

2008—2018年江南暖区暴雨特征

田莹^{①②},叶成志^{③*},姚蓉^③

① 山东省气象防灾减灾重点实验室,山东 济南 250031;

② 山东省气象台,山东 济南 250031;

③ 湖南省气象台,湖南 长沙 410018

* 联系人, E-mail: yechengzhi_hunan@hotmail.com

2021-08-25 收稿, 2021-10-10 接受

中国气象局气象预报业务关键技术的发展专项(YBGJXM(2017)1A-10);山东省气象局重点课题(2020SDQXZ02);山东省自然科学基金重大基础研究项目(ZR2019ZD12);湖南省自然科学基金(2017JJ2149)

摘要 利用2008—2018年常规地面资料、探空站资料、逐小时自动站降水资料、NCEP/NCAR再分析资料及FY2E卫星TBB资料对江南暖区暴雨进行了统计分析和可能影响因子研究。2008—2018年共发生65次江南暖区暴雨,分为切变型、副高型、副高和切变相互作用型和西南急流型4类,可进一步细分为暖切变型、冷切变型、暖切变与副高相互作用型、冷切变与副高相互作用型、副高边缘型、副高内部型和西南急流型,其中以冷切变型最多且分布最广,西南急流型最少,暖切变型降水强度大且极端性明显。江南暖区暴雨多出现于江南中部内陆平原地区,其与华南暖区暴雨相互独立。东北冷涡南侧低槽对江南暖区暴雨的作用显著,高原槽的影响次之。江南暖区暴雨发生时多伴随急流,春季和初夏时节伴随低空急流的概率要远远高于盛夏时节,两支影响江南暖区暴雨的水汽输送通道均通过西南急流向江南地区输送水汽。江南暖区暴雨除西南急流型(具有较低的对流指数)和副高内部型(具有较高的对流指数)外普遍具有较为明显的CAPE(>500 J/kg)和K指数(>35 K),而CIN(<100 J/kg)和LI(<0)则较小,LCL大部分处于920~980 hPa,LFC处于800~900 hPa,0℃层高度处于4 500~5 500 m,假相当位温处于340~360 K。

关键词江南;
暖区暴雨;
统计分析

暖区暴雨最早针对华南前汛期提出,定义为远离地面冷空气或锋面南侧(包括冷锋和静止锋)大约200 km以外发生的暴雨(黄土松等,1986)。此后暖区暴雨定义被广义化,不受冷空气影响的暴雨可称为暖区暴雨。暖区暴雨具有降水强度大、降水集中、对流性明显的特点,众多学者已开展广泛的研究(Jiang et al., 2017; 丁治英等, 2017; Yang et al., 2017)。暖区暴雨往往发生在锋前西南暖湿气流中,有时则发生在西南风和东南风汇合气流里,或一致的西南气流辐合区,发生前天气尺度扰动的信号较弱,触发机制不明显。同时华南地区复杂的地形以及海陆热力差异等外强迫作用,使得业务预报中

经常出现误报和漏报现象。暖区暴雨作为预报中的一个难点,也成为暴雨研究中的一个热点(Jiang et al., 2017; 高守亭等, 2018; 智协飞等, 2020)。高守亭等(2018)指出华南暖区暴雨的形成主要发生在低空南风向北推进过程中,由海岸线及地形抬升而产生位势不稳定造成强上升运动。此外,由于南风低空急流向北发展时会产生急流前部的辐合而发生流线分叉,向左分叉时会使低层低涡发展,促进垂直运动加强或使正涡度集中,从而产生低涡性质或强对流性质的暴雨。

在华南以外的其他地区也可产生暖区暴雨,如北方暖区暴雨具有开始时间早,强降水中心分散,持

引用格式:田莹,叶成志,姚蓉,2022.2008—2018年江南暖区暴雨特征[J].大气科学学报,45(1):51-64.

Tian Y, Ye C Z, Yao R, 2022. Statistical analysis of the characteristics of warm-sector rainstorms in the southern part of the Yangtze River during the period of 2008—2018[J]. Trans Atmos Sci, 45(1): 51-64. doi: 10.13878/j.cnki.dqkxxb.20210825001. (in Chinese).

续时间长的特点,主要受低涡切变、低空急流、地面辐合线、地形等作用,在边界层极端高湿区触发和维持(侯淑梅等,2014;何丽华等,2020)。长江中下游暖区暴雨多发生于距离地面冷锋或850 hPa暖切变以南100~300 km的暖区范围内,甚至是副热带高压边缘等(陈玥,2015)。江南地处长江中下游平原,地形上呈南高北低之势,其北部地势平坦,以平原为主,南部则分布有一些山地丘陵,降水丰富,江南地区河道棋布、湖泊众多。江南与华南北部接壤,特别是江南南部地区,受华南前汛期降水影响明显,许多影响严重、范围小的大暴雨和特大暴雨过程,尤其是局地性特大暴雨大都发生在暖区里。

由前期的研究(陈玥,2015;汪玲瑶等,2018)可知,华南暖区暴雨的影响系统(西太平洋副热带高压、南亚高压、副热带西风急流、高空低槽、地面气旋、锋面、低空切变、低涡、低空急流及超低空急流)同样适用于其他地区暖区暴雨(李建辉,1982;黄士松等,1986;廖慕科等,2010;丁治英等,2011;陈翔翔等,2012;何立富等,2016),华南暖区暴雨的定义在江南地区同样适用。陈玥(2015)等对长江中下游地区的暖区暴雨进行了研究和分型,按天气形势将暖区暴雨划分为冷锋前暖区暴雨,暖切变暖区暴雨及副热带高压内部暴雨3种类型。汪玲瑶等(2018)将2010—2016年夏季江南地区暖区暴雨分为了暖切变型、冷锋前型、副热带高压型和强西南急流型,统计了江南暖区暴雨的时空分布特征和降水性质等,并对暖区暴雨的形成原因进行初步分析。

本文利用常规和非常规观测资料根据主要影响系统对江南暖区进行了分型,分类型和月份分析了江南暖区暴雨时空分布特征,并对江南暖区暴雨和主要影响系统的配置关系进行了探讨,以期提高对江南暖区暴雨的认识,寻找江南暖区暴雨的预报着眼点和预报指标。

1 资料和方法

本文使用的资料包括江南地区2008—2018年2—9月常规地面资料、探空站资料和逐小时自动站降水资料,美国气象环境预报中心和美国国家大气研究中心(NCEP/NCAR)再分析资料($2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$)及中国气象局国家卫星气象中心2010—2018年逐小时FY2E卫星Black Body Temperature(TBB)资料($0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$)。

对于江南的定义,Tian and Yasunari(1998)定义其间南北范围为 $25^{\circ} \sim 30^{\circ} \text{N}$;万日金和吴国雄

(2008)的研究中认为长江以南、南岭以北的地区即为江南;黄垭飞等(2021)研究的江南地区取上海、浙江、福建、江西、湖南5个省级行政区域,包括352个气象观测站;汪玲瑶等(2018)在对江南暖区暴雨进行筛选时取 $108.8^{\circ} \sim 123^{\circ} \text{E}$ 、 $24.5^{\circ} \sim 32.3^{\circ} \text{N}$ 为研究区域。在前期研究的基础上,本文综合考虑地形因素(长江以南,南岭以北)和行政区划(至少包含省区行政区划的一半以上),定义江南地区为 $108^{\circ} \sim 125^{\circ} \text{E}$ 、 $25^{\circ} \sim 32^{\circ} \text{N}$ 范围内长江以南的区域,包括湖南、江西、浙江、福建和上海。

关于暖区暴雨形成的环流特征的定义、统计和分类工作(黄士松等,1986;丁治英等,2011;陈翔翔等,2012;陈玥,2015;何立富等,2016;汪玲瑶等,2018;刘瑞鑫等,2019)已有很多,但存在研究时间段偏短,标准不统一的问题。在前期的暖区暴雨个例的研究中,一般而言,相对于锋面暴雨,暖区暴雨斜压性弱,然而暖区暴雨的发生、演变亦会受到环境斜压性的影响(黄士松等,1986;刘瑞鑫等,2021)。黄士松等(1986)指出在暖区发生的暴雨,也往往与中尺度斜压区有密切关系,浅薄的冷空气突入暖区可以触发暖区暴雨。刘瑞鑫等(2021)利用Eady增长率(Hoskins and Valdes,1990)计算不同类型暖区暴雨背景环境场斜压性,发现大部分暖区暴雨个例的环境场都存在一定的斜压性,降水区主要位于西风带短波槽槽前,低层均有低空急流的影响。但因为斜压性的程度较小,所以在做诊断分析和天气预报的过程中往往出现低估或者漏报的情况。

