

一次冷锋南侧对流性暴雨诊断分析

尹 洁¹ 吴 静¹ 曹晓岗² 陈云辉¹

(1. 江西省气象台, 南昌 330046; 2. 上海中心气象台)

提 要: 利用常规气象观测资料、NCEP 资料、卫星、雷达和地面加密观测等资料, 对 2008 年 5 月 27—28 日江西北部一次冷锋南侧(冷锋前)对流性暴雨过程进行天气动力学诊断分析和中尺度分析。结果表明:(1)对流性暴雨出现在冷锋前的主要原因是:各层槽线位置近于垂直,锋面陡峭,并出现前倾槽结构;冷锋前低层暖湿气流异常强盛,下暖湿上干冷使对流不稳定能量增强;当冷锋移近、气旋波发展东移和低空急流加强,触发了冷锋前对流不稳定能量释放。(2)本次暴雨具有明显中小尺度特征,共有 4 个 β 中尺度对流系统沿地面冷锋南侧发展东移,850 hPa 的中尺度辐合线、地面中低压和中尺度辐合线、云顶亮温低值区、强回波区及雷达速度图上逆风区等均揭示中小尺度扰动系统存在,且中小尺度扰动系统与暴雨雨团对应很好。

关键词: 冷锋 对流性暴雨 对流不稳定 中尺度系统

Diagnostic Analysis of a Convection Torrential Rain in South of Cold Front

Yin Jie¹ Wu Jing¹ Cao Xiaogang² Chen Yunhui¹

(1. Jiangxi Provincial Meteorological Observatory, Nanchang 330046;
2. Shanghai Meteorological Center)

Abstract: Based on the routine data, NCEP data, satellite images, radar data, and the densified observations, a dynamical diagnosis of the convection torrential rain in south of cold front on 28 May 2008 in the northern part of Jingxi Province is made. The results show that (1) the convection torrential rain south of cold front was due to the several main reasons, such as, all nearly vertical troughs at various levels, precipitous front surfaces, forwarded-tilting trough structure, extremely strong lower warm and wet air flows ahead of the cold front, greatly increased unstable energy of the convection formed by warm, wet below and dry, cold above convections, and the low-level southwest jet stream strengthening when the cold front moving closely and cyclone wave moving east. All of these factors resulted in the unstable energy release from the convection. (2) This torrential rain showed the characteristics on obvious meso and small scales that had four meso- β scale convection systems moving to the

east along the ground cold front. The ground mesoscale cyclone, the mesoscale convergence line, the strong echo area, the head wind zone, and the 850hPa mesoscale convergence line, all demonstrated the presence of the mesoscale perturbation. Furthermore, mesoscale perturbation was well correlated to the convective rain cluster.

Key Words: cold front convection torrential rain convective instability mesoscale system

引 言

2008 年 5 月 27 日 20 时至 28 日 20 时, 江西北部出现一次低槽冷锋型暴雨过程, 该暴雨过程的主要特点有两个, 一是暴雨出现在冷锋南侧(以下称冷锋前), 且具有明显的中尺度对流性质; 二是各层槽线位置近于垂直, 锋面陡峭。此类型暴雨在江西不常见。目前, 在诸多暴雨研究和个例分析中普遍揭示^[1-12], 暴雨是在有利的大尺度环流背景下, 由一系列 α 中尺度和 β 中尺度对流系统引起。一些研究还指出^[5-11], 汛期南方暴雨一种常见天气尺度系统配置是, 西风带低槽携带冷空气南下, 与低纬西南暖湿气流交汇, 形成中低层切变和地面锋面, 从而在切变和锋面附近产生暴雨。但针对锋面陡峭类型的低槽冷锋型暴雨的分析不多见。杨晓霞等^[12]曾分析一次前倾槽结构的对流性暴雨个例, 指出前倾槽结构和低层强盛暖湿气流共同作用使得大气产生强烈不稳定, 有利对流性暴雨发生。本文针对本次对流性暴雨的锋面陡峭特征和暴雨出现在冷锋前的特点, 利用常规气象资料、NCEP 资料、卫星、雷达和地面加密等资料, 对该过程的动力场、热力场结构、不稳定机制及中小尺度系统活动特点进行综合分析, 试图得出此类型暴雨预报着眼点, 为提高此类暴雨预报能力提供参考。

