

文章编号:1673-8411 (2014) 04-0005-07

两次不同类型暖区暴雨的对比分析

叶朗明^{1,2}, 徐碧裕¹

(1 江门市气象局, 广东 江门 529000; 2 南京信息工程大学 大气科学学院, 江苏 南京 210044)

摘 要:2014 年 5 月 8-12 日,华南发生了连续暴雨天气过程,为了探究回流暖区暴雨和锋前暖区暴雨的成因,加深这两类不同类型暴雨的认识,利用 NCEP/NCAR 的 1°×1°再分析资料、多普勒天气雷达、风廓线仪、自动站资料等,分析了回流暴雨与锋前暖区暴雨的特征及主要物理差异。得出:(1)8 日暴雨发生在变性高压脊后部,未受冷空气影响,属于回流型暖区暴雨过程,10-11 日暴雨发生在锋面低槽中,属于锋前型暖区暴雨。(2)两种类型暴雨不仅降水的分布、中尺度云团活动、雷达特征等存在明显的差异,而且在天气形势、水汽输送、动力机制、中尺度环境条件以及与暴雨的触发机制存在着不同点,这些差异可能是造成两类暖区暴雨降水落区及量级差异的主要原因。

关键词:回流型暖区暴雨;锋前型暖区暴雨;中尺度环境;中尺度辐合线;MBCS;MCC

中图分类号:P458.1+21.1 **文献标识码:**A

Contrastive analysis of two different type rainstorms
in warm area

Ye Lang-ming, Xu Bi-yu

(1.Jiangmen Municipal Meteorological Service, Jiangmen Guangdong 529000;

2. Nanjing Information Engineering University School of Atmospheric Sciences, Nanjing Jiangsu 210044)

Abstract: Based on the NCEP/NCAR 1° x 1° reanalysis data, Doppler weather radar, the wind profile meter and automatic station data, etc., the characteristics and main physical differences of the backflow and prefrontal rainstorm, which appeared on May 8-12, 2014 in south of China, in warm area were analyzed to explore the cause of formation and deep the understanding. It is concluded that: (1) storm occurred in the back of modified ridge on 8th, which was not affected by the cold air and belonged to the backflow rainstorm process, rainstorm on 10-11 occurred in the frontal low trough, and belongs to the prefrontal warmer area type. (2) there are significant differences not only in the distribution of precipitation, mesoscale cloud activities and radar characteristics, but also in the weather situation, water vapor transmission, dynamic mechanism, mesoscale environment condition and the triggering mechanism of heavy rains, these may be the main cause of differences between drop zone area and magnitude of these two kinds of heavy rain.

Key Words: reflux rainstorm in warm area; prefrontal rainstorm in warm area; mesoscale environment; mesoscale environment; MBCS; MCC

0 引言

暴雨的产生受诸多复杂的动力、热力和物理过程的综合影响,要准确做出预报,难度很大,对于华南暖区暴雨,这种问题尤为突出。一方面是由于海陆分布不匀、海上观测资料的局限性、常规观测数据空间和时间分辨率不高等因素,均导致难于有效跟踪

暴雨云团的变化;另一方面是对暴雨发生发展的规律认识不足,尤其是对直接导致暖区暴雨发生的中尺度对流云团发生发展和演变的机理不甚了解。气象工作者对华南的暴雨进行了一些卓有成效的研究^[1-12]。华南暖区暴雨通常指产生于地面锋线南侧暖区里的暴雨,此时华南一带没有锋面存在,也不受冷空气影响,暖区暴雨常发生在地面锋区以南200~

