

陈涛,张芳华,符娇兰,等,2020.2014年5月8—9日引发珠江口区域强降水的两个长生命史MCS特征分析[J].气象,46(4):449-461.Chen T,Zhang F H,Fu J L,et al,2020. Analysis of two successive rainstorm-induced long-lived mesoscale convective systems struck Pearl River Estuary during 8—9 May 2014[J]. Meteor Mon,46(4):449-461(in Chinese).

2014 年 5 月 8—9 日引发珠江口区域强降水的 两个长生命史 MCS 特征分析^{*}

陈 涛 张芳华 符娇兰 于 超

国家气象中心,北京 100081

提 要: 2014 年 5 月 8 日上午至 9 日白天,广东中南部珠江口地区连续受 MCS-A1、MCS-A2 两个长生命史中尺度对流系统影响,形成长时间强降水。其中 5 月 8 日午后华南内陆地区 MCS-A1 逐步增强,从广西东部向广东珠江口方向移动,陆上活动时间超过 11 h; MCS-A2 从 9 日凌晨至上午持续影响珠江口沿海地区,维持时间超过 9 h,导致珠江口沿海地区出现 400 mm 以上单站降水量。过程发生前,8 日早上华南南部地区具有弱地面温度梯度,中午 MCS-A1 对流触发与广西南部地面南风增强、华南南部云开大山—云雾山中尺度地形抬升有紧密关系;在弱斜压环境条件下,MCS-A1 从层云伴随线状对流结构演变为中尺度涡旋组织结构。8 日夜间 MCS-S1 入海后,与陆上遗留冷池相关的地面温度边界稳定在珠江口西侧沿海地区;9 日凌晨西南低空急流增强后,MCS-A2 在珠江口沿海残留冷池边界附近开始发展,在向上游迎风方向传播的过程中,逐步形成多条平行 β 中尺度线状对流组织结构,对流系统整体移动缓慢,造成珠江口沿海地区出现较高的总降水量。计算表明 MCS-A2 冷池边界扩张速度与低层垂直切变相对平衡,有利于形成较为直立的对流单体,增强的边界层水汽输送、更高的对流单体高度有利于产生较高的降水强度。通过总结这两个华南地区长生命史 MCS 发生发展过程,表明通过分析对流反馈造成的边界层/近地面层热动力特征变化,对于分析 MCS 发展特征、提高华南前汛期中尺度暴雨预报能力具有重要意义。

关键词: 华南前汛期,中尺度对流系统,暴雨,冷池,线状对流

中图分类号: P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2020.04.001

Analysis of Two Successive Rainstorm-Induced Long-Lived Mesoscale Convective Systems Struck Pearl River Estuary During 8—9 May 2014

CHEN Tao ZHANG Fanghua FU Jiaolan YU Chao

National Meteorological Centre, Beijing 100081

Abstract: Two successive long-lived mesoscale convective systems (MCS-A1, MCS-A2) struck Pearl River Estuary of South China during 8—9 May 2014, and induced extreme precipitation over the region. From noon of 8 May MCS-A1 sustained over than 11 h on land of South China, with slowly moving towards southeast from east of Guangxi to Pearl River Estuary in Guangdong. The successive MCS-A2 sustained more than 9 h, inducing rainfall of more than 400 mm along the coast of the Pearl River Estuary from early morning to noon of 9 May. Weak cold surface layer sustained in the south of South China with weak surface temperature gradience on the morning of 8 May before the convection burst. The initialization of convection was connected with strengthening of surface south wind and topographic lifting near noon of 8 May.

* 国家重点研发计划(2017YFC1502103)和中国气象局暴雨专家创新团队专项(CMACXTD002-3)共同资助

2019 年 2 月 26 日收稿; 2019 年 6 月 10 日收修定稿

第一作者:陈涛,主要从事短期定量降水预报、中尺度天气分析. Email: chentao@cma.gov.cn

MCS-A1 evolved from training line/adjoining stratiform (TL/AS) to mesoscale vortex in convective organization under weak baroclinic environment. With propagation of surface cool pool due to MCS-A1's precipitation in the early night of 8 May, surface temperature boundary and wind convergence zone was pushed to the southwest coast of Guangdong. In the late night of 8 May MCS-A1 moved out of land, then MCS-A2 was developing adjointly to the remnant cool pool boundary induced by MCS-A1 with low-level southwest wind enhancing in the early morning of 9 May. MCS-A2 was composed by multiple parallel meso- β scale line-type convective systems, the extreme rainfall was related with quasi-stationary cool pool boundary, train-moving cells in meso- β scale line-type convective systems with high precipitation efficiency. From late night of 8 May to morning of 9 May, the balance between cool pool outflow and low-level vertical shear could sustain upright convective cells of MCS-A2. In conclusion, with carefully researching on convective feedback to boundary and surface layer, the forecast skills could be improved for heavy rainfall events in weak synoptic-forcing environment during the pre-rainy season in South China.

Key words: pre-rainy season in South China, mesoscale convective system (MCS), heavy rainfall, cool pool, line-type convection

引言

华南前汛期 4—6 月期间在气候平均状况上具备一定斜压性,低层锋区、冷空气在华南地区较弱,在弱天气尺度强迫背景下,华南地区经常出现一类长时间生命史的中尺度对流系统(mesoscale convective system,MCS),该类对流系统从华南中北部地区开始发展,在向东偏南方向移动过程中能够造成大范围强降雨、雷暴大风和其他强对流天气,对流系统时空尺度、强度往往接近或者达到中尺度对流复合体(Maddox,1980)标准(蒙伟光等,2007;2014;梁巧倩等,2012)。

在高空槽、锋面等相对清楚的天气尺度强迫条件下,针对暴雨对流系统的组织化过程已有较多观测和理论研究。Maddox et al(1979)对中尺度暴雨过程中的锋面、高空槽等重要天气系统配置进行了分类分析,Trier and Davis(2002)、Schumacher and Johnson(2009)重点分析了中层对流性涡旋与长生命史对流系统组织过程的关系,Chen et al(2008)表明梅雨锋 MCS 与含潜热效应的中尺度斜压波动不稳定相关;低空急流也被认为在梅雨锋对流系统的组织过程中具有重要作用(Jou and Deng,1992)。但华南前汛期期间,天气系统斜压性较弱,在弱高空槽、低层一致偏南风背景下,华南沿海地区暴雨对流系统的发生发展与中尺度地形(王坚红等,2017;罗建英等,2009)、海陆差异、边界层内暖湿气流(夏茹娣等,2006;苗春生等,2017)、对流性降水冷池(Wang et al,2014)等诸多边界层物理过程相关,对

于这类中尺度暴雨过程发展机制的认识仍然需要进一步深入了解。

另一方面,华南区域性暴雨过程通常与多个连续发展的 MCS 有关。对 1994 年 6 月华南特大暴雨过程(孙建华和赵思雄,2000;2002a;2002b)、2005 年 6 月华南地区暴雨过程(夏茹娣等,2006)分析表明,在不同的环境条件下,长生命史 MCS 具有“前向发展”(Chen et al,1998;2008)、“后向发展”(张晓惠和倪允琪,2009;林宗桂等,2009)等多种形式。华南区域性强降雨过程同样与各类线状对流系统的发展有直接关系(王晓芳等,2014;孔期和林建,2017)。受 MCS 降水潜热释放以及地面冷池影响,暴雨区域附近的大气环境条件会发生明显变化,相继发展的 MCS 之间的关系也需要做进一步研究。

2014 年 5 月 8 日上午到 9 日白天,华南中南部地区出现两个连续发生发展的长生命史 MCS,对流组织形式上类似“后向发展”,在珠江口周边地区形成区域性强降雨,过程中 MCS 变化特征错综复杂。深入分析此次典型弱天气尺度强迫下的华南强降水过程,对于研究华南前汛期 MCS 发展机制具有较高价值。本文将着重分析这两个连续发生发展的 MCS 中尺度特征及对环境条件的影响,重点讨论相继发展的 MCS 关系,进一步积累对于华南前汛期中尺度对流暴雨的科学认识和预报经验。

1 数据与方法

2014 年 5 月 1 日至 6 月 15 日,中国气象局组织开展了 WMO 世界天气研究计划(WWRP)研究

发展项目“华南季风降水试验(SCMREX)外场观测”(Luo et al, 2017),获取了多次降水过程的地面、探空以及基于卫星、雷达等非常规观测平台的加密观测资料。本文使用资料取自上述项目数据集2014年5月8—11日期间含加密时次的常规地面/高空观测、华南地区逐10 min的中尺度自动站观测;FY-2E卫星红外TBB;广州、阳江、梧州多普勒天气雷达基数据和拼图数据。本文分析数据采用ECMWF-Interim再分析资料($0.75^{\circ} \times 0.75^{\circ}$ 网格),通过 Q 矢量(Hoskins and Pedder, 1980;鲁亚斌等,2018)诊断与斜压强迫和地形强迫对应的准地转垂直速度;对地面加密自动站的温度、风、气压等观测数据使用Cressman客观插值方法进行分析诊断。