本文在对于江南暖区暴雨过程定义时沿承了前期学者(黄士松等,1986;丁治英等,2011;陈翔翔等,2012;陈玥,2015;何立富等,2016;汪玲瑶等,2018;刘瑞鑫等,2019)对于暖区暴雨的定义,着重考虑了地面没有冷锋影响的情况(或有冷锋存在,但降水区位于冷锋南侧的暖区中),同时因为锋区是一个三维空间结构,降水区也需要位于低层切变线南侧没有明显冷平流入侵的区域内,但这些暖区暴雨中仍然可能存在某一层或者某几层中有较弱的冷平流的侵入,为暖区暴雨的触发提供条件。本文定义江南暖区暴雨为江南地区超过6个相邻的国家基本站的24 h(08时—次日08时,北京时,下同)累积降水达到50 mm以上,且站点同时跨越两省以上,暴雨发生时未受明显冷空气或变性冷高压脊控制(即地面无锋面存在,或降水区位于地面锋面或低层切变线南侧200 km以外)。

依据上述标准,11 a 间江南地区共出现暖区暴雨 65 例。影响暖区暴雨的主要天气和次天气尺度系统主要有高空低槽、西太平洋副热带高压(以下简称副高)、低空切变、低空急流、超低空急流、冷锋、地面辐合线等。通过对 65 例江南暖区暴雨的天气形势进行分析,采用主要影响系统作为分类依据,根据暴雨发生时各个影响系统距离暴雨区中心的距离判断主要影响系统,将 65 例江南暖区暴雨分为副高型、切变型、副高和切变相互作用型(当副高和低空切变同时为暖区暴雨的主要影响系统)和西南急流型(当仅有西南急流为主要影响系统时)4 大类,而在 4 大类的基础之上,又将江南暖区暴雨细分为 7 类(图 1)。各类暖区暴雨的特点如下:

1) 副高型暖区暴雨:主要影响系统为西太平洋副热带高压,此类暖区暴雨常位于副高内部或距离副高(5 880 gpm)200 km 以内受其影响大的区域,低层暖湿气流显著,没有明显的切变系统影响。副高型暖区暴雨又可以分为副高边缘型和副高内部型。

2) 切变型暖区暴雨:主要影响系统为低空切变线,此类暖区暴雨通常发生在低层(700~850 hPa)切变线(冷/暖)东侧或南侧(100~300 km)的暖湿气流里,常伴随有低空急流。其中,冷式切变线指偏北风与西南风的辐合,常对应冷锋;暖式切变线指东南风和西南风的辐合,常对应暖锋。由于以上两种切变线结构上存在差异,且造成暴雨的机制也不相同,因此将切变型暖区暴雨分为冷切变型和暖切变型。

3) 副高和切变相互作用型:主要影响系统包括副高和切变线,此类暖区暴雨通常位于副高(5 880 gpm)北侧 400 km 以内,700~850 hPa 切变线系统以南,副高与切变线系统共同作用导致暴雨发生,低层常伴随有低空急流,暖湿气流显著。参考第二类,此类暖区暴雨亦可分为副高与暖切共同作用型和副高与冷切共同作用型。

4) 西南急流型暖区暴雨:此类暖区暴雨既不在切变线附近,也不直接受副高的影响,而是处于无明显切变的宽广的偏南气流中。此类暖区暴雨发生时,副高主体偏南,脊线位于 20°N 以南,低层 850~700 hPa 强西南急流(风速 ≥ 16 m/s)推进至江南上空但无切变形成,且地面无明显冷空气活动,暴雨区常位于沿低空甚至超低空急流轴传播方向的中尺度风速脉动附近。

2 结果分析

2.1 江南暖区暴雨的时空演变特征

2.1.1 时间分布特征

从年际和月际变化序列(图 2)来看,江南暖区暴雨表现出明显的年际和月际变化特征。从江南暖区暴雨的年际变化情况看,2008—2018 年每年的发生频次平均约为 6 次,2009 年是频次最少的年份(2 次),2012 年最多(10 次),2008—2012 年之间为波动中增长,而 2012—2017 年之后则为波动下降的趋势,2018 年有一个较大幅度的增加。从月际变化情况看,江南暖区暴雨全部发生在 4—8 月,6 月最多,达到 26 例,占江南暖区暴雨总数量的 40%,8 月最少为 5 例。由此可见,对于江南地区,暖区暴雨表现出了明显的月际变化特征,其多发时段为初夏。

进一步分析不同类型江南暖区暴雨的月际变化特征(表略)可知,切变型暖区暴雨共 35 次,占据江南暖区暴雨的大部分(53.85%),其中冷切变型暖区暴雨占 36.92%(24 次),暖切变型暖区暴雨占 16.93%(11 次),而且切变型的暖区暴雨主要发生在 4—6 月,7—8 月较少,而与副高相伴随的切变型暖区暴雨发生在 6—8 月。其次,与冷切变相关的暖区暴雨(包括冷切变型和冷切变与副高相互作用型)占切变型暖区暴雨的 58.46%(38 次),所以虽然地面没有冷空气影响,但冷切变仍更易造成江南暖区暴雨。再次,副高型暖区暴雨较少,仅占总数的 10.77%(7 次),但副高与切变相互作用产生暖区暴

副高边缘型	副高和冷切相互作用型	冷切变型	西南急流型
副高内部型	副高和暖切相互作用型	暖切变型	

图 1 江南暖区暴雨分类(红色方框代表副高型,绿色方框代表副高与切变相互作用型,蓝色方框代表切变型,黑色方框代表西南急流型)

Fig.1 Classification of warm-sector rainstorms in the Jiangnan area(The red box indicates subtropical high type, the green box indicates subtropical high and shearline type, the blue box indicates shearline type, and black box indicates low-level jet type)

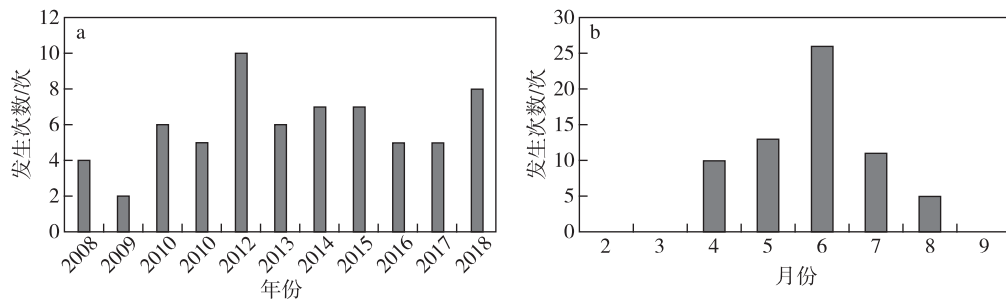


图2 江南暖区暴雨的年际(a)和月际(b)变化特征
Fig.2 (a) Inter-annual and (b) monthly variations of warm-sector rainstorms in the Jiangnan area

雨占江南暖区暴雨总数的 32.31% (21 次)。另外,西南急流型江南暖区暴雨数量极少,11 a 中只有 2 例,且均发生于 4 月。

降水日变化受局地地下垫面强迫和大气环流的综合影响,涉及复杂的云、雨形成和演变过程,对地球系统水循环和能量循环以及人类日常生活都有重要影响。随着现代气象观测网的完善与数值模拟、雷达估算、卫星反演等手段获取的降水产品日趋丰富(沈艳等,2013),国际上许多学者围绕着不同区域的降水日变化特征开展了系统的研究工作。Chen et al.(2009)发现在我国夏季短时强降雨的日变化特征与中尺度对流系统(MCSs)的日变化是一致的。

本文根据江南地区红外黑体亮温(TBB)的日变化来揭示暖区暴雨发生时段内的降水的日变化特征(图3)。为避免不同卫星参数的不同而给结果造成影响,本文统一采用FY2E卫星2010—2018年的数据,期间有少部分时次数据缺失,为减少误差,以相邻时次的TBB来代替相应时次的的数据资料。如图3所示,江南地区TBB均表现出了明显的日变化特征。湖南地区的日变化相对其他几个省份所在区域来说相对平稳,其最大值出现在午夜(23时),而最小值出现在凌晨(04时)左右。江西、福建、浙江及上海三区域的日变化特征较为一致,其最大值出现在上午(约08—11时),而最小值出现在午后(17—20时)。Chen et al.(2013)发现长江中下游地区短时强降水多出现于傍晚(17—20时),这与江西等3区域的曲线比较一致,而四川和贵州的短时强降水却有两个高发时段:18—20时和02—04时。由于湖南地区东西跨度较大,其兼具东、西部两处的特征,两者相抵消而造成其波动较小的特征,这与林春泽等(2016)的分析也具有有一致性。

2.1.2 空间分布特征

从2008—2018年江南地区各站点暖区暴雨的

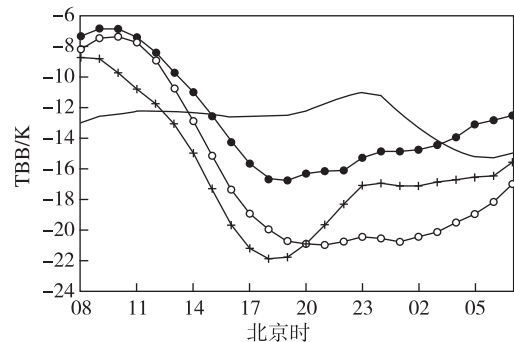


图3 2010—2018年江南暖区暴雨发生期间湖南、江西、福建、浙江及上海区域内平均TBB演变特征(单位:K)(黑色实线代表湖南区域,叉号标记代表江西区域,空心圆代表浙江及上海区域,实心圆代表福建区域)
Fig.3 Evolution of area averaged TBB (unit: K) in Hunan, Jiangxi, Fujian, Zhejiang & Shanghai during warm-sector rainstorms during the period of 2010—2018 (black line indicates the Hunan area, the cross indicates the Jiangxi area, the circle indicates the Zhejiang & Shanghai area, and the solid circle indicates the Fujian area)