1 降水实况和特点

5 月 27 日 20 时至 28 日 20 时, 暴雨带

出现在江南北部, 呈狭窄带状分布(图 1a), 赣皖浙交界处为一强暴雨区, 赣湘交界处是另一暴雨中心。江西两个暴雨中心分别位于赣东北上饶市和赣西萍乡市, 全省共有 36 个县市降水 $\geq 50\text{mm}$, 其中 15 个县市 $\geq 100\text{mm}$, 4 个县市 $\geq 250\text{mm}$, 东西两块雨区最大雨量中心分别为 281mm 和 389mm。本次暴雨具有明显强对流性质, 江西有 101 站次(加密雨量站)出现 1 小时 $\geq 30\text{mm}$ 的强降水, 雨团最强时出现 1 小时 70~80mm/h 强降水, 6 小时累计雨量达 286mm, 导致局部出现严重内涝。暴雨出现时还伴有明显雷电, 并有 2 县市出现 8 级雷雨大风。对流性暴雨主要出现在 27 日 21 时至 28 日 13 时, 最强在 27 日半夜至凌晨(图 1b)。

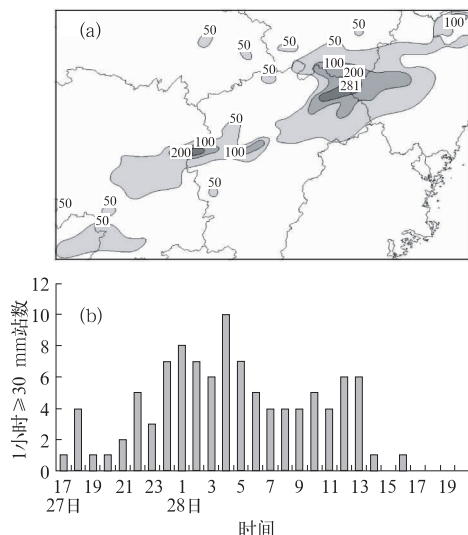
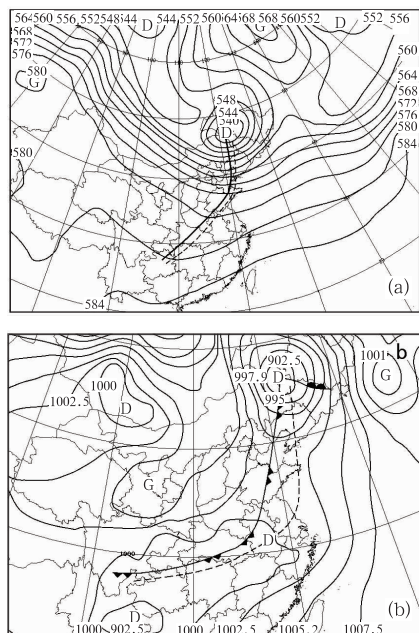


图 1 2008 年 5 月 27 日 20 时至 28 日 20 时暴雨区(a, 单位: mm)及赣北暴雨区 1 小时 $\geq 30\text{mm}$ 降水站数(b)

2 冷锋前对流性暴雨成因

2.1 环流形势演变特征

27 日 20 时, 500 hPa 东亚中高纬为两脊一槽型, 从贝加尔湖到东北为一经向度较深的低槽区(图 2a), 东北为一冷涡, 中纬度低槽从冷涡中心伸向长江中游, 低槽东移引导低层冷空气南下, 与此同时, 在江南中东部为西南气流。700 和 850hPa 冷式切变位于山东半岛至贵州, 江南为一支强盛西南气流。随着 500hPa 低槽东移, 27 日 20 时 700 和 850hPa 冷切变也逐渐南压至长江北岸, 此时冷切变南侧的低空急流明显加强, 强风速中心加强至 $20 \sim 22 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 西南急流将低纬海上充沛水汽向暴雨区输送。地面长江流域到江南北部有倒槽发展, 27 日晚冷锋南移侵入倒槽(图 2b), 导致冷暖气团剧烈交汇。同时, 由于高空槽东移、地面冷空气南侵和中低



2 2008 年 5 月 27 日 20 时 500hPa 高度(a, 粗实线 500hPa 槽线, 虚线为 700hPa 和 850hPa 槽线)及 27 日 20 时地面图(b, 虚线为 28 日 02 时冷锋和气旋波位置)

层暖湿气流加强, 28 日 02 时在地面图上皖南发展出江淮气旋波(图 2b), 气旋波附近为强辐合上升区。由上可见, 高空低槽伴随低层冷切变和地面冷锋东移南压, 与江南强盛西南气流交汇, 是此次暴雨过程发生的环流背景条件。

