

盛杰,郑永光,沈新勇,等,2019. 2018年一次罕见早春飑线大风过程演变和机理分析[J]. 气象, 45(2):141-154. Sheng J, Zheng Y G, Shen X Y, et al, 2019. Evolution and mechanism of a rare squall line in early spring of 2018[J]. Meteor Mon, 45(2):141-154(in Chinese).

2018年一次罕见早春飑线大风过程演变 和机理分析*

盛杰^{1,2} 郑永光² 沈新勇¹ 张涛² 曹艳察² 林隐静²

1 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室/气候与环境变化国际合作联合实验室/
气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京 210044

2 国家气象中心, 北京 100081

提 要: 2018年3月4—5日, 华南、江南等地发生了一次大范围强对流过程, 发生时间早, 落区范围广, 多地伴有雷暴大风、冰雹、短时强降水等剧烈对流天气, 尤其飑线在江西境内造成了严重大风灾害。基于大气环流和雷达回波发展演变特征, 将该次过程分为初始、发展和减弱三个阶段: 初始阶段西风槽前西南急流造成的低压倒槽为强对流提供大尺度触发条件; 发展阶段对流活动位于槽前暖区中, 飑线在江西造成极端大风; 入夜后, 冷锋南下, 对流进入减弱阶段。环境场及对流参数诊断表明江西中北部低层高温高湿, 中层干冷, 温度垂直递减率大, 有利于产生雷暴大风。南昌探空长时间序列分析表明温湿要素气候态异常, 与历史同期比, 低层明显偏暖偏湿, 中层偏干, 有利于极端对流天气发生。综合多源观测资料和雷达资料分析中小尺度特征, 本次江西飑线过程特点及成因包括: (1) 受引导气流和前向传播共同作用, 飑线移动速度快。(2) 自动站分析显示飑锋后雷暴高压强, 与锋前暖低压作用造成强密度流, 有利于产生大范围直线型大风; (3) 通过对比飑线弓状回波南北段回波结构差异表明, 飑线后侧中层干后向入流促使降水粒子相变, 剧烈降温形成的强下沉运动(下击暴流)是导致极端大风的主要原因, 后部层云区下沉气流增强雷暴高压加之动量下传作用对雷暴大风有增幅作用。

关键词: 大范围雷暴大风, 极端天气, 强对流, 飑线

中图分类号: P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2019.02.001

Evolution and Mechanism of a Rare Squall Line in Early Spring of 2018

SHENG Jie^{1,2} ZHENG Yongguang² SHEN Xinyong¹ ZHANG Tao²
CAO Yancha² LIN Yinjing²

1 Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education/Joint International Research Laboratory of Climate and Environment Change/Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

2 National Meteorological Centre, Beijing 100081

Abstract: A large-scale severe convection weather event occurred in South China and Jiangnan Region during 4—5 March 2018. Many places were hit by thunderstorm, hail and short-time intense precipitation, and, especially in Jiangxi Province, severe gale disaster was caused by squall line. Based on the characteristics of atmospheric circulation and radar echo evolution, the process can be divided into three stages: initial stage, developing stage and weakening stage. In the initial stage, the low pressure trough caused by

* 国家重点研发计划(2017YFC1502003、2016YFC0203301)、国家自然科学基金项目(41375051、41530427)和中国气象局预报员专项(CMAYBY2018-093)共同资助

2018年9月29日收稿; 2018年12月20日收修定稿

第一作者: 盛杰, 主要从事中尺度数值模式及强对流预报方法研究. Email: shengjie@cma.gov.cn

通信作者: 沈新勇, 主要从事中尺度气象学研究. Email: shenxy@nuist.edu.cn

southwest jet before westerly trough provided large-scale trigger conditions for the severe convection; in the developing stage, squall line occurred before the trough of warm zone, characterized by extremely strong winds; after into the night, the cold front invaded from the north, making the low pressure trough and severe convection weakening. The diagnosis of ambient field and convective parameters shows that the high low-level temperature and humidity, dry and cold middle-level air, and large temperature lapse rate are conducive to the generation of thunderstorm and extreme gale. The analysis of long-time series of soundings at Nanchang Station shows that the climate states of temperature and humidity are abnormal. Compared with the same period in history, the bottom layer was obviously warmer and wetter, and the middle layer was drier, which is beneficial to the occurrence of extreme convection. Analyzing the multi-source observation data and radar data, we summarize the characteristics and causes of the Jiangxi squall line event during this process as follows. (1) Under the combined action of steering flow and forward propagation, the squall line moved very fast. (2) Surface pressure field presented strong thunderstorm high after squall front and the leading low caused strong density flow, which is conducive to extensive straight-line gale at the mature stage of squall line. (3) The comparisons of the north-south structural difference of the squall-line bow echoes show that precipitation particles fallen in the mid-level dry rear inflow and the sharp cooling formed the strong sinking motion (downburst), which is a major cause for the extreme winds. The enhancement of thunderstorm high pressure caused by the downdraft in the stratus clouds and the downward momentum transportation both enhanced the thunderstorm gale.

Key words: large-scale thunderstorm gale, extreme weather, severe convection, squall line

引 言

2018 年 3 月 4 日凌晨至 5 日上午,华南、江南等地发生了一次历史罕见的大范围极端强对流天气过程,广西、湖南、江西及浙江等地出现强风雹天气。3 月 4 日午后,一条飊线从湖南进入江西后,快速向东北方向移动,经过江西中北部时导致大范围极端雷暴大风,造成江西境内 14 人死亡。针对此次过程,中央气象台首次在 3 月上旬升级发布强对流黄色预警。

近年来,我国强对流大风事件多次导致重大人员伤亡。2015 年“6·1 东方之星”翻沉事件(郑永光等,2016a),2016 年 6 月 23 日阜宁 EF4 级龙卷(郑永光等,2016b)都引起了巨大社会反响。南方早春强飊线引起的雷暴大风灾害较多,如 2005 年“3·22”强飊线过程(罗建英等,2006;谢健标等,2007),2013 年“3·19”过程等(柳守煜等,2014;方翀等,2015)。上述文献中展示的南方早春强飊线过程特点是:主要发生地为两广地区,常伴有前倾槽、切变线等天气系统,对流以东偏南方向移动为主。但本文研究的此次飊线发生时间更早、更为罕见,在江南地区槽前暖区中消逝,西南引导气流作用下系

统移动方向东偏北,因此此次过程与其他飊线相比具有特殊性。

丁一汇等(1982)指出,槽前暖区飊线的重要特征是低空急流发展,暖平流和湿舌向北伸展,建立位势不稳定,飊线易发生在槽前地面倒槽中。美国把这种锋前暖区产生的雷暴大风天气称之为暖季型 Derecho(王秀明等,2012),中高层伴有弱短波槽,锋前暖区地面高湿明显,并存在辐合。许爱华等(2014)通过对 2000 年以来近百次的强对流天气个例环境场分析,以配料法为基础,将我国中东部强对流分为 5 种基本类型,其中暖低压控制下且 700 hPa 以下有低层强烈暖湿平流的一类天气形势被称为暖平流强迫类,低空急流是与暖平流强迫类关系最密切的系统,有利于热力不稳定增长,水汽输送和低空垂直切变的维持以及启动不稳定能量释放。

导致大风的飊线已有非常多研究成果(如 Fujita,1978;Przybylinski,1995;Weisman,2001;Atkins et al,2005;廖晓农等,2008;杨淑华等,2011;梁建宇和孙建华,2012;叶郎明等,2016;郑艳等,2017;公衍铎等,2018),其经常镶嵌有显著弓形回波或中气旋,雷达图上存在后侧入流缺口、中层径向辐合等特征,此次飊线整体虽有弓状特征,但小尺度上无中气旋以及显著弓形回波,但仍在江西境内造成大面积极

端大风,其机制值得研究。弓形回波作为导致强雷暴大风的中小尺度系统,受到国内外广泛关注。Fujita(1978)最先提出弓形回波理想模型,后向入流缺口 RIN 是弓形回波重要特征,后向入流向下沉气流提供干燥和高动量的空气,并通过垂直动量交换和水分蒸发等作用,增大近地面出流强度(Smull and Houze, 1987; Przybylinski, 1995; Weisman, 2001; Wilson and Wakimoto, 2001)。上述研究结果表明除动量下传、降水拖曳作用外,中层干冷急流夹卷进入对流体后降水粒子相变降温效应造成的负浮力以及飊线中尺度雷暴高压引起的冷池密度流是产生地面大风的重要原因。