2 降水过程与环流背景场特征

2.1 降水和对流发展情况

2014年5月8日08时至9日20时(北京时,下同),广西东南部到广东中南部地区出较大范围强降水(图1a),100 mm以上大暴雨落区主要集中在珠江口地区附近,珠江口西侧降雨中心达到300~400 mm,最大单站降水量为珠江口西侧台山自动站(站号712812),过程累积降水量达到458 mm。

此次降雨过程主要由两个相继发生的长生命史MCS-A1、MCS-A2造成(图1b),FY-2E卫星监测表明MCS-A1、MCS-A2空间尺度最大时都接近MCC(Maddox, 1980)。5月8日11时左右,广西东部云开大山附近对流开始集中发展,下午MCS-A1东移进入广东迅速发展增强,15—22时MCS-A1向东南方向移动过程中,在珠江口地区造成较大范围

暴雨一大暴雨和短时强降雨、雷暴大风等强对流天气,其中恩平自动站5月8日19—20时降水量为76 mm(图2);8日23时后MCS-A1主体移出陆地,其陆上活动时间超过11 h。第二个对流系统MCS-A2主要在9日03时到上午期间活动,对流活动时间超过9 h,由于对流系统在珠江口西侧台山—恩平之间停滞少动,珠江口西侧地区出现第二次降水高峰,台山南部自动站(站号712182)受MCS-A2直接影响降水量超过400 mm,其中9日10—11时1小时降水101.6 mm。9日午后华南陆地对流活动逐步减弱,降水过程基本结束。

2.2 天气环流背景

降水开始前,5月8日08时(图3a)华南地区上游200~500 hPa上有弱西风槽,850 hPa风场弱暖切变位于江南南部,华南大部地区受较为一致的弱西南气流控制,南海到华南中南部地区 θ_{se} 高于340 K,大气整层可降水量(PWAT)为40~55 mm,华南中南部地区的水汽、不稳定条件较有利于对流系统发展。图3b表明华南位于入海高压后部,天气形势与华南前汛期“高压后部回流型暴雨”(林良勋等,2006)天气形势类似,925 hPa在广西—广东中北部地区具有 $1\text{ K} \cdot (100\text{ km})^{-1}$ 左右的位温梯度,与典型锋区 $4\sim 8\text{ K} \cdot (100\text{ km})^{-1}$ 温度梯度相比要弱很多(Maddox et al, 1979),但浅薄冷空气结合边界层偏南风,能够形成低层暖平流和系统性抬升,促进环境气流增湿、饱和。MCS-A1发生在上述弱天气尺度强迫背景下,强降水落区集中在华南中南部暖湿气流内,具有一定的暖区暴雨特征,降雨强度、落区都具有较高预报难度。

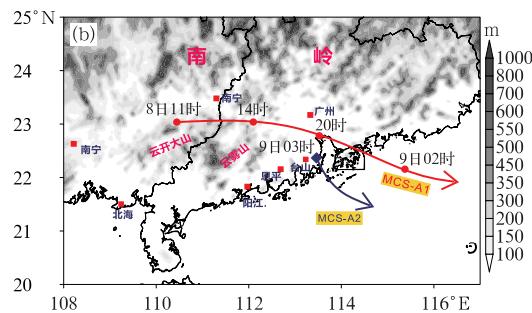
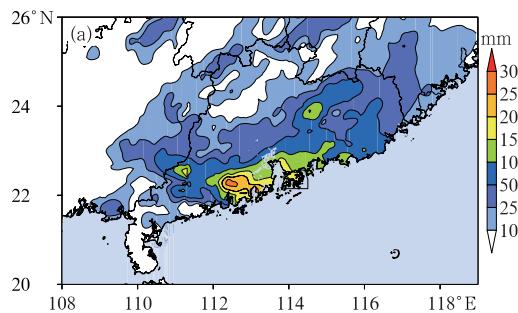


图1 2014年5月8日08时至9日20时华南地区加密自动站累积降水量(a),华南地区地形高度以及关键站点分布(b,箭头分别为红外云图上MCS-A1、MCS-A2亮温中心移动路径示意)

Fig. 1 Accumulated precipitation from 08:00 BT 8 to 20:00 BT 9 May 2014 (a), topography height with several key surface stations (b, Arrows marked with time denote moving trajectory of MCS-A1/A2 identified by low temperature center in satellite IR-channel images)

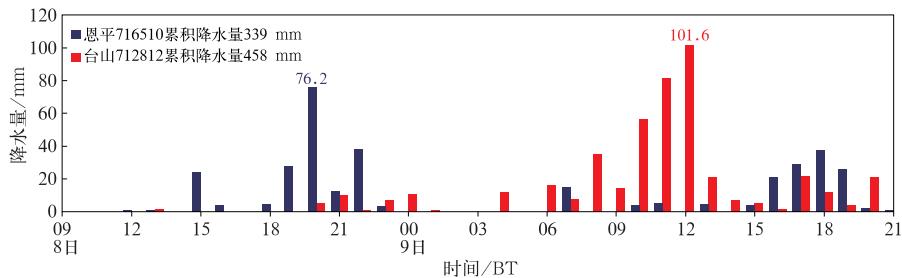


图 2 2014 年 5 月 8 日 08 时至 9 日 20 时恩平自动站(716510)与台山自动站(712812)逐时降水量

Fig. 2 Hourly precipitation from Enping Station (716510) and Taishan Station (712812) from 08:00 BT 8 to 20:00 BT 9 May 2014

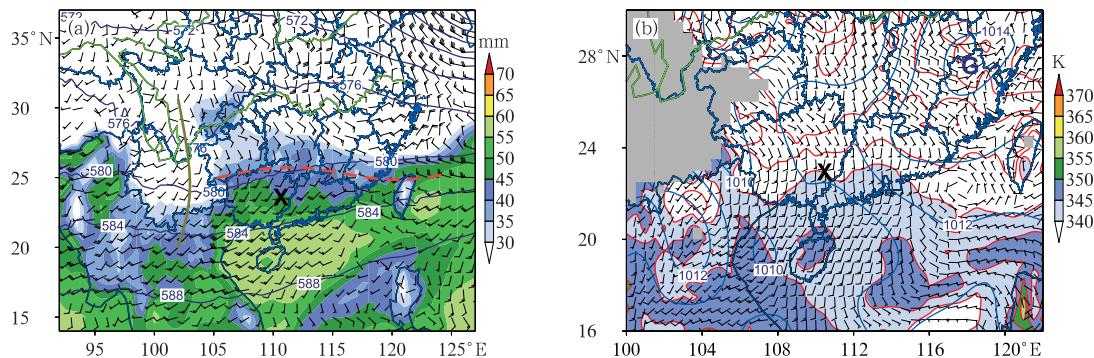


图 3 2014 年 5 月 8 日 08 时 (a) 500 hPa 高度场 (单位: dagpm) 和 850 hPa 风场 (填色区为 PWAT, “X” 符号处为 MCS-A1 对流触发地点, 粗实线为高空槽, 红色断线为低层风场切变); (b) 925 hPa 风场和 θ_{se} (红线, 填色区)、海平面气压 (蓝线, 单位: hPa) (灰色阴影区地形高度 > 1000 m)

Fig. 3 (a) Geopotential height at 500 hPa (unit: dagpm) and wind at 850 hPa (shaded area: PWAT, thick brown line: trough at 500 hPa, red short-dashed line: horizontal wind shear at 850 hPa); (b) wind, θ_{se} (red lines, shaded area) at 925 hPa, and sea-level pressure (blue lines, unit: hPa; gray shaded area: topography higher than 1000 m) at 08:00 BT 8 May 2014 (mark “X”: initial location of MCS-A1)

8 日 20 时后随着高空槽东移(图 4), 850 hPa 暖切变北抬到江南中部, 华南地区低层位温梯度明显减弱; 但随着西南地区东部低压系统与入海高压之间的气压梯度增强, 华南地区低层南风增强明显并形成低空急流, 其中 925 hPa 南风增强到 $10 \sim 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 低层水汽输送增强导致广东中南部 PWAT 达到 55 mm 以上。南风增强后天气尺度辐合区向北推进到华南中北部内陆地区, 但实际上从 9 日凌晨到白天, MCS-A2 以及强降水都位于珠江口西侧沿海地区。急流增强背景下的局地对流发展通常与中尺度抬升机制有密切关系, 具体原因将做进一步分析。