500hPa 低槽东移配合低层冷切变和地面冷锋南移产生暴雨是江西初夏较常见的一种暴雨类型。但本次过程的天气系统配置有一特点, 即各层槽线、切变线和地面冷锋位置上下接近重合, 即锋面陡峭。27 日 20 时, 500hPa 槽线仅落后 700hPa 和 850hPa 槽线约 1 个经纬距(图 2a)。28 日凌晨, 由于 500hPa 低槽比低层切变南移速度快, 导致前倾槽结构出现。由南昌雷达风廓线图可见(图 3), 28 日 05 时 51 分开始, 5.5~6.7km 高空开始转为西北气流, 而 5.5km 以下仍维持强西南气流, 在前倾槽附近, 低层为暖湿平流, 高层为干冷平流, 导致对流不稳定层结趋于明显。因此, 锋面陡峭和前倾槽结构既是本次暴雨带出现在冷锋前且具有强对流性的天气系统背景原因。

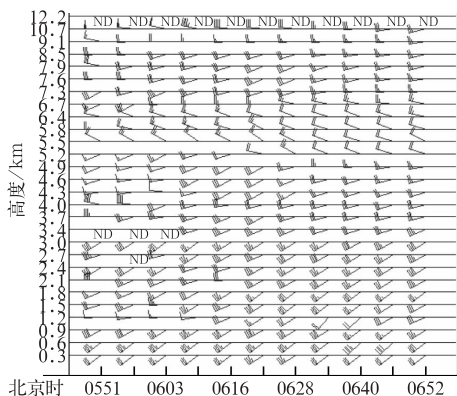


图 3 2008 年 5 月 28 日 05 时 51 分至 06 时 52 分南昌雷达风廓线

2.2 水汽条件

水汽条件是产生暴雨的基本条件之一。27 日 08 时 500hPa, 我国东南沿海海上为 586dagpm 的高压, 在高压西北侧为一致西

南气流,700和850 hPa 西风带低槽位于渤海至四川东部(图2a),东南沿海分别为314和149 dagpm的高压,在低槽与沿海高压之间为 $12\sim 16\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的西南气流。27日20时即暴雨开始前,随着低层切变南压至长江北岸,850hPa 江南西南急流明显加强,急流中心风速增至 $20\sim 22\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,且急流大风速核随之东移,27日14时850hPa 位于湘中的 $14\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 大风核在27日20时移入江西,中心值加强为 $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,28日02时大风速轴为东北西南向(图4a),暴雨即出现在850hPa

急流轴左前方。低空强西南急流将低纬海上水汽向江南北部输送,同时导致急流左前侧气旋性辐合增强,有利暴雨产生。从水汽场分析可见(图4b),28日02时从广西、湖南至江西有一东北—西南向水汽通量大值区,湘南的中心值高达 $30\text{ g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$,为赣北暴雨区输送充足水汽。水汽通量散度图上还可见(图4c),赣东北至湘中为强水汽辐合带,其中在赣东北和赣西的两个强水汽辐合中心值分别为-8和-10(单位: $10^{-7}\text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$),与江西北部两个暴雨中心相吻合。

2.3 动力条件

从垂直速度图可见(图5a),28日02时500hPa,安徽南部有一强上升中心,中心值高达 $-3\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$,该上升中心与地面气旋波对应;另外,江西西北部与湖南中部交界处为另一较强上升区,并位于冷锋前,中心值为 $-1.6\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ 。图5b中,114°E上的强上升区位于冷锋前暴雨区上空,且从近地面至高空150hPa几乎垂直,强上升中心位于650hPa,其值高达 $-1.9\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$,这表明锋面陡峭,上升气流十分强烈。同时可见,锋面以北为下沉区,强上升区宽度仅有2个多纬距,较为狭窄。以上可见,赣东北的暴雨区是处在气旋波的强上升区偏南侧,赣北西部的暴雨区则与另一强上升区吻合。锋面附近强上升运动一是有利低层暖湿气流快速向高空输送,二是有利于触发锋前不稳定能量释放,导致对流性暴雨发生。

由涡度场、散度场还可见,锋面附近正涡度区和辐合区呈狭窄状且强度强的特征。图5c显示,从皖南、赣北至湘北沿850hPa切变线为一狭窄强正涡度带,中心值达 $13\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$,赣北暴雨带即位于850hPa正涡度带南侧。图5d则显示从皖南、赣北至湘中沿850hPa切变线为一狭窄的强辐合带,辐合带上有两个强辐合中心,其中心值分别为-6.5

