

华南锋面与暖区暴雨个例对比分析

赵玉春^{1,2} 李泽椿³ 肖子牛³

(1 武汉暴雨研究所, 2 武汉中心气象台, 武汉 430074; 3 国家气象中心, 北京 100081)

摘要 2005 年 6 月 17~24 日, 华南地区发生了连续多日的暴雨天气过程, 其显著特征是存在着南北两条雨带, 北支雨带(福建中北部)由准静止的梅雨锋造成, 南支雨带(广东中东部)发生在锋前暖区之中, 这种连续多日共存的双雨带现象引起了气象学家的广泛关注。为了探究锋面和锋前暖区暴雨的成因, 加深这两类不同性质暴雨的认识, 利用 NCEP 每 6 h 一次的 $1^\circ \times 1^\circ$ 经纬度再分析资料以及华南地区加密观测的逐小时地面降水等资料, 以此次连续多日维持的双雨带降水过程为例, 详细分析了锋面附近与锋前暖湿区内暴雨系统的主要物理差异。结果发现: 梅雨锋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的差异, 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存在着不同点, 这些差异可能是造成锋前暖区暴雨难以模拟和预报的主要原因。

关键词 华南梅雨锋 暴雨 对流不稳定 高低空急流

引言

华南地处我国最南端, 每年汛期开始早, 持续时间长, 暴雨频繁发生, 是我国的一个季节性雨带。前汛期不仅存在锋面暴雨(华南准静止锋暴雨), 而且在锋前暖区往往有强度更大的降水发生, 即所谓的锋前暖区暴雨, 它一般发生在地面锋面系统前 200~300 km 的位置, 有时发生在西南风和东南风的汇合气流中, 甚至无明显切变的西南气流里, 形成华南地区特有的双雨带现象。由于地处低纬度, 华南暴雨既受到西风带系统的影响, 又受到热带地区天气系统的影响, 加之复杂地形、下垫面以及海陆热力差异等作用, 中小尺度对流系统活动频繁, 预报难度非常大。特别是暖区暴雨, 由于其模拟难度大, 暴雨发生前天气尺度扰动的信号弱, 业务预报中经常出现漏报和空报。气象学家们对此高度重视, 先后开展了多次野外观测试验和研究, 并取得了大量的研究成果^[1~4]。近年来, 随着中尺度数值模式的迅速发展, 人们对影响华南暴雨的中尺度对流系统、低空急流、下垫面地形以及云的微物理过程进行了大量的数值模拟研究, 加深了对华南暴雨尤其是华南静止锋暴雨的认识^[5~13]。但是, 对于锋面和暖区暴雨在

动力、热力等物理属性上究竟有什么差异, 造成这些差异的物理原因的相关研究还很少, 而这对加深暖区暴雨的认识, 提高暖区暴雨的预报预测水平有重要意义。2005 年 6 月 17~24 日, 西太平洋副热带高压稳定偏南维持在 18°N 附近, 我国华南地区发生了连续多日的暴雨天气过程。由于其降水强度大, 持续时间长, 影响范围广, 给广东、广西、福建以及江西等地区带来了严重的洪涝灾害。暴雨发生期间, 华南地区出现了南北两支雨带, 即福建北部的锋面暴雨带和广东中东部的锋前暖区暴雨带。本文试图基于此个例, 对比分析锋面和锋前暖区暴雨的物理特征及其差异, 并进一步探讨造成这些差异的物理原因, 以加深对华南暴雨的认识, 为业务预报提供科学依据和线索。

1 大尺度环流背景及华南降水特征

1.1 大尺度环流背景

2005 年 6 月 17~24 日, 我国华南地区处于较为稳定的大尺度环流形势下(图 1), 主要表现为: ① 500 hPa 上, 西太平洋副热带高压稳定, 其 $110^\circ \sim 130^\circ \text{E}$ 的平均脊线位于 18°N 附近, 平均西脊点位于 114°E 左右, 东亚沿海地区维持一稳定的西风带低

槽,槽后为一高压脊;②850 hPa上,华南南部及南海北部地区维持一东北西南向的低空急流,低空急流位于副热带高压西北侧和北侧,一直延伸到日本南部海域,且广东、广西处于大于348 K的高 θ_{se} 的环境中,而福建北部则处于相对较低的 θ_{se} 环境;③100 hPa上,南亚高压东段(100°E以东)脊线平均位置在25°N左右,华南地区位于南亚高压东端西北风和东北风的发散气流中;④200 hPa上,30°N以北地区为一高空西风急流,而150 hPa上,115°E以西的热带地区为一高空东风急流,华南地区位于两支高空急流之间。