2.3 对流发展环境条件

8 日 08 时北海站位于 MCS-A1 初始对流触发区上游, 探空分析表明(图 5a)对流有效位能 CAPE 为 $700 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 左右, 从最不稳定层抬升的 CAPE 超过 $1000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, 具有一定对流潜势; 但自由对流高度 LFC 位于 800 hPa, CIN 为 $62 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, 稍微靠近内陆地区的南宁站 CIN 高达 $150 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, 表明对流触发仍然需要某种抬升机制。从环境风廓线看, 中层 850 \sim 400 hPa 的垂直切变较弱, 但 1000 \sim 850 hPa 的低层垂直切变接近 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 与低层暖平流伴随的抬升过程能够进一步优化对流启动条件。

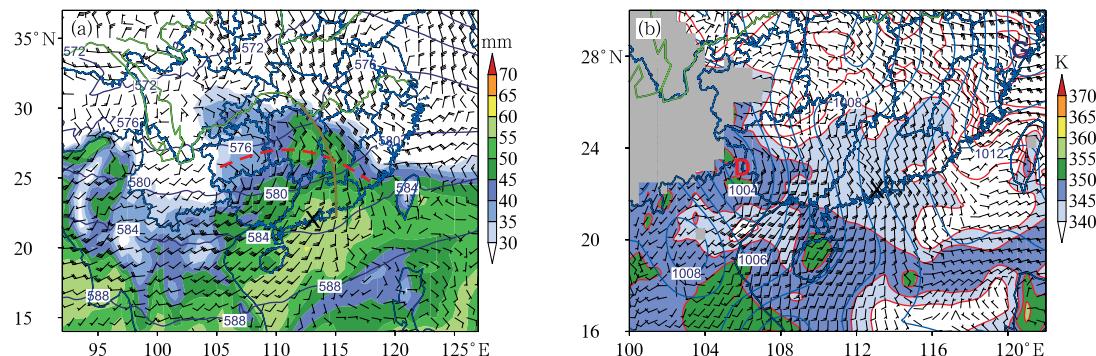


图4 同图3,但为8日20时(“X”符号为MCS-A2对流触发点,其余同图3)

Fig. 4 Same as Fig. 3, but at 20:00 BT 8 May

(“X”: initial location of MCS-A2, other marks same as in Fig. 3)

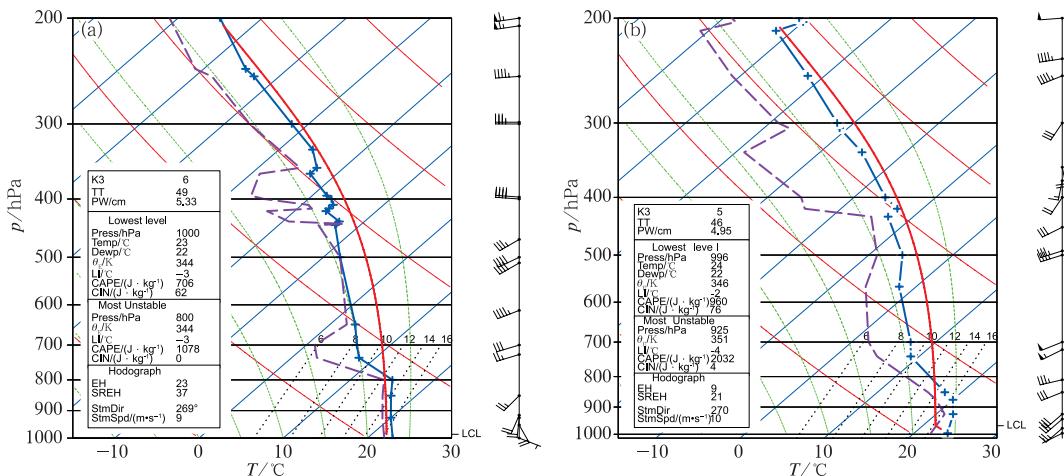


图5 2014年5月8日08时北海站探空(a)和9日08时阳江站探空(b)

Fig. 5 Skew-T diagrams of Beihai Station at 08:00 BT 8 (a),
and Yangjiang Station at 08:00 BT 9 (b) May 2014

9日08时处于MCS-A2上游方向的阳江探空(图5b)表明环境大气CAPE为 $960\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$,CIN为 $76\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$,大气对流不稳定性有所增强。环境垂直风廓线表明华南地区低层西南风较8日白天有明显增强,925 hPa增强到 $12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$;但925~850 hPa风向、风速较为一致,较小的垂直切变意味着9日华南地区低层斜压抬升条件较8日白天有明显减弱。

2.4 天气尺度强迫抬升与中尺度地形强迫抬升

Q 矢量分析反演垂直速度表明,8日08时在经过 110°E 的垂直剖面上(图6a),华南 $20^\circ\sim24^\circ\text{N}$ 700~500 hPa准地转垂直上升速度一般在 $2\sim5\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$,此外受华南中北部地区浅薄冷空气和地形共同影响,图6a中850 hPa以下等位温面有明显倾斜,低层925 hPa垂直速度约为 $5\sim10\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$,在 $1\sim2\text{ h}$

内,低层最大抬升高度可以达到 $200\sim500\text{ m}$,接近北海探空自由对流高度。计算表明斜压强迫垂直抬升速度占 $1/3$,广西东南部云开大山造成的地形强迫性抬升占据 $2/3$,因此地形性抬升对于MCS-A1的触发具有重要作用。

由于 Q 矢量计算采用的EC-Interim分析资料为 0.75° 网格距,在ETOPO 1 km(<https://ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html>)格距地形高度垂直剖面(图6b),广西东部—广西东南部 $23^\circ\sim24^\circ\text{N}$ 的地形梯度、粗糙度要明显高于EC-Interim分析场地形。地形强迫垂直速度可按照 $w=\mathbf{V}\cdot\nabla H$ 进行简要估计,其中 \mathbf{V} 为水平风, H 为地形高度(岳彩军等,2013),即使在边界层弱偏南风 $1\sim2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 情况下,广西东南部云开大山(图6b中 23.5°N 附近)高分辨率地形性强迫能够导致 $10\sim20\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 的上升速度。因此在此过程中,广西

东南部中尺度地形强迫抬升对于 MCS-A1 对流触发过程起到关键作用。

3 MCS 活动特征分析

3.1 MCS-A1 早期发展过程

根据华南地区组网雷达观测,5月8日08时左

右,广西南部开始出现离散对流单体(图7a),11时(图7c)广西东部云开大山—广东西部云雾山地区有多个对流单体快速增强、合并发展,14—15时(图7e)形成具有一定组织规模的 MCS,其南部边缘多孤立的强对流单元。到17时(图7g)形成较为典型的层云伴随线状对流系统(TL/AS),MCS-A1 南部为45 dBz以上的对流线,北侧为30 dBz以下的层云回波,对流系统向东偏南方向缓慢移动并开始产

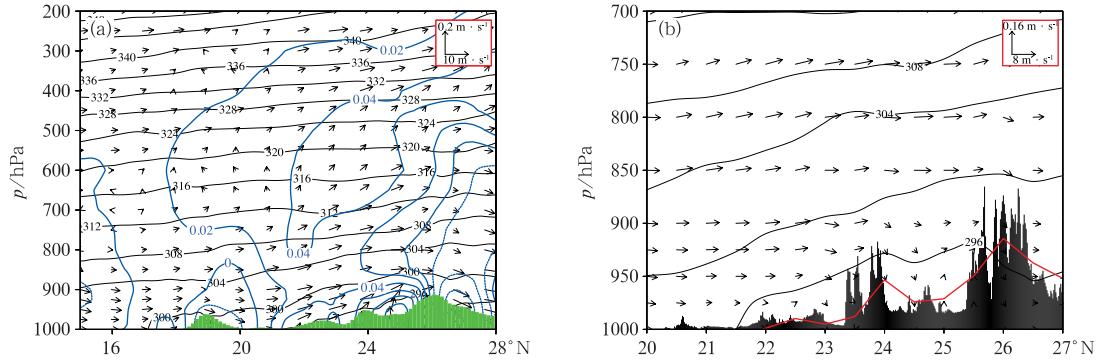


图 6 2014 年 5 月 8 日 08 时 110°E 垂直剖面上的(a)风场、位温 θ (黑线,单位:K)和 Q 矢量强迫垂直速度(蓝线,单位: $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$),
(b)风场和位温场 θ (黑线,单位:K)、EC-Interim 0.75°分辨率地形
廓线(红色实线)与ETOPO 1 km 分辨率地形(黑色阴影)

