汪玲瑶, 谌芸, 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.

夏季江南地区暖区暴雨的统计分析*

汪玲瑶1 谌 芸1,2 肖天贵1 李晟祺3 葛 蕾2

1 成都信息工程大学,成都 610225
 2 国家气象中心,北京 100081
 3 南京信息工程大学,南京 210044

提要:本文首先给出江南地区暖区暴雨的定义,并按天气形势将其分为暖切变型、冷锋锋前型、副热带高压(以下简称副高)型和强西南急流型四类。然后利用 2010—2016 年 5—9 月常规和自动站逐时降水等非常规观测资料统计暖区暴雨的时空 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。最后利用 NCEP FNL 全球分析资料,基于中尺度分析技术 给出四类暖区暴雨的系统配置:(1)四类暖区暴雨均为分散性局地降水,降水多发生于山区、平原和湖泊交界处等不均匀下垫 面附近。其中,暖切变型降水范围广、强度最大、极端性最明显且主要位于江南中西部;冷锋锋前型降水集中、强度较大且具 有一定极端性,主要位于江南中部;副高型降水强度较弱,主要位于江南中东部;强西南急流主要位于江南西部。(2)暖切变型 和强西南急流型以夜间降水为主,副高型降水强度较弱,主要位于江南中东部;强西南急流主要位于江南西部。(2)暖切变型 和强西南急流型以夜间降水为主,副高型降水强度较弱,主要位于江南中东部;强西南急流主要位于江南西部。(2)暖切变型 和强西南急流型以夜间降水为主,副高型降水强度较弱,主要位于江南中东部;强西南急流主。(3)暖区暴雨由稳定性和对流性 降水共同组成且降水量越大,降水对流性越明显。(4)在低层高湿、不稳定能量积聚等有利背景下,暖切变型、冷锋型和副高型 暖区降水多由边界层(地面)中尺度辐合线配合高低空急流耦合产生,强西南急流型一般形成于低空急流上的中尺度风速脉 动及地面辐合线附近,且低空急流越强,暴雨强度越大。(5)暖切变型和冷锋型暖区暴雨的落区分别位于低层 850 hPa 暖切变 以南和地面锋前的显著湿区内,副高型和强西南急流型的暴雨落区分别位于副高内和强低空急流出口区左前侧的水汽充沛 且大气层结不稳定区内。四类暖区暴雨常表现为长生命史的移动型中尺度雨团途经山区或河流湖泊等不均匀下垫面时,强 度增大、移速减慢,形成暖区局地强降水。

关键词:暖区暴雨,江南,时空分布,降水性质,中尺度雨团 中图分类号: P466 **文献标志码:** A

DOI: 10.7519/j.issn. 1000-0526. 2018. 06. 005

Statistical Analysis of Warm-Sector Rainstorm Characteristics over the Southern of Middle and Lower Reaches of the Yangtze River in Summer

WANG Lingyao¹ CHEN Yun^{1,2} XIAO Tiangui¹ LI Shengqi³ GE Lei²

1 Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

2 National Meteorological Centre, Beijing 100081

3 Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

Abstract: The warm-sector rainstorms over the southern of middle and lower reaches of the Yangtze River are defined, and they can be divided into four types based on synoptic situation, including warm shear-line, cold-front, subtropical high and severe southwest jet. By using the conventional and non-conventional observation data such as the hourly precipitation data of automatic weather station (AWS) from May to September during 2010-2016, we statistically analyzed the temporal-spatial distribution of warm-sector rain-storms and the nature of precipitation as well as the causes for their formation. In addition, based on

2017年10月16日收稿; 2018年5月14日收修定稿

^{*} 国家重点研发计划(2017YFC1502501)、国家自然科学基金面上项目(41175048)、中国气象局气象预报业务关键技术发展专项[YBGJXM (2017)1A]和公益性行业(气象)科研专项(GYHY201406003)共同资助