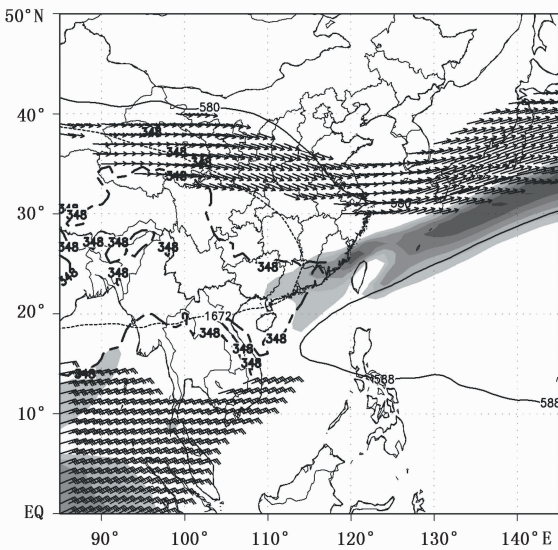


图1 2005年6月17~24日平均的主要天气系统(588实线为西太平洋副热带高压特征线,580实线指示西风带系统,1672点线为100 hPa南亚高压特征线,348虚线为850 hPa假相当位温,阴影区为850 hPa 10 m/s以上的全风速,风矢量代表200 hPa西风急流,风标代表150 hPa东风急流)

在上述大尺度环流背景下,华南地区出现了连续暴雨天气过程。从6月17~24日华南地区的总降水量分布图上看(图略),华南地区有4个降水中心,即福建中北部至江西中部、广西中北部、广东中部以及广东东部沿海的强降水区,其中福建北部强降水区与广东强降水区呈现出南北两支雨带分布形势。17~24日8天降水总量一般为500~600 mm,最大降水中心位于广东中部的龙门地区,降水量为1308 mm。从24 h降水分布及其演变来看(图略),南北两支雨带分布更加清楚,一个位于锋面附近,另一个位于锋面以南200~300 km的西南暖湿气流中,即华南地区特有的所谓锋前暖区暴雨。

1.2 锋面与锋前暖区暴雨中尺度雨团活动特征

图2是锋面暴雨代表站点(建宁)和暖区暴雨代表站点(广东东源兰口镇)主要降水时段的逐小时降水演变。可见:①建宁站强降水从6月17日17:00开始,到22日16:00结束,中间降水间歇,有4个强降雨峰,表明经过该代表站点至少有4次中尺度强对流系统活动,且降水强度大,一般都达到20~30 mm·h⁻¹,最大降水强度在50 mm·h⁻¹以上,另外在22日18:00左右还有一次较弱的中尺度系统活动(这可能与整个锋面雨带东移南压有关)。②东源兰口镇自动站强降水从6月18日02:00开始,到23日10:00才结束,其中有4次较集中的强降雨峰,降水强度一般在20~30 mm·h⁻¹,另外还有4次略弱的降水过程,降水强度在10 mm·h⁻¹左右,可见有多个中尺度对流系统影响该地区。③对比锋面和暖区暴雨代表站点的降水分布发现,从单站的降水时间分布来看,暖区降水不如锋面降水集中,但是暖区的中尺度对流系统似乎比锋区的更为活跃。值得注意的是,黄土松等^[2]曾指出华南暖区暴雨的最大特点是降水强度大,一般比锋面暴雨大3~5倍。但是对这次多日连续性暴雨过程地面加密站点的逐小时雨量分析表明,锋面暴雨的强度(每小时的降水量)足以和暖区媲美,但是对于24 h降水量,暖区暴雨似乎比锋面暴雨强(例如龙门站20~22日连续3日的降水量均达到300 mm以上),这可能与暖区有更多更频繁的中尺度对流系统活动有关。

利用地面逐小时雨量详细分析锋面附近中尺度雨团的空间分布及活动特点发现(图略):①中尺度雨团经常呈准东西向(有时略呈东北西南向,有时略呈西北东南向,有时则呈团状)排列,形成 α 中尺度的雨带,这些中尺度雨团为 β 甚至 γ 中尺度。②追踪这些 β 甚至 γ 中尺度雨团发现,它们沿着切变线南侧700~500 hPa环境风自西向东缓慢传播,其传播速度大约为25 km·h⁻¹,另外切变线上还存在准静止的雨团活动。③在此次连续性暴雨期间,在切变线(锋面附近)上有4次明显的准东西向和1次东北西南向的 α 中尺度的雨带活动(这与代表站点雨峰活动一致),准东西向雨带活动时间大约为22~35 h,东北西南向雨带活动的时间大约为15 h左右,雨带之间间歇时间不长,大约为2~6 h。④ α 中尺度雨带的活动与850 hPa的 θ_{se} 锋区(或湿度锋区)以及切变线的活动密切相关,雨带分布与切变线

