

王晓芳, 赖安伟, 王志斌. 2014. 一个长生命期准静止中尺度对流系统的观测特征及其持续的环境条件 [J]. 大气科学, 38 (3): 421–437, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.13150. Wang Xiaofang, Lai Anwei, Wang Zhibin. 2014. Observation characteristics and continuing environmental conditions for long-lived and quasi-stationary MCS [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38 (3): 421–437.

一个长生命期准静止中尺度对流系统的观测特征 及其持续的环境条件

王晓芳 赖安伟 王志斌

中国气象局武汉暴雨研究所暴雨监测预警湖北省重点实验室, 武汉 430074

摘要 2010年5月31日至6月1日华南特大暴雨过程经历了三次集中降水期, 共有4次MCS (Mesoscale Convective Systems) 演变过程, 其中一个TL/AS MCS (Training Line/Adjoining Stratiform Mesoscale Convective System, 邻接层状单向发展的中尺度对流系统) 在广西壮族自治区中部准静止地维持了10多个小时, 导致了多个观测站出现极端强降水。用观测资料和数值模拟结果重点探讨了该TL/AS MCS的观测特征及其发展持续的环境条件。结果表明, 准静止TL/AS MCS发展在一个高空强辐散、低空气旋性汇合环流的天气尺度环境中, TL/AS MCS维持期间热力环境特征表现为对流层中低层持续高湿近饱和态、偏中性层结、合适的对流有效位能和极小的对流抑制能量。在对流层中低层, 低空急流的加强发展维持与对流层中层相对弱的环境风形成了风垂直切变随高度呈现强逆转, 近地层风垂直切变垂直于对流线的分量大, 而在中层风垂直切变平行于对流线的分量占绝对优势, 风切变特征可能是TL/AS MCS准静止的原因; 低空急流和中层环流的相互作用、对流层动力和热力条件有利于强上升运动的长时间维持与发展, 不断触发新对流从而组织成一个长生命期准静止的TL/AS MCS。

关键词 长生命期 准静止 TL/AS MCS (邻接层状单向发展的中尺度对流系统) 观测特征 持续条件

文章编号 1006-9895(2014)03-0421-17

中图分类号 P445

文献识别码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.13150

Observation Characteristics and Continuing Environmental Conditions for Long-Lived and Quasi-Stationary MCS

WANG Xiaofang, LAI Anwei, and WANG Zhibin

湖北暴雨监测预警湖北省重点实验室, 武汉 430074

Abstract During May 31 to June 1, 2010, an extraordinary rainstorm process occurring in southern China included three concentrated precipitation periods and approximately four times the normal mesoscale convective system (MCS) activities. Among them, a quasi-stationary training line/adjoining stratiform (TL/AS) MCS was maintained for more than 10 h in central Guangxi Zhuang Autonomous Region, resulting in extreme precipitation events recorded by multiple stations. Using observation data and simulated results, the observation characteristics and continuing environmental conditions of this system were analyzed in this study. The results showed that the quasi-stationary TL/AS MCS was developed in an upper divergence and mid-lower cyclonic circulation environment. The MCSs forming in thermodynamic environments were characterized by very high relative humidity at low levels, moderate convective available potential energy, and very little convective inhibition. The presence of a strong low-level jet (LLJ) and weak midlevel winds led to

收稿日期 2013-04-11, 2013-11-26 收修定稿

资助项目 公益性行业(气象)科研专项项目GYHY201106003、GYHY201206003, 国家自然科学基金项目41375057、40930951, 灾害天气国家重点实验室开放课题2010LASW-A04

作者简介 王晓芳, 女, 1972年出生, 副研究员, 主要从事暴雨中尺度动力学和数值模拟研究。E-mail: wxf.xiaofang@gmail.com

a pronounced reversal of the wind shear vector with height. The vertical wind shears were largely perpendicular to the convection line at low levels, but were mainly parallel to the line at mid-levels. These wind shear characteristics may have caused the TL/AS MCS to become quasi-stationary. The lifting and destabilization associated with interaction between the LLJ and midlevel circulation assisted in initiating and maintaining the long-lived, slow-moving MCSs.

Keywords Long-lived, Quasi-stationary TL/AS MCS (Training Line/Adjoining Stratiform Mesoscale Convective System), Observation characteristic, Continuing environmental condition

1 前言

关于华南前汛期暴雨我国气象工作者已有诸多研究(孙建华等, 2002a, 2002b; 蒙伟光等, 2005; 陈敏等, 2005; 夏茹娣等, 2006; 夏茹娣和赵思雄, 2009), 对华南暖区暴雨大多从中尺度对流系统、低空急流和下垫面地形等方面进行研究, 揭示出这类暴雨形成的环境条件及其动力、热力条件的主要特征(孙建华等, 2002a, b; 蒙伟光等, 2005; 夏茹娣等, 2006; 夏茹娣和赵思雄, 2009)。赵玉春等(2008)对比华南锋面和锋前暖区暴雨成因, 指出锋面暴雨和锋前暖区暴雨不仅在中尺度雨团活动、系统动力结构、大气不稳定机制和大气加热结构等存在明显差异, 而且在水汽输送、中尺度环境以及与暴雨有关的垂直环流之间也不同。陈敏等(2007)认为锋面对于中尺度对流系统(简称MCS)而言除了提供对流触发机制外, 两者之间还存在复杂的相互作用, 华南前汛期伴随对流活动的冷锋具有独特的垂直环流结构。

华南暖区暴雨常与MCS的发生发展密切相关, MCS组织和运动特征决定了暖区暴雨降水量的整体分布。快速移动MCS在广阔地理区域出现相对小的降水量, 而移动缓慢或准静止MCS在局地区域常产生极端降水量, 导致危及生命的山洪爆发

(Chappell, 1986; Doswell et al., 1996)。Schumacher and Johnson(2005)对造成极端降水事件MCS进行统计分类, 其中有两类MCS移动缓慢呈准静止状态: 邻接层状单向发展MCS(Training Line/Adjoining stratiform MCS, TL/AS)和准静止后向建立MCS(Back-Building/quasi-stationary, BB), 由深对流线或对流串组成, 其新生单体重复地在其上游出流边界形成, 不断地沿着对流线移动, 使得MCS作为一个整体系统几乎保持静止, 新单体形成过程常常称为“列车效应”。

Schumacher and Johnson(2009)研究发现准静止MCS常发生在对流层中层高湿环流中, 高湿环境不利于形成强冷池。冷池被经典地认为是线状对

流组织形成的原因(Rotunno et al., 1988; Parker and Johnson, 2004), 但是由强冷池激发的MCS常常是快速向前传播的。Schumacher and Johnson(2008)最新研究表明, 在相当湿的环境里, 即使没有近地面冷堆, 低空急流与深对流加热相互作用激发的低层重力波, 可使对流组织成一个移动缓慢的MCS, 理想实验还表明准静止MCS触发、维持与强迫对流场的形状和强度无关(Schumacher and Johnson, 2009)。

国外关于导致极端强降水事件的MCS进行了大量而系统性的研究, 近年来随着我国极端降水事件频发, 研究长生命期准静止MCS显得尤为必要, 林宗桂等(2009, 2011)对2008年致广西壮族自治区两次发生大暴雨的长生命期MCS的天气系统、层结条件、水汽及其维持机制进行了分析, 揭示了一些观测特征, 但对造成特大暴雨的华南准静止MCS还缺乏针对性研究, 如准静止MCS的组织结构、生命史、移动特征, 准静止的维持条件及机制等, 2010年5月31日至6月1日一个准静止长生命期的TL/AS MCS造成华南特大致洪暴雨, 本文利用FNL $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 一日四次的再分析资料、常规和加密逐小时观测资料、雷达资料, 结合中尺度数值模式WFR模拟结果来重点分析该TL/ASMCS个例的观测特征及其持续的环境条件。

2 过程简介

2010年5月31日至6月2日, 华南强降水从31日09时(协调世界时, 下同)开始至2日00时结束, 经历了39个小时。暴雨以上量级降水从贵州南部沿红水河至广西中东部、以及广东大部分地区(图1), 强降水主要发生在广西中部沿线, 在强雨带上有多个特大暴雨中心, 从西到东有: 都安站(359 mm)、贵港平南思旺镇(465 mm)、来宾桥巩乡(494 mm)、容县十里乡(254 mm)等。

该次强降水分为三个集中时段:(1)31日09~15时广西和广东接壤南部一次MCS活动造成暴雨, 其中容县6小时累计降水量63 mm、岑溪7小

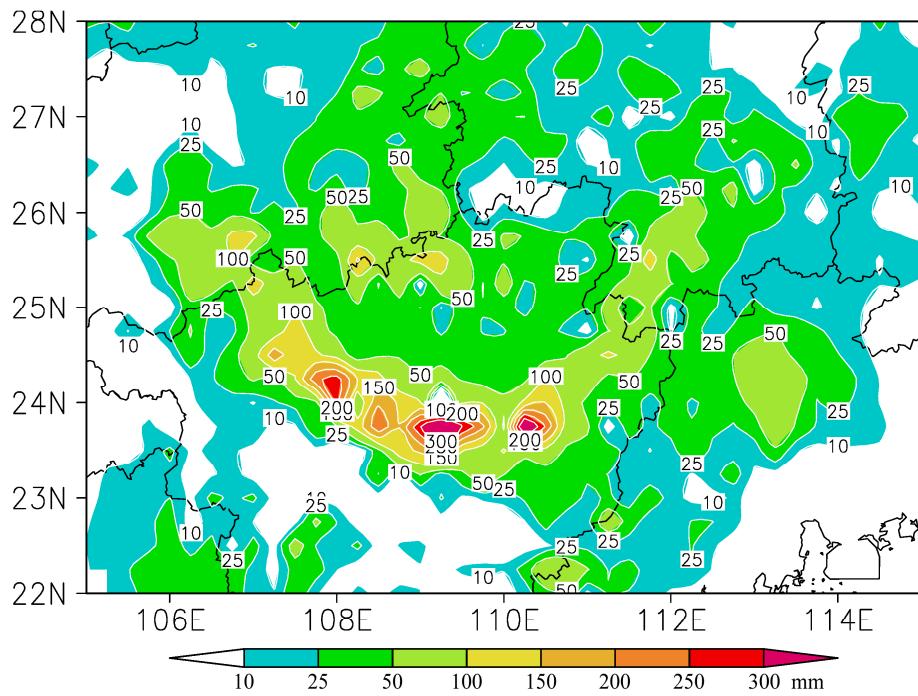


图 1 2010 年 5 月 31 日 0000 UTC 至 6 月 2 日 0000 UTC 累积降雨量 (单位: mm)

Fig. 1 The total precipitation from 0000 UTC 31 May to 0000 UTC 2 June (unit: mm)