收稿日期:2014-08-08
作者简介:叶朗明(1982-),男,工程师,硕士研究生,主要从事中短期预报、数值模式和海陆风研究。

300km 的位置,有时发生在西南气流和东南气流的汇合处^[13],华南的预报员常把暖区暴雨分为三类^[14]:(a)由变性冷高脊后部气流辐合或暖湿切变引起的暴雨,即回流暴雨;(b)由强西南季风爆发引起的暴雨;(c)由高空槽前和副热带急流共同作用引起的暴雨。需要指出,产生于锋面地槽中地面锋线南侧暖区里的暴雨,预报员往往直接归为锋面低槽暴雨,这类暴雨实际上也属于华南暖区暴雨。前人在回流型暖区暴雨和锋前型暖区暴雨做了很多分析,如闰敬华等^[15]研究指出,当锋前暖区具有强不稳定能量时,锋面对流激发的低层重力波上升区沿稳定层传播到暖区抬升气柱,可激发暖区不稳定能量释放,导致暖区暴雨产生。此外,暖区暴雨除与不稳定环境条件有关之外,还与有利下垫面和地形有关。田晨等^[16]指出,下垫面热力差异造成的热岛环流可为降水形成提供重要的抬升作用。徐蓉等^[17]研究表明,由于下垫面的非均匀性改变了边界层大气的热力和动力过程,进而影响强降水分布。汪雅等^[18]研究了海洋与陆地下垫面的差异对对流过程发展的影响,表明海陆锋对雷暴过程起触发和增强作用。杨薇等^[19]研究了湖面与陆地下垫面的差异对对流过程发展的影响,结果表明湖风锋对雷暴过程起触发和增强作用,陆面参数化方案对雷暴过程的模拟也有一定影响。然而,暖区暴雨发生发展机理复杂、具有多样性,尤其是对华南暖区暴雨过程中小尺度系统演变及其活动特征等的研究仍有待提高。

2014 年 5 月 8–11 日华南经历了连续性强降水天气过程,其中 8 日、11 日出现了两次较明显的暴雨,值得关注的是这两次暴雨的影响范围、持续时间、累积雨量和短时雨强均有明显差别。本文利用 NCEP/NCAR $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 再分析资料与常规天气图资料、FY-2E 卫星 TBB 资料、多普勒天气雷达、风廓线、区域自动站资料,试图对 8 日回流型暖区暴雨和 11 日锋前型暖区暴雨进行对比分析,期望得到两种不同类型暖区暴雨的异同点,为今后华南暖区暴雨分析和预报提供一些有意义的依据。

1 暴雨概况及中尺度系统对比

1.1 暴雨概况

2014 年 5 月 8 日过程(简称“8 日过程”)广东省大部出现了大暴雨降水,降水主要出现 8 日 11:00–8 日 23:00,持续 12h,新会罗坑站 20 时雨强达 $90.1\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$,台山端芬站 24h 累积雨量最大达 195.3

mm。5 月 10–11 日过程(简称“11 日过程”)仅在南部沿海出现区域性暴雨,降水主要出现在 10 日 16:00–11 日 08:00,持续 16h,台山海晏站 10 日 18 时雨强达到 $102.8\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$,24h 累积雨量最大达 384.3mm 。这两次降水同属于华南暖区暴雨,相比而言 8 日过程降水比 11 日过程降水范围更广,强回波持续时间更长。而 11 日过程范围虽小,但单站的雨强更强,累积雨量更大。

1.2 TBB 特征

图 1 给出 8 日 10 时–8 日 21 时逐小时 TBB 演变图,从 8 日 8–9 时开始,在广西中东部有小对流云团生成(图略),在东移过程中逐渐加强,8 日 10 时(图 1a,见彩页)4 个对流云团(简称 A、B、C、D)在广西东部生成,其中 D 发展成椭圆状(图 1b,见彩页),云顶亮温小于 -32°C 的对流云区直径约 100km,达到中 β 尺度,其余几个对流云团在东移过程中,有的减弱消散,有的合并到 D 中,13–17 时 MCS-D 继续向东移动,前后又有多个流云团并入到 D 中(图略),18–19 时云团 D 主体已移到广东中西部,云顶亮温小于 -32°C 的区域超过 12000km^2 ,冷云中心的 TBB 值下降至 -70°C ,呈现长方形状,此时云团 D 已发展到中 α 尺度 MCC,20 时(图 1h,见彩页)D 云团已发展成椭圆形,在 MCC 中部有 2 个中 γ 尺度的对流单体(简称 M、N)迅速发展,它的东移影响造成新会站 3h 总雨量超过 88mm (图 1j,见彩页),22 时开始由于 D 云团主体已经移至珠江口东侧或者海上,陆地降水逐渐结束。