第一作者:汪玲瑶,主要从事中尺度天气研究.Email:924569826@qq.com

通信作者:谌芸,主要从事中尺度天气研究.Email:chenyun@cma.gov.cn

NCEP FNL opearational global analysis data and the technology of mesoscale analysis, the system configurations of four kinds of rainstorms are built. (1) All the four types are decentralized local precipitation, and the precipitation usually occurs near the uneven surface, which is transitional zones between mountains, plains and lakes, etc. The warm shear-line type precipitation mainly happens in the mid-west of this area with wide range, most intensive intensity and most obvious extremes. The precipitation of the cold-front type is concentrated, and it has a higher intensity and a certain degree of extremes, distributing mainly in the middle of the area. The precipitation with the subtropical high often occurs in the mid-east of this area with weak intensity. The severe southwest jet mainly appears in the western part. (2) The warm shear-line and the severe southwest jet are dominated by night precipitation, and the subtropical high precipitation is mainly concentrated in the afternoon. However, the diurnal variation of the cold-front type does not show a distinct difference throughout the day. (3) The warm-sector rainstorms consist of steady and convective precipitation. The heavier the daily rainfall is, the more obvious convection the precipitation has. (4) With high humidity, unstable energy accumulation and other favorable background, the warm shear-line, cold-front and subtropical high are mostly generated by boundary layer (ground) mesoscale convergence lines, coupled with the place of the coupling of upper and low-level jet. The severe southwest jet is generally formed near the mesoscale wind velocity fluctuation and ground mesoscale convergence lines on the low-level jet stream. The stronger the low-level jet stream is, the greater the intensity of the rainfall is. (5) The rainfall region of the warm shear-line and the cold-front are respectively located in the wet zone with the south of warm shear-line in the lower level and the pre-front. The rainfall region of the subtropical high and the severe southwest jet are respectively located in the water vapor and the unstable atmosphere in the subtropical high and the left front of the strong low-level jet streams. Four types usually manifest as long-life moving mesoscale rain clusters. When it goes through mountains, rivers and lakes and other uneven surface, its rainfall intensity usually increases and moving speed slows down, which is the main reason for the formation of the local heavy rainfall of warm-sector rainstorms.

Key words: warm-sector rainstorms, southern of middle and lower reaches of the Yangtze River, temporalspatial distribution, nature of precipitation, mesoscale rain clusters

引 言

暖区暴雨是由黄士松(1986)在华南前汛期暴雨 试验中提出,不同于大范围系统性降水,其具有强度 大、范围小、对流性明显、降水时段集中(林良勋, 2006;驀建利等,2008;赵玉春等,2008)、突发性强和 阶段性明显等特点(刘淑媛等,2007;罗建英等, 2009;张晓美等,2009;曹亚平等,2011)。经过长期 的研究和业务应用,华南暖区暴雨已经引起预报员 的重视,并在预报实践中有所考虑。而在华南地区 以外的其他地区也可产生暖区暴雨,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(以下简称副高)边缘 等(陈玥等,2016),但预报员对这些地区暖区暴雨的 特点和成因认识不足,往往会导致降水预报偏晚或 量级偏小。我国暴雨频发的江南地区的暖区暴雨也 是值得研究的一个问题(陈云辉等,2015;陈娟等, 2015)。

研究发现,欧亚中高纬地区环流形势、西太平洋 副高、南亚高压及副热带西风急流是华南暖区暴雨 的主要天气尺度系统,对垂直切变、对流稳定性、水 汽分布等对流环境条件的配置和调整过程具有十分 重要的作用(李建辉,1982;黄士松,1986;丁治英等, 2009;2011;廖慕科等,2010),并总结了华南暖区暴 雨典型的环流系统配置(黄士松,1986;林良勋, 2006;陈翔翔等,2012;何立富等,2016)。充沛的水 汽、强辐合及强上升运动,同时形成有组织的对流活 动,是产生暖区暴雨的必要条件(苏贵睦等,2010;卢 伟萍等,2010),而上升运动主要发生在暖湿气流中, 低层没有明显的冷空气入侵(李建辉,1982;孙健等, 2002)。暖区低空急流有利于水汽和能量输送,同时 能反复组织对流活动发生,最终导致暖区降水强度 明显增大(罗建英等,2009);而次天气及以下尺度的 抬升条件,如地面辐合线、低空切变、超低空急流及 低空急流出口的风速辐合等对降水的作用也不容忽 视(徐珺等,2014;刘蕾等,2011;谌芸等,2012;周明 飞等,2014;孔凡超等,2016)。

目前对于江南暖区暴雨的研究甚少,且全球和 中尺度数值模式对暖区降水的预报能力有限,不能 提供有用的信息,业务预报中常出现漏报、预报偏小 及降水时间偏晚等,因此江南地区暖区暴雨的特点 和预报着眼点是值得进一步深入分析的问题。本文 利用常规和非常规观测资料分析江南暖区暴雨时空 分布特征和降水性质等,并对暖区暴雨的中尺度雨 团活动特征进行分析,初步探讨暴雨形成的原因,以 期提高对江南暖区暴雨的认识;建立江南暖区暴雨 的系统配置关系,寻找江南暖区暴雨的预报着眼点。

