBY2013-046)和湖南省气象局重点科研课题(No. 201203)共同资助

2013 年 4 月 28 日收稿; 2013 年 10 月 2 日收修定稿

第一作者:陈红专,主要从事短期天气预报与相关研究. Email:dktanqx@tom.com

channels and strong convergence of water vapor in the middle-and-low troposphere provide favorable conditions for the mesoscale convective system. The two severe rainstorms both occur in the unstable stratifications with high temperature and humidity and strong ascending motions. The ascending movements caused by the dynamic forcing in the frontal zone enhance upward transfer of energy and water vapor from low levels. The obvious compensation descending airflows appear on the north and south sides of the deep vertical motion in the first process, but in the second process, the ascending motion is inclined, and the compensation descending airflows only appear on the south side.

**Key words:** rainstorm, mesoscale characteristics, vertical circulation structure, comparative analysis

## 引 言

暴雨是长江流域夏季多发且危害严重的灾害性天气,常造成严重的人员伤亡和经济损失,如 2003 年 7 月 7—10 日湖南西北部就出现了一次持续性大暴雨和特大暴雨,桑植还打破了当时湖南省的日最大降雨量纪录(叶成志等,2007),因此暴雨研究工作一直以来受到气象学者的高度关注,也取得了一些重要成果,特别是随着中尺度数值模式的发展和新型探测资料的使用,利用高时空分辨率的资料已有可能分析出常规探测资料难以获取的中小尺度系统的空间结构及其发生、发展过程。孙建华等(2010)利用 ARPS 分析资料以及 WRF 模拟结果对 2003 年 7 月 3—5 日梅雨锋暴雨过程进行了分析和数值模拟,揭示了中尺度对流系统(MCS)和中尺度对流涡旋(MCV)的发生、发展是造成持续性暴雨的主要原因。赵玉春等(2011)采用 Morlet 小波变换对模式输出进行空间带通滤波,分离出  $\alpha$ 、 $\beta$  和  $\gamma$  中尺度系统并分析了不同中尺度系统的热力动力三维空间结构特征。尹洁等(2011)分析了 2010 年 6 月江西北部一次罕见大暴雨天气过程,发现  $\beta$  中尺度低涡的形成与暖湿气流和弱冷空气共同作用有关,且低涡南侧出现的一串东西向排列的更小尺度的强对流系统与特大暴雨区相吻合。李德俊等(2010)利用 TRMM 资料来分析由西南低涡和南海西行台风引发的暴雨降水云团的水平和垂直结构、降水云团风廓线变化特征。周海光等(2005)则通过双多普勒雷达进行三维风场反演,揭示了暴雨过程中高低层流场的结构特征,得到暴雨成熟阶段的三维概念模型。这些研究加深了我们对暴雨过程的认识以及对暴雨中小尺度对流系统发生机理、空间结构的了解。

近些年来,随着探测技术的不断发展和成熟,各种中尺度探测资料迅速增加,利用分析场进行预报

试验的工作进一步得到重视。Local Analysis and Prediction System(LAPS)是 NOAA 下属 ESRL 发展的三维数据分析系统,它能够有效融合模式背景场、地基、空基等多种观测数据,获得高时空分辨率的三维格点中尺度分析场,是目前国际上最先进的中尺度分析系统之一(李红莉等,2008;彭菊香等,2011)。研究表明,LAPS 融合多种观测资料后得到的分析场能够广泛应用于中尺度气象分析、短时临近天气预报以及中尺度模式耦合进行数值天气预报等方面(郭英莲等,2012;崔春光等,2008;周后福等,2010;郑永光等,2010;白永清等,2013;刘瑞霞等,2011)。

2011 年 6 月上旬末到中旬,湖南发生了两次区域性大暴雨和特大暴雨天气过程,这两次过程虽然同属湖南盛夏低涡冷槽型暴雨过程,气候背景相似,但其降水性质、暴雨强度有所不同,因此有必要对这类暴雨的产生机制进行深入分析,以便更加深入认识暴雨过程中尺度系统的演变和环境条件的差异,为暴雨精细化预报提供一些有益参考。

本文所用资料包括常规观测资料、湖南省中小尺度气象自动站资料、卫星 TBB 资料、长沙雷达产品资料、SWAN 资料、NECP 资料和 LAPS 局地分析资料,其中 LAPS 资料以 NCEP 作为背景场,融合同化了常规探空、地面资料、地面自动站资料、长江流域多部雷达基数据等,资料空间分辨率为  $0.05^\circ \times 0.05^\circ$ ,垂直高度分为 22 层,时间分辨率为 1 h。本文采用的 Barnes 带通滤波方法能完整保留 50~200 km(即  $\beta$  中尺度对流系统)左右的波动,其他尺度的波动则被滤除或极大地衰减(曹芳等,2011)。

## 1 暴雨概况及环流演变特征

### 1.1 降雨过程的概述

2011 年 6 月上旬末到中旬,湖南出现了两次大

暴雨和特大暴雨天气过程。第一次过程(简称“6.09 暴雨”)发生在 6 月 9 日 08 时至 11 日 08 时,全省有 590 个站(含区域自动站,以下同)累积降水量超过 50 mm,238 个站超过 100 mm,5 个站超过 250 mm,强降水主要位于湘中以北地区(图 1a),尤其是湘东北的岳阳局地出现特大暴雨(图 1a 圆圈所示),这次过程强降雨时段集中,局地降水强度大,致灾性强,从岳阳临湘市贺畋站逐时降雨量图可以发现(图 1c),强降雨时段集中,小时雨强大,连续 7 h 的逐时降雨量在 20 mm 以上,最强达  $58\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ ,累积降雨量达 275.6 mm,其大于  $20\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$  的累积降水量(267.3 mm)占总降水量的 97%。过程期间的最

强小时降雨量达 105.4 mm(岳阳云溪区团结村),如此强的短历时强降雨引发山洪和泥石流等地质灾害,造成了岳阳地区重大人员伤亡事故。第二次过程(简称“6.13”暴雨)发生在 6 月 13 日 08 时至 16 日 08 时,全省有 829 个站累积降水量超过 50 mm,356 个站超过 100 mm,强降水落区虽与“6.09 暴雨”过程基本一致,但主雨带位于湘中,持续时间长,面雨量大,降水相对较均匀(图 1b)。从株洲莒塘村的逐时降雨量图可以发现(图 1c),其小时降雨量大都在 10 mm 以下,最强也只有  $33.4\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ ,但维持时间长,大于  $5\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$  的时间达 14 h,其大于  $20\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$  的累积降水量仅占总降水量的 43%。