图 2(见彩页)给出 5 月 10 日 16 时–11 日 08 时逐小时 TBB 演变图,10 日 08 时–14 时(图略),广东省境内对流活动不明显,15–16 时(图 2a)珠江口西侧沿海有对流云团生成,云顶亮温小于 -32°C 的对流云区直径约 100km,达到中 β 尺度,16–22 时云团稳定少动,持续影响阳江、江门和珠海沿海地区,10 日 23 时–11 日 02 时(图略)云团有所南移减弱,11 日 03 时沿海的云团逐渐发展,并向北移动,此时锋面云团已南压至粤西北,11 日 05 时开始,沿海的云团面积明显增大,云顶亮温小于 -32°C 的区域直径超过 150km,呈现西南–东北向移动,它的发展造成台山海晏站 3h 总雨量超过 200mm (图 2j),11 日 08 时以后,随着粤西北的锋面云团东南移动,两块云团逐渐合并在一起,11 日暖区降水结束。

综上所述,8 日过程对流云团首先在广西境内生成,D 云团在东移过程中加强为中 α 尺度的

MCC, 20 时前后在 MCC 中部有 2 个中 γ 尺度的对流单体, 云团移动方向为西北—东南向; 11 日过程, 对流云团 10 日下午在珠江口西侧沿海生成, 并持续影响该地, 短暂南移减弱后, 11 日凌晨重新在阳江—江门沿海发展成中 β 尺度 MCS, 移动方向为西南—东北向。

1.3 多普勒雷达特征

根据前面的雨情分析知道, 8 日华南的降水相对比较均匀, 珠三角平均雨量约 100mm, 只有在个别地区雨量超过 150mm, 从阳江雷达的组合反射率图来看, 8 日 8:00–15:00, 广西东部—广东西部存在数个大于 50dbz 的对流回波(图 3a, 见彩页), 回波在东移过程中, 强度不断增强, 逐渐合并成几块较强的回波。

8 日 17–18 时, 在大范围降水云系中部出现了一条强回波带, 强度达到 65dbz, 1 小时后, 该对流移入江门市区, 回波尺度和强度都有些加大, 19 时对流单体组织化发展变得清楚起来, 在大范围降水云系中部组成一条中 α 尺度对流单体线(图 3b, 见彩页), 线上排列着 2 个比较清楚的对流单体(即 M, N), 从速度图上来看(图 3, 见彩页 c), 雷达站的东北方向 70 公里处出现辐合区, 该线状中尺度对流系统随着整个云系向东南方向移动, 从新会风廓线仪

(图 3d, 见彩页)可以看到 19–20 时风场由东南风转为东北风, 中尺度对流系统移过新会站。

11 日过程, 华南的降水不均匀, 大于 100mm 的降水基本集中在直径 100km 左右的阳江—江门沿海区域, 阳江—江门的中北部未录得降水。10 日上午开始, 阳江—江门沿海出现东西带状分布回波(图 4a, 见彩页), 10 日 14–22 时该回波持续影响这一带地区, 10 日 23 时—11 日 02 时回波减弱, 11 日 01 时—08 时, 回波重新在该区域发展加强。06:00 对流单体开始呈现东西向排列(图 4b, 见彩页), 从速度图上来看(图 4c, 见彩页), 雷达站的东北方向 50 公里处有风速大值区。回波整体自西南向东北移动, 使得回波形成列车效应先后经过暴雨区。

下面从大尺度环流背景和局地环境条件等角度, 来分析诊断引起上述降水特征差异的大尺度成因。

2 大尺度环流形势演变差异

8 日 14 时暴雨发生前, 高层 200hPa 南亚高压中心位于中南半岛南部(图略), 华南处于对流层高层槽前, 500hPa 南支槽位于广西西部, 华南—江南地区处在南支槽前西南气流中(图 5a), 850hPa—925hPa 江西—湖南存在一条暖式切变线, 切变线以南为西南气流, 华南沿海风速较小, 925hPa 珠江口