本文将应用雷达、自动站、风云4号卫星、探空等多源观测资料和 $1^\circ \times 1^\circ$ 的 NCEP(美国国家环境预报中心)分析资料,从强对流天气分布特点、天气形势演变、对流天气条件分析、飊线系统演变特征和极端大风机理分析等方面来研究此次强对流过程的主要特点和江西飊线极端大风成因。本文所用时间均为北京时。

1 强对流天气分布特点

本次强对流天气过程具有发生范围广、强对流天气类型多、发生时间早、雷暴大风强度极端等特

点。

强对流 24 h 实况监测(图 1)表明,4 日 05 时至 5 日 05 时,我国南方中东部大部分地区发生了强雷暴天气,范围广。从强对流天气类型来看,长江以北以短时强降水为主,局地有冰雹;而长江以南则属于混合型强对流天气,短时强降水、大风、冰雹都有发生。

本次过程雷暴大风影响范围广且风速极端,尤其在江西中北部,10 级以上大风分布最密集(图 1b 红色圆点),受灾也最严重。江西 20 县、市阵风达 10 级以上,覆盖范围之广为 1959 年江西有完整气象记录以来历史第一位。与历史上致灾较强的 2005 年 3 月 22 日广东强飊线(罗建英等, 2006)相比(广东 11 县、市出现 8 级以上大风,4 个县、市监测到 $30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 大风),范围更广,强度明显更强。本次过程江淮区域监测到的最强小时降雨量达 62.3 mm,广西东北部多站超过 50 mm,是较为极端的降水强度。冰雹监测显示,广西、湖南、江西、安徽及江苏境内均有冰雹发生,湖南冰雹直径达 18 mm,但尚不属于大冰雹。

此次强对流过程发生时间从气候态来看明显早于常年。根据江西省气象台统计,江西省首次区域性强对流天气一般发生在 3 月下旬到 4 月中旬之间,我国强雷暴大风(10 级)统计也表明(费海燕等,

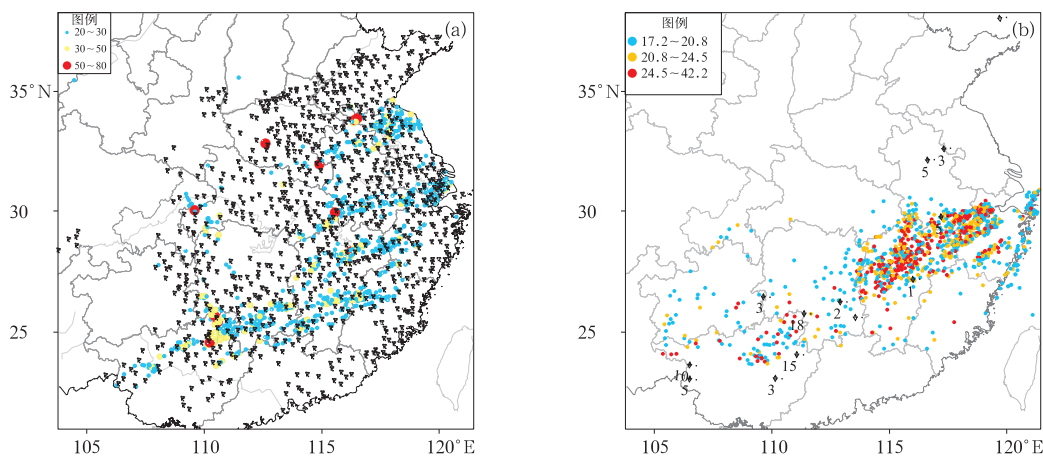


图 1 2018 年 3 月 4 日 05 时至 5 日 05 时强对流天气分布

(a) 地闪分布(黑色雷暴符号)及小时强降水(圆点,单位:mm),

(b) 冰雹(冰雹符号下方数字代表直径,单位:mm)及雷暴大风(圆点,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 1 Distribution of severe convective weather from 05:00 BT 4 to 05:00 BT 5 March 2018

(a) lightning (black thunder symbol) and hourly severe precipitation (dot, unit: mm),

(b) hail (number below the hail symbol represents hail diameter, unit: mm) and

thunderstorm gale (dot, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

2016;王学良等,2016),3月强风事件发生相对较多的区域位于西南、华南一带,而湖南、江西则发生很少。另外根据柳守煜等(2014)和陈云辉等(2011)的研究,江西强风事件发生较早的有2009年3月21日和2013年3月19日,而暖区强迫型暖线最早发生于2012年4月10日(支树林等,2015),所以从气候态上看,江西等地的强对流发生时间明显偏早和罕见。大气环流异常是造成该次对流过程发生偏早的主要原因,西太平洋副热带高压与南支槽的共同作用使得副热带高压西北侧的西南暖湿气流明显强于往年,使得广西至江南一带的水汽和能量条件都非常有利于强对流天气的发生发展。

2 天气形势演变和对流条件分析

2.1 天气形势演变

3月3—4日,北半球500 hPa环流形势分析(图略)表明极涡位于西伯利亚区域,不断有分裂短波槽东移,引导冷空气南下。长江以南地区南支槽活跃,东移过程中,南支槽前的暖湿气流与冷空气交汇于我国中东部地区,在锋面及锋前暖区中造成大范围对流天气。从天气形势来看,西风带中北支槽和南支槽系统过境,北支槽引导冷空气南下,侵入地面倒槽,与南支槽前强盛的南方暖湿气流交汇于江

淮区域,在切变线附近和江南倒槽暖区内导致了一次大范围强对流过程。引起江西致灾大风飚线的天气形势特征是低空急流极为强盛,整个长江以南地区受高能舌控制,暖湿平流强迫在午后的低压倒槽内造成了极端对流天气。

根据大尺度环流和对流系统演变特征,可将此次强对流过程分为三个阶段。

2.1.1 初始阶段(3日02时至4日20时)

4日08时(图2a)北支槽波动位于西北地区东部,槽区内等温线密集,系统斜压性强,南支槽稍超前于北支槽,位于西南地区东部,槽前从华南沿海到江淮地区850 hPa都存在低空急流带,假相当位温分布显示在低空急流的作用下,南方地区受高能舌控制,其北端影响至淮河流域。在南支槽前上升运动所致的动力降压和暖湿空气共同作用下,海平面气压场上表现出明显低压倒槽。雷达拼图显示冷锋正位于倒槽北侧,冷暖空气结合,在切变线附近形成较强回波。而南支槽前的湘桂交界处,已有强回波正在发展并缓慢东偏北方向移动,回波表现出小尺度飚线形态,清晨在广西境内造成了较强风雹天气。需要指出的是,该对流回波是由3月2日在云南发展的对流云系移动而来。此外长江以南的对流位于槽前地面低压倒槽中心南侧,南支槽前西南气流中,属于暖区对流性质。

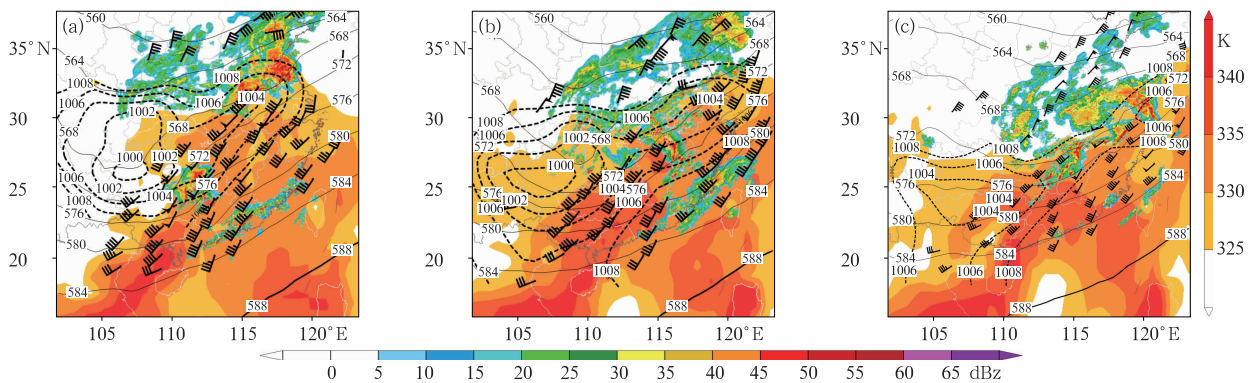


图2 2018年3月4日(a)08时,(b)14时,(c)20时NCEP客观分析850 hPa风场($>12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)、假相当位温(阴影, $>325 \text{ K}$)、500 hPa高度场(实线,单位:dagpm)、海平面气压(虚线, $<1008 \text{ hPa}$)和(a)10时,(b)16时,(c)22时组合反射率因子(填色)