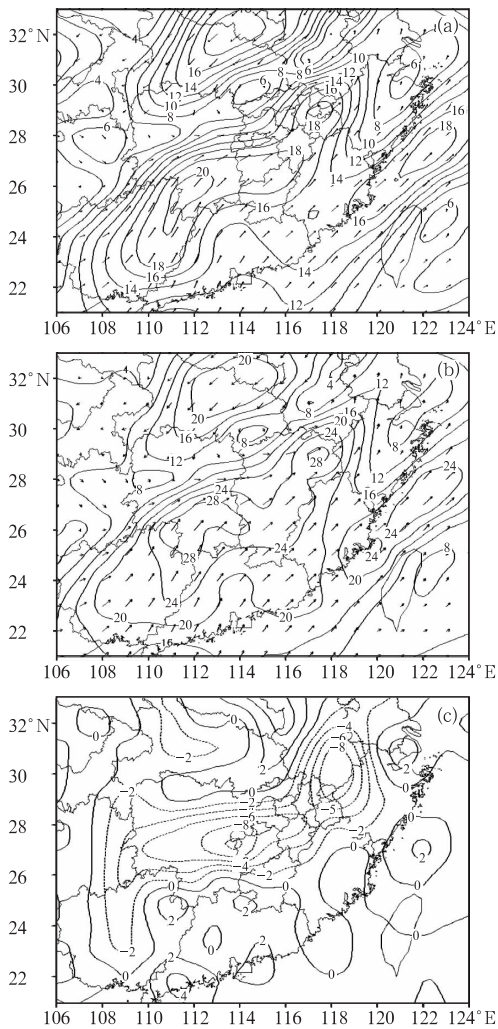


图4 2008年5月28日02时850hPa全风速(a,单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)、水汽通量(b,单位: $\text{g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$)和水汽通量散度(c,单位: $10^{-7}\text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$)

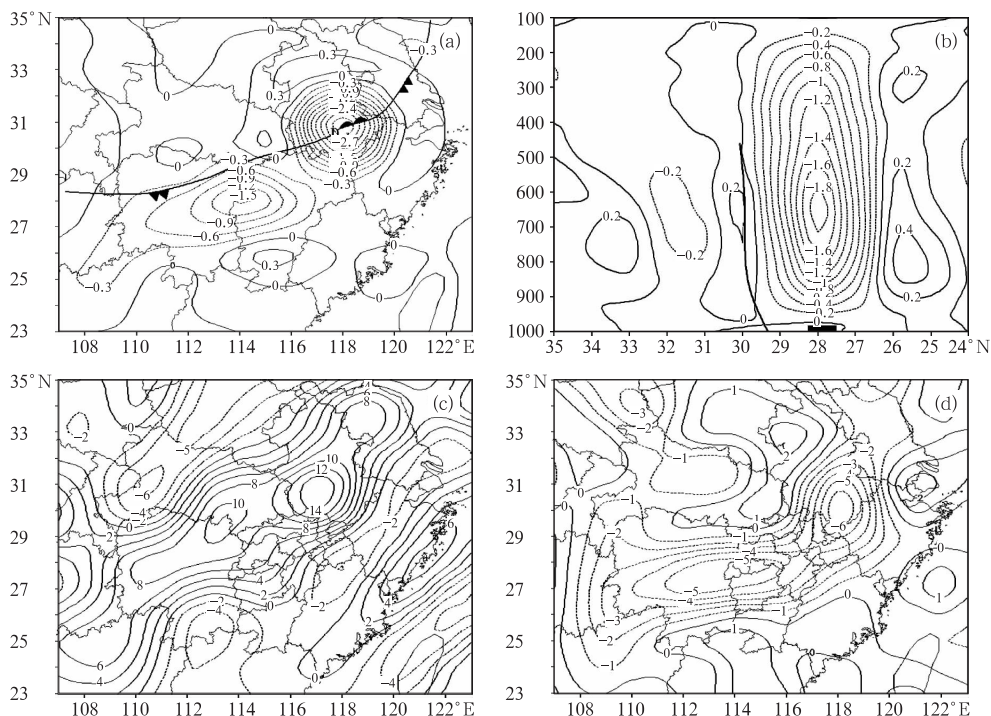


图 5 2008 年 5 月 28 日 02 时 500hPa 垂直速度(a,单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$);28 日 02 时沿 114°E 垂直速度剖面(b,单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$,粗实线为各层槽线连线,黑阴影为暴雨区);28 日 02 时 850hPa 涡度(c,单位: 10^{-5}s^{-1});28 日 02 时 850hPa 散度(d,单位: 10^{-5}s^{-1})

$\times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 和 $-5.4 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$,赣东北和赣西的两块强暴雨区也分别与两个强辐合中心一一对应。

2.4 热力条件和不稳定条件

本次暴雨过程具有明显强对流性质,伴有较明显雷电、强降水出现,并出现局部雷雨大风。分析不稳定条件发现,在暴雨开始前,暴雨区上空即冷锋前存在明显的对流不稳定能量的积聚和释放过程。