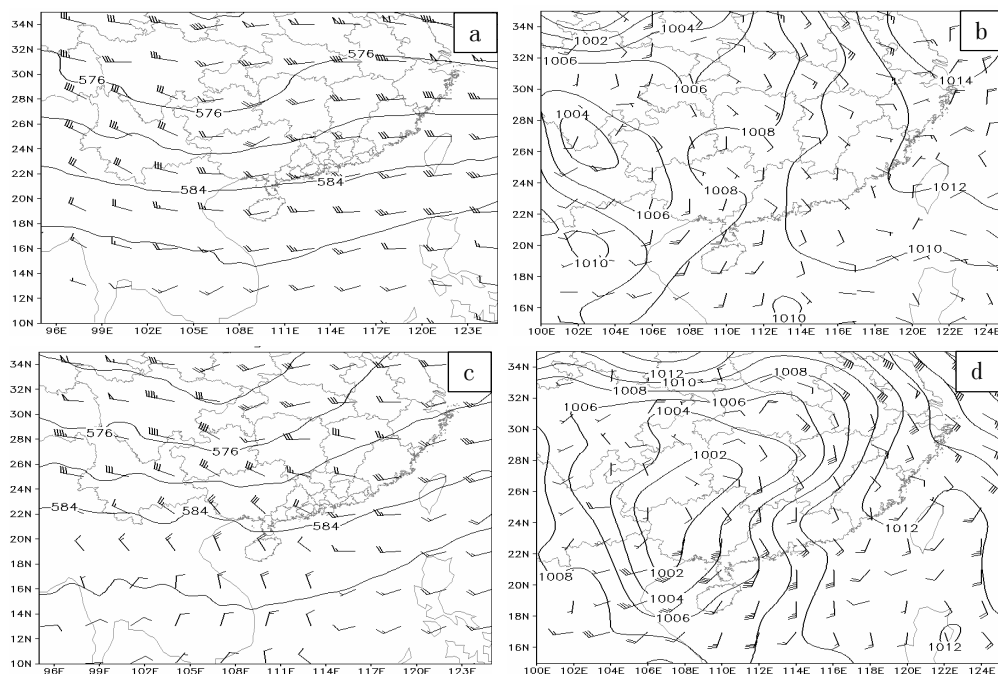


图 5 2014 年 5 月 8–11 日综合天气图

a) 8 日 14:00 500hPa 高度场和 200hPa 风场 b) 8 日 14:00 地面气压场和 925hPa 风场
c) 10 日 08:00 500hPa 高度场和 200hPa 风场 d) 10 日 08:00 地面气压场和 925hPa 风场

以东为东南风,珠江口以西为一致的西南风(图 5b),地面图上,前一股冷空气已经开始减弱东移,高压脊中心位于福建沿海,沿海盛行偏东风,此时华南处于典型性回流暖区暴雨形势场中。

10 日 08 时暴雨发生前,500hPa 位于广西的南支槽有所变浅(图 5c),850–925hPa 切变线已南压湖南中部,低层风速明显加大,低空急流位于广东至江西一带,地面冷空气已影响长江流域,华南处于地面低槽中(图 5d)。此时,华南处于锋前型暖区暴雨形势场中。

比较两次过程大尺度环流系统,都有一个共同点,暴雨发生时未受地面锋区影响,属于暖区降水,南支槽稳定维持在广西中部,广东处于槽前正涡度区。主要不同点为,8 日过程为回流型暖区暴雨,地面位于出海变性高压脊后部,200hPa 有强烈的高层辐散;11 日过程为锋前型暖区暴雨,地面处于低槽中,200hPa 高层辐散场不明显,在低层出现急流。这就决定了 8 日过程是较大尺度暴雨过程,11 日过程为中小尺度暴雨,并且主要发生在南部沿海,当然,暴雨发生的具体位置,与更小尺度系统的活动有关,还需进行中尺度分析与诊断。