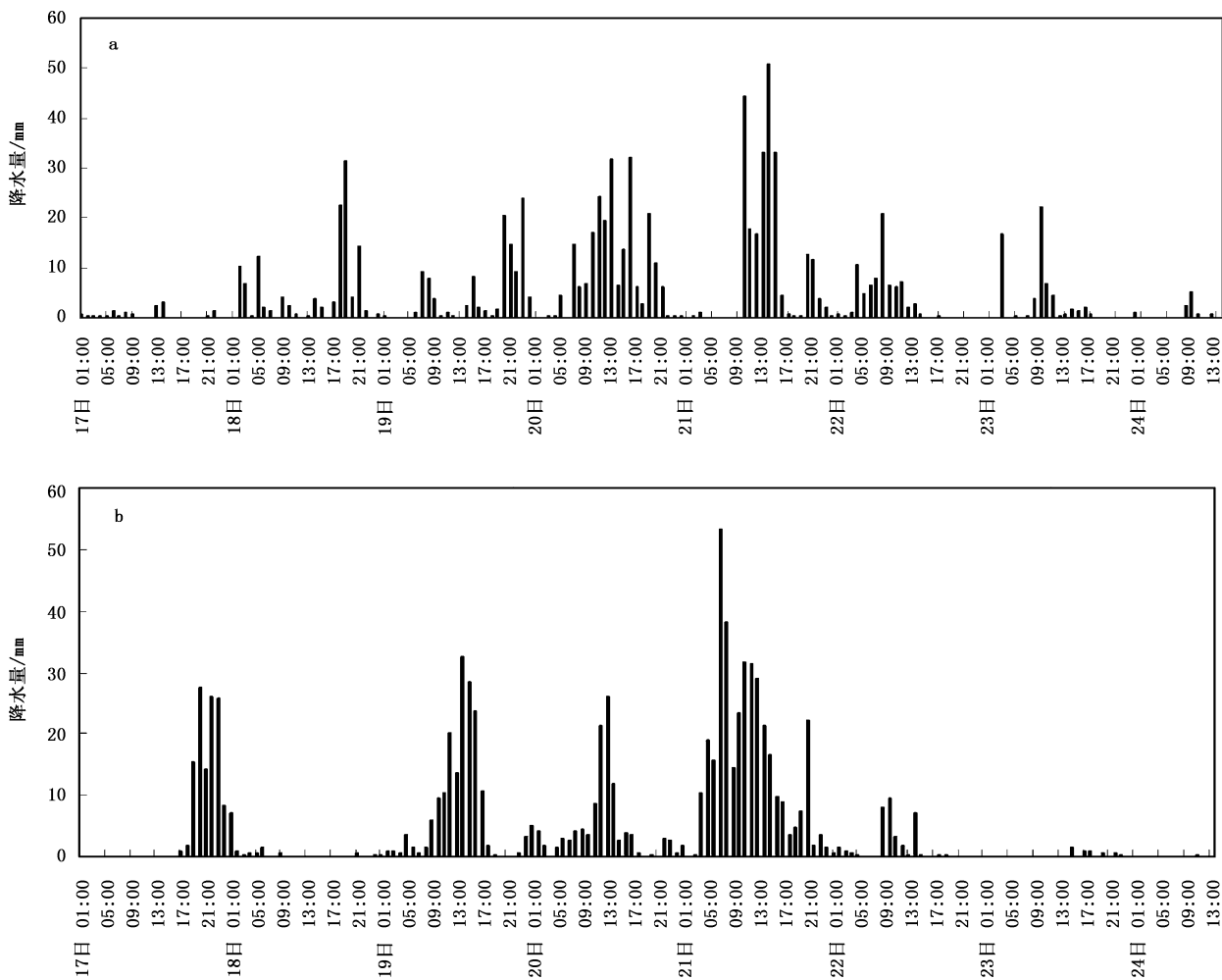


图 2 2005 年 6 月 17 日 01:00 至 24 日 14:00 福建建宁地面站(a)和广东东源蓝口镇自动站(b)逐小时降水演变

(或 θ_{se} 锋区)走向一致。

而分析广东暖区中尺度雨团的活动发现:①6月19日13:00时至22日21:00广东地区较强降水期间,存在9次明显的 α 或 β 中尺度雨带活动,雨带呈东北西南向。② α 或 β 中尺度雨带表现为两类,一类是移动性雨带,雨带从广西向东缓慢移入广东境内,或者在广东中部或西部生成后向东移到东部沿海地区,雨带的移动速度为 $15\sim 35\text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$;另一类是准静止雨带,雨带稳定维持在广东东部沿海附近,雨带的生命史为 $7\sim 18\text{ h}$ 。③ α 中尺度雨带由多个 β 甚至 γ 中尺度雨团构成,且不同雨团之间有较明显的“间隙”。