Fig. 6 The vertical section along 110°E of (a) potential temperature (black line, unit: K), wind vector and updraft by Q -vector forcing (blue line, unit: $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$)
(b) potential temperature (black line, unit: K), wind vector, and topography of ETOPO at 1 km resolution (black shadow), topography profile of EC-Interim at 0.75° resolution (red solid line) at 08:00 BT 8 May 2014

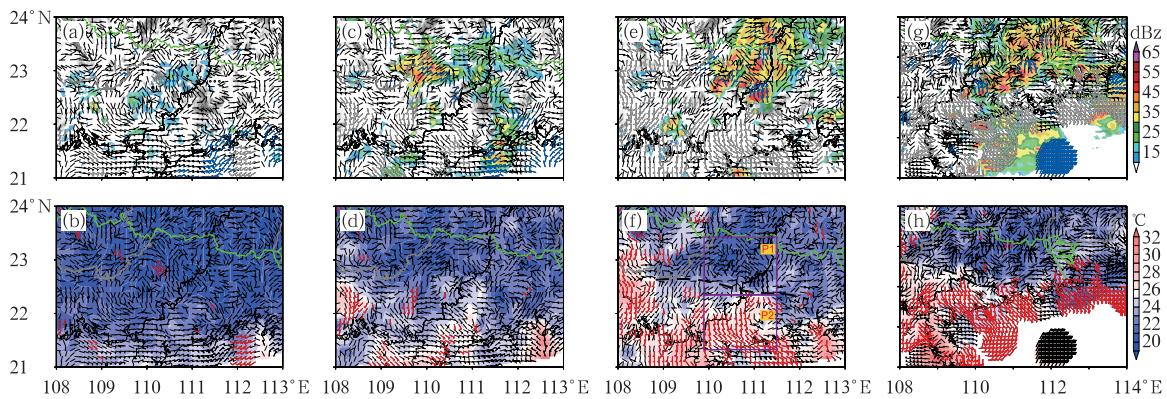


图 7 2014 年 5 月 8 日 08 时(a, b),11 时(c, d),14 时(e, f),17 时(g, h)华南地区雷达
组合反射率(a, c, e, g)和自动站风场、温度场(b, d, f, h)客观分析
(粗断线为风场辐合线,P1/P2 区域分别代表当时 MCS-A1 活动区与上游入流区)

Fig. 7 Composite reflectivity (a, c, e, g) and surface wind, temperature analysis (b, d, f, h)
at 08:00 BT (a, b), 11:00 BT (c, d), 14:00 BT (e, f), 17:00 BT (g, h) 8 May 2014
(Thick short-dashed line means surface wind convergence boundary,
P1/P2 rectangles mean MCS-A1 zone and upstream zone at that time, respectively)

生较强降水。统计分析表明 TL/AS 类型暴雨对流系统通常出现在斜压环境中,低层边界、大气垂直切变结构对于对流组织过程有重要影响(Parker and Johnson,2000;Schumacher and Johnson,2005)。

8日早上(图 7a,7b)对流尚未发展,华南中北部地区受高压后部的浅薄冷空气控制,没有明显的中尺度风场辐合线等动力边界,但广西东部—广东西部存在 $1 \text{ K} \cdot (100 \text{ km})^{-1}$ 左右的西南—东北向弱温度梯度;11时(图 7c,7d)随着广西南部南风增强和升温,广西中部—广东西南部地区温度梯度增大,时间上与 MCS-A1 对流发展几乎同步;14时(图 7e,7f)MCS-A1 南部边界处,南北风辐合、温度梯度有显著增强,地面动力边界、热力边界的增强与对流系统自身发展有直接关系。从 17 时(图 7g,7h)对流系统和地面分析看,对流系统伴随冷池对应的动力、热力边界推进到广东西南部,在冷池前方有较为清楚的东南风入流,冷池边界后有较明显的辐散性风场。

8 日 10—16 时 MCS-A1 主要在图 7f 中的 P1 区域内活动,P2 区域位于 MCS-A1 上游入流方向。8 日早上随着南风增强,P2 区域开始明显升温(图 8a),但受 MCS-A1 影响 P1 区域内温度几乎不变;P1-P2 区域内经向温度梯度由不足 $1 \text{ }^{\circ}\text{C} \cdot (100 \text{ km})^{-1}$ 增长到 $2 \text{ }^{\circ}\text{C} \cdot (100 \text{ km})^{-1}$ (图 8b)。P1 区域地面风场平均散度(图 8c)表明在对流的早期发展阶段,区域辐合一直在增强;在逐小时海平面变压场上(图 8d),11—15 时有 $0.5 \text{ hPa} \cdot \text{h}^{-1}$ 左右的负变压。负变压区的形成显然与高空槽前的正涡度平流和边界层暖平流相关,通过负变压和风场适应过程形成中尺度辐合,能将水汽、能量集中在有限区域内,促进对流系统发展;Schumacher and Johnson(2009)也指出在近似饱和环境中,中尺度涡旋辐合区对于对流的组织发展有重要影响。16 时后 MCS-A1 降水导致的冷池效应开始明显,P1 区域内逐步出现相对明显的正变压和辐散性风场,对流系统进入自组织阶段。

3.2 MCS-A1 中尺度涡旋结构

20 时前后 MCS-A1 东北部层云区逐渐产生中尺度涡旋,在地面风场上涡旋中心附近反射率在 50 dBz 以上(图 9a),自动站上伴有 $12 \sim 14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的地面大风;涡旋中心后部拖曳有线状强回波带。

珠江口附近 $50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 以上的短时强降水与涡旋中心附近的强回波区相关,而珠江口西侧海岸附近的降水与线状回波以及拖曳层云回波有直接关系。21 时广州单站雷达在 0.5° 仰角径向速度场具有明显旋转特征(图 9b),估测表明在低涡中心 50 km 直径范围内,最大径向速度差约为 $40 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右,因此中尺度涡旋相对涡度约为 $0.8 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$,理论分析和数值研究都表明这类中尺度涡旋的形成过程与潜热释放有密切关系(Morales et al,2015)。

图 10a 为经过图 9a 中 A1—A2 的反射率剖面,MCS-A1 具有热带低质心回波特征, 40 dBz 高度位于 6 km 以下,对流核强度为 $50 \sim 60 \text{ dBz}$,后部层云回波和与对流核心具有分离特征。从对应时刻的 FY-2E TBB 数据(图 10b)分析,MCS-A1 具有近椭圆状红外云顶,从上游迎风方向上的阳江探空的风

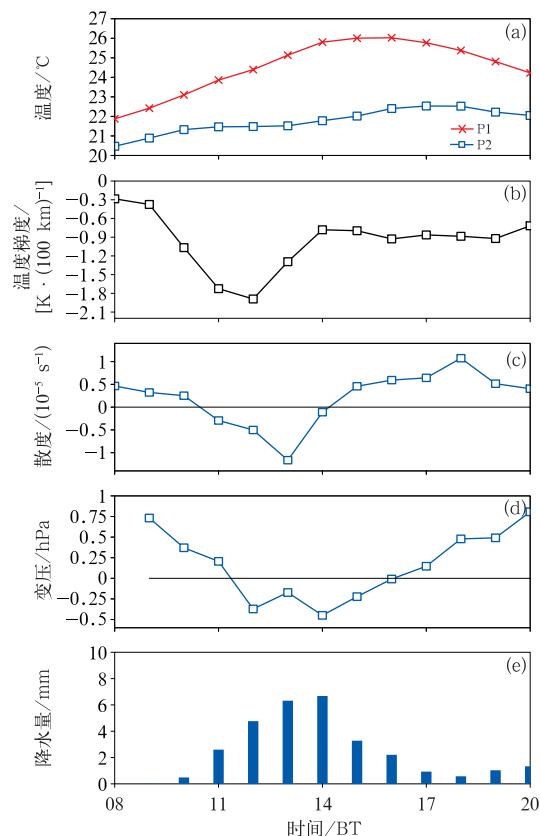


图 8 2014 年 5 月 8 日 08—20 时自动站逐时温度(a),P1 区域温度梯度(b),平均散度(d),变压(c),降水量(e)

Fig. 8 Area-averaged temperature (a), temperature gradience (b), surface wind divergence (c), 1 h pressure change (d) and precipitation (e) at P1 region from 08:00 BT to 20:00 BT 8 May 2014