27 日 08 时,在冷锋前 $34^\circ \sim 26^\circ\text{N}$, θ_w 等值线呈近水平走向(图略),从 1000hPa 至 400hPa,为下暖湿上干冷的层结分布,700hPa 以下为暖湿层,700hPa 以上为相对干冷层,形成对流不稳定区。下午 14 时,由于低层暖湿气流的逐渐加强以及白天地表感热增温效应,使低层空气的暖湿程度进一步

加剧, $28^\circ \sim 29^\circ\text{N}$ 处 1000hPa 层的中心值由 08 时的 88°C 增加到 96°C (图略),这使高低层之间 θ_w 梯度进一步加大,即 $\frac{\partial \theta_w}{\partial p}$ 加大,

$\Delta \theta_w|_{1000-600}$ 达 28°C ,比 08 时增加 4°C ,大气不稳定性加剧。27 日 20 时,对流不稳定层结仍维持,1000hPa 的 θ_w 高值中心(90°C)略北移至 29°N 处(图 6a),这正是未来赣东北暴雨中心位置。此时,长江以北的冷锋以及伴随的 θ_w 密集锋区也正逐渐南移,向锋前不稳定区靠近。同时在地面锋面上有气旋波发展东移。另外,此时低空西南急流也明显加强,850hPa 中心风速为 $20 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的急流核(图略)和 925hPa 中心风速为 $13 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的急流核均移入江西(图略)。因此,27 日 20 时之后,随着冷锋逼近、气旋波发展东移和低空急流加强,触发了冷锋前对流不稳定能量释放,

导致对流性暴雨强烈发展。

28日02—14时(图6b、c、d),由于锋前对流发展及冷锋锋区的靠近,在暴雨区附近上空, θ_w 等值线由水平转为倾斜,靠近冷锋处还呈近陡立形态,即 $\frac{\partial \theta_w}{\partial p} \approx 0$,为湿中性层结。

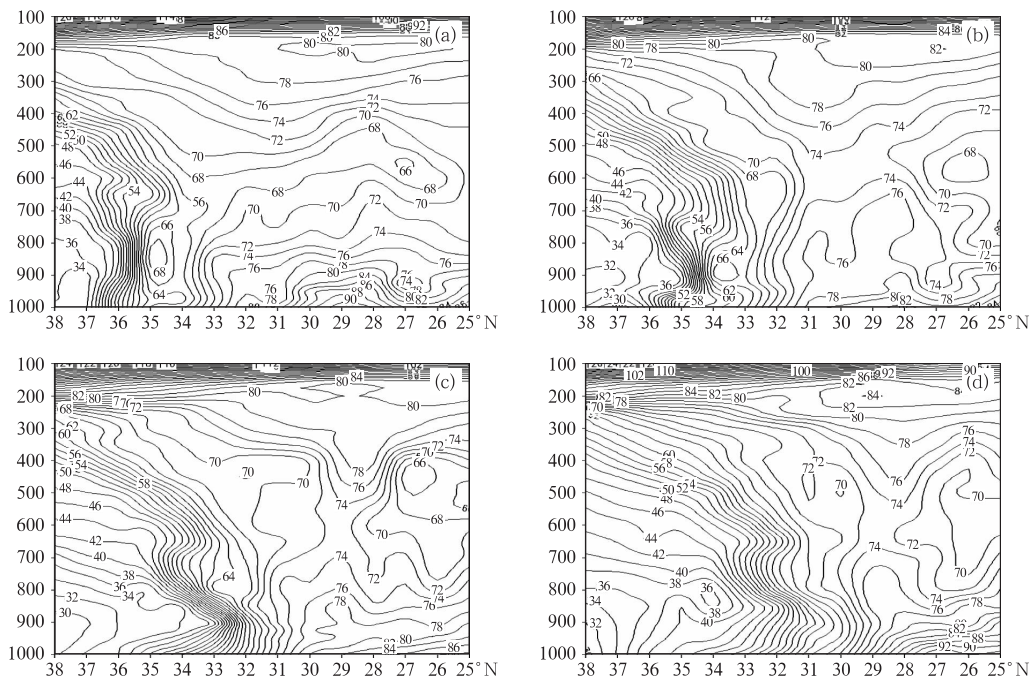


图6 2008年5月27日20时(a)、28日02时(b)、08时(c)、14时(d)沿118°E θ_w 场垂直剖面图(单位:°C)