1 资料选取及江南暖区暴雨的分类

本文研究的江南地区(24.5°~32.3°N、108.8° ~123°E)主要包括长江至南岭间的湖南、江西、浙 江、安徽(南部)、上海和福建等省(市)。所用的资料 包括 2010—2016 年 5—9 月的常规、非常规观测资 料,以及美国环境预报中心(NCEP)的 FNL 全球分 析资料(1°×1°)。

江南暖区暴雨一般是指发生在距地面冷锋或 850 hPa 暖切变以南 100~300 km,且不受明显冷空 气或台风等热带系统直接影响,形成的 3 个相邻国 家基准站或者 5 个分散站日降水量≥50 mm • d⁻¹ (08 时至次日 08 时)的降水过程。结合 2010—2016 年 5—9 月的实况与再分析资料,挑选满足上述一般 定义的江南暖区暴雨个例,采用相互排他原则对相 似的天气形势进行归类,最终将江南暖区暴雨分为 以下四类:

(1)暖切变型:低层 850 hPa 有暖式切变线,暴雨区常位于暖式切变线以南 100~300 km 的暖湿 气流内(一般风速≤16 m・s⁻¹)。暖式切变线包括 低涡暖切变以及西南风同东南风或南风同东风或东 南风同东北风的中尺度暖切变(陶诗言等,1979)。

(2) 冷锋锋前型(以下简称冷锋型):江南地面 以北有冷锋活动,暴雨区常位于锋前 100~300 km, 且不受其直接影响。

(3) 副高型:江南地区被西太平洋副高控制,低

层暖湿显著,暴雨区常位于副高内部的边界层 (925 hPa)中尺度辐合线附近。

(4)强西南急流型:西太平洋副高主体偏南,脊 线位于 20°N 以南,低层 850 hPa 强西南急流(风速 ≥16 m•s⁻¹)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 四类江南暖区暴雨的统计特征

利用 2010—2016 年 5—9 月国家基准站的日降 水、常规观测以及 NCEP/NCAR 再分析资料,结合 上述定义挑选出四类江南暖区暴雨的典型个例,其 中暖切变型为 10 例,冷锋型为 11 例,副高型为 8 例,强西南急流型为 3 例。

2.1 空间分布特征

利用自动站逐时降水资料绘制四类江南暖区暴 雨的日平均雨量、降水频次及最大日雨量站点分布 综合图(图1~图4)分析降水的空间分布特征。

暖切变型(图 1,10 例)降水高频区较分散,呈西 多东少型,主要集中在江南中西部,其中湘东(4例)、 湘赣鄂交界(3例)及赣东(3例)的山区、平原和湖泊 交界处降水发生频次最高(图1中椭圆)。降水分布 与暖切变的位置(图1中绿色虚线框)密切相关。统 计发现,青藏高原东南坡的云贵高原常出现低涡暖切 变(7例),且高原东移的西南低涡在长江中下游发展 后,其东部偏南和偏东风易形成暖式切变(3例),降 水多发的江南中西部常位于这两类暖式切变线南侧 的暖湿气流里。暖切变型降水范围广,多个大暴雨中 $心(140 \sim 180 \text{ mm} \cdot d^{-1})$ 位于江南中西部东一西走向 雨带及徽南、闵东山区(图1中紫色方框,其中安徽江 北的降水高发区可能包含切变线附近降水,因此被考 虑入内),其中湘西、赣西两山区之间的倒"V"型类沟 壑的地带(图1中紫色方框及椭圆的重叠区)降水频 发且雨量大,可能与此地多河流湖泊、局地水汽充沛 且不均匀下垫面的局地热力强迫作用有关。56.7% 的暖区大暴雨点日雨量超过 120 mm • d⁻¹。特大暴 雨点(图1中三角形)多位于湘西高海拔山区, 目最大 日雨量超过400 mm · d⁻¹。由此可见,暖切变型降水 范围广且强降水中心较为分散、强度大且极端性明 显,降水呈西多东少型,主要分布于江南中西部,特大 暴雨集中在湘西山区附近。

夏季,当蒙古气旋发展旺盛、气旋冷锋穿过低压 中心延伸至江南西北部,有时冷锋也会快速东移南 下至长江中下游,江南中部地区常位于地面冷锋的 前部(图 2 中绿色虚线框)。由图 2 可见:江南中部 是冷锋型降水(11例)集中目高发区,其中赣中及其 北部(5例)、赣闵交界(4例)的山区、平原和湖泊交 界处降水发生频次最高(图 2 中椭圆,其中冷锋移动 至江南中部是赣闵交界等地暖区降水形成的原因)。 多个大暴雨中心位于赣北的山区、平原和湖泊交界 处及闵西北山区附近(图2中紫色方框),低地势区 的降水中心强度多为 $80 \sim 100 \text{ mm} \cdot d^{-1}$,高地势区 可达 120~160 mm • d⁻¹。52% 的单站大暴雨点日 雨量超过 120 mm • d⁻¹,且山区特大暴雨点较少 (图 2 中三角形)。由此可见,冷锋型降水强度较大 目具有一定的极端性,降水集中目主要位于江南中 部地区,山区附近降水强度大。