频次来看,主要集中在1~18次,其中超过10次的站点多集中于江南地区中北部,包括湖南中部、江西中北部、浙江西南和福建西北部地区,说明江南暖区暴雨与华南暖区暴雨是相互独立的,尽管华南暖区暴雨可以向北延展进而影响江南地区,但影响程度较小。

从图4还可看出,江南地区暖区暴雨多出现于内陆地区,沿海地区站点的发生频次均在10次以下,多数沿海站点的发生频次小于等于5次。进一步将发生频次与江南地形对比发现,暖区暴雨多发于靠近较低海拔地带,尤其是平原地区。

从逐月暖区暴雨的空间分布特征进行看(图5),4月的暖区暴雨发生次数少,主要集中在江南中北部地区(湖南北部、江西中部、浙江东北和福建中

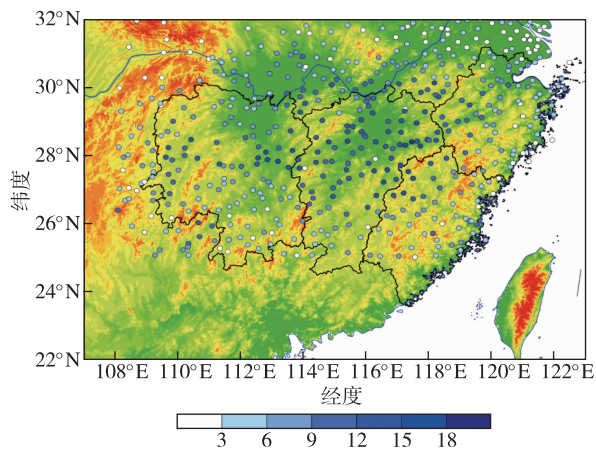


图4 2008—2018年江南暖区暴雨发生频次与地形叠加
Fig.4 Frequency of warm-sector rain storms and topographic map in the Jiangnan area

西部地区),日雨量极大值约为100~200 mm,大部处于江西北部地区。5月随着南海夏季风的爆发,暖区暴雨数量明显增多,影响区域扩大,江南大部地区均有暖区暴雨出现,日雨量极大值仍处于100~200 mm,且多发于江南中部。6月暖区暴雨的范围达到最广,频次也最多,江南大部地区都有暖区暴雨出现,但高发区域仍然位于江南中部。本月日雨量极值有了明显的增大,尤其是江南中部地区,出现了多处24 h降水量大于300 mm,这些极值多出现在地形复杂的区域,如罗霄山脉、武夷山脉和鄱阳湖附近。7月暖区暴雨的频次和范围均开始减少,受副

高的影响,高发范围向西北方向发展,江西、浙江、福建境内的暖区暴雨有明显的减少,而湖南西北部的暖区暴雨有所增多。与此同时,暖区暴雨日雨量的极值也主要出现在湖南北部和江西西北部地区。8月的暖区暴雨减少更为明显,且其主要分布区域分为两片,一片位于湖南西部,另一片则位于江西中南部地区。

以上分析说明江南中部地区(包括江西大部 and 湖南东部、浙江西南部、福建西北部部分地区)为暖区暴雨多发地,从4月到8月均有暖区暴雨发生,且数量多,而其他地区暖区暴雨多发于5—7月,4月和8月较少。从暖区暴雨的雨量分布来看,6月的暖区降雨对流性特征更加明显,日雨量极值超过300 mm,且极值多发于山脉和湖泊附近的地形复杂处,地形的增强效应显著。

由江南暖区暴雨的空间分布来看,切变型暖区暴雨数量最多,分布最广。江南中部是冷切变型(含冷切与副高相互作用型)暖区暴雨降水集中且高发区,其中江西中北部、武夷山区、浙江西部和湖南中部降水发生频次最高。大部分地区的最大降水中心强度为100~200 mm/(24 h),个别高地势区或湖区可达200 mm/(24 h)以上。由此可见,冷切变型降水范围广、强度较大且具有一定的极端性,降水主要位于江南中部地区,山区附近降水强度大。暖切变型(含暖切与副高相互作用型)数量明显少于

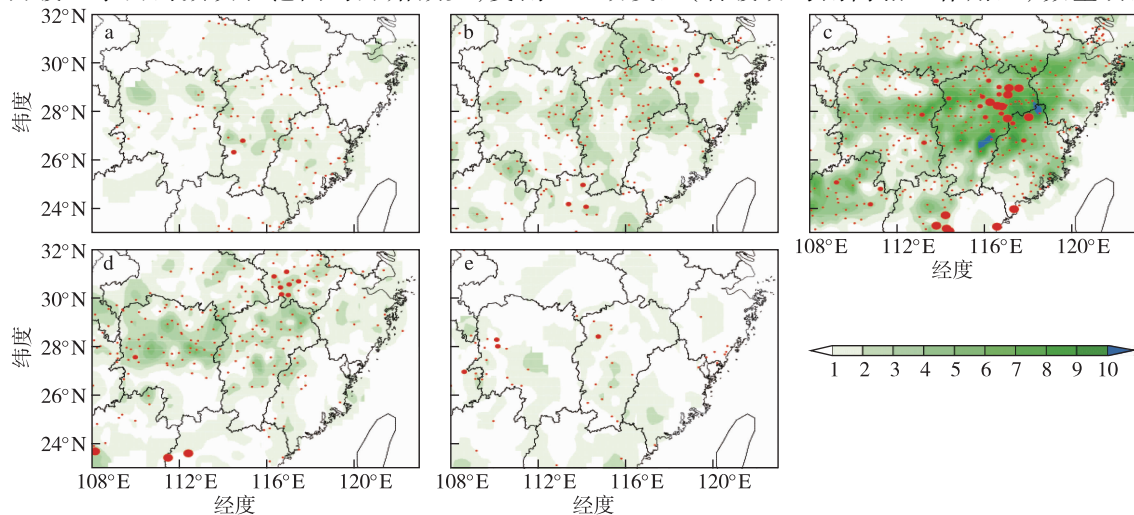


图5 江南暖区暴雨的逐月空间分布特征(红色小圆点代表日最大降雨量100~200 mm,红色中圆点代表日最大降雨量200~300 mm,红色大圆点代表日最大降雨量大于300 mm):(a)4月;(b)5月;(c)6月;(d)7月;(e)8月

Fig.5 Monthly spatial distribution of different types of warm-sector rainstorms in the Jiangnan area(the shaded area indicates the frequency of Jiangnan warm-sector rainstorms, the small red circle indicates max daily precipitation between 100—200 mm, the medium-sized circle indicates max daily precipitation between 200—300 mm, and the large circle indicates max daily precipitation greater than 300 mm):(a) April;(b) May;(c) June;(d) July;(e) August

冷切变型且主要集中在江南中部地区,暖切变与副高共同作用型暖区暴雨降水范围广且极端性强,多个特大暴雨中心($>300\text{ mm}/(24\text{ h})$)位于江南中部的闽赣交界处,可能与此地多山地、局地水汽充沛且不均匀下垫面的局地热力强迫作用有关。由此可见,暖切变型暖区暴雨降水强度大且极端性明显,主要分布于江南中部,特大暴雨集中在闽赣交界山区附近。

副高型暖区降水分布与副高位置有关,通常 $5\ 880\text{ gpm}$ 线北侧 400 km 以内受到副高影响比较大,同时也有暴雨发生在副高内部。由图6a、d可见,纯副高影响的暖区暴雨数量少,高频区主要位于江南中东部(副高边缘型暖区暴雨主要发生在福建和湘赣交界处附近,副高内部型暖区暴雨主要发生在赣中及以南地区),其日雨量极值均在 200 mm 以下。当副高加强西伸时,湘东、湘西、武夷山区附近有超过 $200\text{ mm}/(24\text{ h})$ 的大暴雨点,尤其是武夷山区受到副高和暖切变的共同影响出现了超过 $300\text{ mm}/(24\text{ h})$ 的降水量。由此可见,单纯副高型暖区

暴雨强度相对偏弱,降水多发于江南中东部,而与切变共同作用时,暖区暴雨强度强,降水极端性明显。

西南急流型暖区暴雨发生时,西太平洋副高主体偏南,江南地面无锋面活动,低层 850 hPa 强西南急流推进至江南上空,从 500 hPa 到 925 hPa 均为西南气流控制。研究表明,常伴低空急流区的暖舌与急流两侧的冷舌相配合使得低层假相当位温增大,局地层结不稳定增大,有利于对流发展(陶祖钰,1980),若低空急流中存在风速脉动,低空急流的大风核沿急流轴向前传播时,可能导致重力波并触发对流性暴雨(巢纪平,1980)。由图6g所示,西南急流型暖区暴雨数量最少,影响范围也最少(湖南和江西境内),并且仅有1个站点的日降水量超过 200 mm 。