2 锋面与锋前暖区暴雨系统的特征对比

锋面与暖区暴雨处于不同的中尺度环境场中,

中尺度暴雨系统的活动特征存在着明显的差异。为研究其动力热力结构等特点,这里选取强降水期间典型的锋面和锋前暖区暴雨区域(由于暴雨区每日略有摆动,19~23日锋面暴雨区分别取为 $27^{\circ}\sim 29^{\circ}\text{N}$ 、 $116^{\circ}\sim 118^{\circ}\text{E}$, $26^{\circ}\sim 28^{\circ}\text{N}$ 、 $116^{\circ}\sim 118^{\circ}\text{E}$, $26^{\circ}\sim 28^{\circ}\text{N}$ 、 $117.5^{\circ}\sim 119.5^{\circ}\text{E}$, $26^{\circ}\sim 28^{\circ}\text{N}$ 、 $116.5^{\circ}\sim 118.5^{\circ}\text{E}$, $26^{\circ}\sim 28^{\circ}\text{N}$ 、 $118^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$;锋前暖区分别取为 $22.5^{\circ}\sim 24.5^{\circ}\text{N}$ 、 $113.5^{\circ}\sim 115.5^{\circ}\text{E}$, $23^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{N}$ 、 $113.5^{\circ}\sim 115.5^{\circ}\text{E}$, $23^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{N}$ 、 $113.5^{\circ}\sim 115.5^{\circ}\text{E}$, $22^{\circ}\sim 24^{\circ}\text{N}$ 、 $113.5^{\circ}\sim 115.5^{\circ}\text{E}$, $22^{\circ}\sim 24^{\circ}\text{N}$ 、 $114^{\circ}\sim 116^{\circ}\text{E}$),对这些区域进行平均,并计算一日4次平均的物理量垂直分布,对比分析锋面和暖区暴雨系统的差异。

2.1 中尺度环境条件

对区域平均的对流有效能量(CAPE)、对流抑

制能量(CIN)、地面抬升指数(LI)以及大气柱可降水量(PW)(表1)分析发现:①锋面附近CAPE值比锋前暖区要小得多,19~23日平均的CAPE只有200.03 J/kg,而暖区则达942.34 J·kg⁻¹,因而相比而言,暖区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。②锋面附近CIN的绝对值比锋前暖区的要大,锋面附近平均的CIN约为-12.16 J/kg,而暖区只有-5.41 J·kg⁻¹,这表明锋面附近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,即锋面附近不稳定流(对流)的出现,要有相对较强的强迫流提供抬升机制,才能触发不稳定能量的释放形成对流;而锋前暖区气块抬升

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。③锋前暖区的抬升指数比锋面附近的小,而且均为负值,这表明暖区暴雨发生在地面抬升更有利的环境中。④锋面暴雨发生时,大气柱的可降水量比暖区相对要小,锋面暴雨区大气柱的平均可降水量约为53.35 mm,而暖区的则可达到65.52 mm。上述分析表明,锋前暖区暴雨比锋面暴雨处于更有利的中尺度环境中,这些差异与锋前暖区位置偏南,受热带季风涌的作用更大有关,这也是为什么锋前暖区往往比锋面附近出现强度大得多的暴雨(24 h降水量)的重要原因。

表1 2005年6月19~23日锋面与锋前暖区平均的对流有效位能(CAPE)、对流抑制能量(CIN)、地面抬升指数(LI)以及大气柱可降水量(PW)

	锋面暴雨				锋前暖区暴雨			
	CAPE/(J·kg ⁻¹)	CIN/(J·kg ⁻¹)	LI/K	PW/mm	CAPE/(J·kg ⁻¹)	CIN/(J·kg ⁻¹)	LI/K	PW/mm
19日	245.60	-9.83	-0.89	56.24	1157.89	-6.25	-3.09	65.98
20日	439.55	-5.05	-1.42	59.43	769.59	-4.69	-2.34	65.62
21日	208.05	-9.33	-0.66	57.75	773.46	-3.45	-2.15	67.61
22日	44.37	-23.52	1.70	46.57	951.66	-6.21	-2.65	65.35
23日	62.57	-13.08	1.78	46.76	1059.10	-6.45	-3.15	63.04
平均	200.03	-12.16	0.10	53.35	942.34	-5.41	-2.68	65.52

注:计算中先对区域进行平均,然后求一日4次的日平均值。

2.2 动力结构

在锋面和锋前暖区暴雨区的涡度、散度的垂直分布图上(图略)可见,6月19~23日,在锋面暴雨区对流层中低层为一正涡度柱,这是大量梅雨锋和非典型梅雨锋暴雨研究的事实——暴雨发生在低层正涡度带上,暴雨盛期暴雨区存在一正涡度柱^[14,15]。值得指出的是,对于锋面暴雨,在800~750 hPa之间存在着一个正涡度峰值区,日平均最大值达到 $10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 以上;而在暖区暴雨区,尽管对流层中低层为一正涡度柱,在950~975 hPa附近存在一相对较大的正涡度中心,但是其强度明显小于锋面暴雨的正涡度。不难想像,造成这种差异的主要原因是由于锋面暴雨区正好处于切变线附近,且800~850 hPa附近切变最强;而在暖区,暴雨发生在对流层中低层较为一致的西南暖湿气流中,对流发生后旋转效应不如锋面附近明显,这也是锋面和暖区暴雨的动力差异之一。