因此,冷锋前低层暖湿气流强盛和白天近地面感热增温效应,使 $\frac{\partial \theta_w}{\partial p}$ 不断增大,对流不稳定能量加强。随着冷锋逼近和低空急流加强,触发了冷锋前不稳定能量的释放,从而激发中小尺度对流系统发展,导致对流性暴雨发生。同时,由于等熵面 θ_w 的倾斜,导致倾斜性涡度发展,加剧了暴雨的强度。

3 中尺度分析

暴雨是在有利的天气尺度系统背景下产

根据湿位涡守恒原理^[3],由于等熵面 θ_w 的倾斜,大气水平风垂直切变或湿斜压性的增加能够导致垂直涡度的显著发展,非常有利于上升运动的加强,导致对流性暴雨发生。

生,而中小尺度系统是产生暴雨的直接系统。通过采用滤波法及分析卫星、多普勒雷达和地面加密观测等资料发现,本次暴雨期间有4个 β 中尺度对流系统沿850hPa切变南侧、地面冷锋前部发展东移,其尺度约20~150km。

3.1 滤波分析

采用25点平滑算子的尺度分离法,滤去低通滤波场得到中尺度流场。通过中尺度滤波分析可见,27日20时,滤波前850hPa赣北为一致西南气流,滤波后在赣东北出现了

尺度约 150km 的中尺度辐合线(图 7a 粗实线处),而此时正是 850hPa 西南急流增强、急流核移入江西的时候,该中尺度辐合线正处在 850hPa 西南急流核下风方。急流增强导致急流左侧出口区非地转风辐合急剧增强,从而触发了中小尺度辐合扰动系统生成。该中尺度辐合线是造成赣东北强暴雨的重要中小尺度系统。

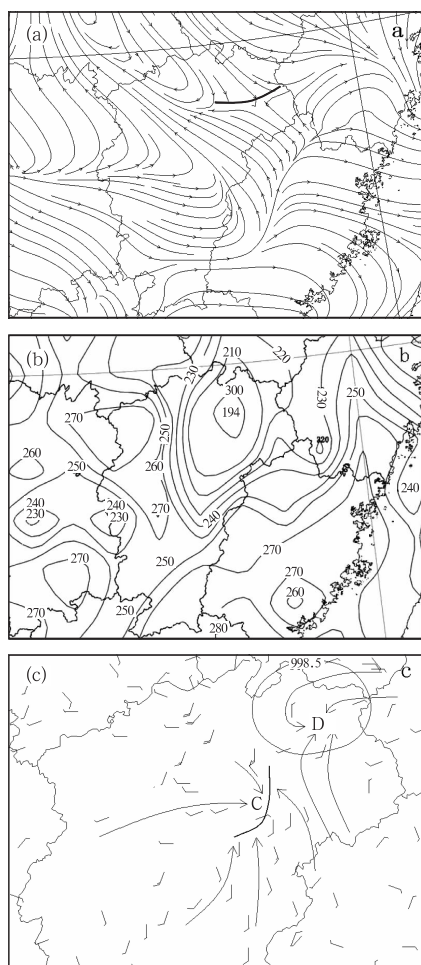


图 7 2008 年 5 月 27 日 20 时滤波后
850hPa 流场(a);28 日 21 时 TBB
(b,单位:K);27 日 20 时地面风场(c)

3.2 中尺度对流系统演变

从红外卫星云图、雷达反射率及逐小时

加密站雨量分析发现,27 日傍晚至 28 日上午,赣北先后有 4 个 β 中尺度对流云团自西向东发展东移。前 2 个对流云团均移至赣东北时强度明显加强,第 1 个对流云团 27 日 18 时在赣北西部时云顶亮温中心值为 -75°C ,对应回波强度为 51dBz,1 小时雨团强度为 $20\sim 35\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$,雨团直径约 20km。随后该雨团东移发展,21 时移至赣东北时云顶亮温低值中心值达 -79°C (194K,图 7b),低于 -73°C 的云顶面积也增大,回波强度增至 58dBz(图 8,见彩页),回波顶高达 12~17km,21 时至 02 时,逐小时雨团强度增强至 $30\sim 40\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$,雨团直径也增大至约 40km。当第 1 个对流云团由赣东北逐渐移向皖南时,23 时左右第 2 个对流云团又在赣北西部发展,初生阶段云体范围不大,随后逐渐东移发展,赣西雨团强度为 $12\sim 18\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$,04 时移至赣东北时,雨团强度增强至 $33\sim 43\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$,云顶亮温低值中心值也增强至 -70°C 。以上分析表明,前 2 个对流云团均移至赣东北时明显加强,表明 850hPa 赣东北中尺度辐合线的辐合抬升机制对对流云团和强降水的发展起了促进作用。两个雨团的活动导致赣东北 27 日晚累计雨量值达 80~210mm。第 3 个对流云团由湘中生成发展后在 28 日 3 时左右移入赣中西部萍乡市,03—07 时该对流云团又导致赣中西部遭受一次暴雨袭击。此时地面冷锋已经移近此地,冷空气的触发作用促进了不稳定能量的释放和中小尺度对流系统强烈发展,03—06 时萍乡市上栗镇每 1 小时雨强达 $46\sim 81\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$,从而导致 6 小时累计雨量达 286mm,造成严重局部洪涝。此外,从雷达速度图上还可看到,凌晨 7 时赣西新余市附近还出现了尺度约 20km 的逆风区(图 9,见彩页),对应地面雨团强度为 2 小时 52mm。以上表明在冷锋附近中小尺度扰动非常活跃。28 日上午,第 4 个中尺度对流雨