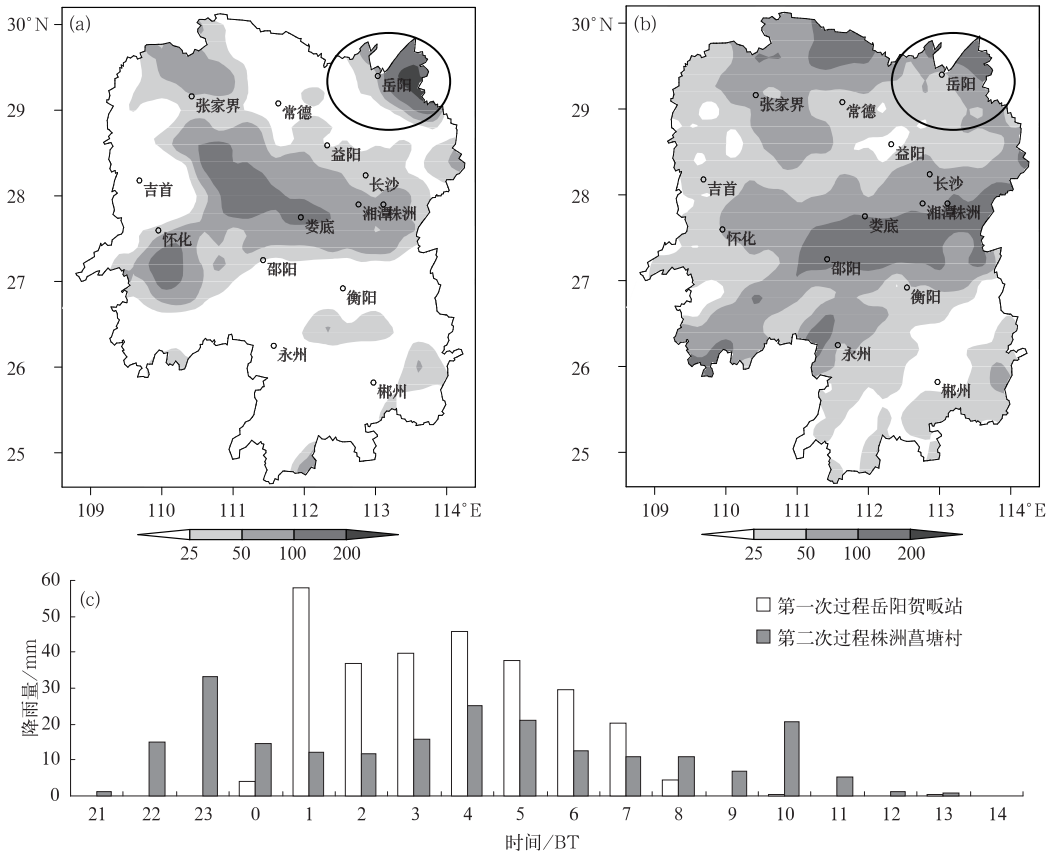


图 1 2011 年 6 月区域自动气象站累计降雨量  
(a)9 日 08 时至 11 日 08 时,(b)13 日 08 时至 16 日 08 时(单位:mm),  
(c)两次过程代表站点的逐时降雨量(单位: $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ )

Fig. 1 Cumulative precipitation of regional automatic weather station  
(a) 08:00 BT 9 to 08:00 BT 11 June 2011, (b) 08:00 BT 13 to 08:00 BT 16 June 2011 (unit: mm),  
and (c) the hourly rainfall (unit:  $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ ) of typical stations

1.2 环流形势演变特征

从两次暴雨过程主要降雨时段的大尺度环流配

置来看(图 2),这两次过程均属于湖南盛夏典型的低涡冷槽型暴雨过程,具有相似的影响系统,即 500 hPa 都有高空低槽东移,副热带高压(以下简称

副高)位于我国东南沿海稳定维持,湖南均受高空槽前和副高西侧西南气流控制,有利于水汽和不稳定能量的输送;低层均有西南涡和人字形切变线发展东移,湘北的强降雨主要由暖式切变线引起,而湘中的大暴雨则与冷式切变线相关;过程期间低空西南急流发展强烈,均出现  $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  以上的强西南急流,强降水发生在低空急流出口区的左侧附近,地面均有辐合线生成。不同之处在于,“6.13 暴雨”200 hPa 高空急流核(图 2 阴影区)位置偏东,湖南处在 200 hPa 高空槽前和高空急流入口区右侧的辐散区。“6.09 暴雨”200 hPa 高空急流偏北,湖南处在高空急流右侧及南亚高压东北侧气流分流区,高空辐散更强;“6.13 暴雨”500 hPa 高空槽移速较慢,槽底略偏南,副高位置略偏西,有利于降雨的维持。

“6.09 暴雨”850 hPa 的低涡切变线和地面辐合线均比“6.13 暴雨”略偏北,反映在降水强度上,“6.09 暴雨”在湘北的降水比“6.13 暴雨”要强,“6.13 暴雨”在湘中的降水则比“6.09 暴雨”要强。

另外,分析两次过程系统的演变发现,“6.13 暴雨”各层次系统的移动明显偏慢,15 日 08 时 200 hPa 低槽仍然维持在湘西北,500 hPa 低槽则移到湘中,副高 588 线的西伸脊点仍然稳定在福建沿海,850 hPa 切变线在湘中偏南位置,低空急流仍然维持,桂林站西南风达  $22\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,低层的辐合仍然较强,因此有利于这次过程的长时间维持。而“6.09 暴雨”中,10 日 20 时 500 hPa 低槽已移到湖南东南部,副高 588 线则退到台湾以东洋面上,850 hPa 切变线虽然仍然维持,但急流明显东移,华南仅为  $4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  的西南风,低层

