

蒲义良,卢栩诗,胡胜,等,2023. 华南沿海一次暖区特大暴雨的对流特征和发展机制分析[J]. 气象,49(2):201-212. Pu Y L, Lu X S, Hu S, et al, 2023. Convective characteristics and development mechanisms of an extreme warm-sector rainfall in the coastal area of South China[J]. Meteor Mon, 49(2):201-212(in Chinese).

华南沿海一次暖区特大暴雨的 对流特征和发展机制分析^{*}

蒲义良¹ 卢栩诗¹ 胡 胜² 刘显通² 叶朗明¹ 张 楚¹ 李晓惠³

¹ 广东省江门市气象局, 江门 529000

² 中国气象局广州热带海洋气象研究所, 广州 510080

³ 广东省台山市气象局, 台山 529299

提 要: 2017年6月22日华南沿海经历了一次罕见的极端降雨事件(24 h最大累计雨量562.5 mm),刷新了当地多项历史雨量纪录。使用NCEP/NCAR再分析数据和多源观测数据,分析了这次降雨过程的天气背景、天气尺度触发和维持机制、中尺度环流的演变及雷达特征等。结果表明:这次极端降雨发生在暖湿偏南气流中,双低空急流相互配合产生的上升运动是此次暴雨主要的天气尺度触发机制,其中边界层急流的建立也为雨区提供了有利不稳定能量和水汽条件,整个降雨过程随着双低空急流结构配合的减弱而结束。降雨形成较弱的冷池流出边界在锦江南侧和岗美东南侧原地少动,并不断激发新生对流,使得对流云团在锦江和岗美地区准静止,从而产生极端累计降雨量。整个降雨过程中对流结构表现出低质心的结构特点,对流成熟阶段锦江和岗美地区近地面平均雨滴粒径较为接近,锦江降雨效率高于岗美主要体现在更加密集的雨滴数量上。

关键词: 暖区特大降雨,对流触发,雷达特征,中尺度系统

中图分类号: P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2022.090601

Convective Characteristics and Development Mechanisms of an Extreme Warm-Sector Rainfall in the Coastal Area of South China

PU Yiliang¹ LU Xushi¹ HU Sheng² LIU Xiantong² YE Langming¹ ZHANG Chu¹ LI Xiaohui³

¹ Jiangmen Meteorological Office of Guangdong Province, Jiangmen 529000

² Institute of Tropical and Marine Meteorology, CMA, Guangzhou 510080

³ Taishan Meteorological Office of Guangdong Province, Taishan 529299

Abstract: On 22 June 2017, an extreme warm-sector rainfall event hit the western coastal area of South China, during which Jinjiang Station observed a maximum cumulative rainfall of 562.5 mm in 24 hours which broke many local historical records. This paper analyzes the synoptic background, synoptic-scale triggering and maintenance mechanisms as well as evolution of the precipitation characteristics in this extreme rainfall event by using the NCEP/NCAR reanalysis data and multi-source observations. The results show that this extreme rainfall occurred under the condition of the low-level warm and humid southerly air-flow. The updraft movement caused by the double low-level jets was the main synoptic-scale triggering mechanism. The upper-level jet also provided favorable unstable energy and water vapor. The outflow

^{*} 国家自然科学基金项目(41975138)、广东省自然科学基金项目(2019A1515010814)和广东省气象局科学技术研究项目(GRMC2020M27)共同资助

2021年12月2日收稿; 2022年10月6日收修定稿

第一作者:蒲义良,主要从事天气预报业务工作. E-mail: puyil@mail2.sysu.edu.cn

通讯作者:胡胜,主要从事天气雷达资料应用和强对流天气研究. E-mail: sheng_hu@gd121.cn

boundary generated by weak cold pool maintained for a long time at the same place and continuously lifted the warm and humid unstable air, resulting in extreme cumulative rainfall. During the whole rainfall process, the convective structure showed a low centroid. In the mature stage of convection, the average particle sizes of near-surface in the Jinjiang and Gangmei areas were relatively alike. The rainfall efficiency of Jinjiang was higher than that of Gangmei, which was mainly reflected in the larger number concentration of raindrops.

Key words: extreme warm-sector rainfall, convective initiation, radar characteristic, mesoscale system

引 言

华南地区濒临热带海洋,是中国最早受到夏季风影响的地区,受到热带与中纬度天气系统的共同影响,是中国雨量最充沛、暴雨最频繁的地区之一(陶诗言,1980;陈红和赵思雄,2000;赵思雄等,2004;Zhou et al,2008;赵玉春和王叶红,2009)。每年在南海夏季风建立之时及爆发之后,华南沿海成为中国极端强降雨高发区。华南沿海暴雨与传统的挪威学派气旋理论迥异,强降雨区通常并不是出现在锋际或锋后,而是位于锋前暖区,特别是一些罕见的特大暴雨,绝大多数出现在锋前暖区中(Ninomiya and Akiyama,1971;1974;Ninomiya et al,1988;陶诗言,1980;蒙伟光等,2004;赵玉春等,2008;陈涛等,2017;2020)。相较于台风系统造成的极端降雨,华南地区暖区暴雨由于可预报性差(黄士松,1986;陈涛等,2017;覃武等,2020),且往往具有局地性和突发性强等特点,这对极端强降雨致洪的防御和迅速施救工作造成很大的困难,其危害性大大增加。

关于华南暖区暴雨的成因,大量研究表明南海夏季风、低空急流、海岸地形、海陆分布、中尺度辐合线和冷池的作用等对华南地区暖区暴雨形成起到关键作用(吴乃庚等,2020)。华南前汛期暖区暴雨大部分发生在4—7月,暖区暴雨月变化差异与季风涌活动关系密切(Wu et al,2020)。沿海暖区暴雨中心还存在着清晨的最强降雨峰值,该峰值与天气尺度的季风相关偏南低空急流的夜间加强密切相关(Chen et al,2009;Chen et al,2014;2015;何立富等,2016;Wu et al,2020;陈芳丽等,2021)。华南沿海地形复杂,极端性强降雨通常发生在山地迎风坡、喇叭口地形、气流汇合的河谷、山谷风和海岸线等地方(李真光等,1981;黄士松,1986)。特殊的地形不仅能够起到辐合与抬升作用,且易形成偏南风辐合

区和中尺度辐合线,造成暖湿气流上升和对流云发展,利于暴雨产生,并对降雨起到增幅作用;海陆风效应可使原有辐合线加强,夜间局地陆风(北风)加强,加剧了海洋暖湿气流在海陆交界地区的辐合并触发对流(吴乃庚等,2020)。造成极端性降雨事件的暖区暴雨大部分都伴随有中尺度对流组织化的特征(Chen,1992;Ding and Liu,2001;Luo et al,2013;Xu et al,2012),对流往往具有低质心性垂直回波结构特征(陈涛等,2019),更接近于热带海洋型对流结构,并以准静止、慢移动的后向传播、列车对流效应最为明显。降雨粒子的拖曳下沉及蒸发冷却所形成的冷池出流边界不断抬升前侧的暖湿不稳定空气,形成对流连续性触发过程,从而产生极端降雨事件(Wang et al,2014;Liu et al,2018)。

2017年6月22日(北京时,下同)华南沿海局部出现了小时雨量超过160 mm,24 h雨量超过500 mm的极端降雨事件,降雨造成了严重的财产损失。此降雨事件大尺度环流背景符合典型华南前汛期暖区暴雨的环境条件和概念模型(黄士松,1986;伍志方等,2018),但与华南大部分暖区暴雨相比,此次降雨的影响范围更加局地,对流云团原地维持导致降雨强度极端,预报难度大。本文采用大量观测数据重点分析了降雨天气尺度的触发和维持机制、中尺度环流的演变以及雷达特征等,期望更全面、深入地了解此类极端降雨事件,为今后华南沿海暖区暴雨预报预警提供预报参考。

1 数 据

本文使用数据包括:广东省国家气象站和自动气象监测站的逐小时气温、风力、降雨数据;NCEP/NCAR(分辨率 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$)再分析资料;阳江站探空资料;阳江海陵岛站和广州从化站的风廓线雷达资料,以及阳江S波段双偏振雷达等数据(主要包括水平反射率因子 Z_H 、差分反射率因子 Z_{DR} 和差分