2.2 江南暖区暴雨的环流特征及概念模型

2.2.1 江南暖区暴雨的 500 hPa 高空槽特征

对华南各类型暖区暴雨的 500 hPa 中层系统的分析发现一些连续的、影响范围广、降水量大的暴雨

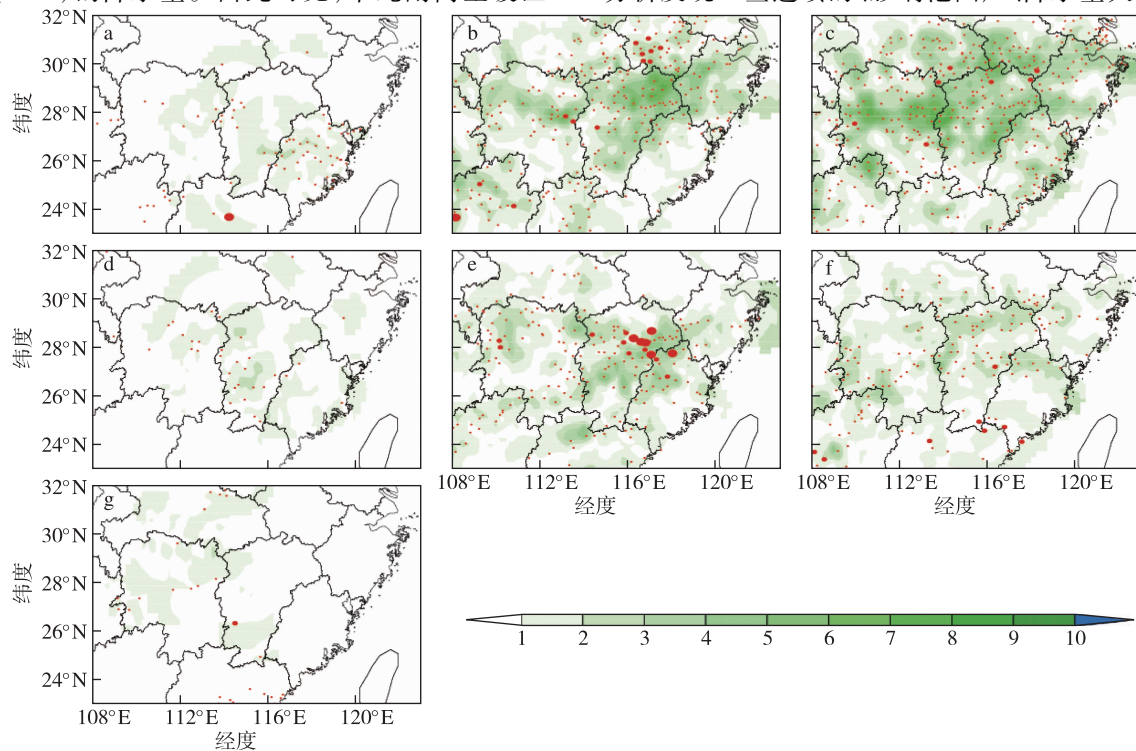


图6 江南暖区暴雨的分类空间分布特征(红色小圆点代表日最大降雨量 $100\sim 200\text{ mm}$,红色中圆点代表日最大降雨量 $200\sim 300\text{ mm}$,红色大圆点代表日最大降雨量大于 300 mm):(a)副高边缘型;(b)副高+冷切变型;(c)冷切变型;(d)副高内部型;(e)副高&暖切型;(f)暖切变型;(g)西南急流型

Fig.6 Spatial distribution of different types of warm-sector rainstorms in the Jiangnan area (the small red circle indicates max daily precipitation between $100\text{—}200\text{ mm}$, the medium-sized circle indicates max daily precipitation between $200\text{—}300\text{ mm}$, and the large circle indicates max daily precipitation greater than 300 mm): (a) subtropical high edge type; (b) cold shear-line and subtropical high edge type; (c) cold shearline type; (d) subtropical high inner type; (e) warm shearline and subtropical high edge type; (f) warm shearline type; (g) low-level jet type

常常与高空槽系统相联系,对流层中层的槽为暖区暴雨的发展提供了动力条件(陈翔翔等,2012)。对65例江南暖区暴雨的高空槽进行分析后发现不同类型暖区暴雨对应的高空槽也不尽相同。统计发现:65次江南暖区暴雨中除3例副高内部型和1例副高边缘型暖区暴雨没有受到500 hPa高空槽影响外,其他61例均在500 hPa高空低槽的影响之下。可将影响江南暖区暴雨时的高空槽系统分为4种(图7):1)东北冷涡南侧低槽影响,低槽为东北西南向,深度较深;2)华北冷涡由北向南移动,南侧低槽加深增强,并且稳定维持在我国中部地区;3)高原槽移出高原后,东移发展直接影响江南地区;4)贝加尔湖附近低涡东移南下,形成强盛的低槽维持于我国中部地区。

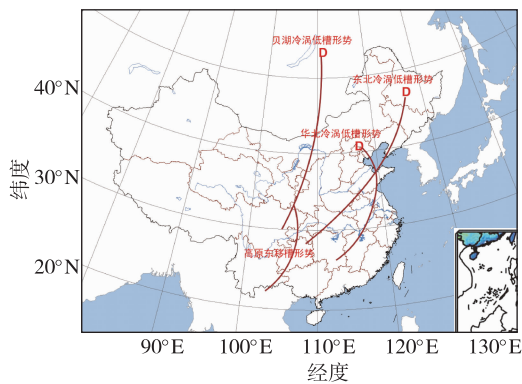


图7 四种影响江南暖区暴雨的高空低槽形势

Fig.7 Four troughs which affect warm-sector rainstorms in the Jiangnan area

各类型暖区暴雨中受到高空槽影响的次数及类型如表1所示,从不同高空影响槽的作用来看,东北冷涡南侧低槽对江南暖区暴雨的作用显著,共有25次暖区暴雨是在东北冷涡南侧低槽的影响之下产生;其次为高原东移槽形势,由高原槽东移直接导致的暖区暴雨有22次,华北冷涡南侧低槽的影响明显少于前两种,其主要由蒙古或俄罗斯

表1 各类型暖区暴雨受各类高空槽系统影响的次数统计

Table 1 Number of warm-sector rainstorms affected by different troughs (distance calculation according to the shortest distance between storm center and troughs)

影响系统	总数	副高边缘型	副高内部型	冷切+副高边缘	暖切+副高边缘	冷切变型	暖切变型	西南急流型	小于200 km 距离	200~300 km 距离	300~500 km 距离
华北冷涡南侧	8			2	2	2	2		6	1	1
高原东移槽	22			2	1	10	7	2	5	5	12
贝湖冷涡南侧	6	1			2	3			1	3	2
东北冷涡南侧	25	2		10	2	9	2		15	5	5

注:距离为高空低槽距离雨区中心的最短直线距离。

一带的低涡南移至华北一带而形成,有8次过程;贝湖冷涡低槽形势下的暴雨主要由贝湖南侧的低槽南伸的低槽影响而成,有6次。因此在分析暖区暴雨时要特别关注500 hPa东北冷涡低槽和高原东移槽的作用。

不同类型的低槽与雨区的相对位置有所不同。60%以上的东北冷涡南侧低槽和华北冷涡南侧低槽影响的暖区暴雨雨区与低槽的距离小于200 km;54.55%的高原东移槽影响的暖区暴雨雨区与低槽距离处于300~500 km;贝湖冷涡影响的暖区暴雨距离特征不明显。

为了研究不同类型高空槽影响下江南暖区暴雨发生位置不同的原因,本文对高原槽和东北冷涡影响下暴雨发生时的500 hPa温度平流进行合成。为了去除暴雨发生区域不同对结果的影响,合成的标准如下:首先暖区暴雨主要发生在江西和福建中部;其次,时次选取暴雨发生前6 h,由此挑选出高原槽个例5例:2014年5月21日、2014年6月19日、2015年5月7日、2015年8月12日和2017年03月30日,东北冷涡低槽个例5例:2010年6月14日、2012年4月29日、2012年6月10日、2012年6月23日和2016年7月17日。对这些个例中江南暖区暴雨发生前6 h的500 hPa温度平流进行合成(图8),结果表明,高原东移槽形势下的江南地区暖平流强盛,低槽后侧冷平流较弱,对暖区暴雨的影响不显著,而东北冷涡低槽影响之下江南暖区暴雨发生时,江南地区虽均为暖平流,但强度明显低于高原东移槽形势,并且槽后的冷平流强。当江南地区上层有弱的冷平流作用,而低层冷空气不明显,处于上冷下暖的温度层结之下,更有利于产生对流性降雨。而根据预报经验可知,温度槽一般距离高空低槽位置较近,这是东北冷涡低槽影响下的暖区暴雨距离低槽距离近的主要原因。