3 环境场对比

3.1 水汽条件差异

8 日回流型过程,从大气整层水汽通量和水汽通量散度来看,有一支从太平洋过来的东南水汽输送通道,北部湾及粤西则有一支偏南水汽输送通道,这两支水汽成为降水的主要水汽来源,降水的发生不仅需要水汽供应,还需要水汽产生辐合,水汽通量散度计算表明,8 日 14:00 时广东南部存在明显的水汽辐合(图 6a,见彩页)。11 日锋前型的水汽来源比较单一,没有来自于太平洋的东南水汽输送,水汽主要来自于偏南气流(图 6b,见彩页),但水汽的输送能力明显强于 8 日过程,沿海的水汽通量达到 $16 \text{ g}/(\text{cm}\cdot\text{hPa}\cdot\text{s})$,水汽辐合的中心值主要在南岭以北,华南南部为水汽辐合的次中心,这种分布表明 8 日广东地区有着比 11 日更丰富,持续的水汽供应源。11 日过程具有较强水汽输送能力,但辐合中心在南岭附近,华南沿海处于次中心,因此难以支持沿海的大范围、持续性降水的水汽供给。

3.2 动力差异

在 5 月 8—11 日的涡度、散度和垂直速度剖面图上(图 7,见彩页)可见,在 8 日回流型暴雨中,对

流层中层为正涡度柱,暴雨发生在中层正涡度带上。值得指出的是,对于 11 日锋前型暴雨,在 1000—850hPa 之间存在着一个正涡度峰值区,而在回流型尽管在 1000—900hPa 附近也存在正涡度中心,但是其强度明显小于锋前型的正涡度。因此,500hPa 南支槽为回流型暴雨的发生提供了正涡度,而在 11 日锋前型暴雨中,南支槽的作用明显减弱,但对流层低层较为一致的西南急流,为暴雨提供了正涡度,这也是回流暖区和锋前暴雨的动力差异之一。

在 8 日过程中,对流层高层辐散显著,300—150 hPa 附近为一辐散中心,其散度中心值 $-6\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ 左右,其强度较低层辐合大。这表明,对回流型暴雨而言,高层辐散比低层辐合在暴雨的发生发展中起到更加重要的作用。而在锋前型暴雨,边界层附近有一较强的辐合中心,另外在高层的辐散并不明显,其散度中心值 $-3\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ 左右。这表明,回流型暴雨对流层高层的辐散较锋前型强,高空辐散在回流型中起着比锋面型更加重要作用。

在 8 日过程中,上升运动较为深厚,从 925—200 hPa 都维持上升运动,强上升运动位于 700—600 hPa 高度,最强中心值达 $-9\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$;11 日过程中,上升运动主要出现在低层,强上升运动位于 925—850 hPa 之间,最强中心值达 $-11\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ 。这表明回流型暴雨具有深厚的上升运动,降水的更具持续性,锋前型暴雨具有较回流型更强的上升运动,降水的短时雨强更大。

3.3 中尺度环境条件

以阳江站为参考,分析对流有效能量(CAPE)、对流抑制能量(CIN)、地面抬升指数(LI)发现:锋前型 CAPE 值比回流型要小得多,回流型平均的 CAPE 有 $300\text{J}/\text{kg}$,而锋前型则只有 $150\text{J}/\text{kg}$,因而相比而言,回流型暴雨出现可能伴有更强的对流不稳定能量重建和释放过程。锋前型 CIN 的绝对值比回流型暖区的要大,锋前型平均的 CIN 约为 $110\text{J}/\text{kg}$,而回流暖区只有 $30\text{J}/\text{kg}$,这表明锋前型大气抬升到自由对流的高度,往往需要克服重力做更多的功,即锋前附近对流的出现,要有相对较强的强迫提供抬升机制,才能触发不稳定能量的释放,而回流型气块抬升相对需要克服重力做功略小,只要存在一定的抬升机制,不稳定能量很容易触发形成对流。锋前型的抬升指数比回流型附近的小,这表明锋前型暴雨发生在地面抬升更有利的环境中。

表 1 2014 年 5 月 8–11 日回流暖区暴雨与锋前暖区暴雨的 K 指数、对流有效位能 (CAPE)、对流抑制能量 (CIN)、地面抬升指数 (LI)

		LI	CAPE	CIN
回流型	05-08-08	2.71	0	0
	05-08-20	2.88	785.4	20.3
	05-09-08	-2.63	891.1	70.1
锋前型	05-10-08	-1.96	100.4	177
	05-10-20	0.53	171.3	162.4
	05-11-08	-4	1664.8	8