相移率 K_{DP})。

2 降雨过程概况

2.1 降雨时空分布

2017年6月22日凌晨华南沿海局部出现了极端暴雨事件。此次暴雨事件特点:(1)降雨范围局地性强,累计雨量大,雨强极端。雨带呈东北—西南走向(图1a),共5个站累计雨量超过250 mm,最远距离约70 km。雨量大值中心主要位于天露山东南侧和云雾山以南地势平坦地区,两个降雨极值中心分别是海拔高度157 m的恩平锦江站(562.5 mm)和海拔高度60 m的阳春岗美站(318.7 mm)。锦江和岗美降雨时间序列(图1b)显示,60%~70%的降雨发生在3 h以内,降雨强度罕见。高效率的降雨开始于22日02时,02时锦江站的降雨强度超过 $50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,03时降雨强度达到 $165.1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,05时后降雨强度迅速减弱。岗美站降雨峰值落后锦江约1 h,降雨强度在03时之后迅速增强,最大值为 $99 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。此次降雨锦江最大1 h和3 h雨量打破江门和阳江两市降雨纪录(均排在广东全省第三名)。(2)对流系统为 β 中尺度,具有准静止和

后向传播特征。造成此次暴雨事件的对流系统生命史超过10 h(21日21时至22日07时前后),成熟时期对流尺度为 β 中尺度,成熟期持续时间约4 h。此 β 中尺度对流系统首先在锦江地区发展成熟,期间对流中心在锦江附近上空停滞少动,尔后对流中心逐渐向上游西南方向传播,在岗美附近上空再次停滞少动,致使锦江和岗美出现极端性降雨(对流演变见2.2节)。

2.2 对流系统发展特征

降雨云团最早出现在A山附近,21日21:30时(图2a),雷达 1.5° 仰角西北方向30~50 km范围内,出现缓慢东北移的降雨云团,该降雨云团大部分 Z_H 强度在35 dBz以下,仅西侧小范围 Z_H 达到35 dBz,降雨主要是层状云降雨。23:24时(图2c),降雨云团移动至雷达偏北方向50 km附近,强度略有加强,并逐渐在锦江附近呈现出对流组织化特征,22日01:24(图2e)该云团已表现出显著的对流性降雨特征。与此同时,雷达西北方向20~30 km(岗美站)区域多个对流单体开始发展并逐渐合并(图2e~2f)。02:30(图2f)发展成为一条东北—西南向的 β 中尺度对流系统,对流中心组合反射率因子超过60 dBz(图略),回波顶高接近15 km,此 β 中

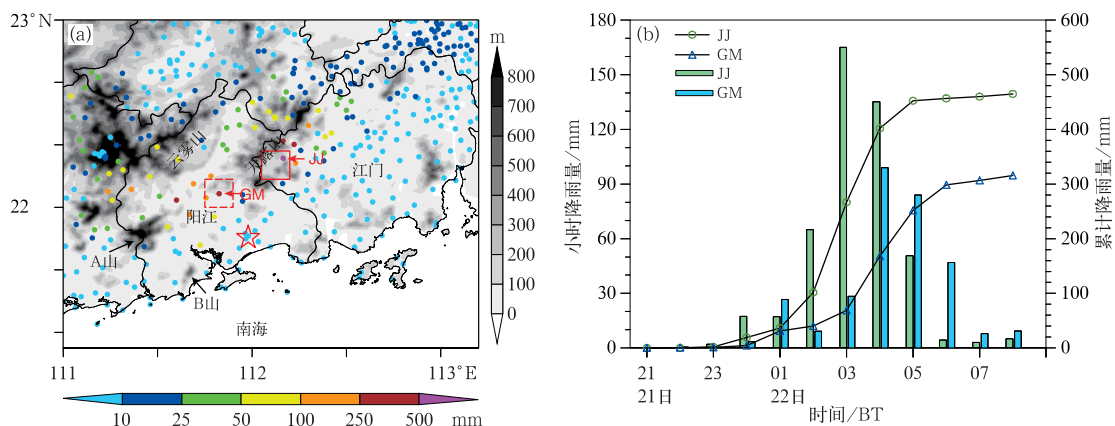


图1 2017年6月(a)22日20时24 h气象站累计降雨量(填色),

(b)21—22日锦江站和岗美站逐小时降雨(柱状,左侧坐标)以及累计降雨量(折线,右侧坐标)

(图1a中,阴影代表海拔高度;五角星代表阳江S波段双偏振雷达和探空位置;

方框是基于雷达回波和降雨量确定的两个最强降雨区域;JJ:锦江,GM:岗美)

Fig. 1 (a) The 24-h accumulated precipitation by automatic weather stations at 20:00 BT 22 June,

(b) hourly precipitation at JJ and GM stations (column, left coordinate) and

accumulated precipitation (broken line, right coordinate) in 21—22 June 2017

[In Fig. 1a, shaded area represents topography; pentagram represents the location of Yangjiang dual-polarization radar and sounding station; boxes represent the heaviest precipitation based on radar reflectivity and precipitation at JJ (Jinjiang) and GM (Gangmei)]

尺度对流系统自发展到成熟,对流中心一直在锦江附近上空停滞少动,持续时间超过 2 h。03:18 (图 2g)前后锦江上空的对流强度开始减弱,岗美附近上空的对流继续加强。对流中心由锦江逐渐转移

至西南侧的岗美,并维持至 05:00 前后。06:24 之后(图 2j~2l)整个对流带北移减弱,锦江和岗美地区降雨基本结束。从降雨极值中心(锦江站)雷达剖面(图 3)可以看到,21 日 23:24 到 22 日 00:36 对流

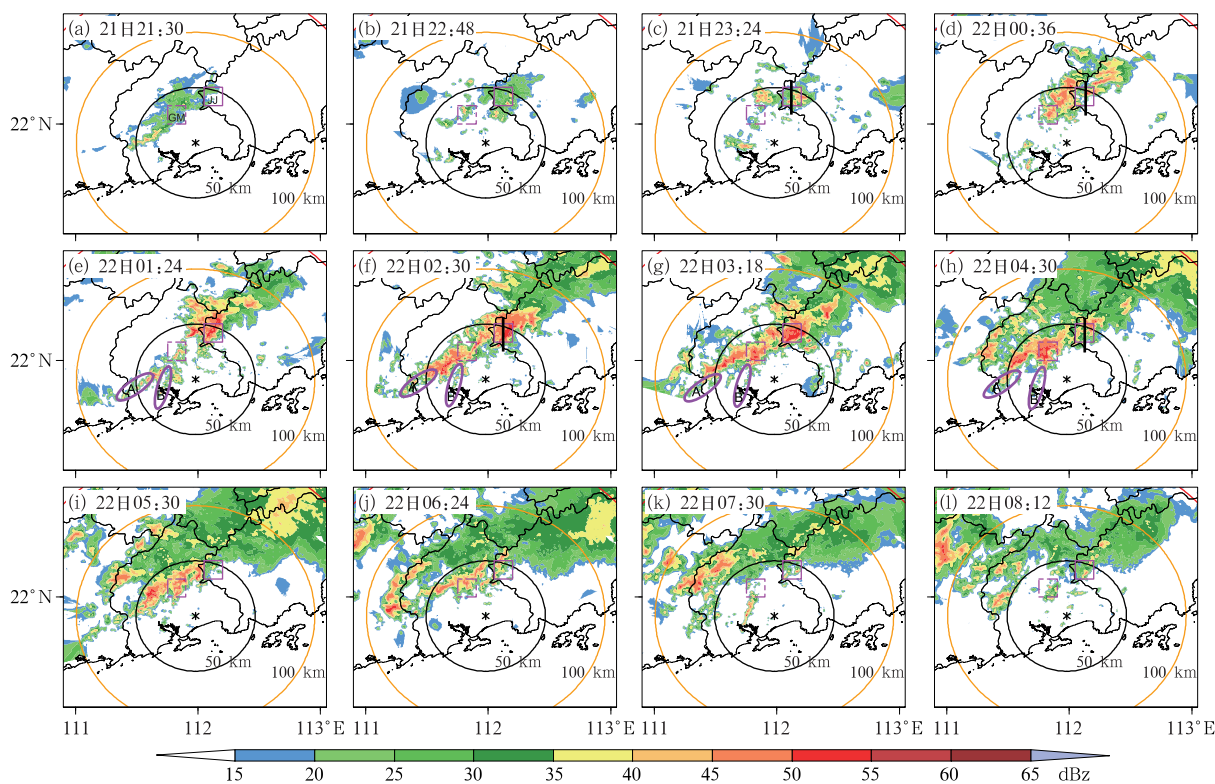


图 2 2017 年 6 月 21 日 21:30 至 22 日 08:12 阳江雷达 1.5° 仰角 Z_H 演变(填色)