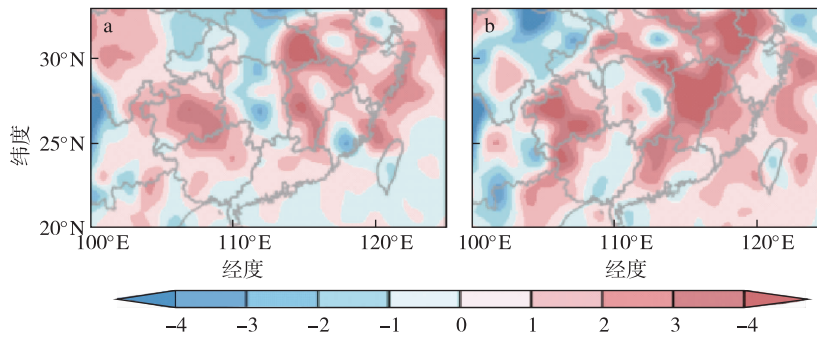


图8 东北冷涡低槽(a)、高原槽东移(b)形势下江南暖区暴雨发生时500 hPa平均温度平流分布(单位:°C/s)

Fig.8 Distribution of temperature advection (unit: °C/s) during Jiangnan warm-sector rain storms affected by cold vortex trough in (a) northern China and (b) plateau trough

2.2.2 水汽输送特征

暴雨的形成离不开大尺度范围的水汽持续输送和水汽在暴雨带的辐合。丁一汇和胡国权(2003)针对1998年长江流域水汽收支的研究中明确指出,水汽输送是一个大尺度甚至是全球性的问题。因此,通过分析不同类型暖区暴雨水汽通量和水汽通量散度的分布,可以反映出水汽的全球性分布对江南暖区暴雨过程的贡献,对理解暖区暴雨的水汽条件非常重要。

由2008—2018年4—8月11 a平均的水汽通量场(图略)来看,影响江南地区的水汽输送主要有两条通道,首先是来自孟加拉湾经中南半岛向北输送的西南风水汽输送通道,这支水汽输送带的上游与索马里越赤道气流相连接,其次为来自中国南海的偏南风水汽输送通道(包含了来自副热带高压西南侧的偏东气流和来自孟加拉湾的偏西气流汇合后转向向北输送)。

统计发现,2009年仅仅有2次江南暖区暴雨发生,而2012年则有10次江南暖区暴雨发生,两者数量悬殊。对比2009年(最少年)和2012年(最多年)4—8月850 hPa的水汽输送异常场的情况(图略)可以发现:2009年南海地区以偏北风气流输送异常为主,因此,输送入江南地区的水汽异常主要来自西北太平洋,且量级较小,偏冷。2012年的水汽输送异常中,南海地区水汽输送以偏西分量为主,同时伴有一定量的偏南分量,而且南海的偏西水汽输送经西北太平洋洋面气旋性旋转输送到江南地区,形成了一个气旋式的水汽输送环流,其水汽收入远远大于2009年。

将不同类型江南暖区暴雨发生前6 h的850 hPa水汽通量进行合成(图9)可知,在江南暖区暴

雨发生期间,南海北部、华南沿海至西北太平洋区域的水汽输送明显增强,江南地区大部都是水汽通量辐合区,说明对流层低层水汽通量辐合是强降水的必要条件。不同类型江南暖区暴雨的水汽输送异常部分主要来源有较大差异。西南急流型、冷切变型、暖切变型和副高边缘型江南暖区暴雨的水汽输送异常主要来源于热带西太平洋,随副高边缘气流向江南地区输送,而经由索马里越赤道气流向东北输送的水汽为负异常,且西南急流型、冷切变型和暖切变型的水汽输送异常中有一小部分来自我国中低纬度地区随偏北气流向南回流的水汽输送。而副高型江南暖区暴雨中除副高边缘型外,其他类型暖区暴雨(包含与切变相互作用类)越赤道气流较常年偏强,所以水汽输送异常主要来源于经越赤道气流向北的热带西南季风的水汽输送,仅有小部分来源于副高边缘。

2.2.3 低空急流特征

充足的水汽输送对暖区暴雨有重要贡献,西南季风的加强带来大量的水汽从而影响暖区暴雨增强,同时配合低槽带来大量暖湿气流及涡度平流(夏茹娣等,2006)。地面低压的发展,使大气低层已经具有一定热力条件,西南低空急流的加强使得低层暖湿条件加强,配合中高层大气不稳定的动力作用,使得上升运动进一步发展,地面辐合线锋生触发暴雨形成(周明飞等,2014)。

朱乾根等(2000)定义850 hPa和700 hPa低空急流的标准为超过12 m/s,而对于925 hPa可以适当减小为10 m/s。对65例暖区暴雨的分析发现,63.1%的暖区暴雨伴随着700 hPa急流,有53.85%伴随850 hPa急流,而只有41.54%伴随925 hPa的超低空急流。说明随着高度的下降,地面的摩擦效

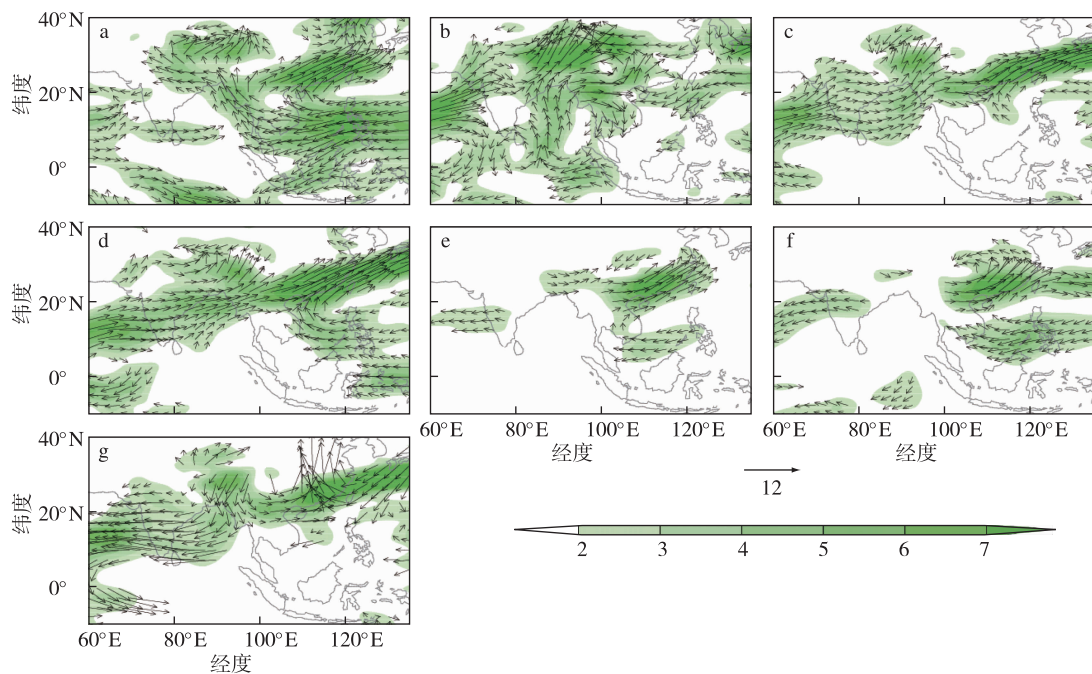


图9 不同类型江南暖区暴雨发生时850 hPa水汽通量异常场(矢量箭头:水汽通量;填色:水汽通量大小;单位: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$):(a)副高边缘型;(b)副高内部型;(c)副高+冷切变型;(d)副高+暖切变型;(e)冷切变型;(f)暖切变型;(g)西南急流型

Fig.9 Water vapor flux anomaly (unit: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) of different types of Jiangnan warm-sector rainstorms (both the vectors and shaded areas represent water vapor flux): (a) subtropical high edge type; (b) subtropical high inner type; (c) cold shearline and subtropical high edge type; (d) warm shearline and subtropical high edge type; (e) cold shearline type; (f) warm shearline type; (g) low-level jet type

应随之增强,急流出现的可能性在降低,但仍然有接近一半的出现概率。

在所有的暖区暴雨事件中,春季和初夏时节伴随低空急流的概率要远远高于盛夏时节,以700 hPa为例,6月及之前伴随急流的暖区暴雨事件占75.51%,7月及之前的概率为66.67%,而截止到8月的概率下降为63.1%。对8月的平均环流形势进行分析,副高脊线位于30°N附近,而长江流域整体处于东风系统的控制之下,在出现暖区暴雨的个例中,高空有低槽东移,迫使副热带高压南撤明显,但5880 gpm等值线仍然控制华南及以南地区,不利于南海及孟加拉湾的水汽北上西南急流增强,因为盛夏季节江南地区本身水汽旺盛,热量充足,只要有触发条件存在,仍然会有暴雨天气出现。

2.2.4 中尺度对流系统物理量特征

近年来,随着高分辨率观测资料的投入使用,更深入的研究暖区暴雨中中小尺度对流系统的结构特征成为可能,研究表明暖区暴雨往往范围小、降水对流性强(林良勋,2006)。本次研究中也发现暖区降雨对流性特征明显,日雨量极值甚至超过300 mm,且极值多发于山脉和湖泊附近的地形复杂处,地形