副高型降水分布与副高位置有关,通常 588 dagpm 线北侧位于 30°N 附近(图 3 中绿色虚线 框),暴雨发生在副高内部。由图3可见:副高型降 水(8例)高频区主要位于江南中东部,赣东北(3 例)、闵东北(3例)的山区平原交界处最大(图3中 椭圆)。多个大暴雨中心主要位于江南中东部东北 一西南走向雨带及闽东北山区附近(图3中紫色方 框,其中湖南西南部大值中心为一次复杂的降水过 程,不被考虑入内)。当副高加强西伸时,湘西山区 附近(图 3 中紫色方框)有超过 200 mm · d⁻¹的大暴 雨点(图 3 中三角形),且此地暖区降水强度通常比 江南中东部的强度更大,可能是受湘西山区更高海 拔的影响。多数大暴雨点(69.7%)的日雨量不超过 120 mm · d⁻¹, 也未出现特大暴雨点。由此可见, 副 高型暖区暴雨强度相对偏弱,降水多发于江南中东 部山区平原交界处。

强西南急流型发生时,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(图 4 中绿色虚线箭头)。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 θ_{se}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及相应的雨量振动(巢纪 平,1980)。

强西南急流型个例较少(3例),故将此类当做 特例分析。由图4可见:强西南型降水落区范围小, 在江南西部的湘西及西南山区平原交界处多次(2 例)出现大暴雨(图4中紫色方框及椭圆的重叠区)。 降水强度一般在100~120 mm • d⁻¹,最大日雨量 出现在湘西山区,且不超过180 mm • d⁻¹(图4中三 角形)。

综上所述,四类暖区降水的空间分布主要因其 影响系统位置的不同而存在一定差异,但均表现为 强降水中心分散,多发于山地、平原和湖泊交界处等 不均匀下垫面附近,湘西山区附近暴雨量级往往更 大且易出现极端降水事件。

2.2 时间分布特征

2.2.1 站点降水日变化

统计四类暖区暴雨中降水强度分别≥10,20和 $30 \text{ mm} \cdot h^{-1}$ 的站点数随时间的变化发现(图 5):暖 切变型(图 5a)和副高型(图 5c)站点降水呈明显的 单峰型,强西南急流型(图 5d)呈双峰型,冷锋型(图 5b)日变化不明显,各时段降水站点数相当。其中, 暖切变型的日变化较平缓,峰值出现在凌晨至日出 后(03-08时);副高型的日变化剧烈,峰值出现在 午后至夜间(14-21时),这多与夏季地表受日射而 强烈加热,在近地层附近易形成绝对不稳定层结,且 副高内部无法保证水汽的持续供应有关:强西南急 流型降水站点数在傍晚至上半夜(19-23时)出现 第一个峰值,凌晨至日出前(00-04时)再次加强, 研究发现低空急流一般在日落之后开始增大,凌晨 日出前达到最大(丁一汇,1991),且超低空急流受地 面气温的日变化影响一般在下午至傍晚较弱,后半 夜至清晨较强(李建辉,1982),因此低空甚至超低空 暖湿急流对强西南急流型暖区暴雨的形成至关重 要。

2.2.2 站点降水持续时间

由四类暖区暴雨的站点降水持续时间由图可见 (图 6):暖切变型总降水持续时间最长,85.61%的 站点集中在 11~21 h;冷锋型多数站点(86.74%) 的总降水时间集中在 6~18 h;副高型和强西南急 流型总降水持续时间相对较短,分别有 81.49%和 82.08%集中在 5~16 h。

对于短时强降水(≥20 mm • h⁻¹)的持续时间 (图 6 中圆形),暖切变型(96.68%)和冷锋型 (98.71%)集中在 1~3 h,副高型(97.15%)和强西 南急流型(98.13%)集中在 1~2 h。站点降水强度 ≥50 mm • h⁻¹的极端事件(图6中菱形)发生的概



图 1 暖切変型暖区暴雨的
 降水空间分布综合图
 [彩色填色为降水频次;黑白填色为地形高度,
 単位:m;红色等值线为平均日雨量(40~
 200 mm・d⁻¹);△为特大暴雨点
 (≥250 mm・d⁻¹);绿色虚线框为
 暖切变关键区;紫色方框为大暴雨落区;
 椭圆为降水频次高值区]