廓线图分析,风暴入流方向上阳江、香港探空站 850 hPa 风增强到 $14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,环境风场上低层垂直切变较为清楚,按照阳江站探空计算的风暴移动矢量估计,MCS-A1 向东偏南方向以 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 速度移动,实际移动速度比探空估计要略慢一些。

图 11 为 8 日 21 时自动站的 1 h 变压、变温分析,与强降水伴随的地面冷池面积为 $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$ 左右,冷池造成地面加压 $2 \sim 3 \text{ hPa}$,降温 $2 \sim 3^\circ\text{C}$,在冷池边界后部形成辐散性风场;冷池前部为暖湿入流相关的负变压区。从连续监测看,冷池边界凸起处移对应冷池出流最强,边界向南移动速度最快,而在其两侧靠近中尺度涡旋和西侧边界移动相对较慢。21—22 时线状对流快速经过珠江口地区后,MCS-A1 对华南地区影响基本结束,但 MCS-A1 主体移动到海上后,仍然维持了较长时间。

3.3 MCS-A2 发展特征

5 月 9 日 03 时后靠近珠江口西侧沿海地区,新生对流系统 MCS-A2 开始快速发展,04 时出现低于 -65°C 的云顶亮温(图 12);MCS-A2 在珠江口西侧停滞少动,到 08 时, -65°C 对流云顶仍然在珠江口西侧附近活动;同时 MCS-A1 也在海上继续维持。13:30 FY-2E 可见光云图(图 13)表明,海上 MCS-A1 主体后部有拖曳多条积云线,与 MCS-A1 冷池造成的阵风锋相对应;在 MCS-A2 的迎风方向上,沿着冷池边界有多个对流单体发展。午后随着低层暖湿入流的减弱,MCS-A2 逐步减弱,华南地区降水过程基本结束。

卫星和雷达观测均表明,8 日夜间 MCS-A1 主体部分从珠江口东侧移出陆地后,中尺度涡旋后部的线状对流仍然较为活跃。9 日 04 时(图 14a)在珠江口西侧沿海地区的对流活动明显增强,形成 100 km 左右的 β 中尺度线状对流,整体向东南方向缓慢移动,其中对流单体向迎风方向传播,以“后向发展”(Schumacher and Johnson, 2006)方式进行组织;上游西北方向也不断有新生对流单体发展,逐步构成新的 β 中尺度线状对流。到 9 日上午(图 14b),MCS-A2 形成多条 β 中尺度线状对流平行排列的组织结构,这种多平行线状对流组织结构与 8 日白天 MCS-A1 陆上发展过程中的 TL/AS 结构、8 日夜间 MCS-A1 中尺度涡旋回波结构存在显著区别,Luo

et al(2014)、Wang et al(2014)在研究梅雨锋暴雨过程中发现有类似对流结构,其对流组织机制被认为与低空急流、冷池出流边界的综合作用过程有关系。

从对流系统垂直剖面看(图 15), β 中尺度线状对流单体仍然表现为低质心型结构,但对流发展高度普遍可达到 10 km 以上,由于在夜间环境水汽输送增强,MCS-A2 相比于 MCS-A1 能够形成更高的降水强度,台山附近出现 $102 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的短时强降水,与图 14b、图 15b 中 C1—C2 剖面上的线状对流有直接关系;珠江口西侧长降雨持续时间与稳定维持的冷池边界、多个线状对流系统的持续影响相关。

9 日 03 时受到 MCS-A1 对流造成的冷池影响(图 16a),华南内陆地区处于偏冷状态,温度梯度较弱,相对明显的温度边界和风场辐合线位于珠江口西侧海岸线附近,珠江口东侧有 MCS-A1 后部冷池出流形成的东北风,MCS-A2 发展与 MCS-A1 后部的冷池边界有直接关系。图 16a 中,S2 区域为受 MCS-A2 直接影响区,S1 为紧邻对流系统的上游入流区。到 9 日 08 时(图 16b),S1 区域升温相对明显,S2 区域受 MCS-A2 降水冷池影响仍然偏冷,两区域间温度梯度有所增大;同时来自海上的南风有明显增强,但风场辐合线稳定维持在珠江口西侧海岸线附近。

从对区域平均 2 m 温度分析看(图 17a),S1、S2 区域温差在 9 日 02 时以前一般小于 1°C ,03 时后 S1 区域开始升温,S1、S2 区域温差持续增大,到 9 日白天受辐射差异影响温度梯度迅速增长(图 17b)。从逐小时地面变压看(图 17c),03 时后受 MCS-A2 降水冷池影响,S2 区出现 $0.5 \sim 1.5 \text{ hPa}$ 的正变压。与 8 日白天发展的 MCS-A1 相比,凌晨发展的 MCS-A2 造成的降水更强更集中,冷池造成的地面温度梯度、地面加压强度也更强一些,在低空急流增强的背景下有利于 MCS-A2 的自身维持。

3.4 降水冷池与垂直切变相对强度估计

尽管 MCS-A1/A2 组织结构具有明显差异,但都是属于稳定维持、长生命史的 MCS。Rotunno et al(1988)、Weisman(1993)、Weisman and Rotunno(2004)合作研究表明,当冷池边界扩张速度与对应低层垂直切变(此处取 $\Delta U_{0 \sim 3 \text{ km}}$)相当时,对流系统将维持稳定发展。其中冷池传播速度 C 可认为是二

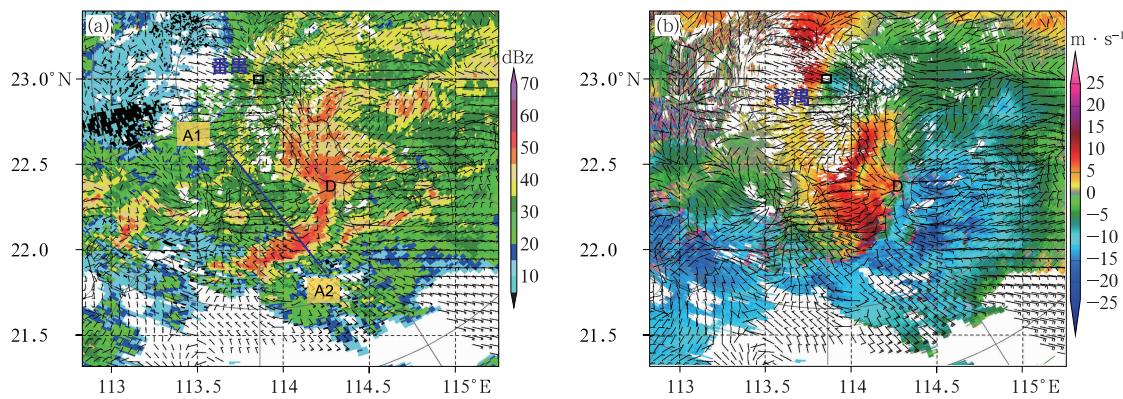


图9 2014年5月8日21:34自动站风场和广州番禺雷达0.5°仰角反射率因子(a),径向速度(b)

Fig. 9 Surface wind analysis and reflectivity factor (a), radical velocity (b) at 0.5° elevation from Guangzhou Droppler Radar at 21:34 BT 8 May 2014

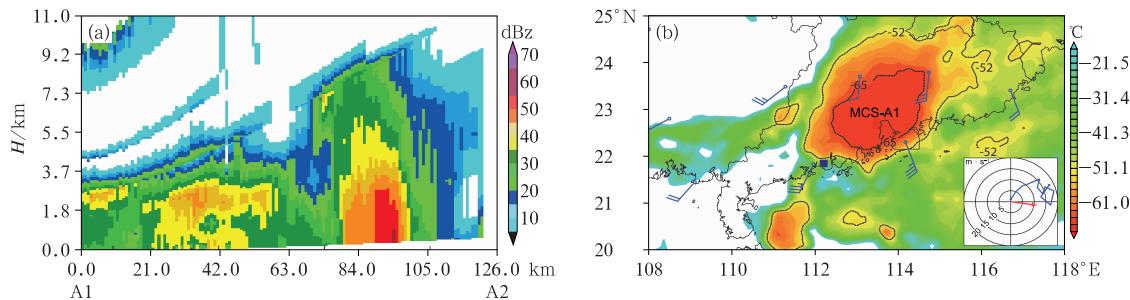
图10 2014年5月8日21:34经过图9a中A1—A2剖面的雷达反射率剖面(a),
21:00 FY-2E TBB 和 850 hPa 探空风场(b)