时 62 mm, 如图 2e、f 中第一次集中降水期; (2) 31 日 12 时至 1 日 06 时共 18 个小时, 从贵州罗甸至广西中部沿东兰、都安、来宾、贵港一直延伸到贺州、梧州地区, 最有代表性站都安和来宾站小时降水如图 2c、d 所示, 来宾站 18 小时持续降水量达 445 mm (图 2d), 为来宾平均年降雨量的三分之一, 300 年一遇, 超过新疆三年降水量, 图 2d 来宾站小时降水量出现了三个主要峰值, 表明持续强降水期间不断有新对流发展, 导致降水强度间断性地增幅。都安站 18 小时内发生了 358 mm 降水, 且 15~18 时小时降水量都超过 50 mm h⁻¹ (图 2c)。在来宾和都安上游地区东兰站和贵州罗甸站 (图 2a、b) 降水强度最大达到 50 mm h⁻¹, 虽然相对都安和来宾站弱, 但它们都位于红水河流域内的山区中, 易致山洪爆发, 罗甸和东兰站降水开始时间与来宾和都安站一致, 但结束时间早。第二个集中降水期导致了广西壮族自治区重大洪灾及严重的次生地质灾害; (3) 1 日 12 时至 2 日 00 时, 广西东南部至广东大部分地区形成新的强降水, 见图 2e、f 中容县和岑溪站的第二次集中降水期, 由广西东南部新产生 MCS 造成, 引发了广西东南部严重的泥石流灾害。

31 日至 2 日强降水主要有三个特征: 首先, 强降水集中, 暴雨中心多个雨量站 24 h 累计雨量超过

400 mm; 其次, 极端降水事件多, 来宾市兴宾区桥巩乡和迁江镇、平南县大鹏乡、都安瑶族自治县高岭乡、忻城县古蓬乡等地 24 小时雨量突破了历史实测最大值; 最后, 灾情惨重, 山体滑坡、泥石流、洪水等灾害仅广西壮族自治区就有 46 人死亡, 16 人失踪, 其中 6 月 1 日晚广西玉林市容县和岑溪县爆发群发型滑坡泥石流数百处, 遇难者共计 43 人, 直接经济损失达 10 多亿元。

在强降水期间, 各站气象要素显示, 地面温度均下降处于低值态, 气压变化则较复杂, 贵州至广西中部强降水期间气压呈波动下降趋势, 表明受地面低值系统控制, 降水结束, 气压明显上升 (图 2a-d)。广西东南部两次 MCS 影响强降水期间, 地面气压表现为降水发生之前降至最低, 随着降水的发展又呈上升趋势。

3 暴雨发生发展的过程分析

3.1 天气尺度环境场

在广西特大暴雨发生前一天 30 日 500 hPa 中高纬度为两槽一脊形势, 阻塞高压位于贝加尔湖, 随后缓慢东移, 东移过程中其脊线逐渐朝东北倾斜, 而中低纬度对应高压脊线南部也演变为低压槽, 低压槽一直伸至青藏高原东南部。31 日 12 时 (图 3a), 在 85°~110°E 间呈现西南—东北方向倾斜的北脊

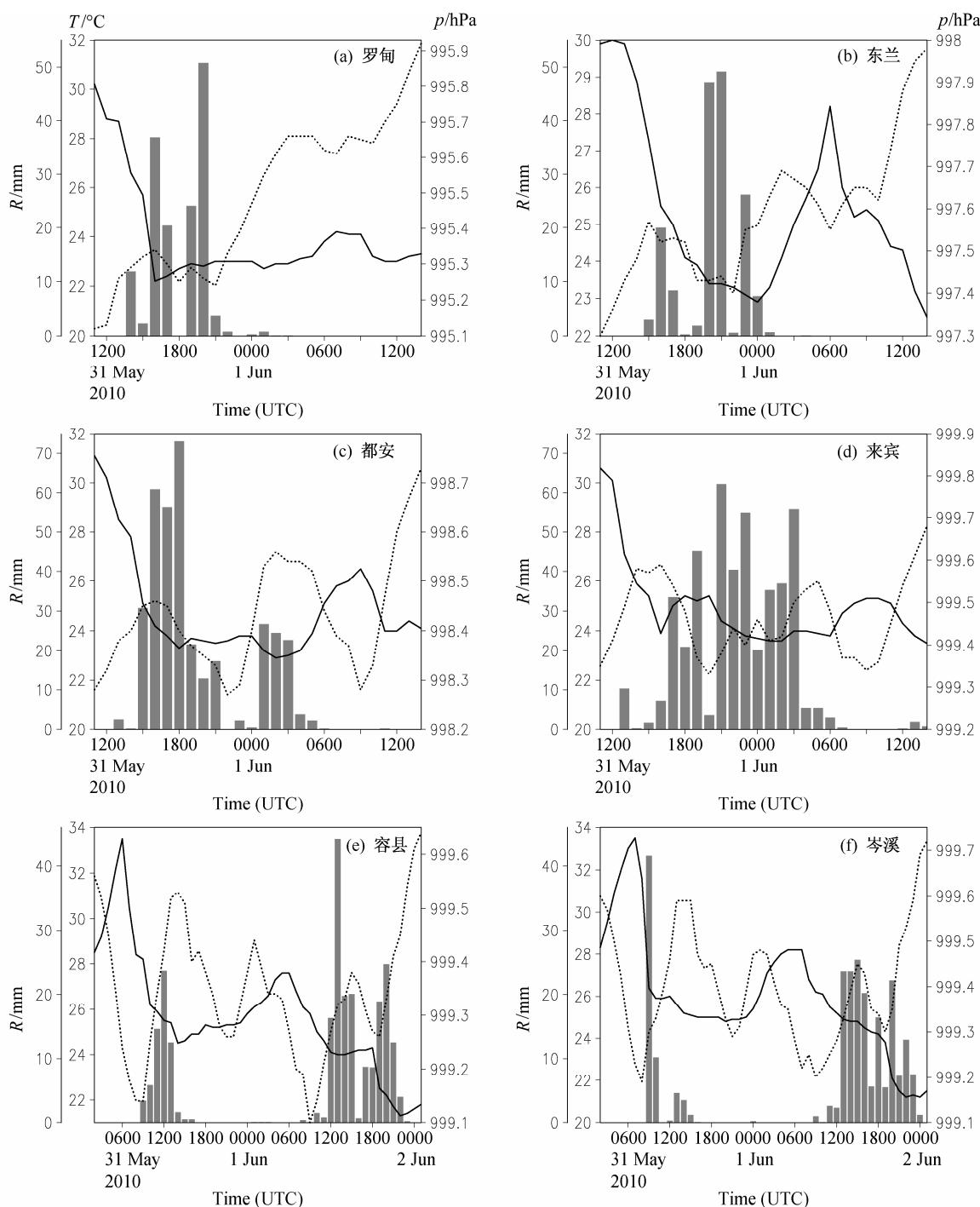


图 2 2010 年 5 月 31 日至 6 月 2 日自动气象站各气象要素随时间的变化: (a) 罗甸; (b) 东兰; (c) 都安; (d) 来宾; (e) 容县; (f) 岑溪。实线表示温度 ($^{\circ}\text{C}$); 虚线为气压 (hPa); 条形柱为小时降水量 (mm)

Fig. 2 The variation of surface pressure (dashed line, units: hPa), temperature (solid line, units: $^{\circ}\text{C}$), and hourly precipitation (bar, units: mm) from automatic weather stations from 31 May to 2 June: (a) Luodian; (b) Donglan; (c) Douan; (d) Laibin; (e) Rongxian; (f) Cenxi

南槽形式, 高纬冷空气沿槽前偏西气流直达南支槽中, 图 3a 中可见南支槽后部有明显的冷平流伸至 30°N 以南; 此外沿海大槽由日本海直抵我国长江入海口, 槽底向西倾斜转横, 槽底为冷平流, 而在低层 850 hPa 上由日本海到我国长江流域为东北气

流, 且在长江中上游地区形成了风速大于 12 m s^{-1} 的偏东风急流(图 3a 中的风向杆), 850 hPa 在上述两地也表现为冷平流(图略), 强东北气流易将沿海大槽后的冷空气携至长江流域及其南部地区, 即有两支偏冷气流能抵达长江以南, 对长江流域及华

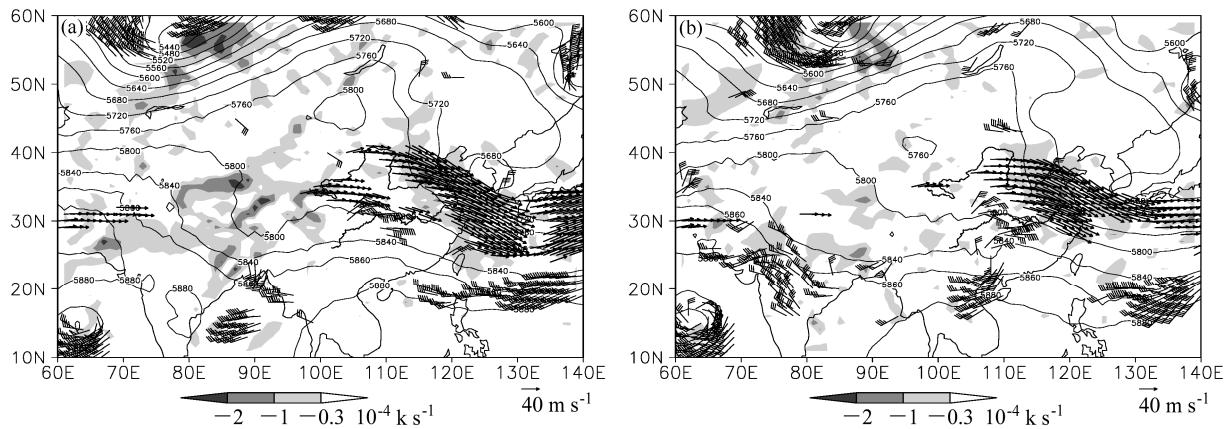


图3 2010年5月31日1200 UTC (a) 和6月1日0000 UTC (b) 500 hPa高度场(单位:gpm)与冷平流(阴影, 单位: 10^{-4} K s^{-1})、200 hPa急流(箭头, 风速 $>30 \text{ m s}^{-1}$)、850 hPa低空急流(风向杆, 风速 $>12 \text{ m s}^{-1}$)的形势图

Fig. 3 Geopotential height (isoline, interval is 20 gpm) and cold advection (shaded, units: 10^{-4} K s^{-1}) at 500 hPa, wind (the speed of vector wind is great than 40 m s^{-1} at 200 hPa, the speed of barb is great than 12 m s^{-1} at 850 hPa) at (a) 1200 UTC 31 May and (b) 0000 UTC 1 June

南地区降水有利。此时广西地区上空受低纬南支槽前西南气流影响, 到1日06时南支槽开始减弱, 2日06时开始转为平直的西风气流, 华南强降水结束。

图3中对流层850 hPa上广西南部从31日12时到1日00时出现一次西南低空急流的发展增强过程, 在1日00时中南半岛至北部湾区域是西南偏西气流转西南气流的急流区(图3b), 如此强劲的偏南气流可将源源不断的水汽输送至急流北侧的不稳定带中, 利于广西中部强降水维持。

3.2 对流层中低层低涡发生发展过程分析

低涡系统是广西特大暴雨过程的重要影响系统(傅慎明, 2010), 对其演变过程做分析。31日06时850 hPa广西北部至贵州中部形成一条东南气流汇合带, 且四川东南部和贵州中部各有一个正涡度中心, 此后气流汇合带发展增强, 正涡度增大, 12时贵州南部至广西中部处于气流汇合带中气旋曲率最大的沿线中(图略), 强降水开始发展(图2a-d)。31日18时(图4a), 随着西南气流增强, 气流汇合带北抬, 贵州中部的正涡度中心朝东南移动且增强, 在贵州南发展为一低涡环流, 此时正是贵州南部和广西中部强降水发展增强阶段; 1日00时低涡进一步增强并略有东移(图4b), 低涡东南侧为强盛的西南急流(图3b风向杆), 此时位于低涡中心区域的罗甸和东兰站降水减弱, 而其东南方的广西中部降水则继续增强(图2a-d); 1日06时低涡中心移入广西境内(图4c), 南侧西南气流明显减弱, 广西中部强降水减弱结束。1日12时低涡继