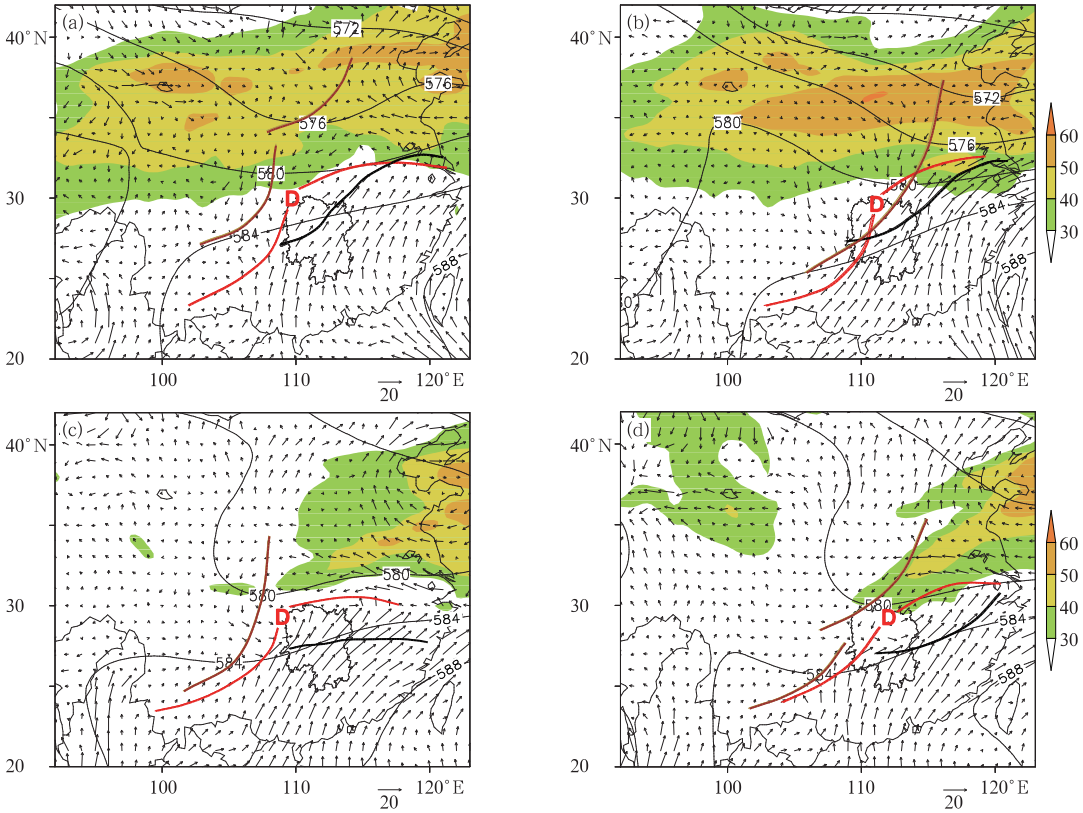


图 2 2011 年 6 月两次过程天气形势综合配置图

(a)9 日 20 时, (b)10 日 08 时, (c)14 日 08 时, (d)14 日 20 时

(黑色细实线为 500 hPa 高度场, 棕色粗实线为 500 hPa 高空槽, 红色粗实线为 850 hPa 切变线,

黑色粗实线为地面辐合线, 箭头为 850 hPa 风场, 阴影为 200 hPa 高空急流)

Fig. 2 The comprehensive configurations of weather situation

(a) 20:00 BT 9, (b) 08:00 BT 10, (c) 08:00 BT 14, (d) 20:00 BT 14 June 2011

(black thin lines are 500 hPa geopotential height field, brown thick lines are upper trough of 500 hPa,

red thick lines are shear lines on 850 hPa, black thick line is surface concentrated line,

vector lines are wind field on 850 hPa, shadow area are jet on 200 hPa)

辐合明显减弱,低层到中层系统的前倾结构明显(图 2b 显示,10 日 08 时就已前倾了),各层次系统的快速东移和前倾结构以及低层辐合的减弱均不利于“6.09 暴雨”的长时间维持。

2 暴雨过程的中尺度特征分析

2.1 中尺度系统演变特征

采用 Barnes 方法对 LAPS 资料进行带通滤波,将大尺度与中尺度系统分离。“6.09 暴雨”期间,10 日 00 时(图 3a),925 hPa 滤波场在湘鄂两省交界处有一个  $\beta$  中尺度低涡生成,850 hPa 以下各层均能分析到闭合气旋性环流,低涡东南侧有一条南北向的辐合线经过湘东北特大暴雨区。地面风场上(图

略),湘东北地区有一个中尺度涡旋生成,从涡旋往东北伸展的地面倒槽也经过特大暴雨区。02 时(图 3b),925 hPa 低涡稳定少动,而特大暴雨区东北侧的弱反气旋环流已加强为一个闭合的中尺度反气旋中心,辐合线东侧东北气流加强,南北向的辐合线仍经过特大暴雨区。地面图上,湘东北仍然维持中尺度涡旋和地面倒槽的形势,涡旋略有东移,但倒槽仍经过特大暴雨区(图 3d)。04 时(图 3c),925 hPa 低涡基本少动,反气旋中心略有东移,地面仍然维持涡旋倒槽的形势,地面涡旋在 05 时减弱南移,而 925 hPa 低涡在 06 时后移出特大暴雨区。分析“6.13 暴雨”的滤波场可以发现(图略),14 日 23 时 850 hPa 滤波场上,中尺度切变线呈东西向分布于湘中一线,地面辐合线较切变线略偏南,强降雨出现在切变线附近。切变线和地面辐合线移动缓慢,到

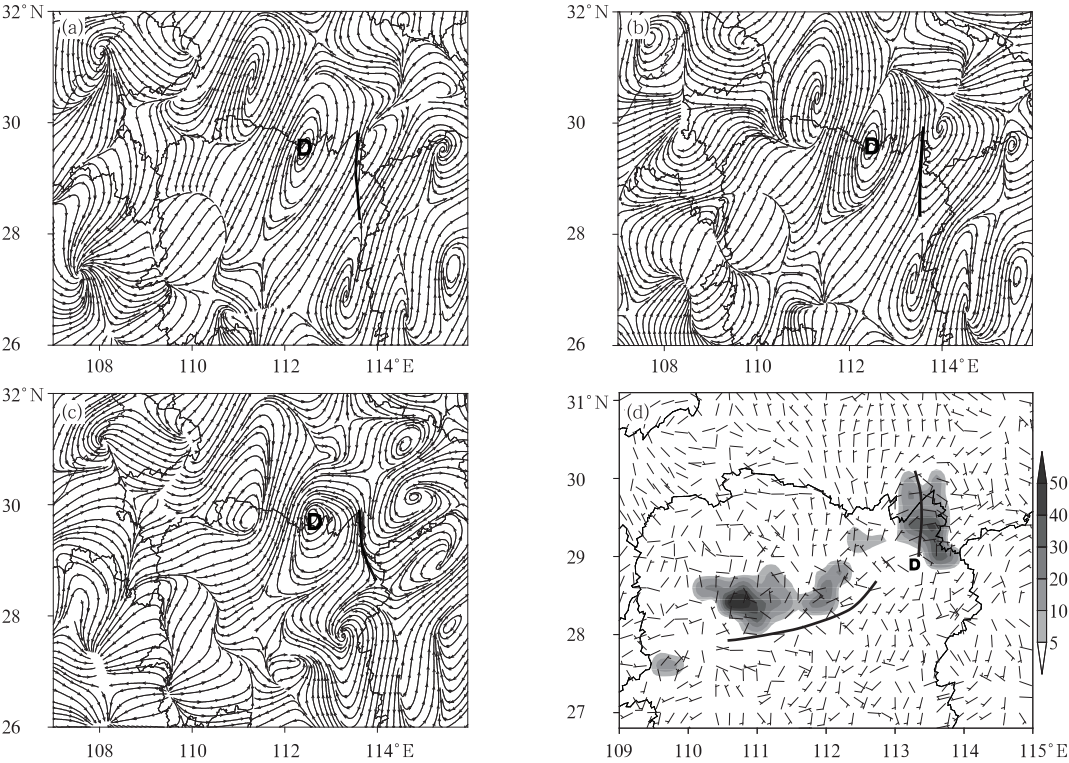


图 3 2011 年 6 月“6.09 暴雨”925 hPa 滤波场  
(a)10 日 00 时, (b)10 日 02 时, (c)10 日 04 时, (d)10 日 02 时区域自动站风场  
(D 表示中尺度涡旋,粗实线为中尺度辐合线; d, 阴影为其后 1 h 降雨,单位:mm)