Fig. 1 Spatial distribution of warm-sector rainstorms in the type of warm shear-line
[Color is for the frequency of precipitation; black and white for the terrain height, unit; m; red contour for the average daily precipitation (40-200 mm • d⁻¹);
△ for extremely severe precipitation (≥250 mm • d⁻¹);
green dashed rectangle for the key area of warm shear-line; purple rectangle for the location of severe rainstorms; ellipse for the high frequency zone of precipitation]



Fig. 2 Same as Fig. 1, but for warm-sector rainstorms in the type of cold-front (Green dashed rechangle is for the key area of cold-front, other instructions are same as Fig. 1)

率均很小(低于 7%,暖切变型不到 1%),且一般维持 1 h 左右。但暖切变型和冷锋型均出现过单站降水强度 \geq 50 mm • h⁻¹且维持 4~5 h 的情况,表明这两类暖区暴雨易出现极端性。综上所述,一般单站出现对流性降水(20~50 mm • h⁻¹)的持续时间不超过 3 h, \geq 50 mm • h⁻¹强降水一般维持时间 <1 h,若超过 1 h 就易形成极端降水事件。



图 3 同图 1,但为副高型暖区暴雨
[红色等值线为平均日雨量(40~180 mm・d⁻¹),
△为日雨量≥200 mm・d⁻¹的站点,绿色虚线框 为副高北侧关键区,其他说明同图 1]
Fig. 3 Same as Fig. 1, but for warm-sector rainstorms in the type of subtropical high
[Red contour is for the average daily precipitation (40-180 mm・d⁻¹); △ for daily precipitation ≥200 mm・d⁻¹; green dashed rectangle for the key area on the north side of subtropical high, other instructions are same as Fig. 1]



图 4 同图 1,但为强西南急流型暖区暴雨
 [红色等值线为平均日雨量(40~180 mm・d⁻¹),
 △为日雨量≥150 mm・d⁻¹的站点,
 绿色虚线箭头为强西南急流关键区,
 其他说明同图 1]

Fig. 4 Same as Fig. 1, but for warm-sector rainstorms in the type of strong southwest jet [Red contour is for the average daily precipitation (40-180 mm • d⁻¹); △ for daily precipitation ≥150 mm • d⁻¹; green dashed arrow for key area of severe southwest jet, other instructions are same as Fig. 1]

2.3 降水性质

进一步分析所选个例中日雨量超过 50 和 100 mm • d⁻¹的站点小时雨量(表 1 和表 2),讨论暴雨的降水性质。当日雨量 \geq 50 mm • d⁻¹时:副高型暖区降水的对流性最明显,出现短时强降水(\geq 20 mm • h⁻¹)的站点比例高达80.03%(部分







Fig. 6 Precipitation duration of warm-sector rainstorms at stations in warm shear-line (a), cold-front (b), subtropical high (c) and severe southwest jet (d)

(circular: ≥20 mm • h⁻¹, deeper color for more stations; rhombus: ≥50 mm • h⁻¹, bigger pattern for more stations; black dashed rectangle for the concentrated duration of station precipitation)

个例可达 99%),对流性降水占比也超过一半 (55.51%);其次是冷锋型和强西南急流型,两者中 短时强降水的站点比例超过 70%,且对流性降水占

比接近一半;暖切变型的对流性相对较弱,短时强降 水站点比例超过一半,但对流性降水占比仅为 28.92%。当日雨量≥100 mm・d⁻¹:四类暖区暴雨

表 1 四类暖区暴雨中不同等级短时强降水的站点数占降水总站点数的比例

Table 1 Proportion of stations with short-time severe rainfall in the total number

of stations in four types of warm-sector rainstorms

	日雨量 $/mm \cdot d^{-1}$	暖切变型 /%	冷锋锋前型 /%	强西南急流型 /%	副高型 /%
≥20 mm · h^{-1} 占比	50	52.87	71.13	70.74	80.03
	100	94.81	95.54	74.63	82.79
≥30 mm • h ⁻¹ 占比	50	21.25	36.18	33.52	55.87
	100	61.03	72.35	61.22	77.94
≥50 mm • h ⁻¹ 占比	50	2.83	5.98	4.61	17.78
	100	22.59	23.06	28.71	47.20

表 2 四类暖区暴雨中对流性降水(降水强度 ≥20 mm・h⁻¹)总雨量占日雨量的比例

Table 2Proportion of precipitation caused by convective
rainfall (rainfall intensity $\geq 20 \text{ mm} \cdot h^{-1}$) in daily
rainfall amount in four types of warm-sector rainstorms