续发展东移, 广西、广东接壤南部开始发展新的降水(图2e-f); 1日18时(图4d), 低涡中心正涡度又增强, 在其西南发展一个新的正涡度中心, 这两个低涡环流对两广南部强降水发展有重要作用。

2日00时后南部新生低涡发展增强, 但快速东移入海, 造成广东南部沿海地区的降水天气; 而北部低涡则迅速减弱至06时消亡, 广西强降水结束。

可见, 在广西的第二和第三个集中降水阶段, 有两次低涡活动相伴, 第一次低涡维持了近36小时, 空间上属于 α 中尺度系统, 在缓慢东移过程中不断增强, 其前方气流辐合作用不断增大, 促使广西强降水能长时间持续发展。

3.3 地面中小尺度系统演变

31日03时地面海平面气压场呈现北部冷高压、南部低压的纬向带状形势, 低压倒槽顶部逐渐东伸至华南地区, 该区等压线几乎呈南北向, 这有利于海上暖湿气流向陆地输送。12时地面准静止锋位于贵州中部(图5a断线), 贵州南部至广西则处在锋前暖区中, 沿着广西境内的西江流域北侧形成了东北风和来自低压倒槽南侧东南风的辐合线(图5a点线), 此时在广西都安和来宾开始有点状对流发展, 尚未造成强降水。至15时(图5b), 地面准静止锋略有南移, 受低压倒槽南侧较强偏南风影响, 12时位于西江北侧的地面辐合线中东段明显北抬, 在东兰以西地区形成了明显的小涡旋(图5b红色虚线), 地面涡旋位于对流层中层低涡中心东南部(图4a), 东兰附近涡旋维持近6小时(图5b-d)。31日21时至1日03时(图5d-f)在广西

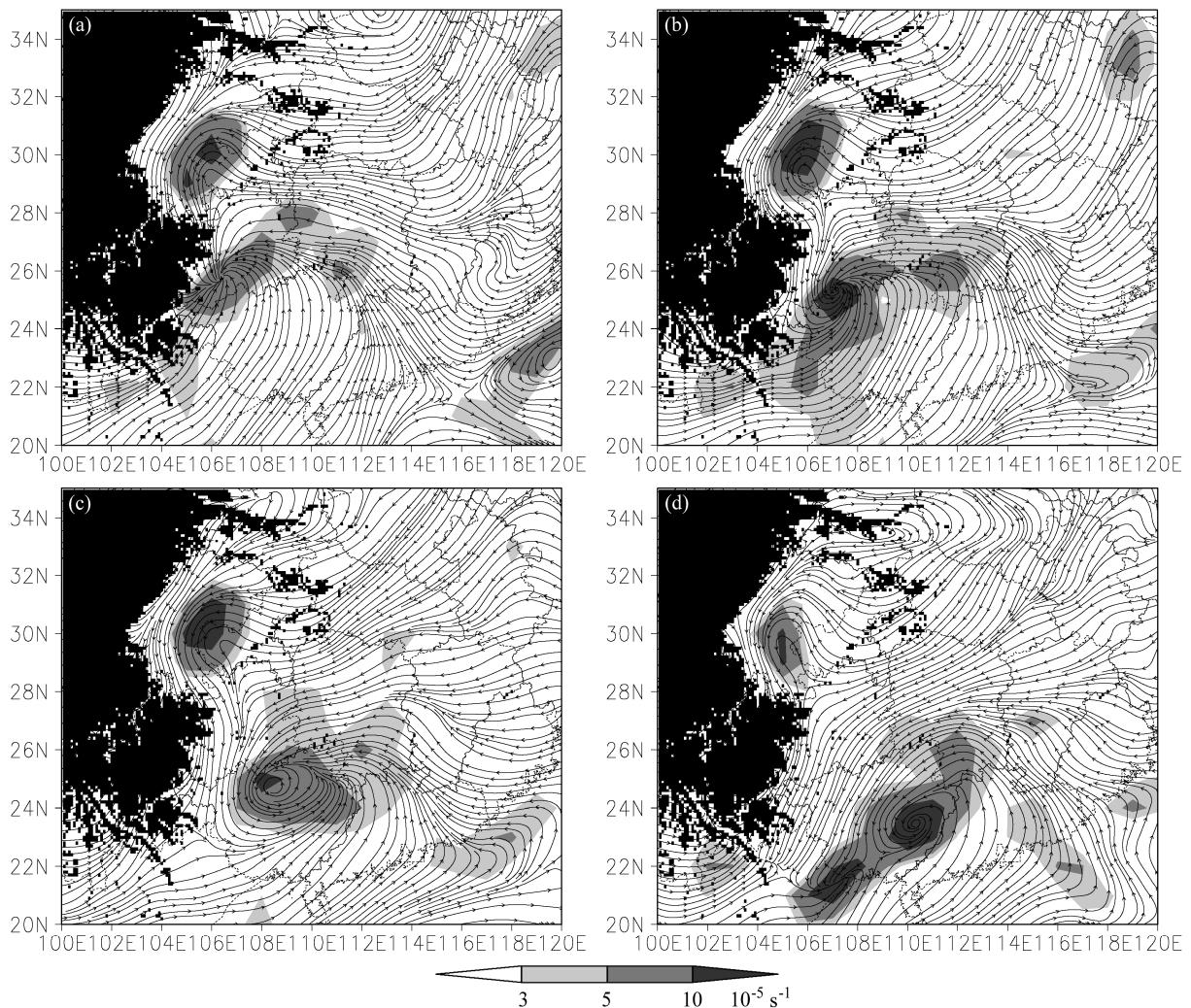


图4 850 hPa 流场和涡度(灰色阴影, 单位: 10^{-5} s^{-1}): (a) 31 日 1800 UTC; (b) 1 日 0000 UTC; (c) 1 日 0600 UTC; (d) 1 日 1800 UTC。黑色阴影为地形高度大于 1500 m

Fig. 4 Streamline field and vorticity (shaded, units: 10^{-5} s^{-1}) at 850 hPa on (a) 1800 UTC 31 May, (b) 0000 UTC 1 July, (c) 0600 UTC 1 July, (d) 1800 UTC 1 July. Terrain above 1500 m is shaded in black

西北部又出现了新涡旋, 地面小涡旋加强了地面辐合线附近的边界层辐合, 因小涡旋长时间维持, 使得涡旋附近局地上升运动不断发展, 进而持续触发新对流, 在雷达回波上也可看到 31 日 18 时以后广西西北部(地面辐合线西部)一直有新对流产生, 形成了新单体触发源地(图 6b-f)。

18 时(图 5c), 地面辐合线断开, 北侧辐合线位于罗甸南至河池东, 呈东西向, 其西端偏西气流将静止锋前新生对流引导向东移动(如图 6a-c, 此时雷达回波上对流明显形成了两个有机的整体, 北侧静止锋前对流向东运动, 南侧对流朝东南方向移动); 南侧辐合线南压至西江流域南部, 且为西北—东南向, 与雷达回波上 MCS 方向一致, 都安、来

宾站南侧受偏南暖湿气流影响, 强降水开始。

随后北侧辐合线随着地面静止锋缓慢南压而消失, 且锋面一直维持在广西北部, 南侧辐合线维持在广西境内西江流域附近少动(图 5d、e、f)。31 日 21 时至 1 日 03 时在都安、来宾附近地面都有小涡旋生成并维持, 涡旋维持增强了边界层中暖湿气流的上升运动。

4 中尺度对流系统发生发展

5月31日至6月2日华南共经历了多时间段MCS活动, 这里以降水最强31日12时至1日06时MCS活动为例进行描述。该时段同时有两个MCS发展: 一是受锋面影响MCS, 对流首先在贵

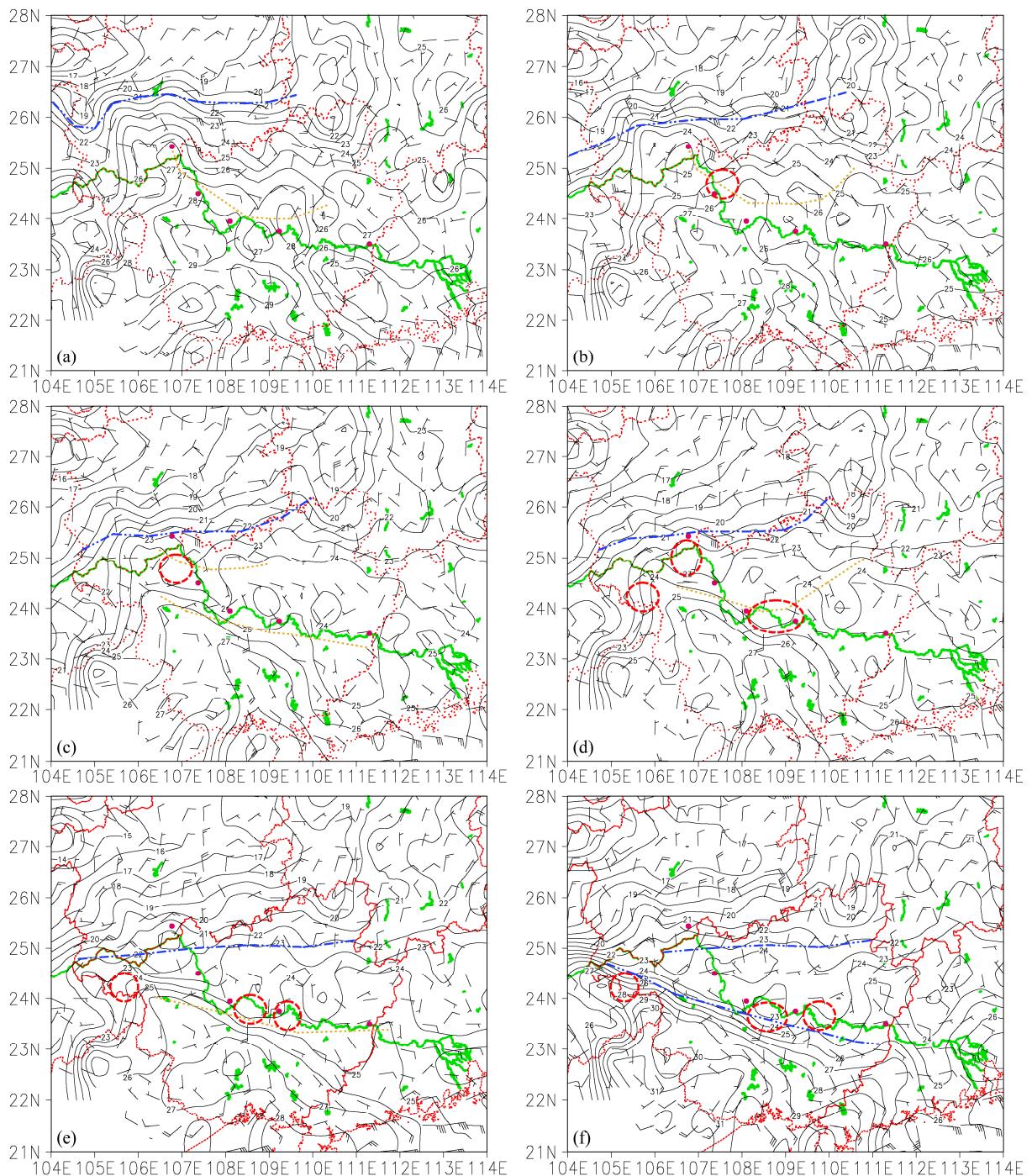


图 5 2010 年 5 月 31 日至 6 月 1 日地面风场和温度场 (单位: $^{\circ}\text{C}$): (a) 31 日 1200 UTC; (b) 31 日 1500 UTC; (c) 31 日 1800 UTC; (d) 31 日 2100 UTC; (e) 1 日 0000 UTC; (f) 1 日 0300 UTC。图中红色圆点由西至东分别为罗甸站、东兰站、都安站、来宾站、梧州站位置

Fig. 5 Surface wind (barb) and temperature (isoline, $^{\circ}\text{C}$) fields at (a) 1200 UTC 31 May, (b) 1500 UTC 31 May, (c) 1800 UTC 31 May, (d) 2100 UTC 31 May, (e) 0000 UTC 1 June, (f) 0300 UTC 1 June. The red circle dot show Luodian station, Donglan station, Douan station, Laibin station and Wuzhou station from west to east, respectively.