Fig. 3 The barnes bandpass filter fields at 925 hPa  
(a) 00:00 BT 10, (b) 02:00 BT 10, (c) 04:00 BT 10 June 2011, and  
(d) surface wind fields at 02:00 BT 10 June 2011  
(D denotes the mesoscale vortex and thick solid line is the shear line;  
d, shaded region is subsequent precipitation one hour later, unit: mm)

15 日 02 时的 3 h 内,系统移动了不到 1 个纬距,有利于强降雨的维持。05 时 850 hPa 切变线西段明显南压,但东段仍然维持在湘中一线,地面辐合线则移到湘南,强降雨带呈东北—西南向分布。以上分析表明,“6.09 暴雨”湘东北的特大暴雨由一个及地的且稳定少动的  $\beta$  中尺度低涡产生,特大暴雨发生在低涡东南侧强的气流辐合带附近。而“6.14 暴雨”主要由中尺度切变线造成,切变线移动缓慢,降雨维持时间长,致使湘中一线出现大范围大暴雨。

2.2 中尺度对流云团的活动和雷达回波演变特征

9 日 23 时(图 4a),长江流域有 3 个明显的中尺度对流云团 A、B、C 沿切变线分布,其中 C 云团范围较大,主体在湖北境内,但云团的亮温低值中心(小于  $-80^{\circ}\text{C}$ )位于湘鄂两省边境,湘东北处于亮温梯度的大值区(云团的西侧)。同时次的长沙多普勒雷达  $0.5^{\circ}$  基本反射率因子图上(图 5a<sub>1</sub>),与 B、C 两个对流云团相对应是强中心超过 50 dBz 的两个回波区,其中东部的回波呈东西向带状分布,长度超过 300 km,回波带西端较窄,宽度约为 50 km 左右,最强回波单体强度超过 60 dBz。垂直剖面图(图 5c)具有多单体强风暴的特征,  $\geq 30$  dBz 的回波顶高大

多超过 8 km,50 dBz 的强回波伸展高度超过  $0^{\circ}\text{C}$  层高度,但低于  $-20^{\circ}\text{C}$  层高度,为有组织、低质心、高效率的降水回波,导致强回波带上 23—00 时自动气象站出现 105.4 和 96.2  $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$  的强降水,局地性强,表现为积云降水回波的特征。10 日 02 时(图 4b),B、C 两云团已连成一个整体,范围扩大,结构没有之前密实,C 云团 TBB 的低值中心移到湘鄂赣交界处,湘东北仍然处在西侧亮温梯度的大值区。同时次的雷达图上(图 5a<sub>2</sub>),两块回波也连成一片,呈东北—西南向,其中湘东北回波范围扩大,强度超过 50 dBz 的强回波镶嵌在大片强度较弱的回波中,强回波中心与云团冷中心相对应,此时回波表现为积层混合云降水回波特征,湘东北的强降水仍然维持,02—03 时有 6 个站小时降水量超过 50 mm,最强达 75.4  $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 。05 时(图 4c),A、B、C 三个云团连成东北—西南向的强对流云带,对应的雷达图上是东北—西南向的积层混合云回波带东移南压(图 5a<sub>3</sub>),湘东北强降水明显减弱,东北—西南向的回波带主要影响湘中,导致湖南中部出现大范围暴雨。

14 日 23 时(图 4d),湘东有一个椭圆形状  $\beta$  中尺度对流云团生成,云顶 TBB 值小于  $-70^{\circ}\text{C}$ ,云团

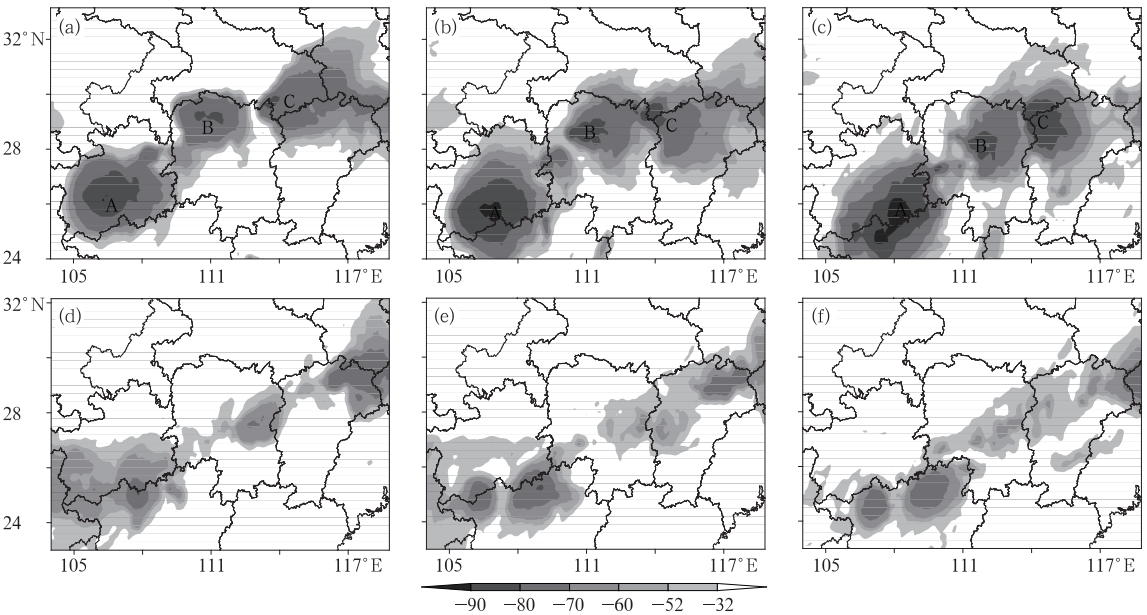


图 4 2011 年 6 月 FY2E 卫星 TBB 资料 (单位:  $^{\circ}\text{C}$ )  
(a)09 日 23 时, (b)10 日 02 时, (c)10 日 05 时, (d)14 日 23 时, (e)15 日 02 时, (f)15 日 05 时  
Fig. 4 FY-2E TBB data (unit:  $^{\circ}\text{C}$ )  
(a) 23:00 BT 09, (b) 02:00 BT 10, (c) 05:00 BT 10, (d) 23:00 BT 14,  
(e) 02:00 BT 15, (f) 05:00 BT 15 June 2011