Fig. 2 Distributions of 850 hPa wind filed ($>12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$), pseudo-equivalent potential temperature (shaded area, $>325 \text{ K}$), 500 hPa geopotential height (solid line, unit: dagpm), sea level pressure ($<1008 \text{ hPa}$, dashed line) from NCEP reanalysis data at 08:00 BT (a), 14:00 BT (b), 20:00 BT (c), and radar composite reflectivity (shaded) at 10:00 BT (a), 16:00 BT (b), 22:00 BT (c) 4 March 2018

2.1.2 发展阶段(4日12—20时)

4日14时(图2b),随着午后地面气温升高,大气底层热力条件继续改善,辐射逆温层消失,北支槽移动较快,南支槽与其在高原东部同位相叠加,加深西风槽系统,有利于槽前上升运动。南支槽东移下高原时在槽前西南地区强迫出西南低涡(图略),加强了与西太平洋副热带高压之间的气压梯度,地转风加大,低空急流显著增强,给江南江淮地区提供丰富暖湿空气。850 hPa假相当位温在图中显示高能舌有明显增强,湖南、江西一带从08时330 K升至335 K,地面倒槽也随之加深发展,为强对流提供辐合抬升条件。北方冷空气与倒槽顶部结合形成了低涡,其东侧暖切东移入海,西侧冷锋继续南下,锋面上一直维持有回波发展。长江以南地区锋前暖低压中有从湖南移入江西的一条飊线强烈发展并向东北方向快速移动,呈现较大尺度的弓状特征,移入江西中北部时,造成了极端雷暴大风。此时飊线位于冷锋前倒槽中,为暖区型飊线。可见江西致灾性大风的天气背景正是午后增温,西南风强盛,西风槽使得江西一带的水汽、热力、动力都达到了较佳状态,配合地面倒槽的增强发展,最终在暖区内产生剧烈强对流天气。

2.1.3 减弱阶段(4日20时至5日08时)

4日20时西风槽继续东移(图2c),西风槽和地面倒槽强度都明显减弱。一方面,北方由于斜压能

量进一步释放,北支槽前有入海气旋形成,江西的飊线快速移入浙江后随即并入气旋南侧。另一方面,冷锋完全侵入低压倒槽后,对流在冷锋上触发、发展并缓慢南压,形成大尺度锋面型带状对流,强天气类型也转为降水为主。入夜后,热力条件变差,对流进入减弱阶段,冷锋前部暖区内无强对流发展。

2.2 对流环境条件及其极端性

本小节利用4日08时NCEP分析资料、探空及地面自动站进行对流环境条件分析诊断。

2.2.1 对流环境条件

图3a强对流条件分析显示本次江南暖区内强对流基本符合许爱华等(2014)提出的“低层暖平流强迫类”模型。动力场上强对流区发生于槽前西南急流下的冷锋前低压倒槽中,具有低空急流强的特点,并与高空急流耦合。热力场上低层高温高湿,高层有冷槽,潜在热力不稳定显著,温度垂直递减率大,850与500 hPa温差大于28℃的区域覆盖江西、湖南、江西三省。如许爱华等(2014)所述,这种天气形势下的强对流类型以短时强降水或者混合型为主,但如果对流中层存在干层,则易出现雷暴大风天气。但这次过程的物理量分布与“低层暖平流强迫类”模型也存在一些差异,比如700~500 hPa存在较为明显的冷平流和下沉逆温层等(图3b)。

南昌站08时地面温度、露点分别为17℃和16℃,

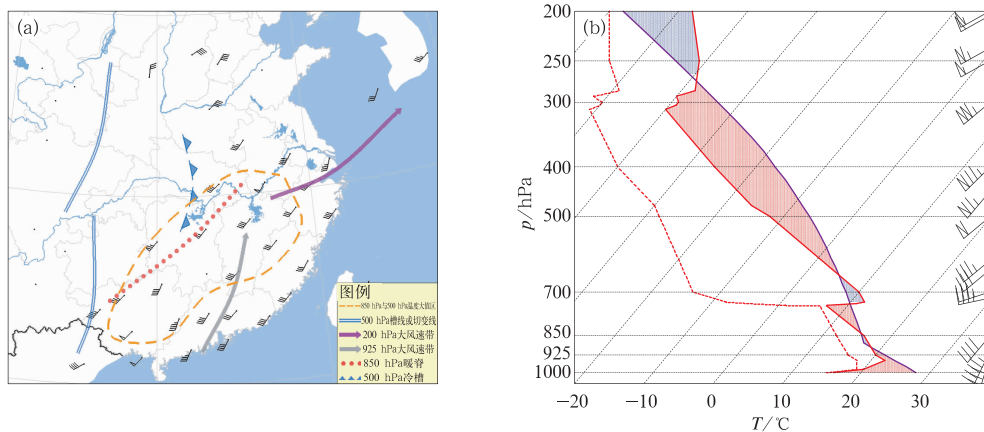


图3 2018年3月4日08时(a)850 hPa风场和对流条件分析,

(b)南昌站探空层结曲线与订正的状态曲线

(红色实线:使用14时地面温度、露点观测资料订正抬升点)

Fig. 3 (a) The 850 hPa wind field and severe convective weather condition,

(b) the sounding curves for Nanchang Station at 08:00 BT 4 March 2018

(red solid line: correction of lifting point with surface temperature and dew point temperature at 14:00 BT)

近地层存在较为明显的辐射逆温层,14 时地面站监测显示分别升至 27°C 和 19°C ,地面增温、增湿明显,逆温层消失,因此对 08 时探空进行了地面层的订正来分析该次过程的对流条件。

订正探空的水汽条件分析(图 3b)表明南昌站位于南支槽前,整层为西南急流,925 hPa 风速达到 $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,急流对水汽的输送作用下,850 hPa 附近温度露点差小于 4°C 。700 hPa 附近存在显著下沉逆温层,有利于形成中层显著干层。逆温层以上 700~500 hPa 温度露点差在 $15\sim 24^{\circ}\text{C}$,空气十分干燥。研究表明(郑永光等,2017)对流层中部干层有利于下沉气流中水物质强烈蒸发、融化或升华而导致下沉空气显著降温并产生负浮力,其中,蒸发降温对下沉作用最显著。探空显示 0°C 层在 600 hPa 左右,处在干层中,湿对流内融化层附近后向入流使得环境干空气进入对流系统有助于启动空气加速下沉运动(Srivastava, 1987; Rotunno et al, 1988; Proctor, 1989)。

从热力条件来看,低层风向随高度顺时针旋转,为暖平流。700 hPa 附近有风向逆转,指示有冷平流。使用 14 时地面温度和露点订正的探空曲线显示 CAPE 达到 $1600\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$,对流能量强,DCAPE 达到 $1300\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$,对强雷暴大风的发生非常有利(郑永光等,2017)。需要强调的是垂直温度递减率的分布,700 与 500 hPa 的温度垂直递减率达 $8^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$,与 2009 年“6·3”过程相当(孙虎林等,2011),强的温度垂直递减率是加强对流上升和下沉运动的重要原因。

从垂直风切变条件来看对流层中高层存在显著急流,1000~500 hPa 垂直风切达 $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上,为强垂直风切变(张涛等,2013),有利于对流组织化并出现飚线系统。

2.2.2 对流条件的极端性

以上分析已经表明整个大气环境非常有利于强对流尤其是雷暴大风的出现,下面从气候学角度分析对流环境条件的极端性。

在 14 时 NCEP 对流指数场中,(图 4b)表征对流强上升运动的 CAPE 和表征强下沉运动的 DCAPE 距平大值中心均位于江西中北部,对应着飚线发展最旺盛的区域,最大值达到了 1600 和 $1200\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 以上,尤其是 DCAPE,其阈值随季节的变化较小,一般绝对值达到 $1000\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 就是出现雷暴大风高潜势区(方翀等,2017)。PWAT 显示