(星号代表阳江雷达站位置;圆圈分别代表距离雷达中心 50、100 km;

图 2e~2h 中椭圆 A 和 B 分别代表近海岸两处新生对流出现位置;方框为锦江和尚美区域)

Fig. 2 Z_H (colored) of Yangjiang Radar at 1.5° elevation from 21:30 BT 21 to 08:12 BT 22 June 2017

(Asterisk represents the location of Yangjiang Radar Station; circles represent 50 km and

100 km distances from the radar center; ellipses A and B in Figs. 2e—2h represent the two

locations of new convection near the coast; boxes represent the JJ and GM areas, respectively)

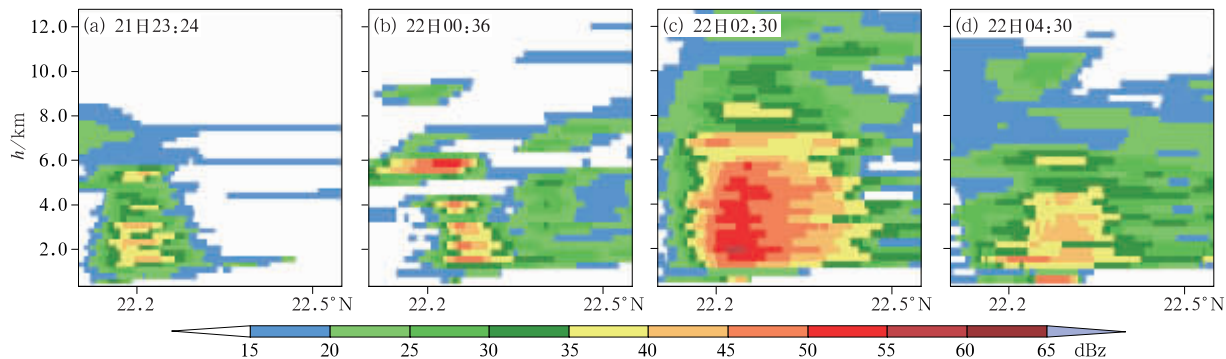


图 3 2017 年 6 月 21 日 23:24 至 22 日 04:30 Z_H 沿 112.16°E (与图 2 中时间相对应的黑色直线)垂直剖面

Fig. 3 Vertical cross-sections along 112.16°E the black lines given in Fig. 2 of Z_H at (a) 23:24 BT 21 June,

(b) 00:36 BT 22 June, (c) 02:30 BT 22 June, and (d) 04:30 BT 22 June 2017 respectively

加强的关键时段, Z_H 加强至55 dBz,两个时段差异主要体现在6 km处的 Z_H 强度上,另外可以清楚地看到回波柱向南倾斜,低层入流明显,说明偏南气流对于对流的发展起到关键作用,到22日20:30(对流鼎盛期)50 dBz的 Z_H 强度高度达到6 km,35 dBz的 Z_H 强度高度达到8 km, Z_H 梯度南侧稍大,垂直方向上回波形态均匀,对应最强降雨时刻。而先前的回波柱向南倾斜的特征消失,偏南气流入流减弱或消失可能是对流减弱的原因,本文将在后面章节讨论其演变。

3 天气背景和天气尺度触发、维持机制

此次极端降雨事件发生在低层暖湿偏南气流中,无锋面系统影响。从天气背景来看,21日20时(高效降雨发生前6 h)500 hPa副热带高压西脊点在113°E附近(图4a),广西北部维持浅槽,广东沿海处在南支槽前和副热带高压西北侧的西南气流中,低层(850 hPa)和边界层(950 hPa)上也是一致西南风(图5a和5c)。22日02时(高效降雨发生

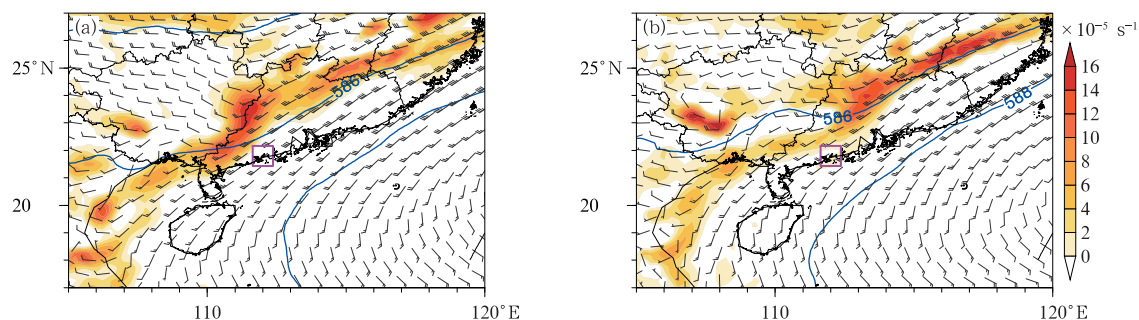


图4 2017年6月(a)21日20时和(b)22日02时500 hPa风场(风羽)、高度场(等值线,单位:dagpm)及涡度场(填色)(紫色方框代表降雨区)

Fig. 4 The 500 hPa wind field (barb), height field (contour, unit: dagpm) and vorticity field (colored) at (a) 20:00 BT 21 and (b) 02:00 BT 22 June 2017 (purple box: rainfall area)

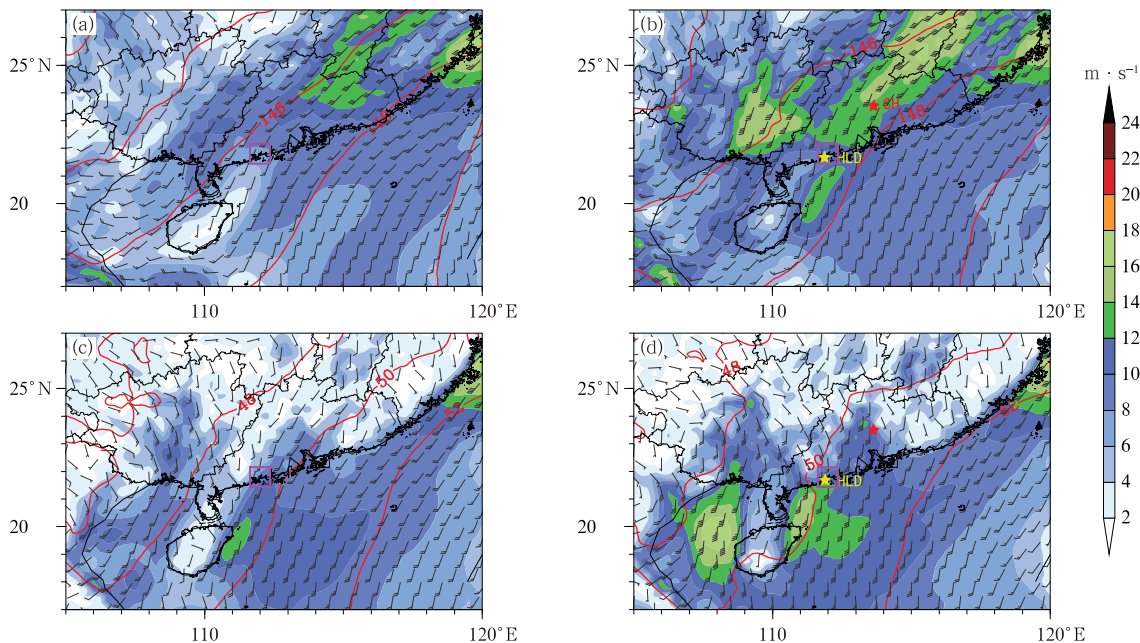


图5 2015年6月(a,c)21日20时和(b,d)22日02时(a,b)850 hPa, (c,d)950 hPa风速(风羽,填色)和高度场(等值线,单位:dagpm)(红色和黄色五角星分别代表从化和阳江海陵岛站风廓线雷达位置)