日雨量 /mm・d ⁻¹	暖切变型 /%	冷锋锋 前型/%	强西南急 流型/%	副高型 /%
50	28.92	41.91	42.60	55.51
100	54.12	57.14	46.65	63.71

中出现短时强降水的站点比例均有增加,暖切变型 和冷锋型中几乎所有站均出现过短时强降水;四类 暖区暴雨中对流性降水也有增加,占比均能接近或 超过一半。

综上所述,四类暖区暴雨由对流性和稳定性降水 共同组成。除暖切变型暴雨量级在 50~100 mm • d⁻¹ 时以稳定性降水为主以外,其余情况及其他类型中 对流性降水对暖区暴雨的贡献十分显著,副高型最 明显。

2.4 降水成因的初步分析

四类暖区暴雨中对流性降水明显,分析中尺度 雨团的活动特征(图7),探讨不同类型暖区暴雨特





征形成的原因。中尺度雨团定义为相邻三个自动站降 水强度≥10 mm・h⁻¹、生命史超过 2 h 且水平范围超 过几十千米的区域(牛淑贞等,2006;张守保等,2009;常 煜,2016;常煜和韩经纬,2015;黄昌兴等,2014)。

大多数雨团移动性明显,源地不同(图7中绿色 虚线框), 目均不在暴雨区内: 冷锋型(图7b)雨团的 源地最集中,暖切变型(图 7a)和副高型(图 7c)最分 散,且在不均匀下垫面(山区、平原和湖泊等交界处) 上极易触发中尺度雨团。雨团移动方向多受暖区中 高层西风气流的引导或者低层西南暖湿气流的加强 呈现向东移(图7中紫色线)或者东移北抬(图7中 黑色线):暖切型(10 例)中有东移型(5 例)和东移北 抬型(4 例):冷锋型(11 例)中有东移型(6 例)和东 移北抬型(1例);副高型(8例)中东移型(2例)和东 移北抬型(5例);强西南急流型(图7d,3例)中有东 移型(1例)、东移北抬型(2例)。此外可能受北方冷 空气向南渗透的影响,冷锋型(11例)还存在东移南 落型(图7中棕色线)(3例)。当雨团途经高地势或 局地水汽充沛的河流湖泊等不均匀下垫面附近时, 其强度往往较大且移动速度常减慢,易形成局地强 降水中心。雨团的持续时间较长(一般 7~9 h,最 长能达14 h),易形成较大范围的暴雨,东移型和东 移北抬型降水分布常呈多大值中心的长带状分布,

东移南落型常呈多大值中心的块状分布(图略)。

少数暖切变型(1例)、冷锋型(1例)和副高型(1 例)的中尺度雨团在暴雨落区原地生消,这类静止型 雨团(图7中蓝色图标)仅在山区附近生消发展,局 地的热力或水汽条件不足以使单个雨团维持太长 (一般不超过4h),但其强度均能超过20 mm • h⁻¹ 且一次过程中表现为多个雨团同时或接连生消,易 形成较大量级的暴雨。

综上所述,在山区、平原和湖泊交界处容易触发 中尺度雨团,不同地形和下垫面性质对雨团的强度及 生命史等影响不同,从而形成各类暖区暴雨不同的空 间分布,长生命史的移动型中尺度雨团是四类暖区暴 雨局地性强、雨强大的主要原因。对引发江南地区暖 区暴雨的中尺度对流系统的组织形态和结构特征及 其与强降水之间的关系等方面的研究将另文讨论。

3 江南暖区暴雨的系统配置

利用中尺度天气分析技术规范(张小玲等, 2010;2012),对形成各类暖区暴雨的中尺度关键条件(水汽、不稳定和抬升条件)进行分析,并结合统计 分析结果初步建立各类暖区暴雨的系统配置关系。

在暖切变型(图8a)暖区暴雨中,江南中西部常



图 8 暖切变型(a)、冷锋型(b)、副高型(c)和强西南急流型(d)暖区暴雨的系统配置 (填色为暴雨区)

Fig. 8 System configuration of warm-sector rainstorms in warm shear-line (a), cold-front (b), subtropical high (c) and severe southwest jet (d) (Shaded areas are for warm-sector precipitation)

位于 850 hPa上云贵高原低涡暖切变,或青藏高原 东移的西南低涡暖切变南侧的暖湿气流里。山区、 平原和湖泊交界处等不均匀下垫面(特别是湘东北) 产生的局地热力差异使得大气层结变得不稳定,同 时高空急流右侧的分流区叠加低空急流导致大气不 稳定增强,暖区降水由边界层(925 hPa)中尺度辐合 线的抬升作用触发能量释放形成。此外,低空急流 不断为暴雨区输送水汽,低层维持深厚湿层是降水 强度大、持续时间长且易出现极端性的原因。500 hPa上西太平洋副高的形态和位置多变(图 8a 中深 蓝色实线和浅蓝色虚线),当降水发生在副高西北侧 的西南气流中时,中低空维持几乎一致的偏南风,深 厚的偏南风不仅能引导雨团的移动,同时有利于系 统的垂直发展,使得降水范围大、强度强。