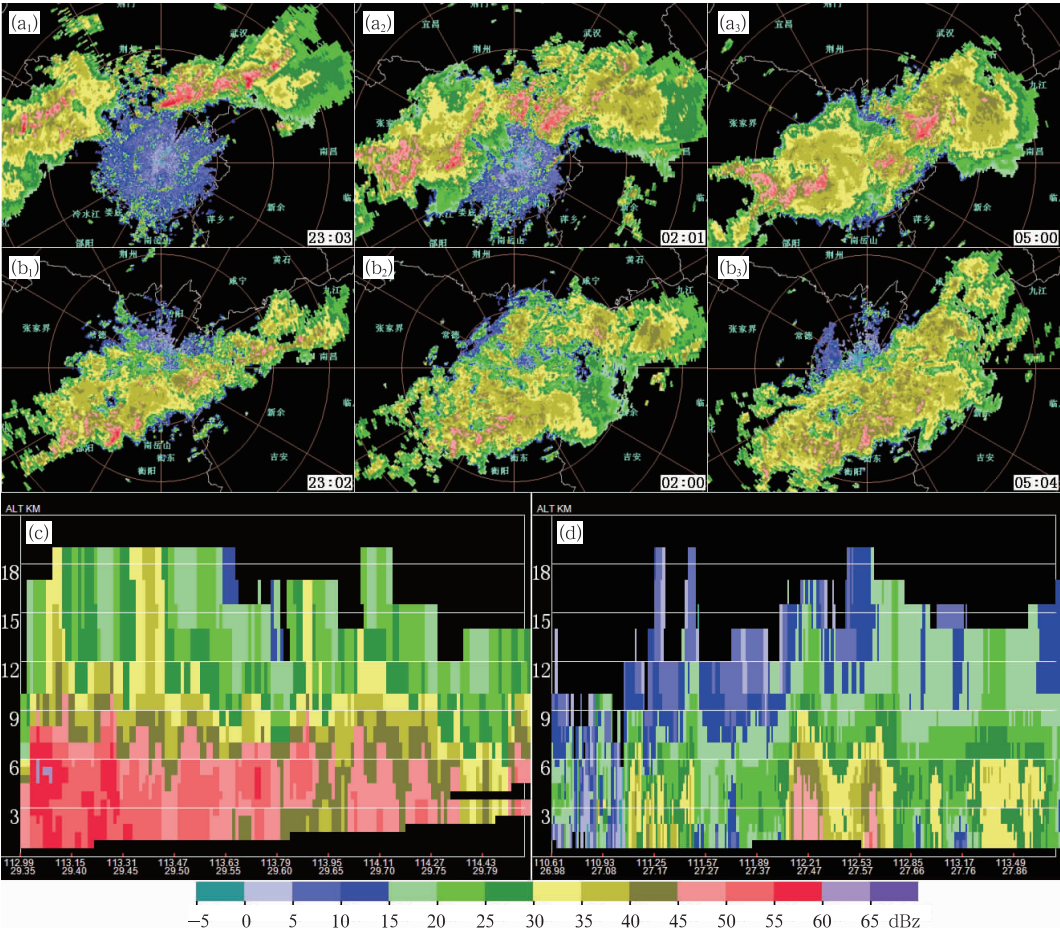


图 5 “6.09 暴雨”过程(a)和“6.13 暴雨”(b)长沙雷达基本反射率的演变以及(c)9 日 23 时和(d)14 日 23 时 SWAN CAPPI 垂直剖面图

Fig. 5 Echo intensity of base reflectivity from the Doppler radar at Changsha Station  
(a) the first process, (b) the second process and vertical section of reflectivity  
(c) 23:00 BT 9 June, (d) 23:00 BT 14 June 2011

的东北部和西南部分别与江西和贵州境内的云团相连,形成一条东北—西南向的对流云带。同时次的雷达图上(图 5b<sub>1</sub>),回波范围较广,呈东北—西南向分布,在强度较弱的层状云降雨回波内镶嵌有多个小尺度的强度超过 45 dBZ 的强对流单体,这些强对流单体以带状结构组成回波群,表现为积层混合云降水回波特征。垂直剖面图上(图 5d),回波的顶高参差不齐,整体强度大都在 45 dBZ 以下,镶嵌在其中的强回波(50 dBZ)伸展高度也不太高,强回波单体的结构较为松散。15 日 02 时(图 4e),这个  $\beta$  中尺度对流云团略有东移,中心的亮温值升高,范围扩大。贵州西南部的对流云团东北侧分裂出新的对流云团影响湖南西南部,雷达图上(图 5b<sub>2</sub>),回波范围扩大并缓慢往东南方向发展,表现为以层状云为主的积层混合云降水回波特征。05 时(图 4f),湖南境

内的  $\beta$  中尺度对流云团逐渐减弱成东北—西南向的云带,而在这条对流云带的上游,贵州西南部的对流云团不断分裂出小的云团沿切变线向东北方向移动,从后侧补充到湖南东北—西南向对流云带中。雷达图上(图 5b<sub>3</sub>),回波也呈东北—西南向,移动缓慢,有利于湘中一线强降水的维持。

以上分析表明,“6.09 暴雨”湘东北的特大暴雨由一个发展强烈的中尺度对流云团造成,云顶温度低,对流伸展高度高,特大暴雨出现在 *TBB* 梯度大值区。过程前期雷达回波为窄型带状积云降水回波,具有多单体风暴结构特征,后期逐渐转变为积层混合云降水回波。反映在降雨特点上,降水分布不均匀,局地降水强度大,区域自动站逐小时降雨量(表 1)统计显示,1 h 降雨量大于 25 和 50 mm 的站次分别达 585 和 112 站次,最大 1 和 6 h 降雨量分

别高达 105.4 和 270.2 mm,如此强的降雨造成了非常严重的灾害。而“6.13 暴雨”湘中的大暴雨主要由对流云带造成,云带维持时间长,雷达回波表现为积层混合云降水回波特征,回波范围广,移动缓慢。过程期间降水分布较均匀、降水持续时间较长,

面雨量较大,降雨强度比“6.09 暴雨”弱。从表 1 可以发现,“6.13 暴雨”降雨量大于  $10\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$  的站次比“6.09 暴雨”多,但大于 25 和  $50\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$  的站次则明显偏少,1 和 6 h 最大降雨量也比“6.09 暴雨”要弱得多,造成的灾害也不及“6.09 暴雨”严重。

表 1 两次过程区域自动站逐小时降雨不同量级站点出现次数和最大降雨量对比  
Table 1 Rainfall comparison of regional automatic weather stations for the two processes

	≥10 mm	≥25 mm	≥50 mm	1 h 最大值/mm	6 h 最大值/mm
9 日 20 时至 10 日 20 时	1400	585	112	105.4	270.2
14 日 20 时至 15 日 20 时	1702	191	7	74.5	172.2