Fig. 5 Wind speed (barb, colored) and height field (contour, unit: dagpm) at (a, b) 850 hPa, (c, d) 950 hPa at (a, c) 20:00 BT 21 and (b, d) 02:00 BT 22 June 2017

(Red and yellow pentagrams represent Conghua and Hailing Island wind profiler radar positions, respectively)

时) 500 hPa 副热带高压西脊点西伸至 111°E (图 4b), 浅槽东移至广东中北部, 华南上空 850 hPa (图 5b) 和沿海 950 hPa 西南风 (图 5d) 显著增强, 均达到急流强度。这两支急流的建立为雨区提供充足的热力-动力条件, 对于对流的触发起到关键作用。

边界层急流建立后, 雨区上游风场的偏南分量显著加大, 风向与海岸线的相对夹角变大, 气流遇海岸和近海山体抬升作用加强。此外, 可以看到雨区恰好位于边界层急流的出口区和低空急流的入口区, 此种双低空急流的配置明显不同于其他沿海地区, 急流出口气流汇合, 急流入口气流疏散。雨区上空 850 hPa 和 950 hPa 散度差达到 $-1.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 约为 6 小时之前的 2 倍 (图 6), 双低空急流配合很大程度上增强了气流遇海岸线和近海山体的辐合上升运动, 将低层水汽抬升至自由对流高度以上 (Du and Chen, 2018)。因此, 急流相互配合产生的上升运动作为此次暴雨主要的天气尺度触发机制, 在华南沿海特殊的地形影响下共同激发了此次极端降雨。

极端降雨的出现与环境条件同样密切相关。一般而言, 对流层整层相对湿度越大, 垂直风切变越小, 雨滴越不容易蒸发, 降雨效率越高 (陈敏等, 2005; 郑永光等, 2017)。21 日 20 时阳江探空 (图 7)

显示, 雨区附近湿层深厚, 对流层中层至地面仅 600 ~ 500 hPa 相对湿度低于 80%, 750 hPa 至地面相对湿度均高于 95%。此外, 抬升凝结高度约为 270 m, 距离 0°C 层近 5 km, 暖云层深厚, 水汽抬升至较低的高度即可凝结, 并且雨滴下落时碰并增长距离长。400 hPa 以下均为西到西南风, 0 ~ 6 km 垂直风切变为 $13.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。对流有效位能为 $3502.8 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, 沙氏指数为 -2.7°C 。可以看到, 在边界层急流建立之前, 大气热力和水汽条件已经非常有利暴雨的发生和维持, 而边界层急流建立之后, 950 hPa 上雨区上游水汽通量增大至 $20 \sim 24 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ (图 8)。因此, 边界层急流的建立也改善了降雨区域的能量和水汽条件。

作为此次降雨主要的天气尺度触发机制, 双低空急流结构的维持同样是此次降雨主要的维持机制。海陵岛和从化风廓线雷达分别记录到了边界层急流和低空急流的演变 (图 9)。950 hPa (约 0.7 km 高) 急流建立于 21 日 23 时前后, 风速达到 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上, 最强时段为 22 日 00—04 时, 04 时后迅速减弱。850 hPa (约 1.5 km 高) 高度上的急流建立于 22 日 00 时前后, 之后一致维持急流强度。二者相互配合的时间为 22 日 00—04 时, 与最强降雨时段几乎一致, 直接决定了降雨的演变。

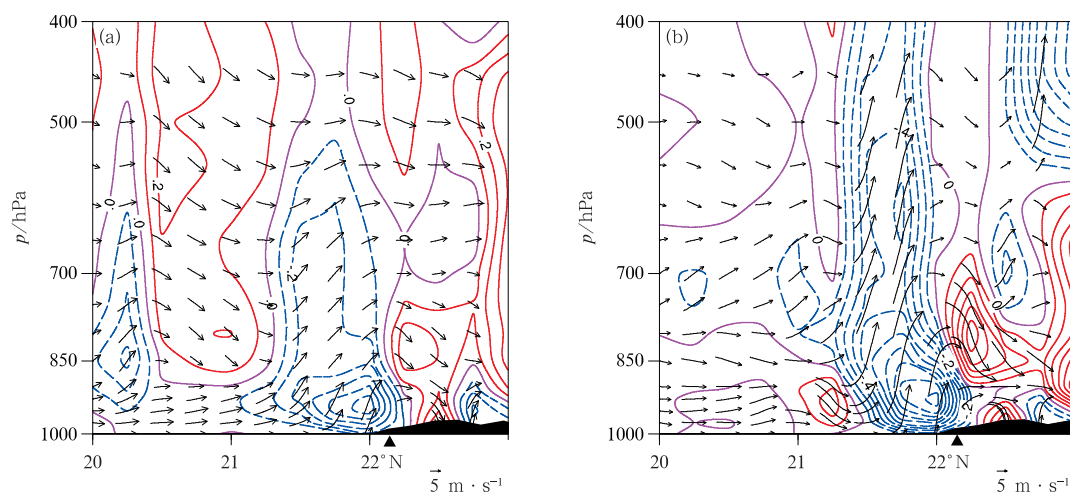


图 6 2017 年 6 月 (a) 21 日 20 时和 (b) 22 日 02 时风场 ($v-w$, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, 垂直速度乘以 5) 和散度场 (等值线, 单位: 10^{-5} s^{-1}) 在 112°E 经线上随纬度和高度的变化 (蓝色等值线代表辐合、红色等值线代表辐散; 黑色三角形代表雨区所在纬度)

Fig. 6 Variation of wind field ($v-w$, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, multiply vertical velocity by 5) and divergence field (contour, unit: 10^{-5} s^{-1}) with latitude and height at 112°E longitude at (a) 20:00 BT 21 and (b) 02:00 BT 22 June 2017 (Blue and red contours represent convergence and divergence, respectively; black triangle represents the latitude of the area of precipitation)

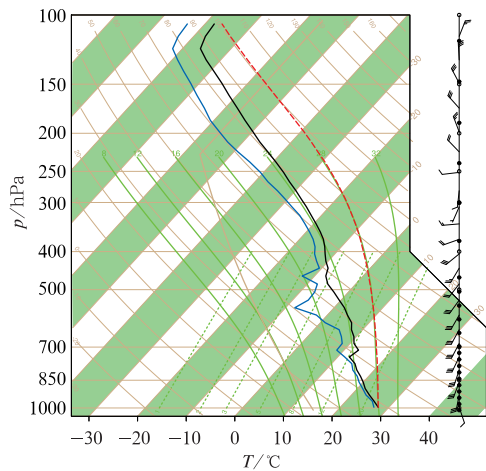


图 7 2017 年 6 月 21 日 20 时阳江站探空曲线
Fig. 7 The skew T -log p diagram of Yangjiang Sounding Station at 20:00 BT 21 June 2017

4 中尺度系统的演变分析

此次极端降雨事件打破本地多个雨量记录,尤其是高效的降雨效率实属罕见。不同于华南地区一般的暖区暴雨,此次降雨对流云团具有准静止、移动缓慢的特点,中尺度系统的演变如何影响降雨分布是非常值得研究的。图 10 给出了加密自动站气温与风场分布以及雨区地形特征。在 21 日 21 时近海西南暖气流与内陆偏冷且风力偏弱的气流形成一条东北—西南向的中尺度辐合线。辐合线两侧冷暖差异显著,冷的一侧源于 21 日日间天露山至 A 山西北侧的降雨,以及夜间陆地和高海拔地区的冷却。最初的对流在中尺度辐合线西南侧形成(图 10a),对流云团在中高层气流引导下不断向下游移动并逐