团在赣西吉安市发展东移,该雨团比前 3 个要弱些,4 小时累计雨量为 30~65mm。

另外,分析地面风场资料还可发现,27 日 20 时赣东北有一闭合中尺度低压环流(图 7c),其水平直径约 140km 左右,属于 β 中尺度。此中低压与赣东北 850hPa 中尺度辐合线、强雨团区吻合。由此可见,850hPa 中尺度辐合线和地面中尺度低压的同时存在表明低层中尺度扰动比较强,其辐合抬升机制非常有利于强对流天气发展,正是它们的共同作用导致赣东北强对流性暴雨发展。

分析该中低压形成原因有以下几点:从图 6a 可见,近地面 θ_e 高值中心位于 29°N 、 118°E 处,而该处正是中低压所在地,强不稳定中心非常有利中小尺度系统发生发展;分析地面风场还可见,中低压南侧为偏南暖湿气流,北侧为相对干冷的偏东(ESE)气流,两支气流交汇有利于中尺度涡旋扰动生成发展;另外,中低压北侧和东侧为黄山余脉,南侧是怀玉山,中低压正处在东高西低、喇叭口朝西的反“c”字型地形下,因此偏西南气流进入喇叭口再遇山脉爬升的地形抬升作用也有利于中尺度系统生成发展,实况是强降雨中心即出现在迎风坡上。另外,在中低压西南侧,有一由偏南风与偏西风构成的中尺度辐合线(图 7c 的 c 处),该辐合线在雷达速度图上也有表现(图略),回波图上也有中心为 55 dBz 的强回波区对应(图 8,见彩页)。

本次过程以对流性暴雨为主,雷雨大风并不明显,只出现两站,分析原因如下。有分析表明,以雷雨大风、冰雹为主的强对流天气和对流性暴雨的环境条件差异主要是强对流天气的对流不稳定条件要更强。在江西强对流的 $\Delta\theta_{e850-500}$ 值一般在 $11\sim 15^\circ\text{C}$ 以上,而本次暴雨过程为 $6\sim 8^\circ\text{C}$,即未达到强对流天气的一般条件;另一差异是强对流的水汽条件要低于暴雨,在江西,强对流天气的比湿一般为 $12\sim 14\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$,暴雨则为 $15\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 以上,而本

次暴雨过程比湿为 $15\sim 16\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$,即水汽充足,达到暴雨条件;此外从雷达资料垂直积分液态水含量(VIL)分析看,有研究表明^[13],江西出现明显雷雨大风或冰雹时的 VIL 值要高于强降水值,前者一般 $\geq 45\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$,后者一般为 $30\sim 35\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$,而本次暴雨过程中 VIL 值最大中心值为 $35\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ 。

以上多种资料综合分析可见,多个中小尺度扰动系统出现在地面冷锋前。因此,由于锋前低层暖湿气流不断加强,对流不稳定能量增强,当冷锋移近和低空急流加强时,结合有利的地形作用,触发了对流性不稳定能量释放,从而导致对流性暴雨发生。

4 结语

通过上述分析,得出以下主要结论:

(1) 本次暴雨是一次高空西风带低槽东南移配合低层冷切变南压、地面冷锋南移并伴有气旋波发展东移而导致的冷锋前对流性暴雨过程。其天气系统显著特点是,各层槽线和地面冷锋位置近于重合,锋面陡峭,并出现前倾槽结构。在陡峭锋面南侧,对流不稳定层结明显增强,有利于对流性暴雨发生发展。

(2) 锋面结构动力场分析表明,由于锋面陡峭,使得锋面附近的辐合区、正涡度区和上升运动区强度强、呈狭窄状、结构近于垂直。强辐合上升气流为对流性暴雨提供有利的动力条件。