的增强效应显著。

对7类暖区暴雨过程中与中尺度对流关联紧密的物理量特征进行统计分析。结果表明,西南急流型暖区暴雨过程的环境场物理量特征与其他类型有较大差别(图10),表现为较小的对流有效位能(CAPE)、K指数(K INDEX)、零度层高度(H0)、自由对流高度(LFC)和假相当位温(Thetase),而对流抑制能量(CIN)、抬升凝结高度(LCL)和抬升指数(LI)则较大。副高内部型暴雨过程的环境场物理量特征相较其他几类则表现为较大的CAPE、CIN、K INDEX、H0、Thetase和LCL,而Li和LFC却相对较小。其他类型暖区暴雨的物理量值差别不明显,其发生显然存在统计意义阈值,其物理量特征如下:较为明显的CAPE($>500 \text{ J/kg}$);较小的CIN($<100 \text{ J/kg}$);较大的K指数($>35 \text{ K}$); $\text{LI}<0$;LCL大部处于920~980 hPa;LFC处于800~900 hPa;0℃层高度处于4500~5500 m;Thetase处于340~360 K。

2.2.5 江南暖区暴雨概念模型

通过以上对江南暖区暴雨发生中的环流形势的分析,利用中尺度天气分析技术规范(张小玲等,2012),可以对形成各类江南暖区暴雨的中尺度关

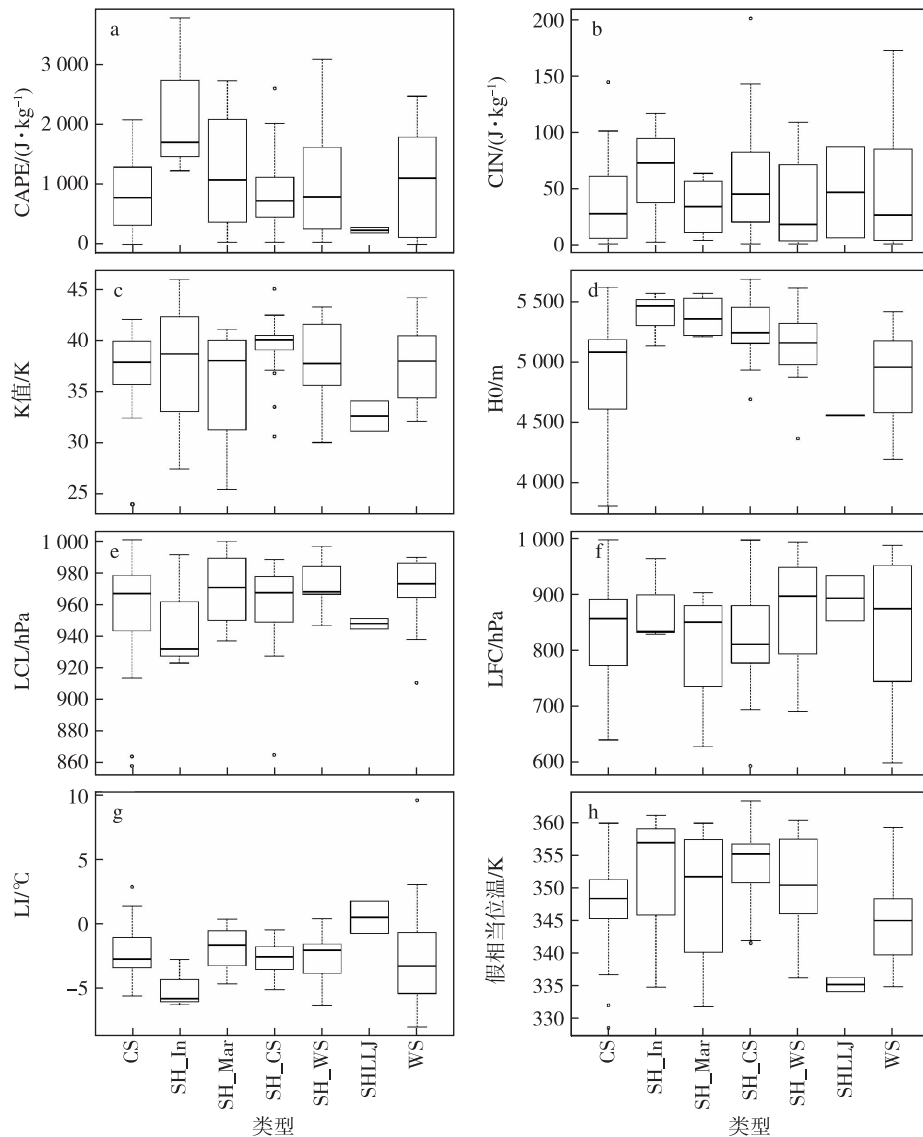


图 10 暖区暴雨期间不同物理量箱线图(CS 代表冷切变线,SH_IN 代表副高内部型,SH_Mar 代表副高边缘型,SH+CS 代表副高和冷切变共同作用型,SH+WS 代表副高和暖切变共同作用型,SWLLJ 代表西南急流型,WS 代表暖切变型江南暖区暴雨):(a) CAPE(J/kg);(b) CIN(J/kg);(c) K INDEX(K);(d) H0(m);(e) LCL(hPa);(f) LFC(hPa);(g) LI(°C);(h) Thetase(K)

Fig.10 Boxplot of different physical variables during warm-sector rain storms(CS:cold shearline type,SH_IN:subtropical high inner type,SH_Mar:subtropical high edge type,SH+CS:cold shearline and subtropical high edge type,SH+WS:warm shearline and subtropical high edge type,SWLLJ:low-level jet type,WS:warm shear-line type):(a) CAPE(J/kg);(b) CIN(J/kg);(c) K INDEX(K);(d) H0(m);(e) LCL(hPa);(f) LFC(hPa);(g) LI(°C);(h) Thetase(K)

键条件进行分析,并结合统计分析结果总结出不同类型暖区暴雨的概念模型。

在副高边缘型江南暖区暴雨中,西太平洋副热带高压北界接近或位于江南地区,暖区暴雨雨区处于副高边缘,500 hPa 有弱的低槽东移,500 hPa 以下无切变系统及冷空气影响,低空急流与超低空急流带来丰沛的热量和水汽,使江南地区处于暖湿空气中,同时高空急流入口区右侧的分流区叠加在低

空急流上导致大气层结不稳定增强,暖区降水主要由边界层辐合线的抬升作用和中空的弱冷空气触发能量释放形成。副高内部型江南暖区暴雨中,太平洋副热带高压控制江南地区,使得江南地区处于强暖湿环境中,中层无低槽影响,低层无急流,暖湿空气在移动过程中受地形或热力条件影响而形成弱的切变辐合,进而触发降水,同时配合高空分流区的抽吸作用,暖区暴雨形成。

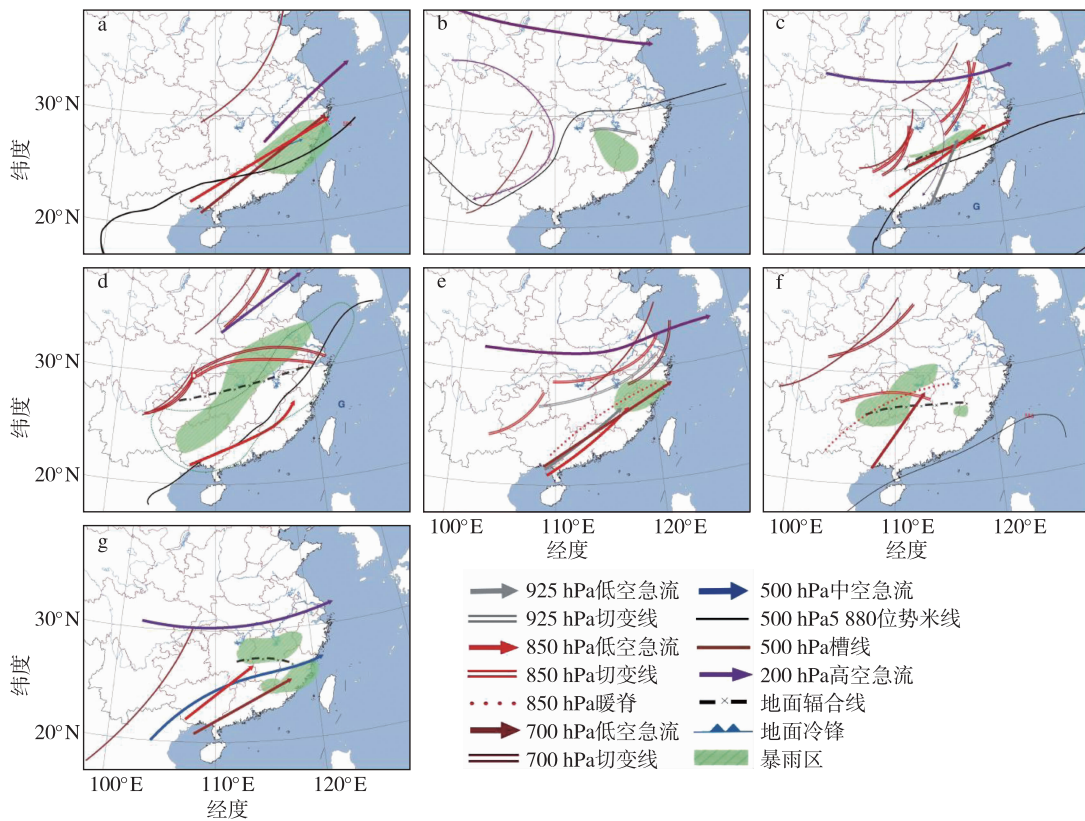


图 11 江南暖区暴雨概念模型:(a)副高边缘型;(b)副高内部型;(c)副高 & 冷切型;(d)副高 & 暖切型;(e)冷切变型;(f)暖切变型;(g)西南急流型