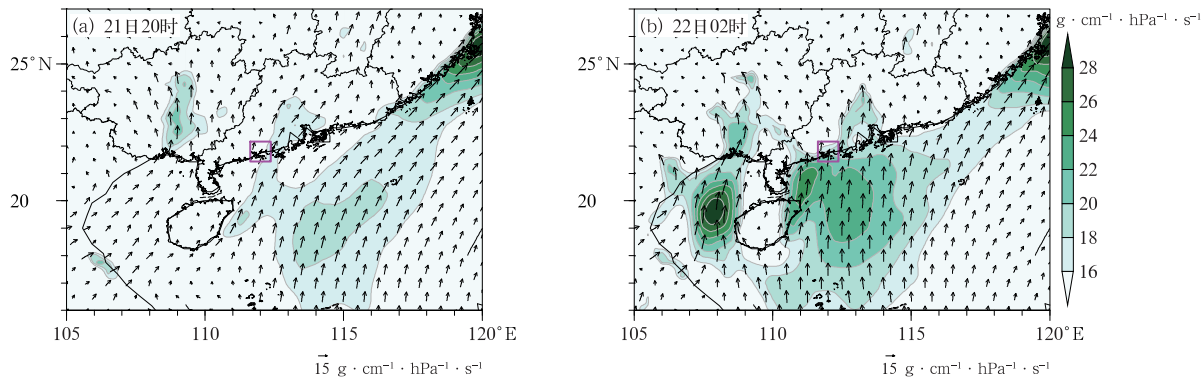


图 8 2017 年 6 月(a)21 日 20 时和(b)22 日 02 时 950 hPa 水汽通量
(填色,图中仅给出水汽通量 $>16 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上的值)
Fig. 8 The 950 hPa water vapor flux (colored) at (a) 20:00 BT 21 and (b) 02:00 BT 22 June 2017
(only the water vapor flux $>16 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)

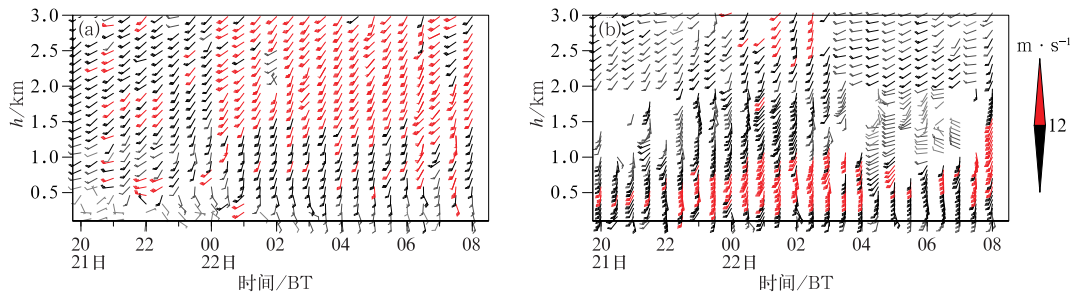


图 9 2017 年 6 月 21 日 20 时至 22 日 08 时(a)从化和(b)海陵岛风廓线
Fig. 9 Wind profilers of (a) Conghua and (b) Hailin Island from 20:00 BT 21 to 08:00 BT 22 June 2017

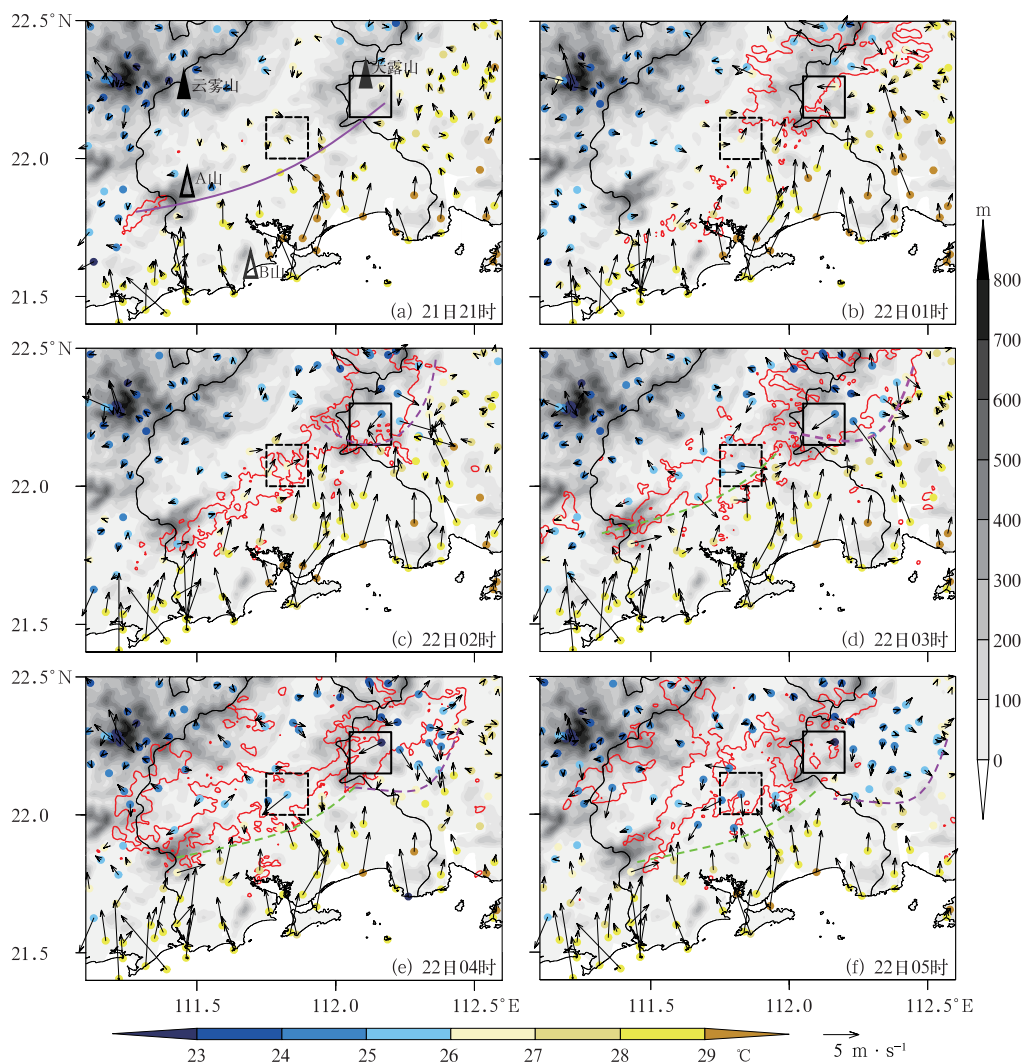


图 10 2017 年 6 月 21 日 21 时至 22 日 05 时自动气象站气温(实心圆点, 填色)、风力(箭头)分布
(紫色实线代表中尺度辐合线; 红色曲线代表 $Z_H \geq 35$ dBz 的对流云团; 紫色和绿色虚线
为基于风向和温差确定的出流边界; 实线和虚线方框分别代表锦江和岗美降雨区域; 阴影: 海拔高度)

Fig. 10 Automatic weather station air temperature (solid dot, colored) and
wind speed (arrow) distribution from 21:00 BT 21 to 05:00 BT 22 June 2017
(solid purple line: position of mesoscale convergence line; solid red curve: the convective
cloud cluster with $Z_H \geq 35$ dBz; dashed purple and green lines: outflow
boundaries based on wind direction and temperature difference; solid line and
dotted line boxes: rainfall areas of Jinjiang and Gangmei respectively; gray shaded: terrain)

渐加强(图 2c~2d)。对流的加强不单是天露山迎风坡的地形抬升的作用,从 22 日 01 时的地面气温数据来看,相比 21 日 21 时天露山以南地区气温达到 29°C 的站点数量不降反增,且相应偏南风也明显增大,不稳定能量和水汽随着边界层急流的加强不断被输送至雨区。虽然对流增强,但此时的降雨并没有造成锦江附近明显的地面降温。随着对流进一步增强和降雨的持续,22 日 02 时锦江地区才出现

大约 2°C 的降温,地面冷却作用使得锦江南侧形成一条出流边界(图 10c 中品红色虚线),出流边界几乎全部处于对流云团内部。出流边界两侧由于气流交汇不断激发新的对流,并在对流云团内部不断替代旧的对流,使得对流云团在锦江地区长时间停滞。03 时锦江附近的出流边界出现了东移,出流边界的西段也开始消失,且东段逐渐远离对流云团边界,但整个出流边界并未出现明显南移,依旧停留于锦江