冷锋型(图 8b)暖区暴雨发生时,通常是发展旺 盛且稳定维持的蒙古气旋冷锋延伸至江南西北部, 或后倾的气旋冷锋快速东移南下至长江中下游。江 南中部的山区、平原和湖泊交界处等不均匀下垫面 (特别是湘东北及赣西北)常位于地面冷锋前部的显 著湿区内。锋前暖湿低空急流上空叠加 200 hPa 高 空辐散场,并配合边界层(925 hPa)或地面中尺度辐 合线的抬升作用,使得不稳定能量释放,触发降水。 明显的高、低空急流耦合常形成范围小、强度大且持 续久的局地强降水。此外,锋后冷空气强弱可能会 对雨团移动产生影响,即冷锋的移动可能会影响锋 前暴雨的落区。

副高型(图 8c)暖区暴雨通常发生在 588 dagpm 线北抬至 30°N 附近的西太平洋副高内部,此地长 时间处于高温控制下,低层暖湿空气和中空冷空气 叠加形成大气层结不稳定,积累了较大的能量,同时 层结不稳定在夏季午后得到剧烈发展。在高温、高 湿背景下,江南中东部山区平原交界处等不均匀下 垫面附近(特别是赣西南),易形成偏西风同偏东风 或偏北风同偏南风的边界层(925hPa)中尺度辐合 线,触发降水形成。高、中空强辐散,有利于加剧对 流发展,午后局地对流性降水明显。但低层西南气 流一般较弱,对水汽和能量输送能力有限,降水持续 时间一般较短。

强西南急流型(图 8d)暖区暴雨发生时,850 hPa甚至 925 hPa上有强西南急流(≥16 m・s⁻¹) 推进至华南一江南西部上空,低层暖湿和中空冷空 气叠加使得大气处于层结不稳定状态。江南西部山 区平原交界处等不均匀下垫面附近(特别是湘西)常 出现低空急流轴上的中尺度风速脉动。高空强西风 急流(≥40 m·s⁻¹)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。 此外,江南西部丘陵起伏的河谷区内局地热力差异 引起的地形斜压性,往往导致夜间低空急流的形成 并加强(郝为锋等,1996),故夜间强降水明显。

4 结 论

可将江南暖区暴雨按天气形势分为暖切变型、 冷锋型、副高型和强西南急流型。四类暖区暴雨强 降水中心较分散,多发生于山区、平原和湖泊交界处 等不均匀下垫面附近。暖切变型发生在850 hPa暖 切变南侧,降水范围广、强度最大、极端性最明显且 主要位于江南中西部;冷锋型发生在地面冷锋锋前 暖区内,降水集中、强度较大且具有一定极端性,主 要位于江南中部;副高型发生在副高内部,降水强度 较弱且主要位于在江南中东部;强西南急流发生在 低空急流的中尺度风速脉动附近,降水范围小且主 要位于江南西部。

暖切变型和副高型的降水日变化呈单峰型,峰 值分别出现在凌晨(03—08时)和午后一夜间(14— 21时);强西南急流型呈双峰型集中在傍晚至上半 夜(19—23时)及凌晨(00—04时);冷锋型日变化不 明显。

暖区暴雨由稳定性和对流性降水共同组成,且 降水量级越大,降水的对流性越明显,其中,副高型 的对流性最强,暖切变型最弱。单站对流性降水持 续时间一般不超过3h。大多数暖区暴雨过程表现 为长生命史的移动型中尺度雨团(一般7~9h)在 不均匀下垫面附近生成,经过高地势区或局地水汽 充沛的河流湖泊等附近时,强度常增大、移速常减 慢,易形成暖区局地强降水。雨团以东移和东移北 抬为主,冷锋型有少数的东移南落型。此外,少数短 生命史的静止型雨团(一般≪4h)在山区的连续生 消也能形成暖区大暴雨。