州南部产生，之后对流向东扩展形成一条东西长 500 km、南北宽 150 km 的对流带（图 6a 中贵州南部大片回波，位于广西至广东交界的大片弱回波为该日下午一次 MCS 活动的残余回波），后期演变为一个组织性差的非线状 MCS，一直持续到 1 日

00 时减弱消散（图 6a、b、c、d），锋面 MCS 带造成了贵州南部和广西北部地区的强降水。另一个是 31 日 09 时广西中部地区开始有点状稀疏对流发展，在 13 h 以后对流明显集中在贵州的罗甸和广西的东兰、都安、来宾等地，广西境内对流很快组织成

三个南北长约 100 km、东西宽 20 km 的中 β 尺度对流线(图 6a 中广西中部沿线的三个强回波短带)。

位于广西中部 MCS 的对流发展加强, 17 时以后由多个中 β 尺度对流线演变为一条西北—东南向

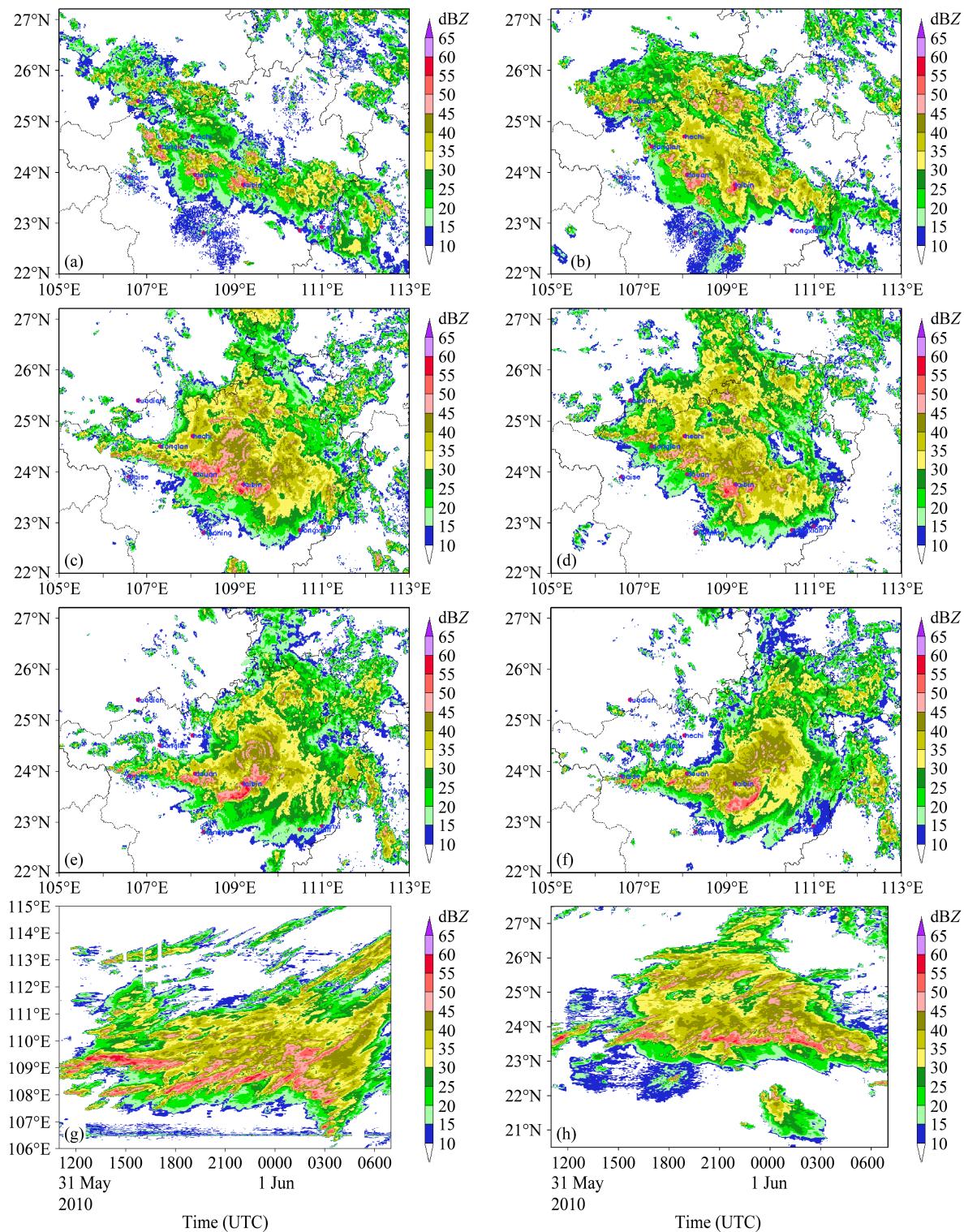


图 6 2010 年 5 月 31 日至 6 月 1 日广西特大暴雨期间组合雷达反射率因子(单位: dBZ)和雷达组合反射率因子随时间演变: (a) 31 日 15:48; (b) 31 日 18:24; (c) 31 日 22:00; (d) 1 日 00:12; (e) 1 日 02:24; (f) 1 日 03:24; (g) 沿 23.8°N; (h) 沿 109°E

Fig. 6 Composited radar reflectivity (unit: dBZ) from Doppler radar from 31 May to 1 June 2010 and the temporal evolution of composited radar reflectivity from Doppler radar: (a) 1548 UTC 31 May; (b) 1824 UTC; (c) 2200 UTC; (d) 0012 UTC; (e) 0224 UTC; (f) 0324 UTC; (g) along 23.8°N; (h) along 109°E

的中 α 尺度MCS，长约700 km，宽200 km，强对流回波位于对流带西南侧，大片的层状回波位于东北侧（图6b、c、d、e、f），在对流带发展旺盛阶段的10多个小时里（31日17时至1日03时），对流带准静止地维持在广西中部并向东南扩张加强，强对流带集中在沿江（红水河—浔江—西江）一线，特别是都安和来宾地区的回波强度一直大于45 dBZ，对流呈旺盛的发展状态。在MCS发展强盛时期，可以观测到对流带中有5条平行的强回波短带，且朝东北方向拉长（图6c），强回波单体向东北方向移动减弱为对流带中大片层状回波区。在1日02时以后（图6d、e、f）层状回波中也出现了强对流单体，对流带中东部演变为一个涡旋状回波分布，这可能与850 hPa（图4b、c）上低涡环流从1日00至06时东移加强有关。

广西中部造成强降水MCS发展经历了两种形态的演变，首先从31日09~17时MCS由多条发展旺盛的小对流线组成（图6a），呈波动排列，造成东兰、都安、来宾的第一次强降水峰值（图2b、c、d）。其次31日17时至1日06时对流发展转换为一个准静止邻接层状单向发展MCS（TL/AS类，Schumacher and Johnson, 2005；王晓芳和崔春光，2012），随着对流带中强回波发生发展造成了都安和来宾地区多个时次的强降水（图2c、d），由图4和图5知道，31日17时~1日06时，地面辐合线主要维持在广西中部沿江一线，其上还出现多个小涡旋长时间发生发展，850 hPa低涡缓慢东南移动过程增强，低涡南部偏西和西南气流引导新生对流单体向东南或东北方向移动，低涡环流形势相对稳定维持，是造成准静止TL/AS MCS长时间持续的可能原因。

图6g为沿23.8°N反射率因子随时间的经向演变，新生对流单体在强对流区的西部产生后随时间向东移动，强对流回波主要在108°~109.5°E区间内集中发展，之后随时间向东强度减弱，形成了TL/AS MCS东北侧的大片层状区。沿109°E反射率因子随时间的纬向演变（图6h）中，在强对流区23.5°~24°N间有三个强对流发展强盛阶段，分别为：31日11~13时、31日15~18时、31日20~1日06时，前两个时间段对应图6c即31日17时以前的波动短带对流发展，最后长时间段对应的是TL/AS MCS变化。同时在23.5°N以南不断有新单体生成，新单体随时间向北移动至24°N以北后回

波强度减弱为层状回波。

在图6h中25°N以北存在另一个MCS随时间演变，即是图6a-d中受锋面影响的MCS，其强度明显比广西中部TL/AS MCS弱很多。

由上述分析可知，广西中部TL/AS MCS其新对流单体来源有：一是对流带西南方暖湿区域有新生对流单体不断产生向东北移动并入强回波区；二是MCS上游（贵州罗甸南部至百色）周期性地产生新对流单体，新单体平行对流带方向移入系统强回波中，这类新单体主要在31日17时以后较明显（图6g）。

5 模拟结果分析

5.1 模拟结果检验

使用美国新一代中尺度数值预报模式WRF3.1.1，以(24°N, 110°E)为中心，两重嵌套，粗网格格距15 km，格点数361×292；细网格格距5 km，格点数361×292；垂直向上从1到0不等距28层。模式初始场以FNL1°×1°日资料为背景场，并用观测资料对FNL背景场进行订正。从5月31日12时积分，至6月2日00时结束，共36小时。31日12时至6月1日06时包含了影响广西特大暴雨MCS的演变过程。这里重点分析该时段锋前暖区MCS造成特大暴雨过程特征，并与锋面对流作简单对比。

从domain2积分19 h模拟降水量看（图7a），有两个主要的降水落区：一个位于贵州—湘南较大范围的暴雨量级降水区，主要由锋面系统影响造成，整体锋面降水落区较实况略微偏西（图1a）；另一个为广西壮族自治区中部沿线的特大暴雨区，是锋前暖区MCS造成，特别是来宾地区的特大降水量与实况（图1a）一致，模拟锋前暖区强降水在广西中西部沿线较实况雨量偏小，强雨带位置较实况略偏北。由来宾附近的点（24.2°N, 109.3°E）逐小时雨量分布看，模式激发的降水从31日14时开始至1日07 h时结束，降水开始时间比来宾站晚一小时，结束时间相同，18个小时累计雨量高达542 mm，比实况来宾地区该段时间最大累计降水量494 mm（来宾地区桥巩乡）多了近50 mm，小时降水分布出现了3个小时大于90 mm的强降水，也比实况偏强，小时强降水结束时间也比实况早了1个小时，但降水持续时间和强度与来宾周边站实况基本相同。