在锋面暴雨区,对流层中低层辐合高层辐散,

900~850 hPa附近为一强的辐合中心,其强度达到 $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 以上,300~150 hPa附近为一辐散中心,其强度较低层辐合小。这表明,对锋面暴雨而言,对流层中低层的辐合比高层辐散在暴雨的发生发展中起到更加重要的作用。而在暖区暴雨区,边界层内(950~975 hPa附近)有一强的辐合中心,另外在800~400 hPa之间存在另外一个强的辐合中心,而对流层高层(200~150 hPa附近)则为强的辐散中心,其强度在 $(1 \sim 4) \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 左右,且对流层高层辐散比中低层的辐合明显要强得多。这表明,与锋面暴雨不同,暖区高层辐散比中低层辐合在暴雨中可能起到更加重要的作用。进一步对比同时期锋面与暖区暴雨发现,暖区暴雨对流层高层的辐散较锋面暴雨强,而对流层中低层辐合较锋面暴雨弱,另外,暖区暴雨在边界层内存在辐合中心。

风垂直切变是暴雨发生发展的一种重要的动力机制。在锋面暴雨区(图略),风垂直切变随着高度逐渐增加,在对流层高层(100 hPa)附近达到最大。

而对于暖区暴雨,在边界层附近有一风垂直切变的大值中心,之后随着高度增加,风垂直切变也逐渐增大(在中高层也出现风垂直切变次大值区),在100 hPa附近达到最大。相比而言,锋面暴雨区高层的风垂直切变比锋前暖区风垂直切变要强。锋前暖区边界层附近大的风垂直切变是暖区暴雨区别于锋面暴雨一个重要的动力特征。

2.3 大气加热结构

为了了解锋面附近和锋前暖区暴雨的凝结潜热释放对大气加热的差异,计算了暴雨区的视热源(Q_1)和视水汽汇(Q_2)^[16]发现(图略):①在锋面暴雨区, Q_1 和 Q_2 主要呈单峰结构,其中 Q_1 最大值一般在500 hPa附近, Q_2 最大值一般在700~750 hPa左右(尽管在6月20日暴雨发生时 Q_1 和 Q_2 分别在750和850 hPa附近存在另外一个最大值区,但是双峰结构且明显), Q_1 和 Q_2 的最大加热率皆可达 $1\text{ K}\cdot\text{h}^{-1}$ 以上,且 Q_2 的最大加热率比 Q_1 略强。对比 Q_1 和 Q_2 垂直高度差异可见,锋面暴雨不仅存在连续性降水,也存在对流性降水。②在锋前暖区暴雨区, Q_1 的最大值在500~400 hPa左右,呈单峰结构,而 Q_2 则呈现出双峰甚至多峰结构,对流层中高层(500~350 hPa)存在一个加热中心,中低层(700 hPa附近)也存在一个加热中心,在边界层附近(950~900 hPa)存在另外一个相对较弱的加热中心。 Q_2 的这种加热结构一方面可能与暖区降水以对流性降水为主有关,另一方面地面的感热通量和蒸发可能比较强,边界层过程起到了重要作用。 Q_1 和 Q_2 的最大加热率可达到 $1.2\sim 1.8\text{ K}\cdot\text{h}^{-1}$ 。值得注意的是,与锋面暴雨区相反,此时 Q_2 的最大加热率比 Q_1 明显偏弱。从 Q_2 的这种多峰结构(与 Q_1 不在同一高度)也可以看出,暖区暴雨以对流性降水为主。③对比同时期锋面和锋前暖区暴雨区的 Q_1 和 Q_2 发现,不论是 Q_1 还是 Q_2 ,锋面附近的加热率比暖区暴雨区的加热率要小。另外值得注意的是,随着降水的增强,无论是锋面暴雨还是暖区暴雨,非绝热加热明显增大。

2.4 不稳定机制

暴雨发生时,暴雨区具有明显的对流不稳定,尤其对于梅雨锋暴雨,低空急流不断为暴雨区输送高 θ_{se} 的暖湿空气,使得对流不稳定能量不断积聚和释放,形成对流造成暴雨。锋前暖区暴雨发生时扰动并不如锋面附近明显(至少在天气图上不如锋面暴

雨明显,这也是锋前暖区暴雨难以预报的主要原因之一),但是暖区中尺度对流系统却频繁发生,形成比锋面大得多的降水,因此锋前暖区暴雨必定存在更有利的中尺度环境和形成机制。对比分析锋面和锋前暖区暴雨的对流不稳定发现(图略),锋面对流不稳定高度一般在750~700 hPa左右,而锋前暖区对流不稳定层的高度达到650~600 hPa附近,暖区的对流不稳定层次比锋区附近更加深厚,即暖区存在更强的不稳定能量。对流有效位能(CAPE)的分析也证明了这一点,平均而言,暖区CAPE比锋面附近的要大,这可能也是暖区中尺度对流系统易于不断形成和发展的原因之一。

蒙伟光^[17]等研究表明,条件对称不稳定可能是华南中尺度对流系统形成的物理机制之一。锋面和锋前暖区暴雨的湿位涡^[18]分析发现(图略),在对流层中低层(600 hPa以下)湿位涡为负值,且两者没有突出的差别,表明在锋面附近和锋前暖区皆存在湿对称不稳定,湿对称不稳定可能既是锋面暴雨的形成原因,也是暖区暴雨发生发展的重要因素。湿斜压度(定义为 θ_{se} 的水平梯度)的对比分析表明,锋面附近暴雨区的湿斜压度比暖区暴雨区要强得多,且在700 hPa附近湿斜压度存在最大中心,表明锋面附近的湿斜压过程可能在暴雨形成中起到重要作用;而暖区暴雨在550 hPa附近存在另一相对较弱的大值中心,这可能是对流降水造成的对流层中层加热所致。