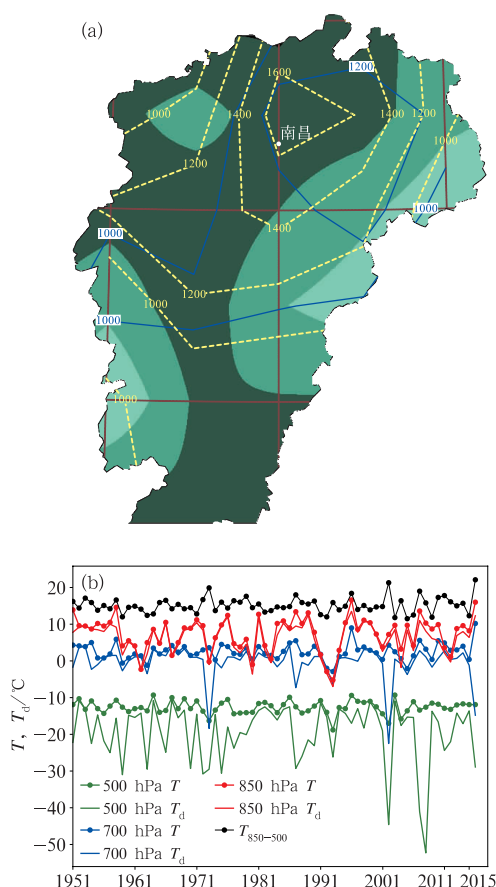


图 4 (a)2018 年 3 月 4 日 14 时 NCEP 分析场 CAPE(黄虚线,单位: $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$)、PWAT(阴影,单位:mm)、DCAPE (蓝实线,单位: $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$),

(b)1951—2015 年 3 月上旬雷暴日 08 时探空 850、700、500 hPa 温度、露点 (序列末尾为 2018 年 3 月 4 日南昌站探空值)

Fig. 4 (a) Distribution of CAPE (yellow dashed line, unit: $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$), PWAT (shaded area, unit: mm), DCAPE (blue solid line, unit: $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$) from NCEP reanalysis data at 14:00 BT 4 March 2018, (b) time sequence diagrams of 850 hPa, 700 hPa, 500 hPa temperatures and dew point temperatures in early March from 1951 to 2015 (The last data are the 4 March 2018 sounding at Nanchang Station)

江西中北部整层水汽含量由西北向东南有明显梯度,正是飚线南北段的水汽条件差异造成了极端大风南北段分布不均匀。地面雷暴大风可由冷池密度流、强动量下传和下沉辐散气流(王秀明等,2013)三个方面来解释,低层及地面温度的异常偏高有利于

对流发展,从而形成强雷暴高压并与前面的暖低压形成强的密度流,高动量的中层西南急流有助于高动量下传,高 DCAPE 异常则表明气流下沉时与环境温度对比增速效应明显,对于出现强下击暴流非常有利。

统计 1951—2015 年南昌站 3 月上旬(3 月 1—10 日)地面雷暴日观测数据发现,65 年间共发生 65 个雷暴日(2016—2017 年因取消雷暴人工观测,故未统计)。进一步以这些雷暴日的环境条件作为统计对象,统计结果表明(图 4b),2018 年这次过程 850 hPa 探空温度偏高(16°C),排在历史第二位;露点偏高(12.3°C)排在历史第三位,从气候态上看 850 hPa 极端高温高湿。700 hPa 温度偏高(10.2°C)排在历史第二位,露点偏低(12.3°C)排在历史第三位,700 hPa 干区显著;500 hPa 温度接近于发生雷暴时的气候平均值,露点表现为非常干燥;而 850 与 500 hPa 温差极端异常(27.9°C)排在历史第一位,表明大气温度递减率大,为历史罕见。对比樊李苗和俞小鼎(2013)选取的全国 25 次混合型强对流探空,700 与 500 hPa 温差、800 与 500 hPa 温差、1.5 km 温度露点差平均值分别是 16.8°C , 27°C , 5.2°C ,此次南昌站对应探空值分别为 22°C , 28°C , 4°C ,均更加有利于强对流天气发生。所以总体来看,探空基本要素表现为低层温湿异常偏高,热力不稳定明显,中层 700 hPa 附近异常偏干,500 hPa 温度相对接近于气候态,但湿度偏干。综上所述,异常于气候态的对流条件给雷暴大风的极端性带来了可能。

3 飊线系统演变特征和极端大风机理

本部分从飊线中尺度系统的角度给出飊线的演变特征,并进一步根据 β 中尺度的回波演变特征分析极端大风的机理。

3.1 飊线演变特征

飊线在江西境内发展旺盛,且移动速度快,结合雷达、地面大风观测和 NCEP 分析资料分析飊线发展演变过程和前向传播的特点。

3.1.1 飊线演变

图 2 显示 4 日 08 时,广西北部有两条明显的线状回波正在缓慢东移,广西东部有分散回波活动。11 时左右,广西北部两条线状回波依次移入湖南境

内后在湖南中南部合并加强发展成为一条飊线(图略),而广西东部的分散回波移入广东与湖南交界处后组织性加强,发展成尺度较小的带状回波向东北方向移动。12 时(图 5)湖南中南部飊线与湘粤交界处的回波进一步合并发展,最终在湖南、江西交界处,发展为接近南北走向的飊线。移入江西境内后,发展旺盛且移速加快,逐渐形成为弓状,移至南昌到景德镇一带时飊线发展成熟,极端大风天气也最为显著。但也发现强对流在江西境内南北特点并不相同。15:18 飊线即将影响南昌地区前(图 5),强对流中北部组织性较好,呈现强飊线形态,而江西东

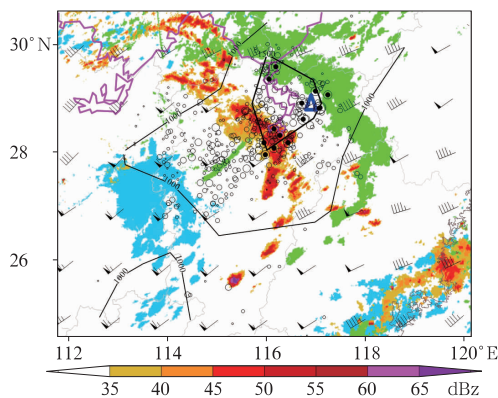


图 5 2018 年 3 月 4 日 12 时(蓝色阴影 ≥ 35 dBZ)、15:18(色标阴影)、17 时(绿色阴影 ≥ 35 dBZ)雷达组合反射率因子, NCEP 14 时 CAPE (实线 $\geq 1000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$), NCEP 14 时 700 hPa 风场(风向标), 12—17 时瞬时极大风分布(圆圈: > 8 级, 面积大小与风速成正比;黑点: 12 级大风;粉色实线: 一级河流水系;蓝色三角: 乐平站位置)

Fig. 5 Radar composite reflectivity at 12:00 BT (blue shaded area ≥ 35 dBZ), 15:18 BT (shaded area), 17:00 BT (green shaded area ≥ 35 dBZ); distribution of CAPE (solid line $\geq 1000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$) and 700 hPa wind (barb) from NCEP reanalysis data at 14:00 BT and extreme wind speeds from 12:00 BT to 17:00 BT 4 March 2018 (circle: winds stronger than grade 8, area is directly proportional to wind speed; black dots: winds stronger than grade 12; pink solid line: first-order river system, blue triangle: location of Leping Station)

南部强对流虽然也表现为带状分布,但单体分布较为分散,并没有形成连续线状的对流系统。

自动站监测显示8级以上雷暴大风主要发生在江西中北部飊线形态较明显的地区,12级大风发生在南昌到景德镇一带。15—17时,飊线弓状特点明显,对应对流有效位能大值区。弓状凸起处及其左侧,经过地区多站监测到12级以上大风,风力最强,而弓状右侧大风站点明显少于左侧,且风力相对弱,后文将详细通过南北不同区域的回波特征对比来说明大风分布差异的成因。