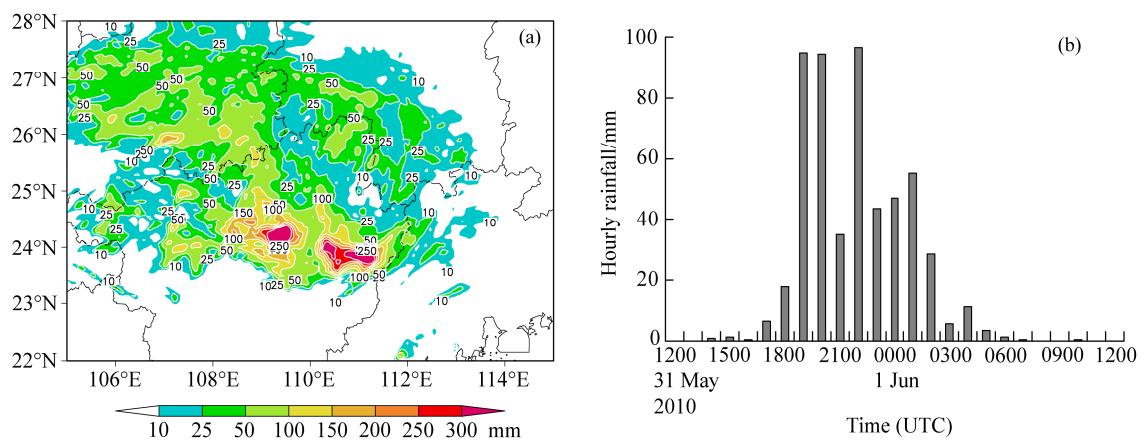


图 7 (a) 模式积分 19 小时累计雨量 (5月 31 日 12 时至 6 月 1 日 07 时) 和 (b) 来宾站附近点 ($24.2^{\circ}\text{N}, 109.3^{\circ}\text{E}$) 的模拟逐小时雨量 (5月 31 日 12 时至 6 月 1 日 12 时) (单位: mm)

Fig. 7 (a) Simulated 19-h accumulated rainfall from 1200 UTC 31 May to 0700 UTC 1 June; (b) simulated hourly rainfall at Laibin station ($24.2^{\circ}\text{N}, 109.3^{\circ}\text{E}$) from 1200 UTC 31 May to 1200 UTC 1 June (units: mm)

5.2 准静止 MCS 持续的天气条件分析

在模式积分 6 h 后, 模式大气开始有较强降水发生(图 7b), 200 hPa 上广西壮族自治区中西部被强大的高压(图 8a 中重力位势的大值区)控制, 同时广西中部沿线高空风场存在明显辐散(图 8a 阴影)。到 12 时后(图 8b), 高压东移, 在对流发展的最强沿线 200 hPa 上广西中部出现多个中尺度高压、低压、高压分布形式, 广西区域上空风场辐散(图 8b 阴影)进一步加强, 且东部尤为显著, 此后 7 小时一直维持, 高层强辐散向东扩展加强形势对气流上升运动维持有利。

900 hPa 上, 低空急流最大风速达 12 m s^{-1} 以上(图 8c 蓝虚线), 因低空急流北侧水平风分布不均匀易形成扰动(王晓芳等, 2007), 此时对流系统出现在低空急流前方终端区域, 该区风速急剧减弱形成强的辐合, 同时对应偏南风与东南风汇合, 促使汇集此地的暖湿气流产生强上升运动。随着低空急流向东扩展并增强(图 8d 蓝虚线), 对流区辐合也加强并朝东扩展。

此外, 在对流区南侧一直是相当位温大值区, 积分初期正相当位温平流大值零星分布在广西省内, 北部相对较集中(图 8c 红线), 到 1 日 00 时强的正相当位温平流出现在广西壮族自治区中东部(图 8d 红线), 强降水区展现强的相当位温平流特征与许多强暴雨事件研究类似(Moore et al., 2003; Schumacher and Johnson, 2005, 2009), 表示广西中东部地区不稳定性增强, 伴随其南侧低空急流的加强, 使得广西南部暖湿且不稳定的气流更易被输

送到对流区上空。

5.3 准静止 MCS 持续的中尺度条件分析

5.3.1 风垂直切变特征

在 MCS 演变过程中对流层中低层风垂直切变起重要的作用(Parker and Johnson, 2000; Schumacher and Johnson, 2005)。在强降水开始发生时即 31 日 18 时, 近地面 MCS 区域表现为偏东风, 对流层低层 900 hPa 上已形成强的偏南风低空急流, 地面到 900 hPa 上呈现西南方向的风垂直切变向量(图 9a), 观测 TL/AS MCS 带呈西北—东南向(图 6), 低层风垂直切变主要垂直于对流带方向; 到 600 hPa 左右, 风向转为偏西风或西北风, 风速减弱, 900~600 hPa 风垂直风切变方向由西北指向东南, 平行于对流带方向, 其量值显著地增大(图 9b)。

由 31 日 12 时和 1 日 00 时探空资料计算对流区南侧站点环境风垂直切变(表 1)。由图 6 可知, 31 日 TL/AS MCS 带呈西北—东南向, 方位角约 120° , 12 时低层风垂直切变垂直对流带方向分量大, 中高层则平行于对流带的分量占绝对优势, 这与模拟结果相似。TL/AS MCS 成熟阶段, 风垂直切变大小低层减弱, 而中高层平行对流线方向的切变量明显增大, 这与已有研究具有相同的风垂直切变特征(Schumacher and Johnson, 2005; 王晓芳, 2012); 垂直于对流线的分量有利于对流单体垂直于对流线延伸, 而平行于对流线的切变有利于对流单体沿对流线融合, 即低层向外扩展, 中层再将扩展的单体沿对流线融合起来, 这在一定程度上解释了 31 日 TL/AS MCS 准静止维持的可能

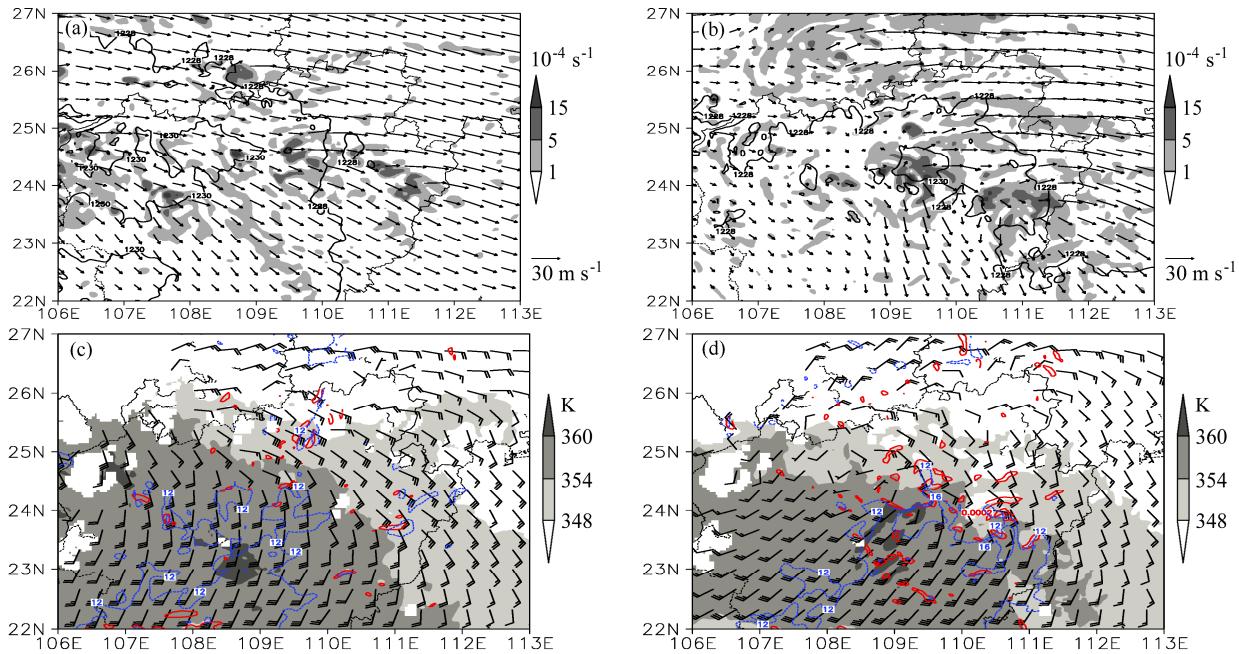


图8 (a) 和 (b) 为模拟 200 hPa 风场 (矢量, 单位: m s^{-1})、散度 (阴影, 单位: 10^{-4}s^{-1}) 和重力势 (实线, 单位: $10^2 \text{m}^2 \text{s}^{-2}$); (c) 和 (d) 为模拟 900 hPa 相当位温 (阴影, 单位: K)、相当位温平流 (红色实线, 大于 0.0002K s^{-1}) 和风场 (风向杆, 全杆为 4m s^{-1}), 蓝色虚线表示风速为 12 和 16m s^{-1} 区域: (a) 和 (c) 31 日 18 时; (b) 和 (d) 1 日 00 时

Fig. 8 Simulated wind (vector, units: m s^{-1}), divergence (shaded, units: 10^{-4}s^{-1}), and geopotential (solid line, units: $10^2 \text{m}^2 \text{s}^{-2}$) at 200 hPa at (a) 1800 UTC 31 May and (b) 0000 UTC 1 Jun, respectively; simulated equivalent potential temperature (shaded, units: K), equivalent potential temperature advection (red solid line, $>0.0002 \text{K s}^{-1}$), and winds (full barb is 4m s^{-1}) at 900 hPa at (c) 1800 UTC 31 May and (d) 0000 UTC 1 Jun, respectively

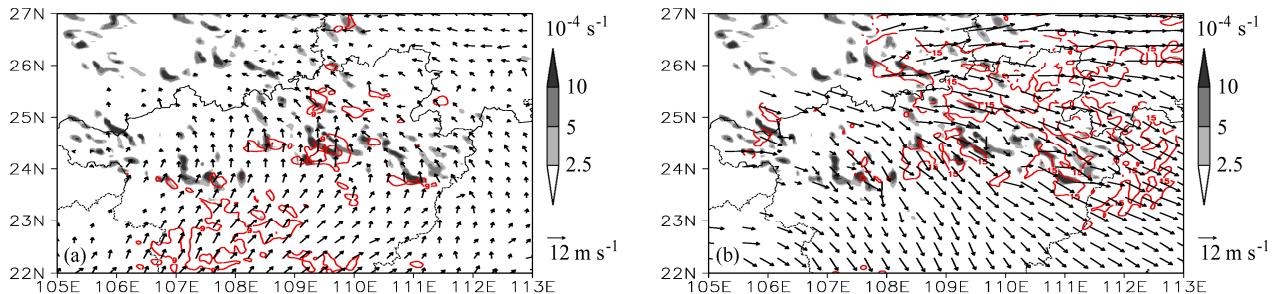


图9 (a) 31 日 1800 UTC 600 hPa 涡度 (阴影, 10^{-4}s^{-1}), 地面至 900 hPa 的风切变矢量 (m s^{-1}) 及其大小模拟结果 (实线, m s^{-1}), (b) 同 (a), 但为 900~600 hPa 的风切变矢量 (m s^{-1}) 及其大小 (实线, m s^{-1})