南侧的对流边界附近(图 10d)。虽然从 Z_H 强度来看 22 日 03 时是锦江区域对流最强盛时段,但天露山以南气温达到 29°C 的站点数量较 01 时显著减少,且天露山以南的南风减弱使得暖湿不稳定环境有所破坏。到了 04 时由于受到长时间降雨影响,地面冷却使得锦江一带出现大范围冷却辐散,最低气温仅为 23°C (图 10e),出流边界明显南移并远离对流边界,锦江地区的降雨开始减弱。

岗美地区在 22 日 03—05 时也经历了对流云团持续的影响,01—02 时产生于 A 山和 B 山附近的弱对流在云雾山南侧不断合并增强(图 2e~2f)。03 时之后主要的气流汇合区已由锦江转移至岗美南侧,岗美对流迅速增强,同时也造成岗美附近 $1\sim 2^{\circ}\text{C}$ 的地面降温,岗美东南侧也形成了一条东北—西南向的出流边界(图 10d 中绿色虚线)。弱降温使得岗美地区形成的冷池强度也不强,出流边界原地少动使得对流在岗美地区准静止(图 2g~2h),造成岗美持续性强降雨。05 时岗美冷却辐散区域明显南扩,岗美附近的出流边界南移远离对流云团。05 时之后边界层急流强度减弱,雨区水汽和能量不足,冷池的出流与入流交汇作用以及地形抬升作用不再能够激发新的对流,而旧的对流在环境引导气流作用下北移减弱,整个降雨事件逐渐减弱结束。

回顾整个降雨中尺度系统的演变可以发现,锦江和岗美成为降雨极值中心的原因是冷池产生的出流边界长时间原地少动,边界层急流带来强盛的入流使得原地不断产生新生对流(Liu et al, 2018)。

而出流边界能够原地少动的原因主要是雨区暖云深厚且抬升凝结高度低,雨滴下落到地面时蒸发过程不强导致冷池强度偏弱,出流边界移动偏慢。

5 对流不同阶段雷达偏振量的垂直分布

相比于单偏振雷达,双偏振雷达不仅能够描述气象目标物的强度,其特有的偏振量 Z_{DR} 和 K_{DP} 还能有效描述气象目标物的粒子尺寸、形态和密集程度等特性。为方便研究降雨过程的雷达偏振量演变特征,本文结合锦江和岗美(图 1a 中的方框区域)上空 Z_H 强度和 35 dBz 发展的高度,将锦江和岗美主要降雨过程划分为初始(S1)、发展(S2)、成熟(S3)和消散(S4)4 个阶段(图 11)。S1 阶段平均 Z_H 强度低于 45 dBz,平均 Z_H 强度达到 35 dBz 的高度低于 6 km。S2 阶段平均 Z_H 强度逐渐加强至 45 dBz,且 35 dBz 强度的平均 Z_H 高度由 6 km 发展至约 8 km。S3 阶段 6 km 以下大部分平均 Z_H 达到 45 dBz,且平均 Z_H 达到 35 dBz 的高度基本在 8 km 以上。可以看到,岗美的降雨演变过程落后锦江 $1\sim 2$ h,降雨过程持续时间约 8.8 h,比锦江降雨过程长约 0.6 h。但锦江平均 Z_H 达到 45 dBz 以上的时间比岗美长约 1 h,且在 S3 阶段锦江对流高度也明显高于岗美。

锦江和岗美降雨不同阶段雷达偏振量廓线如图 12 所示。两个区域平均 Z_H 随高度下降而增大,说

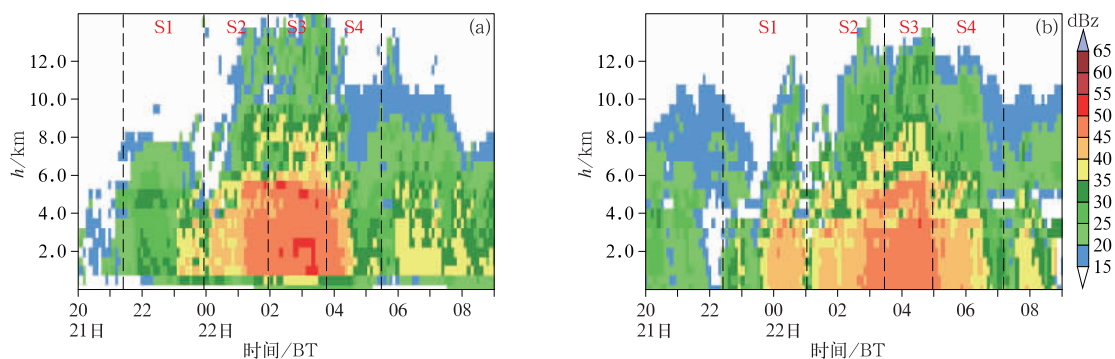


图 11 2017 年 6 月 21 日 20 时至 22 日 08 时基于阳江雷达站的(a)锦江和(b)岗美平均雷达 Z_H 随高度和时间变化 (S1~S4 分别为初始、发展、成熟和消散阶段,下同)

Fig. 11 Variation of mean Z_H with height and time in (a) Jinjiang and (b) Gangmei based on Yangjiang Radar Station data from 20:00 BT 21 to 08:00 BT 22 June 2017

(S1—S4 represent initial, development, maturity and dissipation stages respectively, the same below)

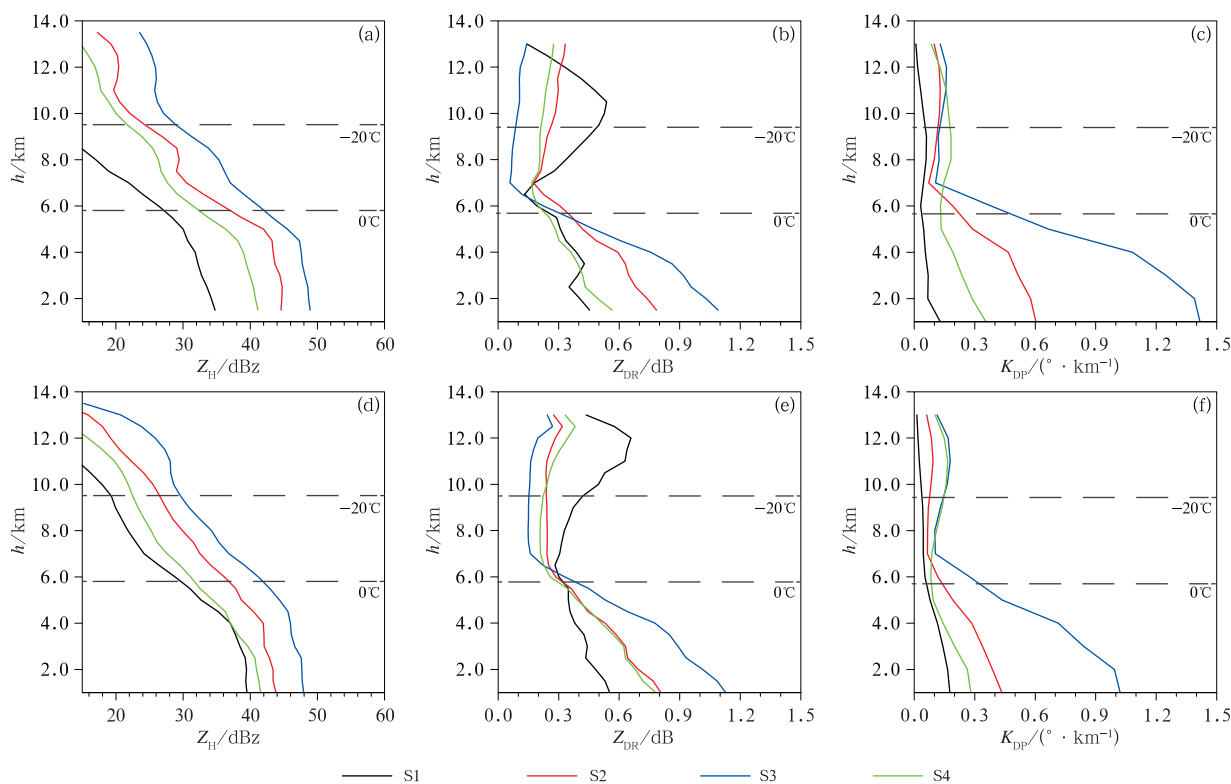


图 12 2017 年 6 月 21—22 日(a~c)锦江和(d~f)岗美降雨不同阶段平均
(a,d) Z_H , (b,e) Z_{DR} , (c,f) K_{DP} 的垂直廓线