Fig.11 Conceptual model of warm-sector rainstorms in the Jiangnan area: (a) subtropical high edge type; (b) subtropical high inner type; (c) cold shearline and subtropical high edge type; (d) warm shearline and subtropical high edge type; (e) cold shear-line type; (f) warm shearline type; (g) low-level jet type

切变型(冷切)江南暖区暴雨中,西太平洋副热带高压脊线常位于 20°N 以南,而发展旺盛的低槽冷锋延伸至江南西北部,或前倾的冷锋快速东移至长江流域。锋前暖湿低空急流上空叠加 200 hPa 高空辐散场,配合中层弱冷平流入侵、低空风速辐合、地面辐合线、地形或局地加热不均匀等的作用使得不稳定能量释放,触发暖区暴雨。暖切变型江南暖区暴雨发生时,江南中部一般位于青藏高原东移的西南低涡暖切变南侧的暖湿气流里,低空急流旺盛,地面倒槽发展,地面辐合线和地形抬升触发暖区暴雨。

当切变线与副高共同作用形成暖区暴雨时,副热带高压脊线一般位于 20°N 左右,并且 $5\ 880\text{ gpm}$ 线穿过江南地区,降水发生在副高西北侧的西南气流中,中层东北冷涡或华北冷涡低槽东移南下,与副高形成对峙,移动缓慢,致使雨区在江南地区长时间维持,形成暴雨。冷涡后部冷空气较强时,低层为冷式切变,此时一般为前倾结构,降水出现在锋前暖区中,当冷涡后部冷空气较弱时,切变较浅薄,主要在

中层维持,低层为辐合线触发暖区暴雨。

西南急流型暖区暴雨发生时,中低层强西南急流推进至华南-江南上空,带来丰沛的热量和水汽,使得大气处于层结不稳定状态。江南山区平原交界处等不均匀下垫面附近常出现低空急流轴上的中尺度风速脉动(汪玲瑶等,2018)。高空强西风急流右侧分流区叠加在低空风速辐合区上,并配合地面中尺度辐合线触发局地强降水。西南急流型江南暖区暴雨多发于春季,此时副高脊线一般位于 20°N 以南。

3 讨论和结论

利用探空资料、地面观测资料、卫星资料、NCEP/NCAR再分析资料和FY2E卫星TBB资料对2008—2018年4—8月共计65次江南暖区暴雨进行统计分析,得到以下结论:

1)江南暖区暴雨可分为切变型、副高型、副高和切变相互作用型、和西南急流型4类;4类又可进一步细分为冷切变型、暖切变型、暖切变与副高相互

作用型及冷切变与副高相互作用型、副高边缘型、副高内部型和西南急流型7种,江南暖区暴雨以冷切变型为最多,西南急流型最少。

2)江南暖区暴雨表现出了明显的年际、月际和日变化特征:2009年暖区暴雨次数最少,2012年暖区暴雨次数最多;其多发季节为初夏;湖南地区的暖区暴雨日变化相对其他4个省份来说不明显,江西、福建、浙江和上海的日变化特征较为一致,其TBB最大值出现在上午(约08—11时),而TBB最小值出现在午后(17—20时),说明17—20时为暖区暴雨多发时段。

3)江南暖区暴雨多出现于江南中部内陆平原地区,闽浙沿海地区出现暖区暴雨的站点少,其与华南暖区暴雨相互独立。从暖区暴雨的雨量分布来看,日雨量极值多发于山脉和湖泊附近的地形复杂处,地形的增强效应显著。冷切变型降水分布范围最广,暖切变型降水极端性明显,极端降水主要分布于江南中部闽赣交界山区附近。

4)除副高内部型外,江南暖区暴雨多受到高空槽的影响,其中东北冷涡南侧低槽对江南暖区暴雨的作用显著,其次是高原槽的影响,受中层冷平流触发影响,东北冷涡和华北冷涡低槽影响下的江南暖区暴雨距离低槽的距离较近。

5)不同类型暖区暴雨的水汽来源略有差异,均通过西南急流向江南地区输送水汽。随着高度的下降,地面的摩擦效应随之增强,急流出现的概率降低,但仍达50%以上,春季和初夏时节伴随低空急流的概率要远远高于盛夏时节。

6)江南暖区暴雨除西南急流型(具有较低的对流指数)和副高内部型(具有较高的对流指数)外普遍具有较为明显的CAPE(>500 J/kg)和K指数(>35 K),而CIN(<100 J/kg)和LI(<0)则较小,LCL大部处于920~980 hPa,LFC处于800~900 hPa,0℃层高度处于4 500~5 500 m,Thetase处于340~360 K。

参考文献(References)

- 巢纪平,1980.非均匀层结大气中的重力惯性波及其在暴雨预报中的初步应用[J].大气科学,4(3):230-235. Chao J P,1980.The gravitational wave in non-uniform stratification atmosphere and its preliminary application for the prediction of heavy rainfall[J].Chin J Atmos Sci,4(3):230-235.(in Chinese).
- 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.doi:10.1029/2008JD011103.
- Chen J,Zheng Y G,Zhang X L,et al.,2013.Distribution and diurnal variation of warm-season short-duration heavy rainfall in relation to the MCSs in China[J].Acta Meteor Sin,27(6):868-888.doi:10.1007/s13351-013-0605-x.
- 陈翔翔,丁治英,刘彩虹,等,2012.2000—2009年5、6月华南暖区暴雨形成系统统计分析[J].热带气象学报,28(5):707-718. Chen X X,Ding Z Y,Liu C H,et al.,2012.Statistic analysis on the formation system of warm-sector heavy rainfall in May and June from 2000—2009[J].Trop Meteor,28(5):707-718.(in Chinese).
- 陈玥,2015.长江中下游地区暖区暴雨过程特征分析[D].南京:南京信息工程大学. Chen Y,2015.Analysis of warm-sector rainstorms characteristics over the middle-lower reaches of the Yangtze River Valley[D].Nanjing:Nanjing University of Information Science & Technology.(in Chinese).
- 丁一汇,胡国权,2003.1998年中国大洪水时期的水汽收支研究[J].气象学报,61(2):129-145. Ding Y H,Hu G Q,2003.A study on water vapor budget over China during the 1998 severe flood periods[J].Acta Meteorol Sin,61(2):129-145.(in Chinese).
- 丁治英,刘彩虹,沈新勇,2011.2005—2008年5、6月华南暖区暴雨与高、低空急流和南亚高压关系的统计分析[J].热带气象学报,27(3):307-316. Ding Z Y,Liu C H,Shen X Y,2011.Statistical analysis of the relationship among warm sector heavy rainfall,upper and lower tropospheric jet stream and south Asia high in may and June from 2005 to 2008[J].J Trop Meteor,27(3):307-316.doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2011.03.003.(in Chinese).
- 丁治英,王爽,高松,2017.一次华南双雨带暴雨中的位涡演变与雨带间的相互作用[J].大气科学学报,40(5):653-662. Ding Z Y,Wang S,Gao S,2017.Potential vorticity evolution of a double rainbands storm in South China and interactions between the rainbands[J].Trans Atmos Sci,40(5):653-662.doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.20151226002.(in Chinese).
- 高守亭,周玉淑,冉令坤,2018.我国暴雨形成机理及预报方法研究进展[J].大气科学,42(4):833-846. Gao S T,Zhou Y S,Ran L K,2018.A review on the formation mechanisms and forecast methods for torrential rain in China[J].Chin J Atmos Sci,42(4):833-846.doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1802.17277.(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 pre-frontal torrential rain in South China[J].J Appl Meteor Sci,27(5):559-569.(in Chinese).
- 何丽华,王咏青,隆璘雪,等,2020.弱天气强迫下一次暖区MCSs发生发展研究[J].大气科学学报,43(5):810-823. He L H,Wang Y Q,Long L