2.5 水汽输送特征

研究表明^[19~21],华南暴雨发生时边界层的水汽输送具有重要的作用,水汽源地主要为南海和孟加拉湾,且水汽经向输送异常是华南旱涝的主要原因。分析锋面和锋前暖区暴雨的东、西、南、北边界水汽的水平输送(表2)发现:锋面暴雨发生时,南边界为强的水汽输入,北边界为弱的水汽输出,有时甚至为弱的输入,西边界为水汽输入,东边界为水汽输出。相比而言,西边界的水汽输入比东边界的水汽输出略小,水汽的纬向净输送为负。但是由于南边界的水汽输入比北边界的水汽输出大,使得暴雨区的水汽经向净输送为正。因此,对锋面暴雨而言,水汽的经向输送非常重要。暖区暴雨发生时,水汽输送的特征与锋面暴雨基本相同,即暴雨区的水汽经向净输送为正,水汽的纬向净输送为负,暖区暴雨也以水汽的经向输送为主。但是,有必要指出的是,锋面与

锋前暖区暴雨的同期水汽输送存在着重大差异——南、北、东、西边界的水汽输送往往比锋面暴雨大,锋前暖区暴雨不仅比锋面暴雨有更大的水汽输入,而且有更大的水汽输出,即锋前暖区暴雨处于极强的

水汽水平输送环境中,这也是造成锋前暖区大气柱可降水量比锋面大的原因。对水汽的经向输送而言,锋前暖区是水汽输送的“中间站”,而锋区是水汽输送的“终点站”。

表2 2005年6月19~23日锋面和锋前暖区暴雨区域不同边界上整层垂直积分的水汽水平输送 $g \cdot cm^{-1} \cdot s^{-1}$

	锋面暴雨					锋前暖区暴雨				
	南边界	北边界	西边界	东边界	净流	南边界	北边界	西边界	东边界	净流
19日	29.54	-2.95	144.71	165.05	12.15	88.05	62.08	128.91	121.54	33.34
20日	52.24	17.65	143.96	152.39	26.16	82.71	51.92	194.89	215.83	9.85
21日	77.01	16.06	110.10	179.15	-8.10	103.77	56.85	201.53	221.30	27.15
22日	53.19	-9.35	16.31	53.19	25.66	175.51	81.58	175.40	175.51	93.92
23日	91.96	9.53	68.54	120.57	30.40	160.96	149.51	144.20	142.97	13.68
平均	60.79	6.19	96.72	134.07	17.25	122.20	80.39	168.99	175.43	35.59

注:南、北边界表示水汽的经向输送,东、西边界表示水汽的纬向输送;西、南边界正值表示水汽流入,负值表示水汽流出;北、东边界正值表示水汽流出,负值表示水汽流入。计算中先对水汽通量进行整层积分,然后分别对暴雨区域东、西、南、北边界求和。

2.6 垂直环流

2005年6月17~24日 $112^{\circ} \sim 118^{\circ} E$ 平均的全风速纬度高度剖面 and 经向垂直环流的演变图上(图略),6月17日,低空急流轴位于 $24^{\circ} N$ 附近,风速最大中心在750 hPa高度处,高空西风急流轴位于 $35^{\circ} N$ 附近,最大风速在200 hPa高度处,东风急流轴位于 $5^{\circ} N$ 附近150 hPa高度处。在低空急流的北侧,存在强的上升运动,气流上升到200 hPa附近向南流出(没有向北流出分量),到 $13^{\circ} N$ 左右下沉后向北回流形成一垂直环流圈。18日,高空东风急流轴出现明显北跳,从 $5^{\circ} N$ 移到 $13^{\circ} N$ 附近,低空急流也从 $24^{\circ} N$ 向北推进到 $26^{\circ} N$,高空西风急流没有明显的移动。此时, $30^{\circ} N$ 以北对流层中高层出现明显的偏北风,与偏南气流交汇在 $26^{\circ} \sim 28^{\circ} N$ 附近,形成明显的 θ_{sc} 锋区,在锋面以北对流层中低层开始出现一垂直环流圈,该环流圈主要位于600 hPa以下。19~20日,高空东风急流位置变化不大,低空急流略向南移至 $24^{\circ} N$,高空西风急流位置变化不大,但是强度略有减弱,锋面以南垂直环流圈一直维持(20日开始,锋区附近强上升气流中开始有气流向北流出汇入到西风急流中)。21~22日,高空西风急流明显南压。21日西风急流突然南压至 $31^{\circ} N$,22日进一步南压至 $28^{\circ} N$ 锋区附近,但强度逐渐减弱。强上升气流到达200 hPa后才开始明显向南北两侧散开,分别汇入高空东风和西风急流中。