Fig. 10 Reflectivity factor on vertical section along line A1—A2 in Fig. 9a at 21:34 BT (a),
TBB from FY-2E and wind barb at 850 hPa at 20:00 BT (b) 8 May 2014

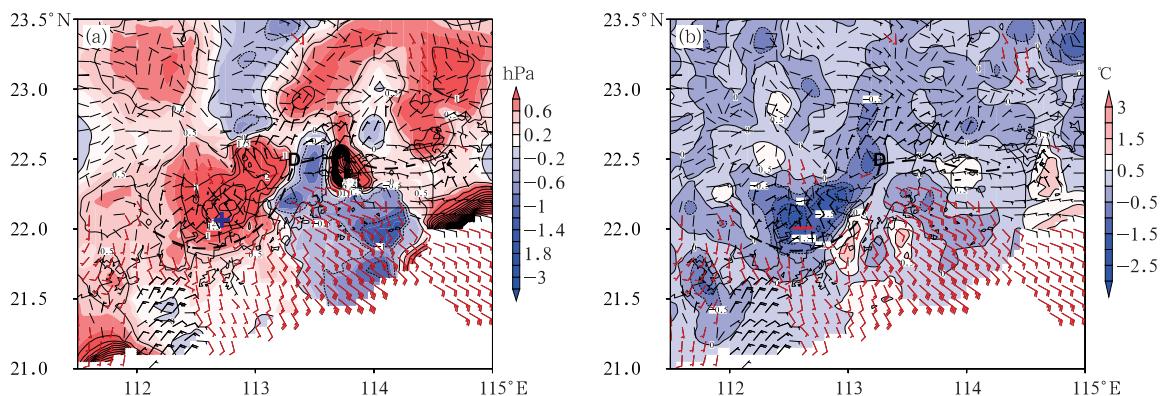


图11 2014年5月8日21时自动站风场和1 h变压(a),1 h变温(b)客观分析

Fig. 11 Surface wind analysis from AWS with hourly pressure tendency (a),
and hourly temperature tendency (b) at 21:00 BT 8 May 2014

维密度流传播速度,假设冷池具有位温扰动 $\Delta\theta$ 、厚度为 H ,则冷池边界扩张速度 C 可按照冷池造成的气压扰动进行估计:

$$C^2 = 2g \frac{-\Delta\theta}{\theta} H = 2g \frac{\Delta\rho}{\bar{\rho}} H = 2 \frac{\Delta p}{\bar{\rho}}$$

式中: Δp 为冷池内外气压变化, $\bar{\rho}$ 为地面空气的平

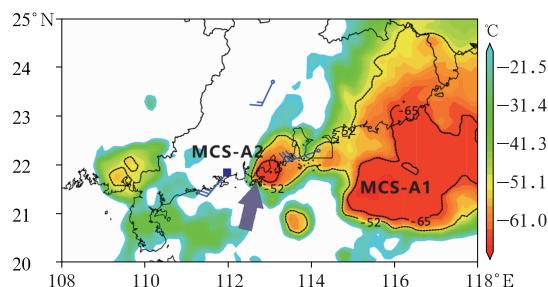


图 12 2014 年 5 月 9 日 04 时 FY-2E 卫星
TBB 和 02 时 850 hPa 探空风场

Fig. 12 TBB from FY-2E satellite at 04:00 BT
and wind at 850 hPa at 02:00 BT 9 May 2014

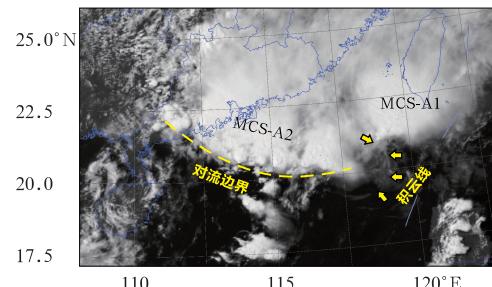


图 13 2014 年 5 月 9 日 13:30
FY-2E 可见光通道图像

Fig. 13 VIS image from FY-2E
at 13:30 BT 9 May 2014

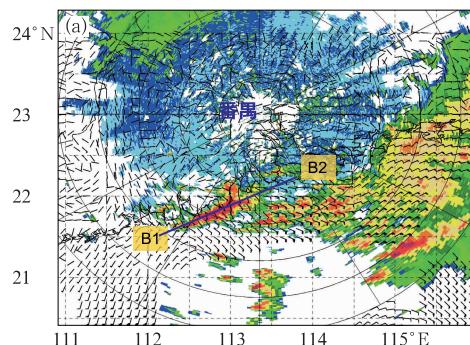


图 14 2014 年 5 月 9 日 04 时(a)

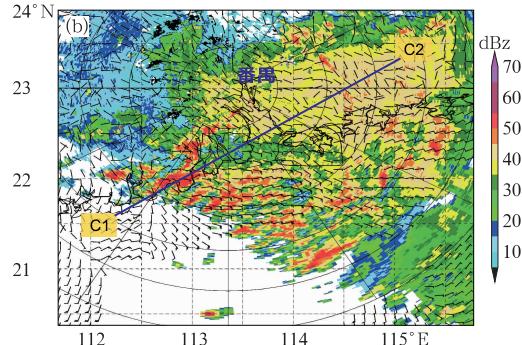


Fig. 14 Reflectivity factor at 0.5° elevation from Guangzhou Doppler Radar with
surface wind analysis at 04:00 BT (a) and 11:00 BT (b) 9 May 2014

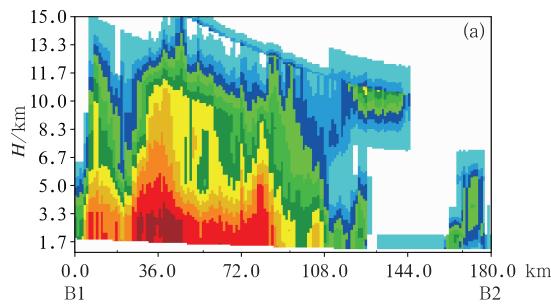


图 15 2014 年 5 月 9 日 04 时经过图 14 中 B1—B2(a)

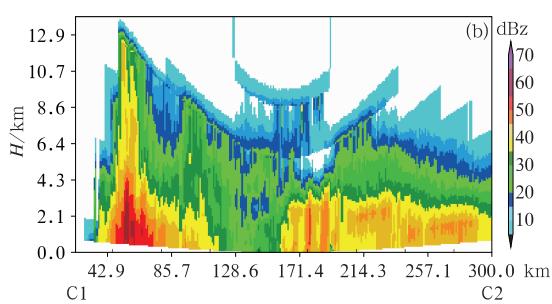


Fig. 15 Reflectivity factor on vertical section along lines B1—B2 at 04:00 BT (a)
and C1—C2 at 11:00 BT (b) 9 May 2014 in Fig. 14

均密度。根据上述公式,利用自动站观测小时变压和 MCS 上游探空,估计了过程中冷池强度和对应环境风切变强度。如表 1 所示,8 日 14 时 MCS-A1 地面冷池相对较弱,冷池边界扩张速度为 $9.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,弱于上游南宁站低层切变($12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$),这种情况下对流系统通常具有向冷区倾斜的层云结构。8 日夜间

MCS-A1 的冷池边界扩张速度达到 $22 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,略大于上游阳江站的低层垂直切变($20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$),MCS 发展较为强盛;9 日 02—08 时,MCS-A2 对应的冷池出流速度与低层垂直切变比值接近 1,有利于形成较为直立、发展高度较高的对流单体。

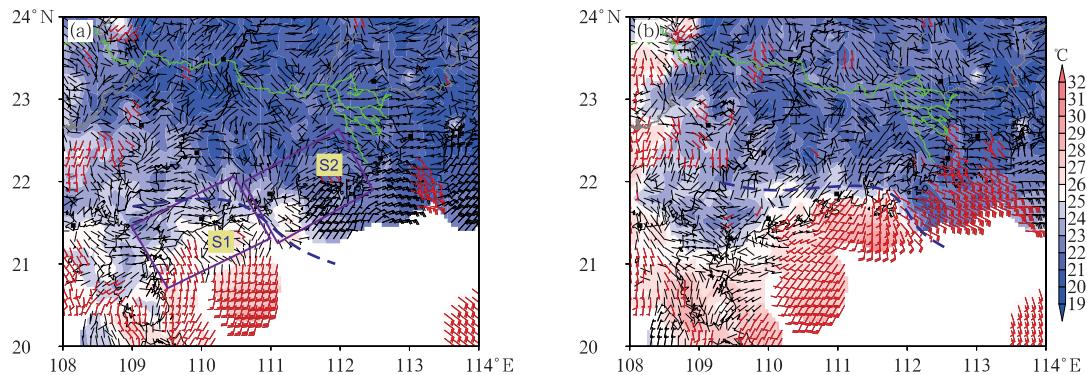


图 16 2014 年 5 月 9 日 03 时(a),08 时(b)自动站温度和风场客观分析

(粗断线为风场辐合线位置,图 16a 中 S1、S2 区域分别代表当时 MCS-A2 上游入流区与对流影响区)