综上所述,尽管在 CAPE 方面,11 日明显不如 8 日处于更有利的中尺度环境中,回流型比锋前型更利于持续性、大范围强降水的出现,但 CIN 和 LI 则不然,如果 11 日过程要产生降水,就需要有较强的对流触发条件,11 日过程地面具备较好的抬升机

制,而一旦突破抑制,对流有效位能迅速释放、重建,在这表 1 中可以看到,阳江站 CAPE 值从 10 日 20 时的 171.3 迅速升至 11 日 08 时 1664.8,也就容易产生更强的短时降水。

4 两次过程对流单体发展的成因对比

通过以上分析发现在 2 次中尺度对流系统发展前,大气中均出现了有利于对流发生的天气形势,但是什么触发了能量的释放和对流天气的发展,2 次过程各有不同。8 日回流型过程中高空小槽携带小股冷空气南下(图 8),叠加在低层暖湿空气上形成较强的不稳定层结,从而造成中尺度对流系统的发生,在此过程中高层 200hPa 的高层抽吸作用进一步触发了对流的发展,因此中层小股冷空气是此次 MCC 发生、发展的触发机制。

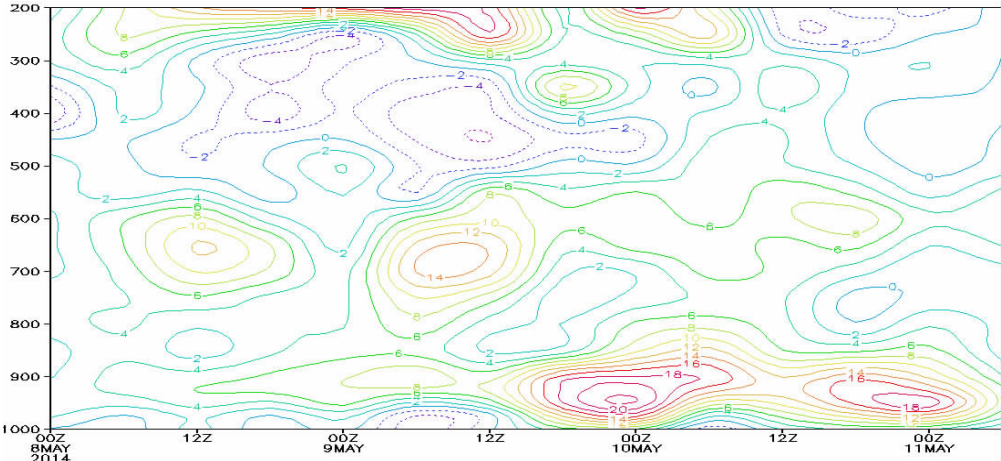


图 8 8 日 08 时—11 日 14 时暴雨区温度平流垂直剖面图

11 日锋前型过程中,华南地区偏南气流加强形成低空急流,从新会风廓线仪分析中发现(图 9c),在强降水发生前 2~3 小时,低层风场开始发生变化,1.0km 高度风速增大,风向由东南风转为偏南风,使得垂直切变加大,有利于对流发展,并且风向随高度顺转,表明本站低层有暖平流发展,大气层结趋于不稳定。

地面自动站风场图中可以看到,11 日 01 时(图 9a),台山市中部开始出现一条长约 50km,近乎东西

向的辐合线,此后一个多小时里,该风切变线少动维持,04 时左右略向东摆动(图 9b),之后中 β 尺度风切变线开始向东北方向移向江门市区,与降水量叠加分析可知,小的对流云团移动到地面辐合线附近时,对流得到发展加强,因此西南低空急流和地面辐合线共同触发锋前型暖区暴雨天气过程的发生发展,辐合线的位置变化与对流云团移动一致。因此地面中尺度辐合线和低空急流 MCS 发生、发展的触发机制。