高空东风急流开始有所南撤,低空急流稳定维持。23日,高空东风急流南撤至 $10^{\circ} N$,西风急流明显减弱,锋面北侧中低层的垂直环流圈开始消失。24日,高空东风急流轴南撤至 $5^{\circ} N$ 附近,西风急流北撤至 $40^{\circ} N$ 附近,南支环流圈也变得不明显,但是低空急流仍然维持在 $24^{\circ} N$ 附近。

上述分析可见,此次连续性暴雨过程与高空东、西风急流以及低空急流活动关系密切。18~22日暴雨期间,低空急流与高空东风急流似乎存在着耦合过程,即低空急流北侧(一般为左前侧)气旋性辐合产生上升运动,上升气流到达200 hPa高度处开始向南流出汇入到高空东风急流中,之后下沉并回流向低空急流,形成一垂直环流圈。锋面北侧存在一次级环流圈,它与锋面附近的暴雨密切相关,这与以往的研究一致,该环流圈高度明显低于锋面南侧的环流圈。21日高空西风急流开始南压,上升运动气流到200 hPa附近后向南北两侧流出,北支汇入高空西风急流中。可见,暴雨发生发展期间,高空东风急流北进,西风急流南压;高空西风急流北撤,东风急流南退之后,暴雨过程结束。表明暴雨与低空急流和高空东、西风急流之间耦合过程有关。相对而言,暖区暴雨与锋面南侧的垂直环流圈关系更为密切,而锋面暴雨与其北南两侧的垂直环流圈皆有一定的联系。高空东、西风急流和低空急流对锋面和暖区暴雨作用的差异有待深入研究。

3 结论和讨论

本文对比分析了华南梅雨锋和锋前暖区暴雨系统的主要差异,结论如下:

(1) 2005年6月17~24日暴雨发生期间,锋面上有5次 α 中尺度雨带活动,暖区内则发生了9次 α 或 β 中尺度雨带(雨团)活动。锋面上的中尺度雨团沿着锋面活动,生命期较长;暖区内中尺度对流系统更为活跃,但生命期较短。

(2) 锋面暴雨区视热源和视水汽汇皆呈单峰分布,但是加热中心并不在同一高度,因而除连续性降水外,也存在一定的对流性降水。暴雨区700 hPa具有大的湿斜压度。对流层中低层辐合作用比高层辐散强。对流层中低层为正涡度柱,800 hPa附近有最大涡度中心。对流层中高层存在强的风垂直切变。锋前暖区暴雨视热源呈单峰分布,视水汽汇呈双峰甚至多峰分布,以对流性降水为主。暴雨区湿斜压度较小。其低层辐合作用比高层辐散弱。正涡度也相对较弱。除对流层中高层有强的风垂直切变外,边界层附近也存在较强的风垂直切变。

(3) 对流不稳定和湿对称不稳定同是锋面和锋前暖区暴雨的重要机制,但是暖区对流不稳定层远比锋区深厚,强度也更强。锋面和暖区暴雨的水汽输送都以经向输送为主,但是暖区暴雨处于高的水汽水平输送环境中。

(4) 锋前暖区比锋面暴雨处于对流有效位能大、对流抑制能量小、地面抬升指数低以及气柱含水量高等有利的中尺度环境中,这可能是暖区暴雨比锋面暴雨更易触发,降水更强的原因。

(5) 暴雨发生期间,锋面北、南两侧各有一垂直环流圈发生发展,暖区暴雨与南支环流关系更为密切,北支环流对锋面暴雨作用更大。暖区暴雨可能与低空急流和高空东风急流耦合有关,而锋面暴雨与低空急流和高空西风急流的关系更为密切。

分析发现,暖区暴雨一个重要的动力属性是高层辐散作用比中低层辐合更为重要,这与锋面暴雨不同,而且同时期暖区暴雨高层辐散明显强于锋面暴雨。从大气加热廓线(视热源和视水汽汇)分布来看,凝结潜热释放对大气的加热可能是暖区暴雨高层强辐散的原因,但高层强辐散机制是否一定是暴雨形成后潜热加热的结果并不清楚,高层强辐散造成的“抽吸作用”是否触发了对流也值得探讨。因

此,有必要研究暖区暴雨高层强辐散机制。通过散度方程的诊断发现,尽管非地转项在散度局地变化中起主导作用,但是在暖区暴雨对流层高层非地转项造成的辐散似乎比锋面暴雨要弱,这不能解释暖区暴雨高层的强辐散机制。其次,暖区暴雨一个重要的热力属性是对流不稳定层次深厚,比锋面附近的强,这也可能是暖区不断有中小尺度对流系统触发,造成暖区降水强于锋面暴雨的原因之一。相对锋面暴雨而言,暖区暴雨处于更为有利的中尺度环境中。造成这些差异的主要原因可能与暖区暴雨受到季风涌的影响更为直接有关,尤其是越赤道气流加强后造成华南南部和南海北部西南低空急流的加强,在形成暖区有利的中尺度环境中起到重要作用;而锋面暴雨则受中高纬南下冷空气的影响更为直接,冷空气南下与西南暖湿气流交汇形成的变形风场有利于形成锋面和加强锋生造成暴雨。