Fig. 16 Wind, temperature analysis from AWS observation at 03:00 BT (a), 08:00 BT (b) 9 May 2014

(thick short-dashed lined: wind convergence boundary, S1/S2 rectangle in Fig. 16a: MCS-A2 upstream zone and active zone)

表 1 冷池边界扩张速度与上游探空低层垂直切变对比

Table 1 Propagation speed of cold pool boundary compared with low-level shear from up stream soundings

时间	$\Delta p/\text{hPa}$	2 m 温度 / °C	$\bar{\rho}/(\text{kg} \cdot \text{m}^{-3})$	$C/(\text{m} \cdot \text{s}^{-1})$	上游探空站, $\Delta U_{0 \sim 3 \text{ km}}/(\text{m} \cdot \text{s}^{-1})$	$C/\Delta U_{0 \sim 3 \text{ km}}$
8 日 14 时	+0.5	25.2	1.17	9.2	南宁, 12	0.77
8 日 20 时	+3.0	23.1	1.24	22.0	阳江, 20	1.10
9 日 02 时	+1.0	21.6	1.19	13.0	阳江, 14	0.93
9 日 08 时	+1.2	21.8	1.20	15.9	阳江, 20	0.80

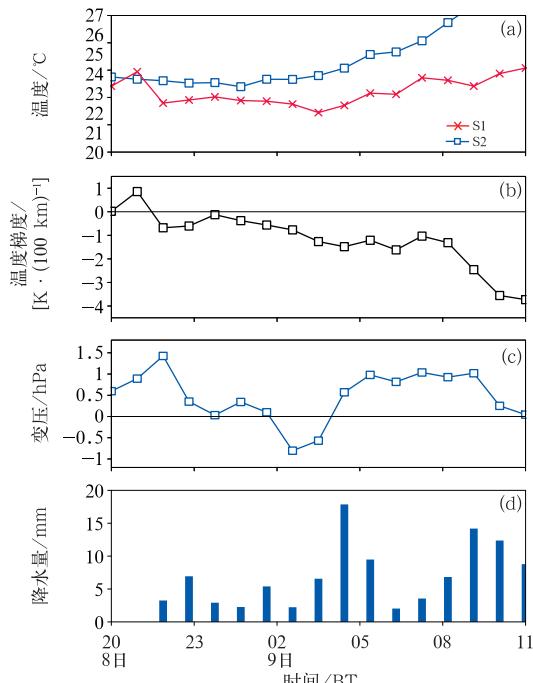


图 17 2014 年 5 月 8—9 日 S1、S2 区域平均逐时温度(a),S1—S2 区域温度梯度(b),S2 区域平均逐时变压(c)和降水量(d)

Fig. 17 Area-averaged temperature (a), temperature gradient (b), 1 h pressure change (c) and precipitation (d) from 8 to 9 May 2014

4 结论和讨论

2014 年 5 月 8 日中午到 9 日白天,广东珠江口地区受 MCS-A1、MCS-A2 两个长生命史中尺度对流系统影响,造成持续性强降水,两个 MCS 在环流背景特征、对流触发、维持机制都存在显著区别。在预报业务中通过诊断分析弱天气形势下的近地面-边界层热力、动力变化特征,能够对华南地区 MCS 发生发展特征做出更为准确的预估;在短时临近预报业务中需要分析早期 MCS 预报偏差,及时诊断 MCS 对流反馈对于环境条件的影响,对后继 MCS 发展过程进行调整。

(1) MCS-A1 发展前具有弱中高空天气尺度系统强迫,暴雨对流系统的发展过程类似于静止锋形势下的 MCC 发展过程(Maddox et al, 1979),但温度梯度、边界层暖平流要弱很多。MCS-A1 对流触发与广西南部地面南风增强、华南南部云开大山—云雾山中尺度地形抬升有紧密关系。在 MCS-A1 早期发展过程中,高空槽配合低层暖平流在弱地面温度梯度区上造成中尺度辐合性涡旋流场,有利于对流的集中组织发展。8 日下午 MCS-A1 向顺风方向移动(Corfieldi, 2003),在弱斜压环境中形成 TL/AS 结构(图 18a),地面冷池相对较弱。

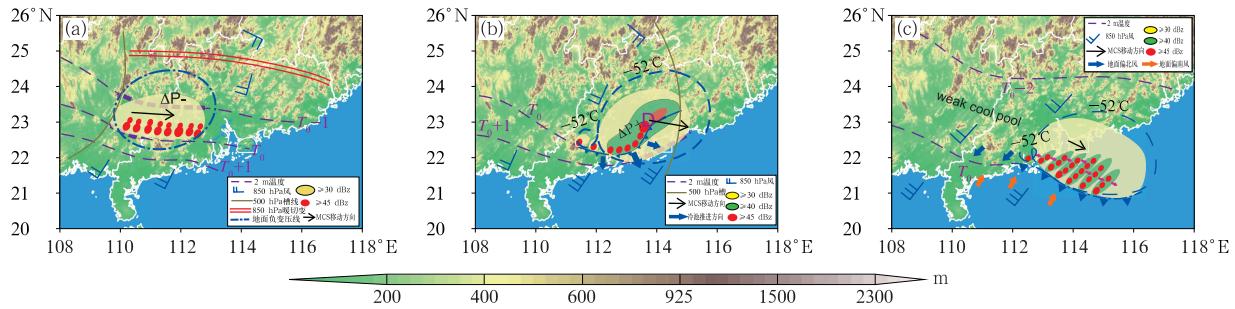


图 18 MCS-A1 白天(a)、MCS-A1 夜间(b)、MCS-A2(c)中尺度概念模型

Fig. 18 The conceptual model for (a) MCS-A1 (day time), (b) MCS-A2 (night time), and (c) MCS-A2

(2) 8 日傍晚前后随着降水增强,受潜热释放影响,MCS-A1 中出现中尺度涡旋结构(图 18b),中尺度涡旋-潜热的正反馈过程能够保证 MCS-A1 维持较长时间。8 日夜间受 MCS-A1 伴随降水冷池影响,温度边界、动力边界推进到珠江口西侧沿海地区,华南中南部内陆地区的地面温度梯度区被破坏,地面温度维持在偏冷状态,远离海岸线的内陆地区很难有新生对流发展;同时又叠加夜间较暖洋面造成的海陆热力差异影响,MCS-A1 遗留冷池造成的中尺度温度边界稳定维持在广东西南部沿海地区。

(3) 伴随 8 日夜间到 9 日凌晨低层西南气流增强,在珠江口西侧遗留冷池边界附近的中尺度抬升导致了 MCS-A2 的对流触发过程,由于新生对流单体向迎风方向传播,MCS-A2 整体移动速度缓慢,在珠江口西侧海岸附近造成较长时间降水。在冷池边界和 LLJ 组织下,MCS-A2 形成多条平行 β 中尺度线状对流组织结构(图 18c),强降水的形成与稳定维持的冷池边界、多个 β 中尺度线状对流导致的“列车效应”相关。计算表明在相对平衡的低层垂直切变和冷池出流条件下,有利于在 MCS-A2 中形成较为直立的对流单体,增强的边界层水汽输送、更高的对流单体高度也有利于在珠江口西侧形成更高的降水强度。

关于此次过程仍然有许多问题需要进一步深入研究,如在 MCS-A1 发展前地面南风增强、8 日夜间珠江口西侧沿海地区热动力边界的维持均可能有海陆差异的密切关系,MCS-A2 多平行线状对流结构的组织机制、中尺度暴雨数值可预报性等诸多问题仍然留待进一步讨论。

参考文献

- 孔期,林建,2017. 2015 年 5 月 19—20 日华南地区不同性质暴雨成因和预报分析[J]. 气象,43(7):792-803. Kong Q, Lin J, 2017. Analysis on causes and forecasts of the torrential rainfall with different features over South China during 19 to 20 May 2015 [J]. Meteor Mon, 43(7):792-803(in Chinese).