Fig. 9 (a) Simulated 600-hPa vorticity (shaded, 10^{-4}s^{-1}), surface–900-hPa wind shear vectors and magnitude; (b) same as (a), but for 900–600-hPa shear vectors and shear magnitude over this layer

原因。

由涡度方程知, 对流区强的风垂直切变存在表示有强的水平涡度, 图 9 中阴影为对流区域 600 hPa 上为相对涡度 (即水平涡度) 的大值区, 水平涡度在对流活动的抬升下又转变为垂直涡度, 从图 8c、d 对流层中低层涡旋环流随时间是增强的, 即正的相对涡度值增大, 这样垂直涡度也会随时间增大, 而垂直涡度持续增强于对流活动有利。

表 1 对流区单站环境风的垂直切变

Table 1 The vertical shear of environment wind at the station near convection area

层次	5月31日12时		6月1日00时	
	切变大小	切变方向	切变大小	切变方向
925~850 hPa	$4.1 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$	70°	$1.2 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$	75°
850~500 hPa	$2.0 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$	131°	$3.8 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$	139.7°

暴雨区单站风随高度风向逆转 (图 10a、b),

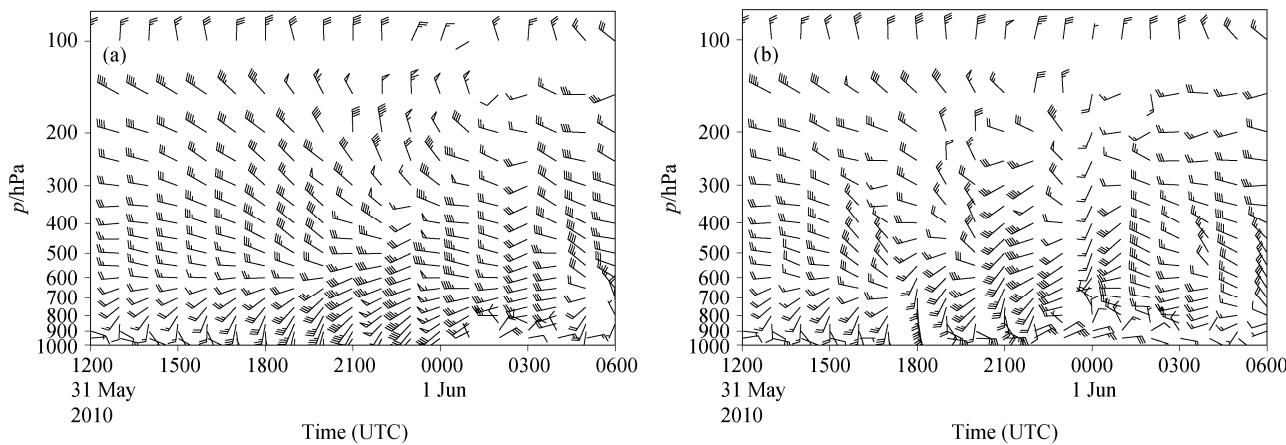


图 10 2010 年 5 月 31 日至 6 月 1 日单站风场 (单位: m s^{-1}): (a) 暴雨中心上游点; (b) 暴雨中心点

Fig. 10 The wind vector (m s^{-1}) from 31 May to 1 June 2010: (a) Upstream station of heavy rain area; (b) the center station of heavy rain area

风速先急剧增加后减弱, 到高层又增加, 即风随高度矢端曲线形成“发夹”形状, 与国外研究造成强降水 MCS 单站风变化有相似的模式 (Schumacher and Johnson, 2009)。在对流区, 近地层一直维持偏东风, 风随高度逆转为南风、西南风, 到高层为西风或西北风, 这种暖平流显著的风垂直结构对降水维持有利。从降水发生后, 中低层的风速持续地增大, 最大达 12 m s^{-1} (图 10b), 而在对流区上游低空急流随时间发展加强, 风速也明显大于对流区风速, 在 22 时低空风速超过了 20 m s^{-1} (图 10a), 从对流区上游到对流区形成了强风速辐合。在对流区存在两个风切变层: 近地层的偏东风和对流低层的西南风切变, 中低层的西南风和高层的西北风切变, 均有利对流发展维持; 同时近地面冷的偏东风与 MCS 西南侧暖的偏南风汇合, 易触发新对流。

图 10 对流层中层弱的西北风叠加在强盛的低空急流上, 对流区上空对应风向急剧变化的垂直风切变, 这样的切变结构主要以增强的低空急流为主要特征。Corfidi et al. (1996) 研究表明, 低空急流与弱的中层气流相结合是适合后向建立机制的对流触发, 即新对流单体在对流系统的上游产生。

5.3.2 持续的热力和动力条件

在强降水开始时刻沿对流区 (24°N 附近) 纬向剖面 (图 11a) 表现为对流区空气湿度大, 相对湿度大于 95% 的层次高达 400 hPa, 随着强降水发展, 对流区高湿层扩展到 300 hPa (图 11b)。降水发生前后对流区南北两侧中低层未出现明显温度差异 (沿对流区经向剖面图略), 说明暴雨区在强降水

发生后没有因蒸发作用形成冷池, 因为对流区上空湿度大且湿层深厚, 尽管强雨滴长时间下落, 但近地因空气过于饱和而很难形成蒸发作用。此外, 地面静止锋一直位于贵州中南部 (图 5, 图 12), 对流层中低层没有冷空气入侵是造成对流带两侧没有温差的另一个原因。

图 11a 和 b 中涡度剖面显示在强对流区 (24°N 附近) 气旋性涡度随时间增强, 呈强涡度柱形势发展, 从低层一直伸到对流层顶, 正涡度的持续增强有利于对流层中层气旋性涡旋环流发展, 使得低涡随时间加强 (图 4)。对流区散度和垂直速度纬向剖面分布如图 11c, d, 在对流区上空分布排列了多个低层辐合、高层辐散中心, 也即是在对流区有多个强对流同时发展; 且在 $109^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$ 附近对流层中上层辐散明显大于低层辐合, 有利于上升运动维持, 对流更易发生发展, 垂直速度中心高达 11 m s^{-1} , 对流区上空显示了剧烈的上升运动, 且随强降水的发生呈增强趋势。

相当位温随高度分布能清楚判断空气柱中气团的稳定性。在强降水期间, 对流区 θ_e 呈深厚的中性层结 (图 12a, b 中 24°N 附近), 其南侧层结是不稳定的, 随着偏南气流将暖湿的不稳定气团携至对流区上空, 一旦有扰动发展, 对流区上升运动在中性层受到阻尼作用较小, 且中层 $800\sim 500 \text{ hPa}$ 风速随高度变化较小 (图 10b, 暴雨区上空风速均为 12 m s^{-1}), 即气流加速度不是很大, 这样可以较快与低层辐合的供应量和高层辐散的排出量相平衡, 垂直方向等 θ_{se} 层次愈是深厚, 愈是有利于强降水的

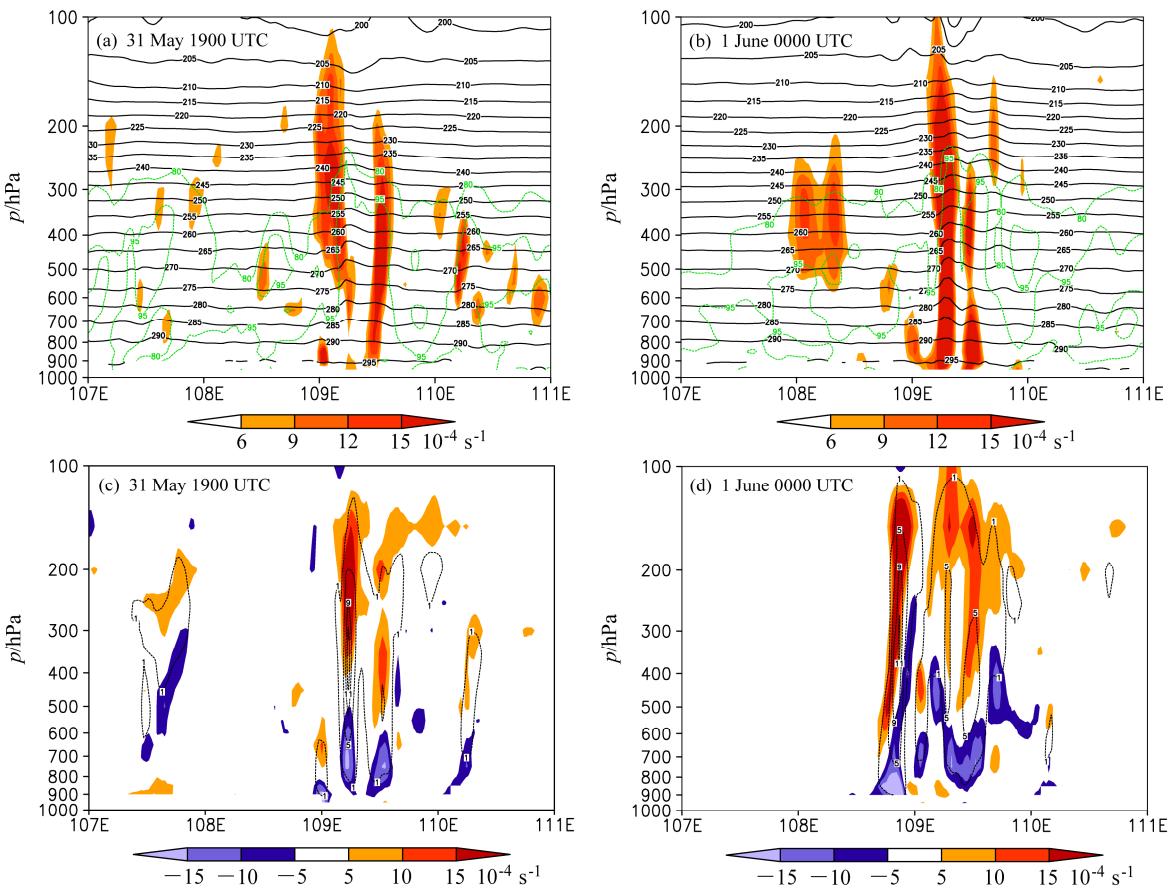


图 11 (a) 和 (b) 对流区沿 24.2°N 温度 (实线, 单位: K)、涡度 (阴影, 单位: 10^{-4} s^{-1})、相对湿度 (虚线, 单位: %) 垂直剖面; (c) 和 (d) 对流区沿 24.2°N 散度 (阴影, 单位: 10^{-4} s^{-1}) 和垂直速度 (虚线, 单位: m s^{-1}) 的剖面

Fig. 11 (a) and (b) Vertical cross sections through convective areas along 24.2°N for temperature (solid line, units: K), relative vorticity (shaded, units: 10^{-4} s^{-1}), and relative humidity (dashed line, units: %); (c) and (d) same as (a) and (b), but for divergence (shaded, units: 10^{-4} s^{-1}) and vertical velocity(dashed line units: m s^{-1})