在低层高湿环境下,不均匀下垫面的局地热力 差异及上干下湿大气中不稳定能量的积聚等,为江 南地区的暖区暴雨提供了有利的背景条件。暖切变 型、冷锋型及副高型暖区暴雨多由高低空急流的耦 合,配合边界层或地面中尺度辐合线产生,其中暖切 变型和冷锋型暴雨落区分别位于低层 850 hPa 暖切 变以南和地面冷锋锋前的显著湿区内,副高型暴雨 落区位于副高内局地水汽、热力条件充沛的层结不 稳定区内。强西南急流型一般形成于低空急流上的 中尺度风速脉动和地面中尺度辐合线附近,暴雨落 区常位于强低空急流出口区左前侧的大气层结不稳 定内,且低空急流越强,暴雨强度越大。

参考文献

- 曹亚平,林中庆,祁秀香,等,2011.广州南沙区一次暖区暴雨过程分 析[J].广东气象,33(5):13-16.
- 常煜,2016.内蒙古典型暴雨过程的中尺度雨团观测分析[J].应用气 象学报,27(1):56-66.
- 常煜,韩经纬,2015. 一次阻塞形势下的内蒙古暴雨过程特征分析 [J]. 高原气象,34(3):741-752.
- 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.
- 陈娟,许彬,郑婧,等,2015.非常规探测资料在江西一次暖区暴雨过 程分析中的应用[J]. 气象与减灾研究,38(4):20-29.
- 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.
- 陈玥,谌芸,陈涛,等,2016.长江中下游地区暖区暴雨特征分析[J]. 气象,42(6):724-731.
- 谌芸,孙军,徐珺,等,2012.北京 721 特大暴雨极端性分析及思考 (一)观测分析及思考[J]. 气象,38(10):1255-1266.
- 陈云辉,金米娜,许爱华,2015.江西省一次短历时暖区暴雨中尺度结构及发生维持机制分析[J].气象与减灾研究,38(3):26-34.
- 丁一汇,1991.高等天气学[M].北京:气象出版社.
- 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.
- 丁治英,朱莉,常越,等,2009.一次连续性暴雨中双雨带的成因分析 [J].热带气象学报,25(6):697-705.
- 郝为锋,王庆安,苏晓冰,等,1996.丘陵山区低空急流特性分析[J]. 气象科学,16(3):256-263.
- 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.
- 黄昌兴,毛连海,张方伟,等,2014. 江西一次暴雨过程的诊断分析 [J]. 气象与环境科学,37(4):80-85.
- 黄士松,1986.华南前汛期暴雨[M].广州:广东科技出版社.
- 孔凡超,赵庆海,李江波,2016.2013年7月冀中特大暴雨的中尺度

系统特征和环境条件分析[J]. 气象,42(5):578-588.

- 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.
- 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.
- 林良勋,2006.广东省天气预报技术手册[M].北京:气象出版社.
- 刘蕾,丁治英,陈茂钦,2011.2010年5月6-7日广州大暴雨过程分 析[J]. 气象研究与应用,32(1):10-17.
- 刘淑媛,孙健,王洪庆,等,2007.香港特大暴雨β中尺度线状对流三 维结构研究[J].大气科学,31(2):353-363.
- 卢伟萍,梁维亮,李菁,2010.北部湾海风锋暴雨气候特征分析[J].气 象研究与应用,31(3):1-4.
- 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.
- 慕建利,王建捷,李泽椿,2008.2005年6月华南特大连续性暴雨的 环境条件和中尺度扰动分析[J]. 气象学报,66(3):437-451.
- 牛淑贞,张一平,王国安,等,2006."海棠"影响河南降水雷达回波和 中尺度雨团对比分析[J]. 气象,32(8):30-35.
- 苏贵睦,蒙炤臻,陈向东,等,2010.2009 年 7 月一次锋前暖区暴雨分 析[J]. 气象研究与应用,32(2):26-29.
- 孙健,赵平,周秀骥,2002. 一次华南暴雨的中尺度结构及复杂地形的 影响[J]. 气象学报,60(3):333-342.
- 陶祖钰,1980. 湿急流的结构及形成过程[J]. 气象学报,38(4):331-340.
- 陶诗言,丁一汇,周晓平,1979. 暴雨和强对流天气的研究[J]. 大气科 学,3(3):227-238.
- 徐珺,杨舒楠,孙军,等,2014.北方一次暖区大暴雨强降水成因探讨 [J].气象,40(12):1455-1463.
- 张守保,张迎新,郭品文,2009. 华北回流强降水天气过程的中尺度分 析[J]. 高原气象,28(5):1067-1074.
- 张小玲, 谌芸, 张涛, 等, 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.
- 张小玲,张涛,刘鑫华,等,2010.中尺度天气的高空地面综合图分析 [J]. 气象,36(7):143-150.
- 张晓美,蒙伟光,张艳霞,等,2009.华南暖区暴雨中尺度对流系统的 分析[J].热带气象学报,25(5):551-560.
- 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.
- 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.