Fig. 12 Mean vertical profiles of (a, d) Z_H , (b, e) Z_{DR} , (c, f) K_{DP} in different stages of rainstorm development in (a—c) Jinjiang and (d—f) Gangmei stations in 21—22 June 2017

明对流类型为低质心类型,符合典型的热带海洋性降雨对流特性(俞小鼎,2013)。以锦江雷达偏振量廓线分析为例,S1阶段对流较弱,近地面平均 Z_H 为35 dBz,平均回波顶高在8 km。此阶段 0°C 层以上含有较多大轴比的冰粒子,平均 Z_{DR} 值比其他阶段大(Andric et al,2013)。 Z_{DR} 值在 0°C 层以下随高度降低而增大,S1阶段 Z_{DR} 增加有限(近地面 Z_{DR} 值约为0.5 dB),主要是对流初始阶段暖云内部雨滴碰并增长过程弱,雨滴尺寸较小。 K_{DP} 强度可以较好地反映降雨强度,并间接地反映雨滴数浓度, 0°C 层以下 K_{DP} 值的增大程度可以指示暖雨降雨效率。S1阶段近地面 K_{DP} 值仅为 $0.15^\circ \cdot \text{km}^{-1}$,其降雨的特征是雨滴小且数浓度低,实况显示S1阶段锦江站雨强均低于 $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。随着对流的发展和成熟(S2—S3阶段),近地面平均 Z_H 值增大至49 dBz,35 dBz的高度上升至8 km,回波顶高超过13 km。 0°C 层以下 Z_{DR} 值随高度下降显著增大,代表对流发展和成熟阶段暖云内融化和碰并增长过程强盛。其中S3阶段近地面平均 Z_{DR} 值达到1.1 dB, K_{DP} 值达到 $1.4^\circ \cdot \text{km}^{-1}$, K_{DP} 值约为S1阶段的10倍,雨滴尺

寸大且数浓度高,锦江站在S3阶段的平均时雨强约为 $150 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。S4阶段平均 Z_H 、 Z_{DR} 和 K_{DP} 均反映出此阶段对流强度迅速减弱,暖云内雨滴增长强度减弱,雨滴平均尺寸和数浓度均开始减小,近地面 K_{DP} 值减小为 $0.35^\circ \cdot \text{km}^{-1}$,锦江站的雨强迅速下降(图1b)。岗美地区雷达偏振量廓线特征与锦江地区类似,整体强度略弱。在对流成熟阶段,锦江和岗美近地面平均 Z_{DR} 值接近,但平均 K_{DP} 值前者更大。综合以上分析,此次降雨过程,对流成熟阶段雨滴大且雨滴密集是降雨效率高的原因,锦江降雨效率强于岗美主要体现在更大的 K_{DP} 值,即锦江更高效的降雨主要体现在更加密集的雨滴数量上。

6 结论与讨论

本文结合再分析数据、地面气象观测数据、探空站数据、风廓线雷达和双偏振雷达数据,研究了2017年6月22日华南沿海地区一次极端暴雨事件的天气背景、对流特征和发展机制。得到以下结论:

(1)本次极端暴雨发生在低层偏南暖湿急流背

景下,属于典型的暖区暴雨。雨带总体呈东北—西南走向,特大暴雨站点范围局地,主要位于天露山东南侧的锦江地区和云雾山以南的岗美地区。高强度降雨主要发生在凌晨至清晨时段。产生高效降雨的对流尺度为 β 中尺度,成熟期持续时间约4 h,并具有准静止和后向传播特征。最大1 h和3 h雨量打破江门和阳江两市降雨纪录。

(2)双低空急流相互配合产生的上升运动是此次暴雨主要的天气尺度触发机制。双低空急流上层辐散下层辐合的结构很大程度上增强了气流遇海岸线和近海山体的辐合上升运动,同时边界层急流也为雨区提供了有利不稳定能量和水汽条件。通过观测分析发现双低空急流结构的建立、持续和减弱与降雨事件演变相一致,直接决定了整个降雨事件发生发展。

(3)初始对流出现在中尺度辐合线西南侧,天露山地形抬升和南侧偏南暖湿气流的增强使得对流云团在锦江地区达到峰值,岗美地区对流云团的增强源于近海新生对流的合并。降雨形成较弱的冷池出流边界在锦江南侧和岗美东南侧长时间原地维持,并不断抬升偏南暖湿气流激发新生对流,使得锦江和岗美受到对流云团持续影响,从而产生极端累计降雨量。暖云深厚且抬升凝结高度低使得雨滴下落到地面时蒸发较弱,从而导致冷池强度不强,出流边界在较大的南风入流环境中移动缓慢。

(4)锦江和岗美的雷达特征显示对流结构均表现出低质心特征。在 Z_H 、 Z_{DR} 和 K_{DP} 垂直分布特征上较为相似,前者对流发展高度更高,强度更强。在关键的对流发展和成熟阶段,锦江和岗美地区近地面平均雨滴粒径较为接近,而前者 K_{DP} 明显大于后者。因此锦江降雨效率高于岗美主要是体现在更加密集的雨滴数量上。

本文着重从观测角度分析了6月22日发生在华南沿海的一次极端暖区暴雨过程,暖区暴雨的出现是在多种不同尺度的天气系统配合下,并在特定的地理位置、环境条件下产生的。此次降雨过程中急流扮演着重要角色,而不同高度的急流协同作用触发华南沿岸暖区暴雨是否具有普适性,还需收集更多的暖区暴雨个例进行统计分析,华南沿海风廓线雷达网是值得深入研究和预报应用的产品。华南雨季急流的季节特性、强度的日变化、急流的位置以及暖湿程度对暖区暴雨的触发作用都需要深入归类研究,以提升此类概念模型对预报业务的指导作用。另外,华南沿海地形影响和冷池反馈机制对此次暴

雨的定量贡献有待于开展数值模拟试验进一步详细研究。

参考文献

- 陈芳丽,姜帅,李明华,等,2021. 边界层急流在粤东暴雨中心两次极端强降水过程中的作用[J]. 气象,47(3):290-302. Chen F L, Jiang S, Li M H, et al, 2021. The role of boundary layer jet in two severe rainfalls over eastern region of Guangdong Province [J]. Meteor Mon, 47(3):290-302(in Chinese).
- 陈红,赵思雄,2000. 第一次全球大气研究计划试验期间华南前汛期暴雨过程及其环流特征的诊断研究[J]. 大气科学,24(2):238-252. Chen H, Zhao S X, 2000. Heavy rainfalls in South China and related circulation during first GARP global experiment period[J]. Chin J Atmos Sci, 24(2):238-252(in Chinese).
- 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 M, Zheng Y G, Wang H Q, et al, 2005. Numerical simulation study on MCS of a heavy rainfall process in South China[J]. Acta Meteor Sin, 63(3):313-324(in Chinese).
- 陈涛,陈博宇,于超,等,2020. 华南前汛期锋面对流系统和暖区对流系统的多尺度特征和集合预报敏感性对比分析[J]. 气象,46(9):1129-1142. Chen T, Chen B Y, Yu C, et al, 2020. Analysis of multiscale features and ensemble forecast sensitivity for MCSs in front-zone and warm sector during pre-summer rainy season in South China[J]. Meteor Mon, 46(9):1129-1142(in Chinese).
- 陈涛,林建,张芳华,等,2017. “16·7”华北极端强降水过程对流尺度集合模拟试验不确定性分析[J]. 气象,43(5):513-527. Chen T, Lin J, Zhang F H, et al, 2017. Uncertainty analysis on the July 2016 extreme precipitation event in North China using convection-allowing ensemble simulation[J]. Meteor Mon, 43(5):513-527(in Chinese).
- 陈涛,孙军,谌芸,等,2019. 广州“16·7”局地突发特大暴雨过程的数值可预报性分析[J]. 气象,45(9):1199-1212. Chen T, Sun J, Chen Y, et al, 2019. Study on the numerical predictivity of localized severe mesoscale rainstorm in Guangzhou on 7 May 2017 [J]. Meteor Mon, 45(9):1199-1212(in Chinese).
- 何立富,陈涛,孔期,2016. 华南暖区暴雨研究进展[J]. 应用气象学报,27(5):559-569. He L F, Chen T, Kong Q, 2016. A review of studies on prefrontal torrential rain in South China[J]. J App Meteor Sci, 27(5):559-569(in Chinese).
- 黄士松,1986. 华南前汛期暴雨[M]. 广州:广东科技出版社:55-100. Huang S S, 1986. Rainstorms during Pre-Rainy Season in South China[M]. Guangzhou: Guangdong Science and Technology Press:55-100(in Chinese).
- 李真光,梁必骥,包澄澜,1981. 华南前汛期暴雨的成因与预报问题[C]//华南前汛期暴雨文集. 北京:气象出版社:1-8. Li Z G, Liang B Q, Bao C L, 1981. Mechanism and prediction of pre-rainy season heavy rainfall in South China[C]// Collected Papers of Pre-Rainy Season Heavy Rainfall in South China. Beijing: China Meteorological Press:1-8(in Chinese).
- 蒙伟光,王安宇,李江南,等,2004. 华南暴雨中尺度对流系统的形成及湿位涡分析[J]. 大气科学,28(3):330-341. Meng W G, Wang