梁巧倩,项颂翔,林良根,等,2012. 华南前汛期 MCS 的活动特征及组织发展形式[J]. 热带气象学报,28(4):541-551. Liang Q Q, Xiang S X, Lin L G, et al, 2012. MCS characteristics over South China during the annually first rainy season and their organization types[J]. J Trop Meteor, 28(4):541-551(in Chinese).

林良勋,冯业荣,黄忠,等,2006. 广东省天气预报技术手册[M]. 北京:气象出版社:19. Lin L X, Feng Y R, Huang Z, et al, 2006. Technical Guidance on Weather Forecasting in Guangdong Province[M]. Beijing: China Meteorological Press:19(in Chinese). 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 Z G, Li Y X, Lin K P, et al, 2009. A study on maintain mechanism of a long life-cycle mesoscale convective systems[J]. Acta Meteor Sin, 67 (4):640-651(in Chinese).

鲁亚斌,李华宏,闵颖,等,2018. 一次云南强对流暴雨的中尺度特征分析[J]. 气象,44(5):645-654. Lu Y B, Li H H, Min Y, et al, 2018. Analysis of mesoscale weather system characteristics of a severe convective rainstorm in Yunnan[J]. Meteor Mon, 44(5): 645-654(in Chinese).

罗建英,廖胜石,黄归兰,等,2009. 广西前汛期锋前暖区暴雨过程的模拟与分析[J]. 气象,35(10):50-57. Luo J Y, Liao S S, Huang G L, et al, 2009. Numerical simulation and analysis on a heavy rain process in the warm sector in Guangxi[J]. Meteor Mon, 35 (10):50-57(in Chinese).

蒙伟光,张艳霞,戴光丰,等,2007. 华南沿海一次暴雨中尺度对流系统的形成和发展过程[J]. 热带气象学报,23(6):521-530. Meng W G, Zhang Y X, Dai G F, et al, 2007. The formation and development of a heavy rainfall mesoscale convective system along southern China coastal area[J]. J Trop Meteor, 23(6):521-530 (in Chinese).

蒙伟光,张艳霞,袁金南,等,2014. 华南沿海 2011 年 7 月 15—18 日持续暴雨过程中的季风槽与中尺度对流系统相互作用[J]. 气象学报,72(3):508-525. Meng W G, Zhang Y X, Yuan J N, et al, 2014. Monsoon trough and MCSs interactions during the persistent torrential rainfall event of 15-18 July 2011 along the South China Coast[J]. Acta Meteor Sin, 72(3):508-525(in Chinese).

苗春生,杨艺亚,王坚红,等,2017. 两类华南沿海暖区暴雨特征及热力发展机制对比研究[J]. 热带气象学报,33(1):53-63. Miao C S, Yang Y Y, Wang J H, et al, 2017. Comparative study of characteristics and thermodynamical development mechanism on two types of warmsector heavy rainfall in South China Coast[J].

- J Trop Meteor,33(1):53-63(in Chinese).
- 孙建华,赵思雄,2000.一次罕见的华南大暴雨过程的诊断与数值模拟研究[J].大气科学,24(3):381-392. Sun J H, Zhao S X, 2000. A diagnosis and simulation study of a strong heavy rainfall in South China[J]. Chin J Atmos Sci, 24(3):381-392(in Chinese)
- 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 J H, Zhao S X, 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]. Chin J Atmos Sci, 26(4):541-557(in Chinese).
- 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 J H, Zhao S X, 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]. Chin J Atmos Sci, 26(5):633-646(in Chinese).
- 王坚红,杨艺亚,苗春生,等,2017. 华南沿海暖区辐合线暴雨地形动力机制数值模拟研究[J]. 大气科学,41(4):784-796. Wang J H, Yang Y Y, Miao C S, et al, 2017. The numerical study of terrain dynamic influence on warm area heavy rainfall of convergence lines in South China coast[J]. Chin J Atmos Sci, 41(4):784-796 (in Chinese).
- 王晓芳,赖伟伟,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. Wang X F, Lai A W, Wang Z B, 2014. Observation characteristics and continuing environmental conditions for long-lived and quasi-stationary MCS[J]. Chin J Atmos Sci, 38(3):421-437 (in Chinese).
- 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):988-1008. Xia R D, Zhao S X, Sun J H, 2006. A study of circumstances of meso- β scale systems of strong heavy rainfall in warm sector ahead of fronts in South China[J]. Chin J Atmos Sci, 30(5):988-1008(in Chinese).
- 岳彩军,李佳,陈佩燕,等,2013. 湿 Q 矢量释用技术的改进研究[J]. 高原气象,32(6):1617-1625. Yue C J, Li J, Chen P Y, et al, 2013. Study on improvement of moist Q vector interpretation technique[J]. Plateau Meteor, 32(6):1617-1625(in Chinese).
- 张晓惠,倪允琪,2009. 华南前汛期锋面对流系统与暖区对流系统的个例分析与对比研究[J]. 气象学报,67(1):108-121. Zhang X H, Ni Y Q, 2009. A comparative study of a frontal and a non-frontal convective systems[J]. Acta Meteor Sin, 67(1):108-121 (in Chinese).
- Chen G T J, Wang C C, Chang S W, 2008. A diagnostic case study of Mei-Yu frontogenesis and development of wavelike frontal disturbances in the subtropical environment[J]. Mon Wea Rev, 136 (1):41-61.
- Chen S J, Kuo Y H, Wang W, et al, 1998. A modeling case study of heavy rainstorms along the Mei-Yu front[J]. Mon Wea Rev, 126 (9):2330-2351.
- Corfidi S F, 2003. Cold pools and MCS propagation:forecasting the motion of downwind-developing MCSs[J]. Wea Forecasting, 18 (6):997-1017.
- Hoskins B J, Pedder M S, 1980. The diagnosis of middle latitude synoptic development[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 106 (450):707-719.
- Jou B J D, Deng S M, 1992. Structure of a low-level jet and it's role in triggering and organizing moist convection over Taiwan: a TAMEX case study[J]. TAO, 3(1):39-58.
- Luo Y L, Gong Y, Zhang D L, 2014. Initiation and organizational modes of an extreme-rain-producing mesoscale convective system along a Mei-Yu front in east China[J]. Mon Wea Rev, 142 (1):203-221.
- Luo Y L, Zhang R H, Wan Q L, et al, 2017. The southern China monsoon rainfall experiment (SCMREX)[J]. Bull Amer Meteor Soc, 98(5):999-1013.
- Maddox R A, 1980. Mesoscale convective complexes[J]. Bull Amer Meteor Soc, 61(11):1374-1400.
- Maddox R A, Chappell C F, Hoxit L R, 1979. Synoptic and meso- α scale aspects of flash flood events[J]. Bull Amer Meteor Soc, 60 (2):115-123.
- Morales A, Schumacher R S, Kreidenweis S M, 2015. Mesoscale vortex development during extreme precipitation: Colorado, September 2013[J]. Mon Wea Rev, 143(12):4943-4962.
- Parker M D, Johnson R H, 2000. Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems[J]. Mon Wea Rev, 128(10):3413-3436.
- Rotunno R, Klemp J B, Weisman M L, 1988. A theory for strong, long-lived squall lines[J]. J Atmos Sci, 45(3):463-485.
- Schumacher R S, Clark A J, Xue M, et al, 2013. Factors influencing the development and maintenance of nocturnal heavy-rain-producing convective systems in a storm-scale ensemble[J]. Mon Wea Rev, 141(8):2778-2801.
- Schumacher R S, Johnson R H, 2005. Organization and environmental properties of extreme-rain-producing mesoscale convective systems[J]. Mon Wea Rev, 133(4):961-976.
- Schumacher R S, Johnson R H, 2006. Characteristics of U. S. extreme rain events during 1999-2003[J]. Wea Forecasting, 21(1):69-85.
- Schumacher R S, Johnson R H, 2009. Quasi-stationary,extreme-rain-producing convective systems associated with midlevel cyclonic circulations[J]. Wea Forecasting, 24(2):555-574.
- Trier S B, Davis C A, 2002. Influence of balanced motions on heavy precipitation within a long-lived convectively generated vortex [J]. Mon Wea Rev, 130(4):877-899.
- Wang H, Luo Y L, Jou B J D, 2014. Initiation, maintenance, and properties of convection in an extreme rainfall event during SCMREX:observational analysis[J]. J Geophys Res: Atmos, 119 (23):13206-13232.
- Weisman M L, 1993. The genesis of severe, long-lived bow echoes [J]. J Atmos Sci, 50(4):645-670.
- Weisman M L, Rotunno R, 2004. “A theory for strong long-lived squall lines” revisited[J]. J Atmos Sci, 61(4):361-382.