飊线在16:30左右经过乐平站(58620),造成乐平附近12级极端大风显著区域(图5)。乐平单站监测到最强瞬时风速为 $26\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,虽然并非该次过程的最强风速,但完整的5分钟观测序列有助于分析飊线特征(图6)。分钟时序资料监测显示飊线经过时温度陡降、气压鼻特征明显,16:30极大瞬时风速达 $26\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,同时伴随明显降水,说明是强烈的下沉气流造成了风速极大值。对比2005年3月22日华南北端飊线单站物理量变化(罗建英等,2006),温度下降 6.8°C 左右,变压 $3\sim 6\text{ hPa}$,此站降

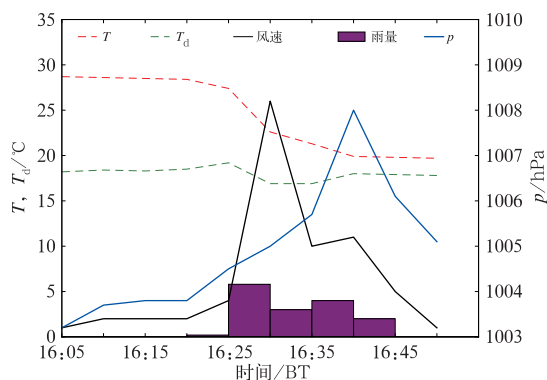


图6 2018年3月4日58620站地面要素演变
(紫色柱状:5 min 累积雨量,单位:mm;蓝色实线:
海平面气压;黑实线:1 min 平均风速,单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,
16:30 用瞬时极大大风代替;红色虚线:
地面温度;绿色虚线:地面露点)

Fig. 6 Time series of the ground meteorological element diagram for Station 58620

on 4 March 2018

(purple histograms: 5 min accumulated precipitation, unit: mm; blue line: sea level pressure; black line: 1 min mean wind speed, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, using extreme wind speed to replace mean wind speed at 16:30; red dashed line: surface temperature; green dashed line: surface dew point)

温为 8°C ,气压升高 5 hPa ,降温更为剧烈。需要指出的是虽然强降水、剧烈降温、极大风同时发生,但气压最大值出现时间却落后极大风,10 min后达到 1008 hPa ,飊线主体过境后,降水,降温仍在持续,风速维持在 $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的量级,表明飊线后部的层状云区持续有降水,且下沉气流使得雷暴高压继续增强。

18时左右,飊线整体移出江西进入闽浙皖一带,给安徽南部、浙江北部带来了10级以上的雷暴大风天气,入夜22时,飊线移入东海(图2),结构松散,强度减弱,飊线过程结束。

3.1.2 显著的前向传播特征

从飊线的移动特征来看,此次飊线系统移速非常快。以飊线几何中心的移动估算4日12—17时飊线的移动情况(图5),5 h内飊线直线距离移动约 420 km ,速度约为 $84\text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$ ($23.3\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$),对比河南“6·3”强飊线 $50\text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$ 的速度(吴海英等,2013),移动明显更快。700与500 hPa的平均风速在江西段大致为 $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 左右,因此,假设飊线无传播的情况下,引导气流使得飊线的最大平移速度为 $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,但此次飊线移动速度快于气流引导速度,说明存在显著的前向传播特征。

以南昌雷达探测的组合反射率因子为例,分析飊线弓状回波凸起处前向传播特征。之所以选取弓状回波凸起处,是因为其附近风力最强,也是飊线前向传播特征最显著的区域。15:26(图7),黑色实线显示的是大于 40 dBz 的回波区域,表征正有一西北—东南走向的飊线影响南昌附近,蓝色阴影显示(A1、B1、C1)有三个强回波单体呈西南—东北走向排列位于飊线弓状回波的凸起处,C1单体刚刚新生。15:32(绿色阴影),三个单体均向东北方向移动,在C2的东北侧新触发D2单体;15:38(红色阴影),单体继续东北方向移动,且C3已经发展成熟,其东北方向又生成新单体D3。可见,从单体的排列和东北方向的新生来看,这次强飊线中单体的传播具备明显的前向特征。对比之前华南地区致灾飊线过程(罗建英等,2006),偏西风引导气流及飊线东南侧高温高湿,此次引导气流西南风为主,能量分析表明高能高湿区是在飊线的东北侧(图5),所以飊线单体移动和传播都是一致的东北方向,解释了飊线移速快于引导气流的原因,同时也说明西南急流输送的暖湿气流对这次飊线的移动传播和发展都有着重要的作用。

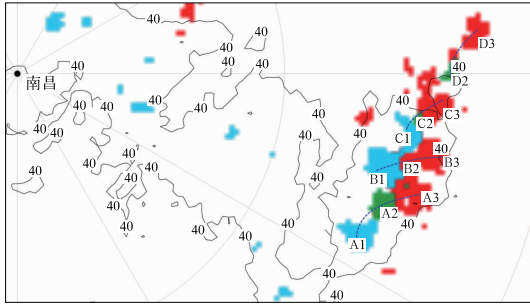


图7 2018年3月4日15:26(蓝色阴影 ≥ 53 dBz, A1、B1、C1, 黑色等值线 ≥ 40 dBz), 15:32(绿色阴影 ≥ 53 dBz, A2、B2、C2、D2), 15:38(红色阴影 ≥ 53 dBz, A3、B3、C3、D3) 南昌雷达组合反射率因子

Fig. 7 Distribution of composite reflectivity from Nanchang Radar at 15:26 BT (blue shaded area ≥ 53 dBz, A1, B1, C1, black solid line ≥ 40 dBz), 15:32 BT (green shaded area ≥ 53 dBz, A2, B2, C2, D2), 15:38 BT (red shaded area ≥ 53 dBz, A3, B3, C3, D3)

3.2 江西极端大风

3.2.1 冷池强, 雷暴高压驱动的密度流强

FY4 云图与地面自动站分析场(图8)表明, 强

对流飊线云系位于地面冷锋南侧, 江西中北部地区。可见光云图显示南昌地区附近对流最为旺盛, 上冲云顶明显, 结构密实, 纹理粗糙, 上升气流造成的云顶波动状特征清晰, 上升气流非常旺盛。与前文雷达回波分布一致, 飊线南侧也有呈线性但位置相对分散的对流单体, 红外云图显示其云顶温度高于飊线中的单体, 说明江西中北部飊线中的对流云垂直运动更为旺盛(图4a)。08时探空分析可知江西西北部高层冷于南部(图略), 垂直温度递减率更大, 不稳定能量更明显, 平衡高度也更高, 整层可降水量的分布上也是江西中北部比东南部更好, 更有利于深对流的发展。

地面温压客观分析场显示在江西中北部的飊线后部有明显 α 中尺度的雷暴高压和冷池, 自动站监测到冷池中心温度最低达 18°C , 阵风锋前高温可达 30°C , 并伴有飊前暖低压, 飊锋前后温差大, 气压梯度力强, 密度流强, 这正是江西中北部大面积飊线直线型极端大风的重要原因。对应云图江西东南部分散对流较弱的现象, 其后侧无大面积冷池和显著雷暴高压, 前侧也没有形成暖低压, 温度梯度小, 没有形成显著密度流, 因此没有监测到大范围大风天气。

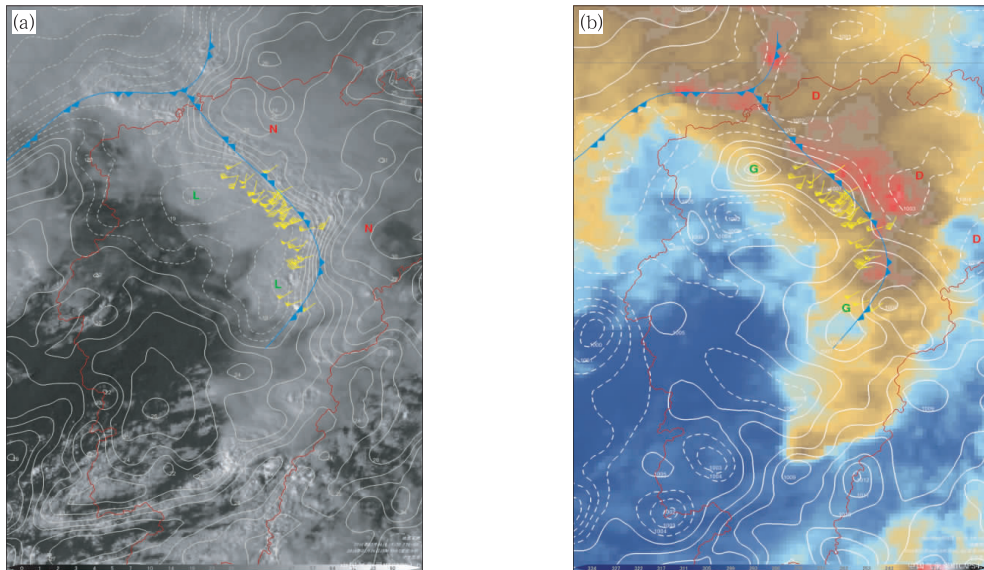


图8 2018年3月4日(a)15:30 风云4可见光云图、15:20—15:40 瞬时最大风(>10 级)、15:30 地面温度客观分析场(虚线 $<21^{\circ}\text{C}$), (b)15:30 风云4红外云图、15:20—15:40 瞬时最大风(>10 级)、15:30 海平面气压客观分析场(虚线 <1005 hPa)