3 中尺度系统发展的环境条件

3.1 水汽条件

分析两次过程期间水汽通量场(图略)可以发现,850 hPa 主要有两条水汽输送通道,一条来自孟加拉湾,由西南气流携带水汽输送,另一条来自南海,由副高西侧偏南气流携带水汽输送,两条水汽输送通道的量级相当,为暴雨区提供了源源不断的水汽和不稳定能量。水汽通量散度的演变也有利于暴雨的产生,分析两次过程区域平均水汽通量散度的剖面图(图 6)可以发现,两次过程中暴雨区低层均有明显的水汽通量辐合,水汽辐合的发展加强与暴雨的发展加强基本上是同步的,暴雨的最强时段出现在水汽辐合达到最强时前后,而当水汽通量辐合

减弱时,对流系统也随之减弱。水汽输送通道的建立和对流层中低层水汽的大量集中为  $\beta$  中尺度对流类系统的发展提供了有利环境。但两次过程水汽辐合的强弱和垂直伸展高度也有区别,“6.09 暴雨”水汽辐合区伸展到 400 hPa 以上,对流层中低层均有水汽的大量集中(图 6a),而“6.13 暴雨”水汽辐合区主要位于 700 hPa 以下的对流层低层(图 6b)。从前面 TBB 资料分析可知,主要是由于“6.09 暴雨”对流云团发展强烈,对流伸展高度高,有利于水汽的向上输送。

3.2 热力和不稳定条件

分析两次过程 10 日 02 时和 15 日 02 时假相当位温  $\theta_{se}$  和垂直速度的剖面图(图 7a 和 7b)发现,  $\theta_{se}$  均具有鞍形场结构:暴雨区北侧为随高度向北倾斜的  $\theta_{se}$  等值线密集带(锋区)和陡立区,锋区的动力强

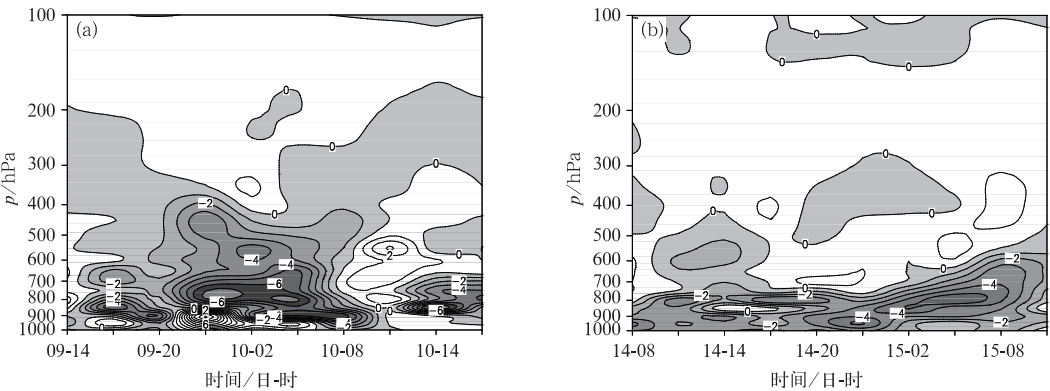


图 6 区域平均水汽通量散度的剖面图(单位: $10^{-7}\text{ g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}$ )  
(a)  $28^{\circ}\sim 30.5^{\circ}\text{N}, 110^{\circ}\sim 115^{\circ}\text{E}$  平均, (b)  $26^{\circ}\sim 28.5^{\circ}\text{N}, 109^{\circ}\sim 115^{\circ}\text{E}$  平均  
Fig. 6 The time section of averaged water vapor flux divergence (unit:  $10^{-7}\text{ g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}$ )  
(a) the average of  $28^{\circ}\sim 30.5^{\circ}\text{N}, 110^{\circ}\sim 115^{\circ}\text{E}$ , (b) the average of  $26^{\circ}\sim 28.5^{\circ}\text{N}, 109^{\circ}\sim 115^{\circ}\text{E}$

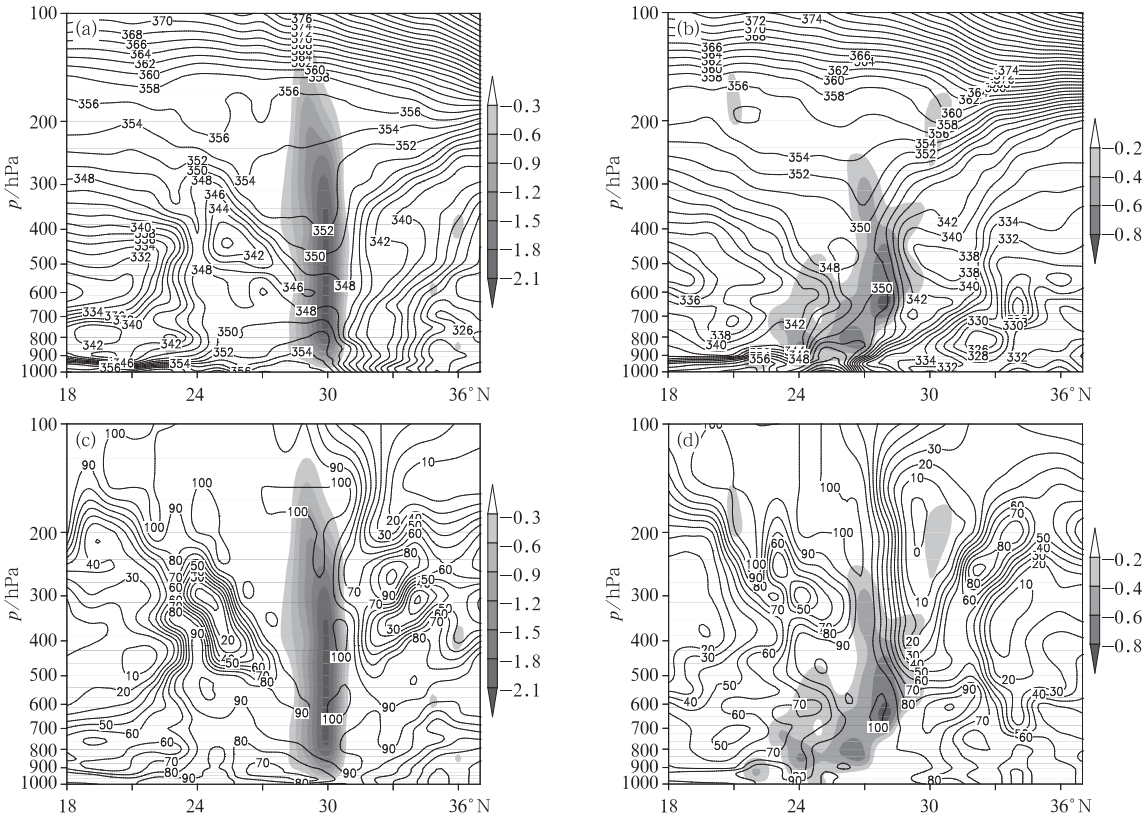


图 7 2011 年 6 月 10 日 02 时(a)和 15 日 02 时(b) $\theta_{se}$ (等值线,单位:K)和垂直速度(阴影,单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ )的经向剖面图以及 10 日 02 时(c)和 15 日 02 时(d)相对湿度(等值线,单位:%)和垂直速度(阴影,单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ )的经向剖面图;(a, c)沿  $113^\circ\text{E}$ , (b, d)沿  $112^\circ\text{E}$