参考文献

- [1] 李真光,梁必骐,包澄澜. 华南前汛期暴雨的成因与预报问题[G]//华南前汛期暴雨文集. 北京:气象出版社,1981:1-8.
- [2] 黄士松. 华南前汛期暴雨[M]. 广州:广东科技出版社,1986.
- [3] 薛纪善. 1994年华南夏季特大暴雨研究[M]. 北京:气象出版社,1999.
- [4] 周秀骥. 海峡两岸及邻近地区暴雨试验研究[M]. 北京:气象出版社,2000.
- [5] 孙建华,赵思雄. 华南946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的作用[J]. 大气科学,2002,26(5):633-646.
- [6] 张庆红,陈受钧,刘启汉. 台湾海峡中尺度对流系统的数值研究II. MCS的中尺度特征[G]//周秀骥. 海峡两岸及邻近地区暴雨试验研究. 北京:气象出版社,2000:356-370.
- [7] 赵平,孙健,周秀骥. 1998年春夏南海低空急流形成机制研究[J]. 科学通报,2003,48(6):623-627.
- [8] Chen G T J, Yu C C. Study of low-level jet and extremely heavy rainfall over northern taiwan in the Mei-yu season [J]. Mon. Wea. Rev., 1988,116:884-891.
- [9] 王建捷,郭肖容. 1996年初次华南暴雨过程的数值模拟及其分析[J]. 应用气象学报,1997,8(3):257-266.
- [10] Chen Xian, Chen Yileng. Development of low-level jets during TAMEX [J]. Mon. Wea. Rev., 1995,123(6): 1695-1719.
- [11] 王鹏云,肖乾广,林永辉,等. 卫星遥感地表植被及其在华南暴雨中尺度数值模拟中的应用试验[J]. 应用气象学报,2001,12(3):285-296.
- [12] Lou Xiaofeng, Hu Zhijin, Shi Yueqin, et al. Numerical simulations of a heavy rain in south china [J]. Adv. Atmos. Sci.,

2003, 20(1):128-138.

- [13] 赵思雄,陶祖钰,孙建华,等. 长江流域梅雨锋暴雨机理的分析研究[M]. 北京:气象出版社,2004.
- [14] 丁一汇. 1991年江淮流域持续性特大暴雨研究[M]. 北京:气象出版社,1993.
- [15] 张丙成. 长江中下游梅雨锋的研究[M]. 北京:气象出版社,1990.
- [16] 丁一汇. 天气动力学中的诊断分析方法[M]. 北京:科学出版社,1989.
- [17] 蒙伟光,王安宇,李江南,等. 华南中尺度对流系统的形成及湿

位涡分析[J]. 大气科学,2004,28(3):330-341.

- [18] 陆汉城. 中尺度天气原理和预报[M]. 北京:气象出版社,2004.
- [19] 史学丽,丁一汇. 1994年中国华南大范围暴雨过程的形成与夏季风活动的研究[J]. 气象学报,2000,58(6):666-678.
- [20] 陈长胜,林开平,王盘兴. 华南前汛期降水异常与水汽输送的关系[J]. 南京气象学院学报,2004,27(6):721-727.
- [21] 杨红梅,徐宝祥,周秀骥. GPS资料在天气分析中的应用[J]. 气象科技,2000,28(4):32-35.

Comparison Analysis of South China Front and Warm-Area Heavy Rain Systems in June 2006

Zhao Yuchun^{1,2} Li Zechun³ Xiao Ziniu³

(1 Institute of Heavy Rain, CMA, 2 Wuhan Central Meteorological Office, Wuhan 430074; 3 National Meteorological Center, Beijing 10081)

Abstract: A continuous heavy rain process occurred in South China from 17 to 24 June 2006, during which there existed two rain-bands, one in the north and the other in the south. The north rain-band (over the north and central part of Fujian Province) was resulted from frontal systems and the south rain-band (over the east and central part of Guangdong Province) was in the warm areas before a front. The double rain-band phenomenon has attracted much attention of Chinese meteorologists. In order to investigate the causes of frontal and warm-area heavy rains and deepen the knowledge of the two kind heavy rains, the heavy rain case is analyzed in details as a typical example of the double rain-band event with hourly surface rainfall and 6-hour NCEP reanalysis data. The main physical differences between the frontal and warm-area heavy rains are revealed. It is found that there exist obvious differences not only in the meso-scale rain mass activities, dynamic structure, instability mechanisms, and vertical heating profiles between Meiyu front and warm-area heavy rain systems, but also in the moisture transportation, meso-scale environment and vertical circulation related to heavy rainfall. These differences may be the reason why the heavy rainfall in warm areas before a front is difficult to simulate and forecast.

Key words: Meiyu front in South China, heavy rainfall, convective instability, upper/lower level jet