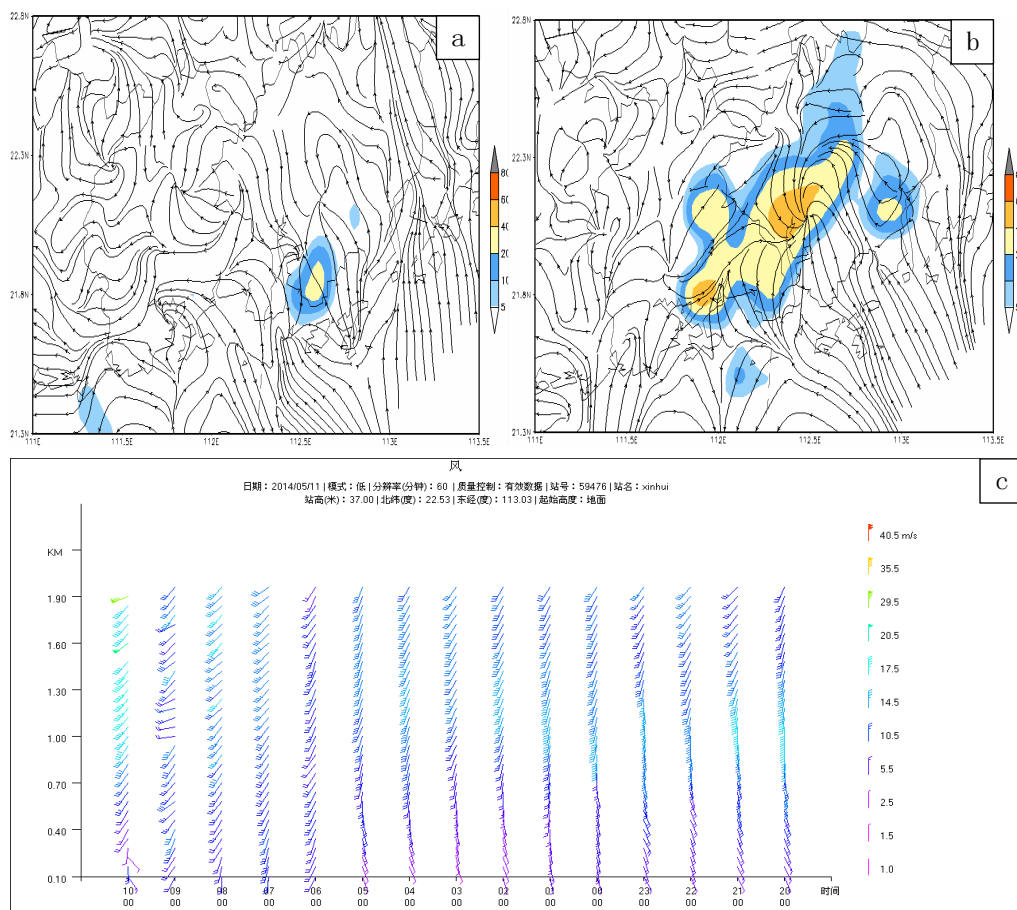


图9 广东省区域自动站风场和其后1h累积雨量(单位:mm)(流场为风场;阴影区为降水区)(a)11日01:00,(b)11日04:00,(c)新会风廓线仪

5 结论

本文对比分析了华南回流型暖区和锋前型暖区暴雨系统的主要差异,结论如下:

(1)2014年5月8日、11日两次降水同属于华南暖区暴雨,相比而言8日过程降水比11日过程降水范围更广,强回波持续时间更长。而11日过程范围虽小,但单站的雨强更强,累积雨量更大。中尺度特征分析表明,8日过程由中 α 尺度的MCC造成,11日过程由中 β 尺度MCS造成。

(2)8日过程为回流型暖区暴雨,地面位于出海变性高压脊后部,200hPa有强烈的高层辐散;11日过程为锋前型暖区暴雨,地面处于低槽中,200hPa高层辐散场不明显,在低层出现急流。这就决定了8日过程是较大尺度暴雨过程,10日过程为中小尺度暴雨,并且主要发生在南部沿海。

(3)从这两次过程的水汽条件、动力条件上来

看,8日过程比11日过程具有更丰富、持续的水汽供应源,对流层高层辐散更显著;11日过程水汽通量较大,但华南沿海处于通道之中,水汽辐合中心在南岭,与回流暴雨不同,锋前暖区低层辐合比高层辐散在暴雨中可能起到更加重要的作用,而高空辐散在回流暖区比起着比锋面暖区暴雨更加重要作用。