- X, et al., 2020. Study of the occurrence and development of warm-sector MCSs for weak synoptic forcing [J]. *Trans Atmos Sci*, 43(5): 810-823. doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.20191104002. (in Chinese).
- Hoskins B J, Valdes P J, 1990. On the existence of storm-tracks [J]. *J Atmos Sci*, 47(15): 1854-1864. doi:10.1175/1520-0469(1990)047<1854:osteost>2.0.co;2.
- 侯淑梅, 孙兴池, 范苏丹, 等, 2014. 切变线冷区和暖区暴雨落区分析 [J]. *大气科学学报*, 37(3): 333-343. Hou S M, Sun X C, Fan S D, et al., 2014. Analysis on cold and warm sector heavy rain area of shear line [J]. *Trans Atmos Sci*, 37(3): 333-343. doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.2014.03.008. (in Chinese).
- 黄士松, 李真光, 包澄澜, 等, 1986. 华南前汛期暴雨 [M]. 广州: 广东科技出版社. Huang S S, Li G Z, Bao C L, et al., 1986. The pre-flood season rainstorm in South China [M]. Guangzhou: Guangdong Science and Technology Press. (in Chinese).
- 黄埙飞, 管兆勇, 蔡倩, 等, 2021. 近 41 年来江南地区暴雨洪涝灾害时空变化特征分析 [J]. *气象学报*, 79(4): 582-597. Huang Y F, Guan Z Y, Cai Q, et al., 2021. Spatiotemporal variation characteristics of rainstorms and related flood disasters in Jiangnan region in the recent 41 years [J]. *Acta Meteorol Sin*, 79(4): 582-597. doi:10.11676/qxb2021.044. (in Chinese).
- Jiang Z N, Zhang D L, Xia R D, et al., 2017. Diurnal variations of presummer rainfall over Southern China [J]. *J Climate*, 30(2): 755-773. doi:10.1175/jcli-d-15-0666.1.
- 李建辉, 1982. 华南初夏的超低空急流及其对暴雨的影响 [J]. *气象学报*, 40(3): 319-326. Li J H, 1982. Ultra low-level jets and the heavy rain in early summer over South China [J]. *Acta Meteorol Sin*, 40(3): 319-326. (in Chinese).
- 廖慕科, 唐桥义, 伍静, 等, 2010. 2010 年 4 月桂东北一次暖区暴雨天气分析 [J]. *气象研究与应用*, 31(4): 20-22. Liao M K, Tang Q Y, Wu J, et al., 2010. Analysis of the warm sector rainstorm in the Northeast of Guangxi on April 2010 [J]. *J Meteor Res Appl*, 31(4): 20-22. doi:10.3969/j.issn.1673-8411.2010.04.005. (in Chinese).
- 林春泽, 刘琳, 林文才, 等, 2016. 湖北省夏季降水日变化特征 [J]. *大气科学学报*, 39(4): 490-500. Lin C Z, Liu L, Lin W C, et al., 2016. Characteristics of summer precipitation diurnal variations in Hubei Province [J]. *Trans Atmos Sci*, 39(4): 490-500. doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.20160130001. (in Chinese).
- 林良勋, 2006. 广东省天气预报技术手册 [M]. 北京: 气象出版社: 143-152. Lin L X, 2006. Technical guidance on weather forecasting in Guangdong Province [M]. Beijing: China Meteorological Press: 143-152. (in Chinese).
- 刘瑞鑫, 孙建华, 陈鲍发, 2019. 华南暖区暴雨事件的筛选与分类研究 [J]. *大气科学*, 43(1): 119-130. Liu R X, Sun J H, Chen B F, 2019. Selection and classification of warm-sector heavy rainfall events over South China [J]. *Chin J Atmos Sci*, 43(1): 119-130. (in Chinese).
- 刘瑞鑫, 孙建华, 傅慎明, 2021. 不同类型华南暖区暴雨过程的环流特征 [J]. *气候与环境研究*, 26(4): 359-373. Liu R X, Sun J H, Fu S M, 2021. Comparison of synoptic circulation characteristics in different types of warm-sector heavy rainfall events over South China [J]. *Climatic Environ Res*, 26(4): 359-373. (in Chinese).
- 沈艳, 潘畅, 宇婧婧, 等, 2013. 中国区域小时降水量融合产品的质量评估 [J]. *大气科学学报*, 36(1): 37-46. Shen Y, Pan Y, Yu J J, et al., 2013. Quality assessment of hourly merged precipitation product over China [J]. *Trans Atmos Sci*, 36(1): 37-46. doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.2013.01.005. (in Chinese).
- 陶祖钰, 1980. 湿急流的结构及形成过程 [J]. *气象学报*, 38(4): 331-340. Tao Z Y, 1980. The structure and formation of the moist jet stream [J]. *Acta Meteorol Sin*, 38(4): 331-340. (in Chinese).
- Tian S F, Yasunari T, 1998. Climatological aspects and mechanism of spring persistent rains over central China [J]. *J Meteor Soc Japan*, 76(1): 57-71. doi:10.2151/jmsj1965.76.1_57.
- 万日金, 吴国雄, 2008. 江南春雨的时空分布 [J]. *气象学报*, 66(3): 310-319. Wan R J, Wu G X, 2008. Temporal and spatial distribution of the spring persistent rains over southeastern China [J]. *Acta Meteorol Sin*, 66(3): 310-319. doi:10.3321/j.issn:0577-6619.2008.03.002. (in Chinese).
- 汪玲瑶, 湛芸, 肖天贵, 等, 2018. 夏季江南地区暖区暴雨的统计分析 [J]. *气象*, 44(6): 771-780. Wang L Y, Chen Y, Xiao T G, et al., 2018. Statistical analysis of warm-sector rainstorm characteristics over the southern of middle and lower reaches of the Yangtze River in summer [J]. *Meteorol Mon*, 44(6): 771-780. (in Chinese).
- 夏茹娣, 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).
- Yang S, Zuo Q J, Gao S T, 2017. Revisit to frozen-in property of vorticity [J]. *Chin Phys B*, 26(8): 089201. doi:10.1088/1674-1056/26/8/089201.
- 张小玲, 湛芸, 张涛, 2012. 对流天气预报中的环境场条件分析 [J]. *气象学报*, 70(4): 642-654. Zhang X L, Chen Y, Zhang T, 2012. Meso-scale convective weather analysis and severe convective weather forecasting [J]. *Acta Meteorol Sin*, 70(4): 642-654. (in Chinese).
- 智协飞, 董甫, 张玲, 等, 2020. 基于不同微物理过程的广西沿海南风型暖区暴雨的数值模拟研究 [J]. *大气科学学报*, 43(5): 867-879. Zhi X F, Dong F, Zhang L, et al., 2020. Numerical simulation of southerly type warm-sector heavy rainfall in the coastal region of Guangxi using various cloud microphysics parameterization schemes in the WRF Model [J]. *Trans Atmos Sci*, 43(5): 867-879. doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.20200106001. (in Chinese).
- 周明飞, 杜小玲, 熊伟, 2014. 贵州初夏两次暖区暴雨的对比分析 [J]. *气象*, 40(2): 186-195. Zhou M F, Du X L, Xiong W, 2014. Comparison anal-

ysis of two warm-area torrential rain systems in early summer in Guizhou[J].Meteor Mon,40(2):186-195.doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2014.02.006.(in Chinese).

朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等,2000.天气学原理和方法[M].3版.北京:气象出版社. Zhu Q G,Lin J R,Shou S W,et al.,2000.The theory and methodology of synoptic meteorology[M].3ed.Beijing:China Meteorological Press.(in Chinese).

Statistical analysis of the characteristics of warm-sector rainstorms in the southern part of the Yangtze River during the period of 2008—2018

TIAN Ying^{1,2}, YE Chengzhi³, YAO Rong³

¹Shandong Key Laboratory of Meteorological Disaster Prevention and Reduction, Ji'nan 250031, China;

²Shandong Meteorological Observatory, Ji'nan 250031, China;

³Hunan Meteorological Observatory, Changsha 410018, China

In the present paper, the spatial and temporal distribution characteristics of warm-sector rainstorm (WR) cases which have occurred in the southern part of the Yangtze River during the period of 2008—2018 are analyzed, and the underlying contributing factors are investigated using NCEP/NCAR reanalysis data and FY2E TBB data. There are a total 65 warm-sector rainstorm (WR) cases which occurred in the southern part of the Yangtze River during the period of 2008—2018, which can be divided into four types: shearline, subtropical high (SH), interaction between shearline and SH, and southwest low-level jet. These can be further subdivided into warm shearline, cold shearline, interaction between warm shearline and SH, interaction between cold shearline and SH, SH margin, SH internal and southwest low-level jet. Among these seven types, the cold shearline type has the greatest number and widest distribution, while the southwest low-level jet type has the smallest number. In addition, precipitation in the warm shearline type exhibits the characteristic of extremity. Warm-sector rainstorms in the southern part of the Yangtze River are mostly found in the inland plains, which are independent of those occurring in southern China. Among the middle level weather systems, WRs are mostly affected by the northeast cold vortex, followed by plateau systems. WRs are often accompanied by low-level jets, and have a much higher probability to occur in spring and early summer than in boreal summer. Two water vapor transport channels which affect the WR both transport water vapor to the southern part of the Yangtze River via the southwest low-level jets. With the exceptions of the SWLLJ and SH internal types, the other WRs in the southern part of the Yangtze River are characterized by obvious CAPE and K index, low CIN and LI, while LCL is in the range of 920—980 hPa, LFC 800—900 hPa, Thetase 340—360 K and H0 4,500—5,500 m.

south of Yangtze River; warm-sector rain storm; statistical analysis

doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.20210825001

(责任编辑:刘菲)