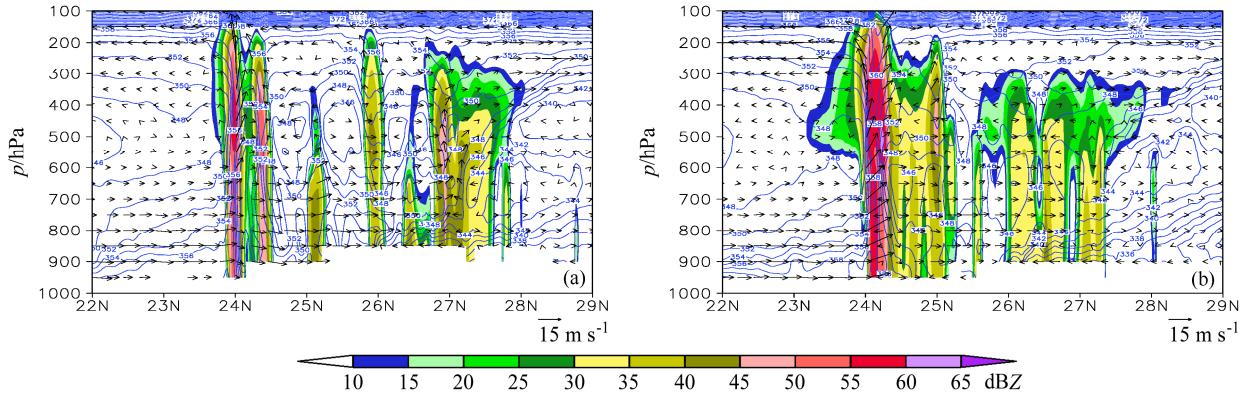


图 12 模拟对流区风矢量 (单位: m s^{-1})、相当位温 (等值线, 单位: K)、反射率因子 (阴影, 单位: dBZ) 的垂直剖面: (a) 31 日 2100 UTC, 沿 107.4°E; (b) 1 日 0000 UTC, 沿 109.3°E

Fig. 12 Cross sections of simulated wind vector, θ_{se} (isoline, units: K), radar reflectivity (shaded, units: dBZ): (a) 2100 UTC 31 May, along 107.4°E; (b) 0000 UTC 1 Jun, along 109.3°E

持续发展 (许焕斌和丁正平, 1997)。1 日 00 时对流区 θ_{se} 中性层结愈加显著, 对流区的回波发展也愈加旺盛, 对流回波强度增强, 强降水还将维持。

在对流发展阶段出现多个强对流单体 (图 12a

中 24°~25°N 区域), 到旺盛期强对流回波只出现在南侧, 大片层状回波位于北侧 (图 12b 中延伸到 25°N), 在强对流区表现为强的直立上升运动, 两个强回波对流间还存在弱的补偿下沉运动, 回波图

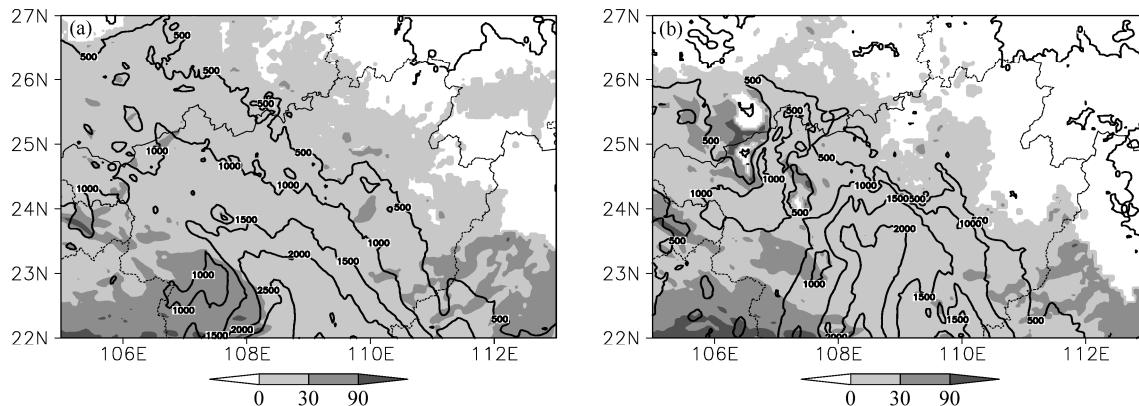


图 13 模拟 31 日 1500 UTC (a) 和 2100 UTC (b) 最不稳定对流有效位能 (实线) 和最小对流抑制能量 (阴影)

Fig. 13 Simulated most unstable convective available potential energy CAPE (isoline, units: $J \text{ kg}^{-1}$) and convective inhibition CIN (shaded, units: $J \text{ kg}^{-1}$):
(a) 1500 UTC 31 May; (b) 2100 UTC 31 May

上对应弱回波区 (图 12a)。

对流区北侧 $26^{\circ}\sim 27^{\circ}\text{N}$ 中低层呈现 θ_{se} 密集区, 即锋面, 这与观测一致。锋面附近对流层低层偏南气流开始沿冷空气倾斜爬升, 到 700 hPa 以上弱上升气流一部分加强直立上升, 一部分继续朝北倾斜上升, 但整个上升运动较锋前暖区明显偏弱; 锋面回波强度及高度都比暖区对流回波弱很多。

对流有效位能和抑制能量如图 13 示。模式积分 3 h 只是有弱的降水发生 (图 7), 在广西中部地区最不稳定对流有效位能在 $1000\sim 1500 \text{ J kg}^{-1}$ 之间 (图 13a 实线), 对流区对流抑制能量虽然非零, 但在 10 J kg^{-1} 以下。在强降水发生时, 对流区及其南部最不稳定对流有效位能增加到 1500 J kg^{-1} 以上, 对流抑制能量仍然相当小 (图 13b), 对流区环境条件朝不稳定状态发展, 这与 Trier et al. (2000) 研究结果一致。这种热力能量演变结合对流层低层流场的辐合上升运动, 创造了一个适合深对流持续发生发展的环境。

由观测和模拟结果总结 5 月 31 日至 6 月 1 日广西中部长生命期准静止 TL/AS MCS 发展维持过程如图 14 示。长生命期准静止 TL/AS MCS 发展在一个高空强辐散、对流层中层低涡东南方的辐合环流中, 地面处在切变线并伴有强低空急流发生发展的天气尺度环境中, 气流在低层高湿高 θ_{se} 不稳定的西南区域上升, 强上升运动维持在气旋性涡度柱的大值区; 在深对流发展维持阶段由于湿层深厚且近于饱和, 雨滴下落过程中蒸发作用不明显, TL/AS MCS 区域内没有冷池出现; MCS 发展在一个有利的风垂直切变条件下, 近地层风速较小, 对流层中

低层低空急流的加强发展维持与对流层中层相对弱的环境风形成了风垂直切变随高度呈现强逆转, 近地层风垂直切变垂直于对流线的分量大, 而在中层风垂直切变平行于对流线的分量占绝对优势。对流层的动力和热力条件有利于新对流不断触发从而组织成一个长生命期的准静止 TL/AS MCS。

6 结论

用观测资料和数值模拟结果分析了 2010 年 5 月 31 日至 6 月 1 日华南特大暴雨过程, 重点探讨了广西中部长生命期准静止 MCS 的观测特征及其发展持续的环境条件, 主要结果如下:

(1) 在 5 月 31 日至 6 月 1 日华南经历了三次集中降水期, 有 4 次 MCS 的发生发展过程, 其中一个 TL/AS MCS 准静止地在广西壮族自治区中部维持 10 多个小时, 导致了多个观测站出现极端强降水, 在雷达回波观测上, 该 MCS 发展过程中出现了组织模态由波状回波转为一个线状 TL/AS MCS, 组织结构清晰, 强对流回波位于对流系统的西南侧, 层状回波在其东北侧, 新对流单体重复地在 MCS 上游和西南区域产生。而在贵州省南部地区受锋面影响的 MCS 组织结构紊乱、回波强度弱, 形成的降水量也相对小。

(2) 准静止 TL/AS MCS 发展在一个高空强辐散、低空辐合、中层低涡东南方气旋性汇合环流的天气尺度环境中, 并伴有强低空急流的发生发展; 近地面风场存在强的切变线, 且切变线上伴有一个小尺度涡旋环流发展, 这是导致广西中部地区强降水不均匀分布的重要原因。

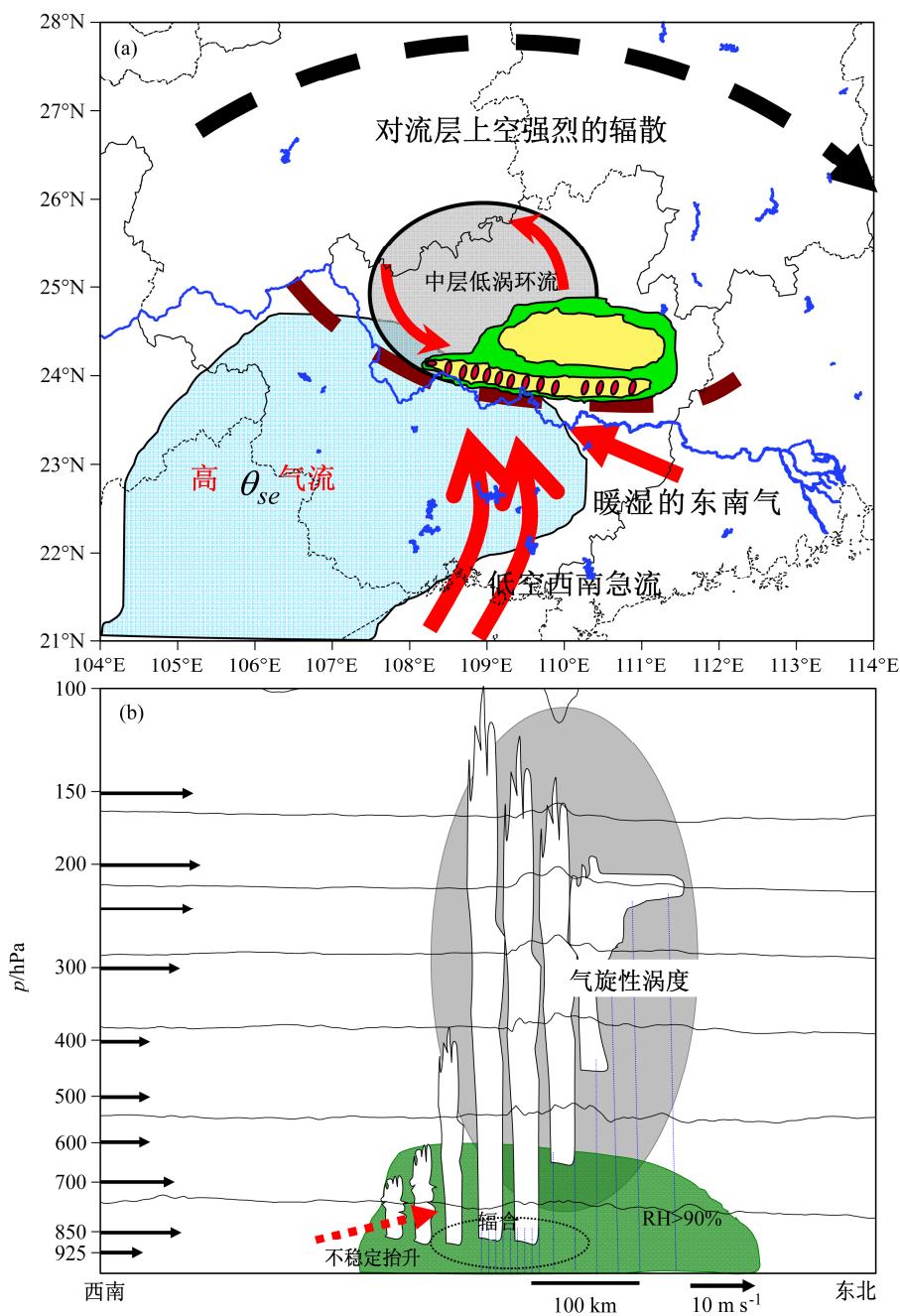


图 14 长生命期准静止 MCS 发展成熟阶段重要过程示意图。(a) 一个邻接层状单向发展的 MCS 雷达反射率结构用彩色表示 (位于对流层低层的切变线附近和中层低涡环流的东南方), 黑色虚线代表高层气流 (如 200 hPa), 棕色虚线表示近地面的风切变, 红色箭头分别表示中低层的暖湿的低空急流和东南气流, 淡蓝色阴影为中低层高 θ_{se} 气流 (925~850 hPa)。(b) 沿西南—东北向的剖面示意图, 等温线用实线表示 (间隔 15 K), 绿色阴影为相对湿度大于 90%, 灰色阴影为气旋性涡度的大值区, 红色箭头表示气流由西南方向从近地面不稳定区上升