(4)尽管在CAPE方面,11日明显不如8日处于更有利的中尺度环境中,这也是为什么回流型比锋前型更利用持续性、大范围强降水的出现,但CIN和LI则不然,如果11日过程要产生降水,就需要有较强的对流触发条件,一旦对流发生,丰富的对流有效位能迅速释放、重建,也就容易产生强的对流单体出现强度更强暴雨的重要原因。

(5)两次对流单体的触发机制不同。回流型暴雨中,中高空小槽携带小股冷空气叠加在低层暖湿空气上形成较强的不稳定层结,200hPa高层抽吸作用

(下转第52页)

共同触发了对流的发展;锋前型暴雨中,低空急流的加强,在低层形成暖平流,低层增暖增湿增加了大气层结不稳定性,地面形成的中尺度辐合线,加强了北抬的小对流云团,对流得到发展,因此西南低空急流和地面辐合线共同触发锋前型暖区暴雨的发生。

参考文献:

- [1] 余小鼎,姚秀萍,熊廷南,等.多普勒天气雷达原理与业务应用 [M]. 北京气象出版社,2000.
- [2] 陈嘉玲,黄敏辉.广州前汛期暴雨各层天气系统特征分析 [J]. 广东气象,2001,23 (2): 16-18.
- [3] 梁巧倩,林良勋,谢建标,等.广东前汛期西风槽暴雨个例的强度及落区 [J]. 广东气象,2007,29 (2): 32-35.
- [4] 叶萌,张东,何夏江.“05.6”广东致洪暴雨过程的预报着眼点 [J]. 广东气象,2006,28 (1): 39-42.
- [5] 黄忠,吴乃庚,冯业荣,等.2007 年 6 月粤东持续性暴雨的成因分析 [J]. 气象,2008,33 (4): 53-60.
- [6] 林良勋,吴乃庚,黄忠,等.广东 2008 年罕见“龙舟水”特点及成因诊断分析 [J]. 气象,2009,35 (4): 43-50.
- [7] 赵玉春.热带扰动引发华南前汛期暴雨的机理研究 [D]. 南京:南京信息工程大学,2007.
- [8] 罗建英,廖胜石,钟祥平.2004 年 7 月华南暴雨期水汽的初步研究 [J]. 广西气象,2005,26 (S1): 47-49.
- [9] 张小霞,陈小芸,杨宇声,等.佛山一场大暴雨的强降水特征 [J]. 广东气象,2006,28 (2): 40-42.
- [10] 温晶,纪忠萍,谢炯光.2008 年前汛期广东长连续暴雨过程的 500hPa 环流特征 [J]. 广东气象,2008,30 (4): 8-11.
- [11] 魏启梅,韦有暹.锋前暖区暴雨的落区问题 [J]. 广东气象,1997,2: 17-18.
- [12] 韦统健.华南前汛期暖区暴雨流场结构的特征 [J]. 热带气象学报,1994,10 (1): 123-130.
- [13] 黄士松,李真光,包澄澜,等.华南前汛期暴雨 [M]. 广州:广东科技出版社,1986: 227-228.
- [14] 林良勋,冯业荣,黄忠,等.广东省天气预报技术手册 [M]. 北京:气象出版社,2006: 119.
- [15] 闰敬华,郑彬,苏百兴,等.华南暖区暴雨的一种重力波触发机制 [J]. 气象学报,2004,62 (12): 623-930.
- [16] 徐蓉,苗峻峰,谈哲敏.南京地区城市下垫面特征对雷暴过程影响的数值模拟 [J]. 大气科学,2013 (6): 1235-1246.
- [17] 田晨,周伟灿,苗峻峰.中国地区下垫面特征对强对流天气影响研究进展 [J]. 气象科技,2012,40 (2): 207-212.
- [18] 汪雅,苗峻峰,谈哲敏.宁波地区海-陆下垫面差异对雷暴过程影响的数值模拟 [J]. 气象学报,2013,71 (6): 1146-1159.
- [19] 杨薇,苗峻峰,谈哲敏.太湖地区湖陆风对雷暴过程影响的数值模拟 [J]. 应用气象学报,2014,25 (1): 59-70.