(3) 锋面结构热力场分析表明,暴雨开始前后,暴雨区上空即冷锋前存在明显对流不稳定能量的积聚和释放过程。暴雨开始前,由于冷锋前低层暖湿气流不断增强和白天地表感热增温,使 $\frac{\partial\theta_e}{\partial p}$ 不断增大,对流不稳定能量增强,当冷锋逼近及低空急流加强时,结合有利的山区地形作用,触发了冷锋前对

流不稳定能量释放,从而导致对流性暴雨强烈发展。

(4) 中尺度分析显示,先后有 4 个 β 中尺度扰动系统在地面冷锋前发展东移,且中小尺度扰动系统与暴雨雨团一一对应。由此表明,本次暴雨是一次在有利的天气尺度系统背景下对流不稳定能量积聚和释放导致的中小尺度对流性暴雨。

参考文献

- [1] 倪允琪,周秀骥. 我国长江中下游梅雨锋暴雨研究的进展[J]. 气象,2005,31(1):9-12.
- [2] 王建捷,李泽椿. 1998 年一次梅雨锋暴雨中尺度对流系统的模拟与诊断分析[J]. 气象学报,2002,60(2):146-155.
- [3] 丁一汇. 1991 年长江流域持续性大暴雨研究[M]. 北京:气象出版社,1993:47-137.
- [4] 陶诗言,倪允琪,赵思雄,等. 1998 年夏季中国暴雨形成机理与预报研究[M]. 北京:气象出版社,2001:1-184.
- [5] 徐双柱,沈玉伟,王仁乔. 长江中游一次大暴雨的中尺度分析[J]. 气象,2005,31(9):24-29.
- [6] 赵玉春,王叶红. “7. 22”长江中游暴雨中尺度系统的数值模拟与分析[J]. 气象,2005,31(1):13-18.
- [7] 何立富,黄忠,郝立生. “0374”南京特大暴雨中尺度对流系统分析[J]. 气象科技,2006,34(4):446-454.
- [8] 毛冬艳,周雨华,张芳华,等. 2005 年初夏湖南志洪大暴雨中尺度分析[J]. 气象,2006,32(3):63-70.
- [9] 黄明政,凌艺,梁卫芳,等. 多尺度天气系统的共同作用与暴雨成因分析[J]. 气象,2005,31(6):67-70.
- [10] 尹洁,叶成志,吴贤云,等. 2005 年一次持续性梅雨锋暴雨的分析[J]. 气象,2006,32(3):86-92.
- [11] 郑秀云,王建捷,何金海,等. 2003 年 7 月淮河流域暴雨中一尺度特征的观测分析[J]. 气象,2006,32(1):36-43.
- [12] 杨晓霞,王建国,杨学斌,等. 2007 年 7 月 18—19 日山东省大暴雨天气分析[J]. 气象,2008,34(4):61-70.
- [13] 郭燕,应冬梅,刘冬梅. 江西“4. 12”降雹过程的多普勒雷达资料分析[J]. 气象,2005,31(11):47-51.

尹洁等:一次冷锋南侧对流性暴雨诊断分析

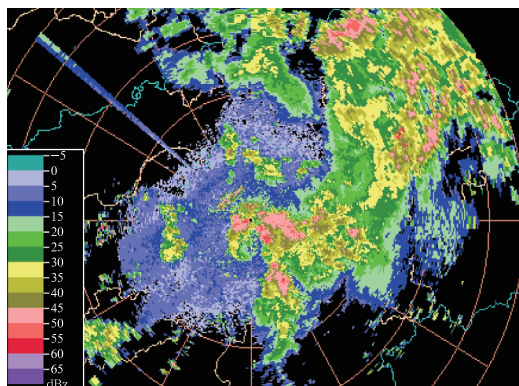


图 8 2008年5月27日21时南昌
雷达组合反射率

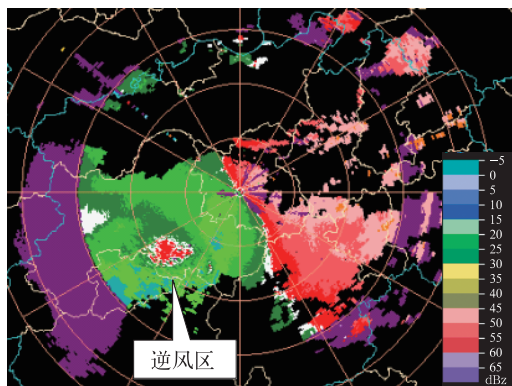


图 9 2008年5月28日07时南昌
雷达速度图上逆风区