- A Y, Li J N, et al, 2004. Moist potential vorticity analysis of the heavy rainfall and mesoscale convective systems in South China [J]. *Chin J Atmos Sci*, 28(3): 330-341 (in Chinese).
- 覃武, 刘国忠, 赖珍权, 等, 2020. 华南暖区暴雨预报失误及可预报性探讨[J]. *气象*, 46(8): 1039-1052. Qin W, Liu G Z, Lai Z Q, et al, 2020. Study on forecast errors and predictability of a warm-sector rainstorm in South China[J]. *Meteor Mon*, 46(8): 1039-1052 (in Chinese).
- 陶诗言, 1980. 中国之暴雨[M]. 北京: 科学出版社: 1-255. Tao S Y, 1980. Rainstorms in China[M]. Beijing: Science Press: 1-255 (in Chinese).
- 吴乃庚, 温之平, 邓文剑, 等, 2020. 华南前汛期暖区暴雨研究新进展[J]. *气象科学*, 40(5): 605-616. Wu N G, Wen Z P, Deng W J, et al, 2020. Advances in warm-sector heavy rainfall during the first rainy season in South China[J]. *J Meteor Sci*, 40(5): 605-616 (in Chinese).
- 伍志方, 蔡景就, 林良勋, 等, 2018. 2017年广州暖区特大暴雨的中尺度系统和可预报性[J]. *气象*, 44(4): 485-499. Wu Z F, Cai J J, Lin L X, et al, 2018. Analysis of mesoscale systems and predictability of the torrential rain process in Guangzhou on 7 May 2017 [J]. *Meteor Mon*, 44(4): 485-499 (in Chinese).
- 俞小鼎, 2013. 短时强降水临近预报的思路与方法[J]. *暴雨灾害*, 32(3): 202-209. Yu X D, 2013. Nowcasting thinking and method of flash heavy rain[J]. *Torr Rain Dis*, 32(3): 202-209 (in Chinese).
- 赵思雄, 陶祖钰, 孙建华, 等, 2004. 长江流域梅雨锋暴雨机理的分析研究[M]. 北京: 气象出版社: 281-282. Zhao S X, Tao Z Y, Sun J H, et al, 2004. Study on Mechanism of Formation and Development of Heavy Rainfalls on Meiyu Front in Yangtze River[M]. Beijing: China Meteorological Press: 281-282 (in Chinese).
- 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 Y C, Li Z C, Xiao Z N, 2008. Comparison analysis of South China front and warm-area heavy rain systems in June 2006[J]. *Meteor Sci Technol*, 36(1): 47-54 (in Chinese).
- 赵玉春, 王叶红, 2009. 近30年华南前汛期暴雨研究概述[J]. *暴雨灾害*, 28(3): 193-202, 228. Zhao Y C, Wang Y H, 2009. A review of studies on torrential rain during pre-summer flood season in South China since the 1980's[J]. *Torr Rain Dis*, 28(3): 193-202, 228 (in Chinese).
- 郑永光, 陶祖钰, 俞小鼎, 2017. 强对流天气预报的一些基本问题[J]. *气象*, 43(6): 641-652. Zheng Y G, Tao Z Y, Yu X D, 2017. Some essential issues of severe convective weather forecasting[J]. *Meteor Mon*, 43(6): 641-652 (in Chinese).
- Andrić J, Kumjian M R, Zrnić D S, et al, 2013. Polarimetric signatures above the melting layer in winter storms: an observational and modeling study[J]. *J Appl Meteor Climatol*, 52(3): 682-700.
- Chen G T J, 1992. Mesoscale features observed in the Taiwan Mei-yu season[J]. *J Meteor Soc Japan*, 70(1): 497-561.
- Chen G X, Sha W M, Iwasaki T, 2009. Diurnal variation of precipitation over southeastern China: spatial distribution and its seasonality[J]. *J Geophys Res: Atmos*, 114(D13): D13103.
- Chen X C, Zhao K, Xue M, 2014. Spatial and temporal characteristics of warm season convection over Pearl River Delta region, China, based on 3 years of operational radar data[J]. *J Geophys Res: Atmos*, 119(22): 12447-12465.
- Chen X C, Zhao K, Xue M, et al, 2015. Radar-observed diurnal cycle and propagation of convection over the Pearl River delta during Mei-Yu season[J]. *J Geophys Res: Atmos*, 120(24): 12557-12575.
- Ding Y H, Liu Y J, 2001. Onset and the evolution of the summer monsoon over the South China Sea during SCSMEX field experiment in 1998[J]. *J Meteor Soc Japan*, 79(1B): 255-276.
- Du Y, Chen G X, 2018. Heavy rainfall associated with double low-level jets over Southern China. Part I: Ensemble-based analysis [J]. *Mon Wea Rev*, 146(11): 3827-3844.
- Liu X, Luo Y L, Guan Z Y, et al, 2018. An extreme rainfall event in coastal south China during SCMEX—2014: formation and roles of rainband and echo trainings[J]. *J Geophys Res: Atmos*, 123(17): 9256-9278.
- Luo Y L, Wang H, Zhang R H, et al, 2013. Comparison of rainfall characteristics and convective properties of monsoon precipitation systems over South China and the Yangtze and Huai River Basin[J]. *J Climate*, 26(1): 110-132.
- Ninomiya K, Akiyama T, 1971. The development of the medium-scale disturbance in the Baiu front[J]. *J Meteor Soc Japan*, 49A: 663-677.
- Ninomiya K, Akiyama T, 1974. Band structure of mesoscale echo clusters associated with low-level jet stream[J]. *J Meteor Soc Japan*, 52(3): 300-313.
- Ninomiya K, Akiyama T, Ikawa M, 1988. Evolution and fine structure of a long-lived meso- α -scale convective system in Baiu frontal zone. Part 1: Evolution and meso- β -scale characteristics[J]. *J Meteor Soc Japan*, 66(2): 331-350.
- Wang H, Luo Y L, Jou B J D, 2014. Initiation, maintenance, and properties of convection in an extreme rainfall event during SC-MREX: observational analysis[J]. *J Geophys Res: Atmos*, 119(23): 13206-13232.
- Wu N G, Ding X, Wen Z P, et al, 2020. Contrasting frontal and warm-sector heavy rainfalls over South China during the early-summer rainy season[J]. *Atmos Res*, 235: 104693.
- Xu W X, Zipser E J, Chen Y L, et al, 2012. An orography-associated extreme rainfall event during TiMREX: Initiation, storm evolution, and maintenance[J]. *Mon Wea Rev*, 140(8): 2555-2574.
- Zhou T J, Yu R C, Chen H M, et al, 2008. Summer precipitation frequency, intensity, and diurnal cycle over China: A comparison of satellite data with rain gauge observations[J]. *J Climate*, 21(16): 3997-4010.

(本文责编: 俞卫平)