Fig. 8 (a) FY-4 visible cloud image at 15:30 BT, instantaneous maximum wind speed in 15:20—15:40 BT ($>\text{grade } 10$) and objective analysis of surface temperature (dashed line, $<21^{\circ}\text{C}$), (b) FY-4 infrared image at 15:30 BT, instantaneous maximum wind speed in 15:20—15:40 BT ($>\text{grade } 10$) and objective analysis of sea level pressure (dashed line, <1005 hPa) on 4 March 2018

3.2.2 雷暴大风成因

进一步结合雷达和自动站资料从中小尺度的角度分析极端雷暴大风的产生机理。

图9为3个连续雷达体扫的组合反射率和径向速度剖面图,具备强回波区、弱回波过渡区及层云回波区等经典飑线特征,飑线主体弓状明显,但其镶嵌的小尺度单体弓形回波特征并不显著。强回波区沿飑线移动方向有多个单体排列,大风主要发生在强回波区中后部,说明后向入流与强单体相互作用是产生大风的重要原因。后部层状云区中有40 dBz以上强回波,是飑线后部下沉固态粒子在0℃层附近融化造成。与2009年河南“6·3”飑线过程(吴海英等,2013)有所区别的是,强回波区雷暴单体前向传播特征更明显,这也可能是此次飑线过程雷达没有直接观测到阵风锋的原因,垂直飑线移动方向上有新旧单体的快速更替,导致飑线传播快,阵风锋一直没有远离飑线主体所以无法观测到。与“6·3”层状云区下方伴随强雷暴高压特征(孙虎林等,2011)

类似的是,此次飑线弓状回波后方地面也观测有1005 hPa闭合等压线,从高压中心指向飑线强回波区是明显辐散气流,在层状云区到弱回波过渡区附近1 min平均风速最大可达 $16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。Houze et al(1989)提出的经典飑线概念模型中雷暴高压与对流尺度下沉运动对应,而“6·3”和此次飑线雷暴高压是与层状云区的中尺度下沉气流所对应。图6单站上看气压极大值滞后于极大风速也说明了这一现象的存在。这与层状云区中粒子在干大气中下沉相变造成的降温有关,层状云区的下沉运动到达地面后形成冷湿的雷暴高压和向外辐散气流(吴海英等,2013),对极端地面大风有增益作用。

进一步分析剖面图演变特征,16:15(图9d),强回波区在垂直飑线移动方向上有新旧两个雷暴单体,新单体在飑线前沿发展,旧单体位于飑线主体后侧,飑线后部伴随层状云。径向速度场分布表明新单体前方高层有速度模糊区,说明高层存在急流和辐散,旧单体后部海拔3~6 km有面积速度模糊

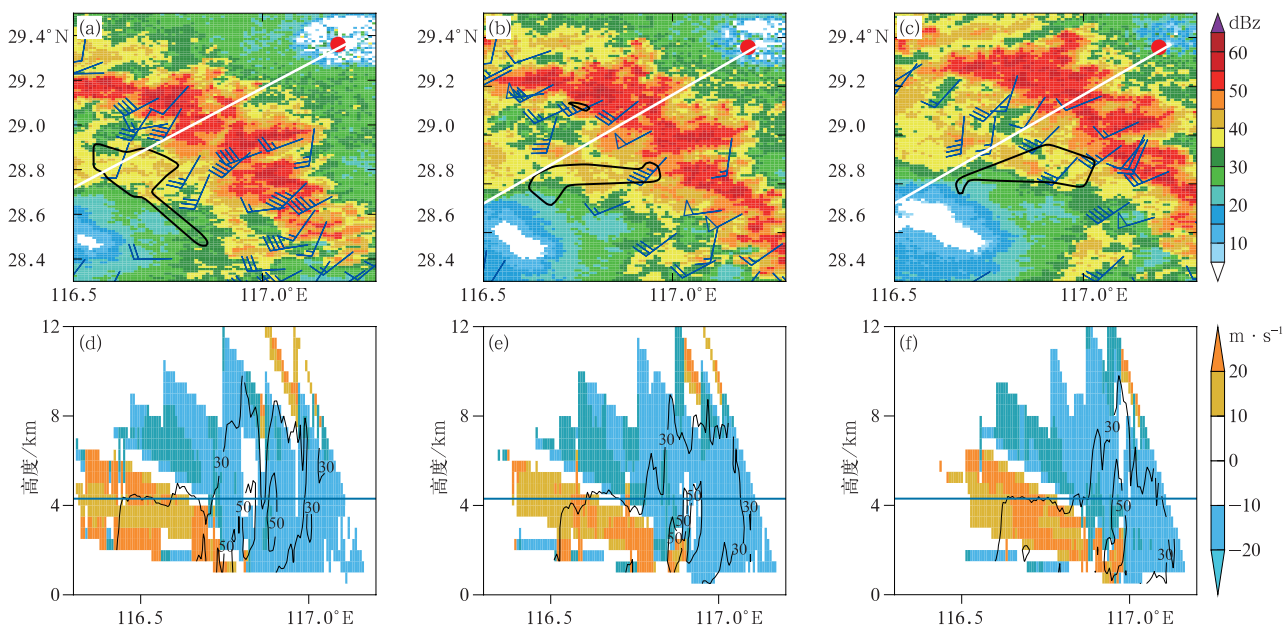


图9 2018年3月4日(a,d)16:15,(b,e)16:20,(c,f)16:27(a,b,c)景德镇雷达(红点)组合反射率因子(阴影),地面1 min平均风场($\geq 4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$),地面气压(黑线,1005 hPa)以及剖面线(白线);(d,e,f)0℃层高度(蓝色实线)、回波(黑实线)及雷达径向速度(阴影,大于0的径向速度值区均为速度模糊)剖面

Fig. 9 (a, b, c) Distribution of composite reflectivity (shaded area) from Jingdezhen Radar (red dot), 1 min mean wind speed ($\geq 4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$), surface pressure (black-bordered line, 1005 hPa) and section line (white solid line); (d, e, f) 0℃ layer height (blue solid line), profiles of reflectivity (black solid line) and radar radial velocity (shaded area, the radial velocity values above 0 are velocity ambiguity)

at (a, d) 16:15 BT, (b, e) 16:20 BT, (c, f) 16:27 BT 4 March 2018

区,为飊线后部中尺度入流,根据径向速度估算,急流速度可达 $40 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上,这股相对于冷急流在层状云区中高度逐渐下降。16:20 和 16:27(图 9e, 9f),新旧单体强回波质心下降至地面,即伴随强降水发生,近地面的径向速度可达 $40 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右。

国内学者对 2009 年“6·3”飊线过程研究较为全面。一方面实况诊断表明降水拖曳对下沉增速作用并不明显(王秀明等,2012),而高分辨率数值模拟发现飊线强单体中降雨粒子下沉蒸发作用十分重要(刘香娥和郭学良,2012)。另一方面,孙虎林等(2011)通过雷达反演风场指出,层云次强回波区内的中尺度下沉气流的产生与地面中高压及密度流的维持有密切关系。说明飊线中的强单体以及后部层状云的降水粒子蒸发效应都对地面大风发生起到了增强作用。以上分析也表明飊线弓状回波特征明显的区域,干燥的后向入流使得降水粒子相变降温对极端大风起到了重要作用,一方面,干冷后向入流进入强对流单体后,有利于强对流单体中的降水粒子的蒸发效应,降温效应增强气块的负浮力和下沉运动,随着强降水造成较强的下击暴流(王秀明等,2012),是产生极端大风最主要的原因。另一方面,层状云区大量粒子在干燥的后向入流中下沉,尤其在 0°C 层附近,融化、蒸发、升华等相变过程更明显,对后向入流区的大气有明显降温作用,有助于急流的下降,最终导致层状云区地面形成了强中尺度雷