Fig. 14 Schematic diagrams showing important processes in the development and maintenance of extreme-rain-producing convective systems. (a) The radar reflectivity structure of an MCS is shown in color, in relation to the location of a low-mid level shear line; the thick dashed curve indicates the flow in the upper troposphere (e.g., 200 hPa); thick red arrows show the location of an LLJ and southeast air, and the light blue shading shows the location of high- θ_{se} air at low levels (e.g., 925~850 hPa). (b) Southwest-to-northeast cross section, temperature (every 15 K) is shown by the thin black lines; the wind profile (including LLJ) is shown by the vectors on the left; a reference vector and length scale are shown at the bottom; green shading indicates areas with relative humidity greater than 90%; gray shading indicates high values of cyclonic vorticity; the red dashed arrow shows air approaching the circulation from the southwest, which is undergoing isentropic upglide and destabilization

(3) 准静止 TL/AS MCS 维持期间热力环境特征主要表现为对流层中低层持续高湿近饱和状态、偏中性层结、合适的对流有效位能和极小的对流抑制能量。

(4) 在对流层中低层, 低空急流的加强发展维持与对流层中层相对弱的环境风形成了风垂直切变随高度呈现强逆转, 近地层风垂直切变垂直于对流线的分量大, 而在中层风垂直切变平行于对流线的分量占绝对优势, 这样低层对流单体垂直对流带向外扩展, 中层再将扩展的单体沿对流线融合起来, 这在一定程度上解释了 TL/AS MCS 准静止的可能原因。

(5) 低空急流和中层环流的相互作用、对流层动力和热力条件有利于强上升运动的维持与发展, 不断触发新对流从而组织成一个长生命期的准静止 TL/AS MCS。

参考文献 (References)

- Chappell C F. 1986. Quasi-stationary convective events [M] // Ray P S. Mesoscale Meteorology and Forecasting. Boston: American Meteorological Society, 289–309.
- 陈敏, 郑永光, 王洪庆, 等. 2005. 一次强降水过程的中尺度对流系统模拟研究 [J]. 气象学报, 63 (3): 313–324. Chen Min, Zheng Yongguang, Wang Hongqing, et al. 2005. Numerical simulation study on MCS of a heavy rainfall process in South China [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 63 (3): 313–324.
- 陈敏, 陶祖钰, 郑永光, 等. 2007. 华南前汛期锋面垂直环流及其与中尺度对流系统的相互作用 [J]. 气象学报, 65 (5): 785–791. Chen Min, Tao Zuyu, Zheng Yongguang, et al. 2007. The front-related vertical circulation occurring in the pre-flooding season in South China and its interaction with MCS [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 65 (5): 785–791.
- Corfidi S F, Merritt J H, Fritsch J M. 1996. Predicting the movement of mesoscale convective complexes [J]. Wea. Forecasting, 11 (1): 41–46.
- Doswell C A, Brooks H E, Maddox R A. 1996. Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology [J]. Wea. Forecasting, 11: 560–581.
- 傅慎明, 赵思雄, 孙建华, 等. 2010. 一类低涡切变型华南前汛期致洪暴雨的分析研究 [J]. 大气科学, 34 (2): 235–252. Fu Sheming, Zhao Sixiong, Sun Jianhua, et al. 2010. One kind of vortex causing heavy rainfall during pre-rainy season in South China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (2): 235–252.
- 林宗桂, 李耀先, 林开平, 等. 2009. 一个长生命期中尺度对流系统维持机制的研究 [J]. 气象学报, 67 (4): 640–651. Lin Zonggui, Li Yaoxian, Lin Kaiping, et al. 2009. A study on maintain mechanism of a long life-cycle mesoscale convective systems [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 67 (4): 640–651.
- 林宗桂, 林开平, 李耀先, 等. 2011. 一个高空槽前中尺度对流系统发生发展过程和机制研究 [J]. 气象学报, 69 (5): 770–781. Lin Zonggui, Lin Kaiping, Li Yaoxian, et al. 2011. A study of the development process of a mesoscale convective system ahead of an upper-level trough and its mechanism [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 69 (5): 770–781.
- 蒙伟光, 李江南, 王安宇, 等. 2005. 凝结加热和地表通量对华南中尺度对流系统 (MCS) 发生发展的影响 [J]. 热带气象学报, 21 (4): 368–376. Meng Weiguang, Li Jiangnan, Wang Anyu, et al. 2005. Effects of condensation heating and surface fluxes on the development of a South China mesoscale convective system (MCS) [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 21 (4): 368–376.
- Moore J T, Glass F H, Graves C E, et al. 2003. The environment of warm-season elevated thunderstorms associated with heavy rainfall over the central United States [J]. Wea. Forecasting, 18: 861–878.
- Parker M D, Johnson R H. 2000. Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems [J]. Mon. Wea. Rev., 128 (10): 3413–3436.
- Parker M D, Johnson R H. 2004. Structures and dynamics of quasi-2D mesoscale convective systems [J]. J. Atmos. Sci., 61: 545–567.
- Rotunno R, Klemp J B, Weisman M L. 1988. A theory for strong long-lived squall lines [J]. J. Atmos. Sci., 45: 463–485.
- Schumacher R S, Johnson R H. 2005. Organization and environmental properties of extreme-rain-producing mesoscale convective systems [J]. Mon. Wea. Rev., 133: 961–976.
- Schumacher R S, Johnson R H. 2008. Mesoscale processes contributing to extreme rainfall in a midlatitude warm-season flash flood [J]. Mon. Wea. Rev., 136: 3964–3986.
- Schumacher R S, Johnson R H. 2009. Quasi-stationary, extreme-rain-producing convective systems associated with midlevel cyclonic circulations [J]. Wea. Forecasting, 24: 555–574.
- 孙建华, 赵思雄. 2002a. 华南“94·6”特大暴雨的中尺度对流系统及其环境场研究 I. 引发暴雨的 β 中尺度对流系统的数值模拟研究 [J]. 大气科学, 26 (4): 541–557. Sun Jianhua, Zhao Sixiong. 2002a. A study of mesoscale convective systems and its environmental fields during the June 1994 record heavy rainfall of South China. Part I: A numerical simulation study of meso- β convective system inducing heavy rainfall [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 26 (4): 541–557.
- 孙建华, 赵思雄. 2002b. 华南“94·6”特大暴雨的中尺度对流系统及其环境场研究 II. 物理过程、环境场以及地形对中尺度对流系统的作用 [J]. 大气科学, 26 (5): 633–646. Sun Jianhua, Zhao Sixiong. 2002b. A study of mesoscale convective systems and its environmental fields during the June 1994 record heavy rainfall in South China. Part II: Effect of physical processes, initial environmental fields and topography on meso- β convective system [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 26 (5): 633–646.
- Trier S B, Davis C A, Skamarock W C. 2000. Long-lived mesoconvective vortices and their environment. Part II: Induced thermodynamic destabilization in idealized simulations [J]. Mon. Wea. Rev., 128: 3396–3412.
- 王晓芳. 2012. 长江中下游地区梅雨期线状中尺度对流系统分析 II: 环境特征 [J]. 气象学报, 70 (5): 924–935. Wang Xiaofang. 2012. Analysis of the linear mesoscale convective systems during the Meiyu period in the middle and lower reaches of the Yangtze River. Part II: Environmental characteristics [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese),

70 (5): 924–935.

王晓芳, 崔春光. 2012. 长江中下游地区梅雨期线状中尺度对流系统分析 I: 组织类型特征 [J]. 气象学报, 70 (5): 909–923. Wang Xiaofang, Cui Chunguang. 2012. Analysis of the linear mesoscale convective systems during the Meiyu period in the middle and lower reaches of the Yangtze River. Part I: Organization mode features [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 70 (5): 909–923.

王晓芳, 崔春光, 胡伯威. 2007. 与水平风切变强度不均匀相联系的“CISK”惯性重力波 [J]. 应用气象学报, 18 (6): 760–768. Wang Xiaofang, Cui Chunguang, Hu Bowei. 2007. CISK inertia-gravitational wave related to horizontal wind shear intensity nonhomogeneous [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 18 (6): 760–768.

夏茹婷, 赵思雄. 2009. 2005年6月广东锋前暖区暴雨 β 中尺度系统特征的诊断与模拟研究 [J]. 大气科学, 33 (3): 468–488. Xia Rudi, Zhao Sixiong. 2009. Diagnosis and modeling of meso- β -scale systems of heavy rainfall in warm sector ahead of front in South China (middle part of Guangdong Province) in June 2005 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (3): 468–488.

Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (3): 468–488.

夏茹婷, 赵思雄, 孙建华. 2006. 一类华南锋前暖区暴雨 β 中尺度系统环境特征的分析研究 [J]. 大气科学, 30 (5): 989–1008. Xia Rudi, Zhao Sixiong, Sun Jianhua. 2006. A study of circumstances of meso- β -scale systems of strong heavy rainfall in warm sector ahead of fronts in South China [J]. Chinese Journal of Atmosphere Sciences (in Chinese), 30 (5): 988–1008.

许焕斌, 丁正平. 1997. 湿中性垂直运动条件和中 β 系统的形成 [J]. 气象学报, 55 (5): 602–610. Xu Huanbin, Ding Zhengping. 1997. The neutral condition of moist vertical motion and the formation of meso- β system [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 55 (5): 602–610.

赵玉春, 李泽椿, 肖子牛. 2008. 华南锋面与暖区暴雨个例对比分析 [J]. 气象科技, 36 (1): 47–54. Zhao Yuchun, Li Zechun, Xiao Ziniu. 2008. Comparison analysis of South China front and warm-area heavy rain systems in June 2006 [J]. Meteorological Science and Technology (in Chinese), 36 (1): 47–54.