Fig. 7 (a, b) the longitudinal sections of  $\theta_{se}$  (contours, unit: K) and vertical velocity (shaded, unit:  $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ), (c, d) the longitudinal sections of relative humidity (contours, unit: %) and vertical velocity (shaded, unit:  $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ); (a, c) along  $113^\circ\text{E}$  at 02:00 BT 10 June, (b, d) along  $112^\circ\text{E}$  at 02:00 BT 15 June

迫有利于低层能量和水汽向上输送,同时  $\theta_{se}$  的陡立区容易出现涡度的倾斜发展,是涡旋发展的重要区域(吴国雄等,1995);暴雨区低层为  $\theta_{se}$  大值区,存在向高层伸展的高  $\theta_{se}$  舌区,为对流不稳定层结;中层  $\theta_{se}$  等值线稀疏并向下凹,呈漏斗状分布,为中性层结;高层为稳定层结。强垂直上升运动出现在锋前暖区中,  $\theta_{se}$  的这种垂直分布是典型的有利于对流性天气产生的模型。分析相对湿度和垂直速度的剖面图(图 7c 和 7d)可以发现,两次过程中暴雨区均有从低层直达高层的相对湿度大于 90% 的深厚饱和气柱,与强上升运动形成互耦结构,暴雨就发生在锋前高温高湿的不稳定层结和强上升运动区。

两次过程垂直上升运动也有明显的区别,“6.09 暴雨”的垂直上升运动( $-2.1 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ )比“6.13 暴雨”( $-0.8 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ )强,对流伸展高度更高,具有深厚湿对流特征,而且强垂直上升运动区间几乎是垂

直的,南北跨度很小,而“6.13 暴雨”的强垂直上升运动区是倾斜向上,南北跨度大,对流运动的发展没有“6.09 暴雨”强烈。

分析稳定度参数的演变可以发现,两次过程开始前湖南三个探空站长沙、怀化、郴州的  $K$  指数均在  $35^\circ\text{C}$  以上,最强达  $41^\circ\text{C}$ ,  $SI$  指数均小于  $0^\circ\text{C}$ ,具有明显的对流不稳定条件(图略)。随着强降雨的发生,  $K$  指数明显降低,  $SI$  指数也转为正值,大气层结转为稳定。从对流有效位能  $CAPE$  的演变(表 2)来看,“6.09 暴雨”开始前湖南三个探空站  $CAPE$  值有一个增加的过程,长沙和怀化两个站  $CAPE$  值均超过  $1500 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,大气中积蓄了大量不稳定能量,强降雨发生后,对流有效位能得到释放,  $CAPE$  值迅速减小。“6.13 暴雨”中  $CAPE$  值的变化也有积蓄和释放的过程,但其  $CAPE$  值比“6.09 暴雨”小得多。

表 2 两次过程前后湖南探空站对流有效位能 CAPE 的演变(单位: $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ )

Table 2 The evolution of CAPE of sounding stations in Hunan Province (unit:  $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ )

站名	“6.09 暴雨”				“6.13 暴雨”			
	9 日 08 时	9 日 20 时	10 日 08 时	10 日 20 时	14 日 08 时	14 日 20 时	15 日 08 时	15 日 20 时
长沙	1281.5	1538.1	238.6	0	0.7	0	0	126.1
怀化	499.7	1671.0	587.4	0	747.1	12.6	61	31.7
郴州	156.7	957.3	82.6	2183.3	326.6	445.6	440.9	0

以上分析说明,两次过程暴雨均发生在锋前高温高湿的不稳定层结条件和强上升运动区中,暴雨发生前大气中积蓄了大量不稳定能量,而锋区的动力强迫上升运动加强了低层能量和水汽的向上输送。“6.09 暴雨”的对流有效位能比“6.13 暴雨”大得多,在有利的触发条件下更容易产生强烈的对流运动。

3.3 动力条件

分析两次过程 10 日 02 时和 15 日 02 时涡度和散度的垂直分布发现(图略),两次过程暴雨区均维持低层正涡度、负散度和高层负涡度、正散度的结构特征,这种结构特征有利于垂直上升运动的发展和维持。相对来说,“6.09 暴雨”高空辐散( $18 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ )明显强于低层辐合( $-9 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ),如此强的高空辐散更有利于强对流天气的发展,而“6.13 暴雨”高低空的辐散辐合量值相当( $\pm 6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ),而且高空辐散的强度也没有“6.09 暴雨”强。

进一步分析南北风和垂直速度合成的流场剖面图可以发现,“6.09 暴雨”中(图 8a),在湘东北特大

暴雨区( $29^{\circ} \sim 30^{\circ} \text{N}$ )是一支近乎垂直的深厚上升气流,这支上升气流从对流层低层直达 200 hPa 以上,最大上升速度出现在 400~200 hPa 之间,达  $-5 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$  以上,在 200 hPa 以上气流向南北分流,辐散特征明显,其中向南的辐散气流在低纬转为下沉补偿气流,汇入低纬的暖湿气流中,在系统的前部形成一深厚的入流,700 hPa 西南气流达  $24 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  以上,构成一个北面上升、南面下沉的经向垂直反环流。另外在紧邻上升气流的后侧对流层中下部还有一个经向垂直正环流,高度较前侧的垂直反环流略低,其下沉气流在 700 hPa 以下分流,其中向南的辐散气流与低层暖湿气流辐合,加强暴雨区上空低层的辐合,从而使上升运动得到进一步发展,有利于暴雨的维持和加强,这种双中尺度垂直环流圈结构是强暴雨中尺度流场发展的一个重要特征(廖移山等, 2006)。

分析“6.13 暴雨”合成流场剖面图可以发现(图 8b),在湘中暴雨区( $27^{\circ} \sim 28^{\circ} \text{N}$ )也存在明显的深厚上升运动,但与“6.09 暴雨”近乎垂直上升运动不同,这支上升气流是倾斜向上的,高层的气流辐散