暴高压,增加近地面气流的辐散形成大风。因此在飊线弓状回波的中北部,对流单体中降水粒子相变造成的剧烈降温引起的下击暴流和层状云区下沉运动导致的雷暴高压共同作用导致了地面极端大风天气。

前文指出飊线弓状回波南段区域极端大风相对较弱。从回波图上(图 10a,10b,10c)看其回波有线状特征,但无层状云分布,剖面图(图 10d,10e,10f)上回波无前向传播特征。径向速度剖面有后向入流,与北段相比强度弱,高度更高。急流在 4 km 高度处 0°C 层附近进入飊线主体,融化层附近的干空气在夹卷效应作用下增强云雨粒子相变及蒸发冷却,有利下沉气流启动和加速下沉(Wakimoto et al, 1994),随着强回波质心下降,径向速度大值区影响到近地面。飊线后部地面没有明显高压区,飊线后部的地面风速低于 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,1002 hPa 高压闭合圈位于飊线主体附近,可见南段雷暴大风产生的主要原因是在干燥的后向入流影响下,飊线单体中的降水粒子相变降温引起下沉气流加速造成,所以与弓状回波中北段相比,极端大风弱,分布稀。

孙建华等(2014)的数值模拟试验表明雷暴大风易发生在中层干、下层湿的环境中,尤其是增加水汽越多发展阶段冷池强度越强,最大风速越强。造成此次飊线弓状回波处南北段极端大风的区别也印证了这点,江西中北部的水汽能量条件更好(图 4a),

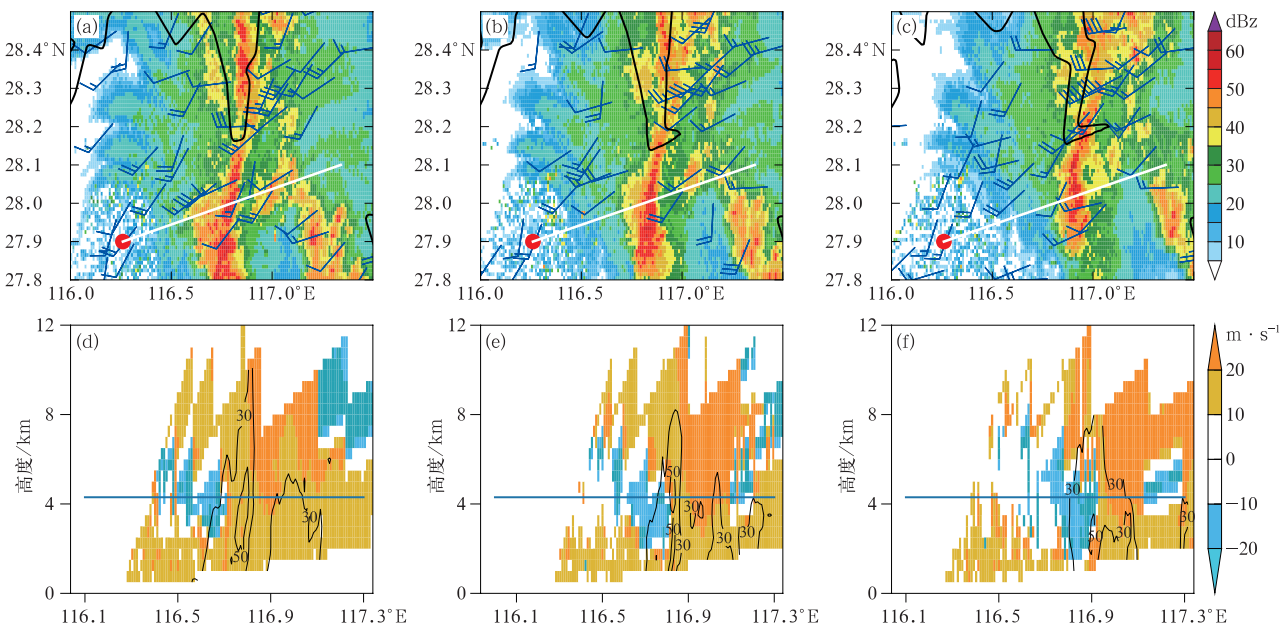


图 10 同图 9,但为(a,d)16:04,(b,e)16:10,(c,f)16:16 抚州雷达

Fig. 10 Same as Fig. 9, but for Fuzhou Radar at 16:04 BT (a, d), 16:10 BT (b, e), 16:16 BT (c, f)

对流发展更加旺盛,后向入流、层状云区、中尺度雷暴高压的特征更加明显,最终产生了更强的极端大风。

上文详细说明了后向干冷入流可使得雨滴剧烈相变降温,产生强负浮力引起底层辐散大风,但值得注意的是回波速度剖面图上还可以分析出后向入流的动量下传特征,尤其是飏线北段(图9e,9f),海拔2~4 km处中低层后向入流径向速度可达 $40\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上,高动量气流在海拔2 km附近进入飏线强单体后方,实际高度离地面不到1 km,但径向速度仍可达 $30\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,后向入流到达飏线主体时高度低、动量大,受强烈下沉气流影响,短时间内可迅速到达地面,可见动量下传效应对大风具有增幅作用,在强辐散风的基础上,导致更强的地面大风。

4 结论和讨论

本文使用多源观测资料多尺度分析了2018年3月4—5日发生在华南、江南等地的一次大范围强对流过程,并给出这次过程的特点及飏线大风成因:

(1) 天气尺度分析表明,初始阶段西南急流和低压倒槽等为强对流触发提供有利环境条件。发展阶段对流活动位于槽前暖区中,配合南北槽同位相叠加、午后升温等有利因素,对流在冷锋前暖区发展为强飏线,造成极端大风。

(2) 对流条件分析表明此次强对流低层暖平流强迫显著。江西中北部低层高温高湿,中层有冷槽影响,且干区明显,温度垂直递减率高,DCAPE和CAPE均达到 $1000\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 以上,非常有利于雷暴大风。通过长时间探空序列分析温湿要素,与历史同期比,南昌探空站850 hPa温度、露点从气候态上属历史极端最大值,低层明显偏暖偏湿,中高层偏干,气候态异常,有利于极端大风。

(3) 综合雷达回波等非常规资料分析此次江西飏线中尺度特点及极端大风成因:西南引导气流强盛,前向传播特征显著,且移动和传播方向一致,导致飏线移动速度极快,易产生大风。飏锋后冷池明显,中尺度雷暴高压强,与锋前暖低压作用造成强密度流,有利于大范围直线型大风。700 hPa以上干冷急流为飏线中尺度后向入流提供高动量气块,加大夹卷效应,使得飏线单体中的降水粒子发生蒸发等强烈的相变降温效应,随降水加速下沉最终在地面形成下击暴流,是此次极端大风形成的最重要的

原因。对比弓状回波南北段的结构特征差异发现水汽的区别造成了南北段极端大风的差异,中北段飏线环境场水汽更加充沛,后部层状云区中的下沉气流增强地面雷暴高压加大了冷池密度流,从而对极端大风起到一定的增幅作用。而下沉运动导致高动量后向入流气流的动量下传效应使得地面强风进一步加大。

此次早春暖区飏线造成的江南罕见大风过程,从业务角度看,对于大风极端性以及飏线触发的预报预警具有很大的难度。通过本文分析,极端性从大尺度环境场以及中尺度特征都有线索可循,一方面探空要素的气候态分析应在业务中重视,另一方面短时临近预报时段需加强中尺度冷池和大风强度以及雷达特征的监测分析。此次飏线的触发如前文所说,可追溯到广西甚至云南地区,经长途移动至江西,且在进入江西前,飏线的形态走向都发生了较大的变化,但飏线如何在暖区中触发和传播本文并未涉及,还需进一步深入研究。此外,雷暴大风的产生机制其实十分复杂,比如文中提到的动量下传作用是否也很重要,也需结合数值模拟的结果才能给出更细致的结论。