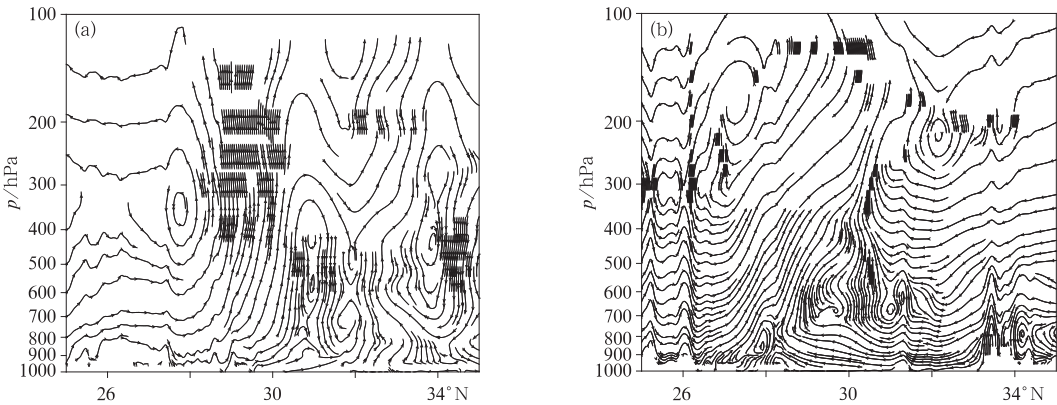


图 8 2011 年 6 月 10 日 02 时(a)和 15 日 02 时(b)V 风(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )和垂直速度(单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ )合成流场的经向剖面图(垂直速度放大 10 倍)

(a)沿  $114^{\circ} \text{E}$ , (b)沿  $112^{\circ} \text{E}$

Fig. 8 The longitudinal sections of meridional streamlines of the resultant wind of  $V$  (unit:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) and  $\omega$  (unit:  $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ), with  $\omega$  amplified 10 times

(a) along  $114^{\circ} \text{E}$  at 02:00 BT 10, (b) along  $112^{\circ} \text{E}$  at 02:00 BT 15 June 2011

没有“6.09 暴雨”强。与“6.09 暴雨”相比,上升气流南侧的经向垂直反环流位置偏高,而低纬的入流气流虽然也深厚,但强度相对偏弱,700 hPa 西南气流为  $16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,而且后侧也没有明显的下沉补偿气流。但由于南北两支气流的辐合也比较明显,对暴雨的形成还是十分有利。

## 4 结论与讨论

本文利用多种常规、非常规观测资料以及 NCEP 再分析资料和 LAPS 局地分析资料,对 2011 年 6 月湖南两次暴雨过程的中尺度特征进行了对比分析,主要结论如下:

(1) “6.09 暴雨”湘东北的特大暴雨由一个及地的  $\beta$  中尺度低涡产生,过程期间低涡稳定少动,卫星云图表现为一个强烈发展的中尺度对流云团,云团伸展高度高、云顶温度低,雷达回波前期为窄型带状积云降水回波,后期转变为积层混合云降水回波。“6.13 暴雨”直接影响系统为中尺度切变线,切变线维持时间长,移动缓慢,卫星云图上是一条长时间维持的对流云带,雷达回波为积层混合云降水回波,回波范围广,移动慢。

(2) 水汽输送通道的建立和对流层中低层水汽的大量集中为两次过程  $\beta$  中尺度对流系统的发展提供了有利的条件。暴雨均发生在锋前高温高湿的不稳定层结条件和强上升运动区域中,锋区的动力强迫加强了低层能量和水汽的向上输送。

(3) 两次过程中尺度对流系统均具有深厚的垂直环流结构,“6.09 暴雨”湘东北特大暴雨区是一支近乎垂直的深厚上升气流,上升气流南北两侧有明显的补偿下沉气流,南侧的垂直反环流加强了低纬暖湿气流向暴雨区的输送,而北侧的垂直正环流下沉支向南的辐散气流加强了暴雨区低层的辐合。而“6.13 暴雨”湘中暴雨区垂直上升运动是倾斜向上的,上升气流区南侧也有一个垂直反环流,南北两支气流的辐合虽也很明显,但造成的垂直上升运动不及“6.09 暴雨”强。

本文分析了两次暴雨过程的中尺度系统演变特

征和环境条件的差异,在预报服务中,需特别加强防范短历时、高强度的暴雨天气过程,有针对性地加强“6.09 暴雨”这类发生在山区、夜间时段的极端强降水引发的山洪地质灾害的预报、预警服务,提高对这类气象灾害的预见性和敏感性。

**致谢:**衷心感谢武汉暴雨研究所数值预报研究室提供 LAPS 分析场资料。

## 参考文献

- 白永清,林春泽,陈正洪,等. 2013. 基于 LAPS 分析的 WRF 模式逐时气温精细化预报释用. 气象,39(4):460-465.
- 曹芳,李昀英. 2011. 一次特大暴雨过程的中尺度低压特征及发展因子分析. 暴雨灾害,30(1):28-35.
- 崔春光,李红莉,彭菊香,等. 2008. LAPS 资料在一次鄂东初夏暴雨分析中的应用. 暴雨灾害,27(4):307-312.
- 郭英莲,吴翠红,王继竹,等. 2012. “7.15”宜昌大暴雨的地形影响特征. 气象,38(1):81-89.
- 李德俊,李跃清,柳草,等. 2010. 基于 TRMM 卫星探测对宜宾夏季两次暴雨过程的比较分析. 气象学报,68(4):559-568.
- 李红莉,张兵,陈波. 2008. 局地分析和预报系统(LAPS)及其应用. 气象科技,36(1):20-24.
- 廖移山,张兵,李俊,等. 2006. 河南特强暴雨  $\beta$  中尺度流场发展机现的数值模拟研究. 气象学报,64(4):500-509.
- 刘瑞霞,陈洪滨,师春香,等. 2011. 多源观测数据在 LAPS 三维云量场分析中的应用. 应用气象学报,22(1):123-128.
- 彭菊香,李红莉,崔春光. 2011. 华中区域 LAPS 中尺度分析场的检验与评估. 气象,37(2):170-176.
- 吴国雄,蔡雅萍,唐晓菁,等. 1995. 湿位涡和倾斜涡底发展. 气象学报,53(4):378-405.
- 叶成志,潘志祥,刘志雄,等. 2007. “03.7”湘西北特大致洪暴雨的触发机制数值研究. 应用气象学报,18(4):468-478.
- 尹洁,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.
- 赵玉春,王叶红,崔春光. 2011. 一次典型梅雨锋暴雨过程的多尺度结构特征. 大气科学学报,34(1):14-27.
- 郑永光,张小玲,周庆亮. 2010. 强对流天气短时临近预报业务技术进展与挑战. 气象,36(7):33-42.
- 周海光,张沛源. 2005. 一次局地大暴雨三维风场的双多普勒雷达探测研究. 大气科学,29(3):372-386.
- 周后福,郭品文,翟菁,等. 2010. LAPS 分析场资料在暴雨中尺度分析中的应用. 高原气象,29(2):461-470.
- 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):1-17.