致谢:感谢俞小鼎教授、陶祖钰教授、王秀明教授和国家气象中心方翀首席的指导。

参考文献

- 陈云辉,蔡菁,马中元,等,2011. 江西两次不同季节强飏线天气过程对比分析[J]. 气象水文海洋仪器,28(2):43-50. Chen Y H, Cai J, Ma Z Y, et al, 2011. Comparative analysis of strong squall line weather processes in two different seasons over Jiangxi[J]. Meteor Hydrol Mar Instrum, 28(2):43-50(in Chinese).
- 丁一汇,李鸿州,章名立,等,1982. 我国飏线发生条件的研究[J]. 大气科学,6(1):18-27. Ding Y H, Li H Z, Zhang M L, et al, 1982. A study on the genesis conditions of squall-line in China[J]. Sci Atmos Sinica, 6(1):18-27(in Chinese).
- 樊李苗,俞小鼎,2013. 中国短时强对流天气的若干环境参数特征分析[J]. 高原气象,32(1):156-165. Fan L M, Yu X D, 2013. Characteristic analyses on environmental parameters in short-term severe convective weather in China[J]. Plateau Meteor, 32(1):156-165(in Chinese).
- 公衍铎,郑永光,罗琪,2018. 冷涡底部一次弓状强飏线的演变机理[J]. 气象,已接受. Gong Y D, Zheng Y G, Luo Q, 2018. Evolution and development mechanisms of an arc-shaped strong squall line occurring along the south side of a cold vortex[J]. Meteor Mon, accepted(in Chinese, in press).
- 方翀,俞小鼎,朱文剑,等,2015. 2013年3月20日湖南和广东雷暴大风过程的特征分析[J]. 气象,41(11):1305-1314. Fang C, Yu

- X D, Zhu W J, et al, 2015. Characteristics of the thunderstorm gale process in Hunan and Guangdong on 20 March 2013[J]. Meteor Mon, 41(11): 1305-1314(in Chinese).
- 方翀, 王西贵, 盛杰, 等, 2017. 华北地区雷暴大风的时空分布及物理量统计特征分析[J]. 高原气象, 36(5): 1368-1385. Fang C, Wang X G, Sheng J, et al, 2017. Temporal and spatial distribution of North China thunder-gust winds and the statistical analysis of physical characteristics[J]. Plateau Meteor, 36(5): 1368-1385(in Chinese).
- 费海燕, 王秀明, 周小刚, 等, 2016. 中国强雷暴大风的气候特征和环境参数分析[J]. 气象, 42(12): 1513-1521. Fei H Y, Wang X M, Zhou X G, et al, 2016. Climatic characteristics and environmental parameters of severe thunderstorm gales in China[J]. Meteor Mon, 42(12): 1513-1521(in Chinese).
- 梁建宇, 孙建华, 2012. 2009年6月一次飊线过程灾害性大风的形成机制[J]. 大气科学, 36(2): 316-336. Liang J Y, Sun J H, 2012. The formation mechanism of damaging surface wind during the squall line in June 2009[J]. Chinese J Atmos Sci, 36(2): 316-336(in Chinese).
- 廖晓农, 俞小鼎, 王迎春, 2008. 北京地区一次罕见的雷暴大风过程特征分析[J]. 高原气象, 27(6): 1350-1362. Liao X N, Yu X D, Wang Y C, 2008. Analysis on an exceptionally strong wind gust event in Beijing[J]. Plateau Meteor, 27(6): 1350-1362(in Chinese).
- 柳守煜, 马中元, 陈鲍发, 等, 2014. “2013. 3. 19”飊线天气过程分析[J]. 气象水文海洋仪器, 31(3): 28-32. Liu S Y, Ma Z Y, Chen B F, et al, 2014. Analysis of squall line process on 19th March 2013[J]. Meteor Hydrol Marine Instrum, 31(3): 28-32(in Chinese).
- 刘香娥, 郭学良, 2012. 灾害性大风发生机理与飊线结构特征的个例分析模拟研究[J]. 大气科学, 36(6): 1150-1164. Liu X E, Guo X L, 2012. Analysis and numerical simulation research on severe surface wind formation mechanism and structural characteristics of a squall line case[J]. Chinese J Atmos Sci, 36(6): 1150-1164(in Chinese).
- 罗建英, 廖胜石, 梁岱云, 等, 2006. 2005年3月22日华南飊线的综合分析[J]. 气象, 32(10): 70-75. Luo J Y, Liao S S, Liang D Y, et al, 2006. Analysis of a squall line in South China on 22 March 2005[J]. Meteor Mon, 32(10): 70-75(in Chinese).
- 孙虎林, 罗亚丽, 张人禾, 等, 2011. 2009年6月3—4日黄淮地区强飊线成熟阶段特征分析[J]. 大气科学, 35(1): 105-120. Sun H L, Luo Y L, Zhang R H, et al, 2011. Analysis on the mature-stage features of the severe squall line occurring over the Yellow River and Huaihe River Basins during 3—4 June 2009[J]. Chinese J Atmos Sci, 35(1): 105-120(in Chinese).
- 孙建华, 郑淋淋, 赵思雄, 2014. 水汽含量对飊线组织结构和强度影响的数值试验[J]. 大气科学, 38(4): 742-755. Sun J H, Zheng L L, Zhao S X, 2014. Impact of moisture on the organizational mode and intensity of squall lines determined through numerical experiments[J]. Chinese J Atmos Sci, 38(4): 742-755(in Chinese).
- 王秀明, 俞小鼎, 周小刚, 等, 2012. “6. 3”区域致灾雷暴大风形成及维持原因分析[J]. 高原气象, 31(2): 504-514. Wang X M, Yu X D, Zhou X G, et al, 2012. Study on the formation and evolution of ‘6. 3’ damage wind[J]. Plateau Meteor, 31(2): 504-514(in Chinese).
- 王秀明, 周小刚, 俞小鼎, 2013. 雷暴大风环境特征及其对风暴结构影响的对比研究[J]. 气象学报, 71(5): 839-852. Wang X M, Zhou X G, Yu X D, 2013. Comparative study of environmental characteristics of a windstorm and their impacts on storm structures[J]. Acta Meteor Sinica, 71(5): 839-852(in Chinese).
- 王学良, 余田野, 汪姿荷, 等, 2016. 1961—2013年中国雷暴气候特征及东亚夏季风影响研究[J]. 暴雨灾害, 35(5): 471-481. Wang X L, Yu T Y, Wang Z H, et al, 2016. Analysis on climate characteristics of thunderstorm in China and effect of East Asian summer monsoon on it during 1961—2013[J]. Torrential Rain Disaster, 35(5): 471-481(in Chinese).
- 吴海英, 陈海山, 蒋义芳, 等, 2013. “090603”强飊线过程动力结构特征的观测与模拟分析[J]. 高原气象, 32(4): 1084-1094. Wu H Y, Chen H S, Jiang Y F, et al, 2013. Observation and simulation analyses on dynamical structure features in a severe squall line process on 3 June 2009[J]. Plateau Meteor, 32(4): 1084-1094(in Chinese).
- 谢健标, 林良助, 颜文胜, 等, 2007. 广东2005年“3·22”强飊线天气过程分析[J]. 应用气象学报, 18(3): 321-329. Xie J B, Lin L X, Yan W S, et al, 2007. Dynamic diagnosis of an infrequent squall line in Guangdong on March 22, 2005[J]. J Appl Meteor Sci, 18(3): 321-329(in Chinese).
- 许爱华, 孙继松, 许东蓓, 等, 2014. 中国中东部强对流天气的天气形势分类和基本要素配置特征[J]. 气象, 40(4): 400-411. Xu A H, Sun J S, Xu D B, et al, 2014. Basic synoptic situation classification and element character of severe convection in China[J]. Meteor Mon, 40(4): 400-411(in Chinese).
- 杨淑华, 王丽丽, 梁进秋, 等, 2011. 山西北部一次飊线大风的多普勒雷达特征[J]. 自然灾害学报, 20(3): 113-119. Yang S H, Wang L L, Liang J Q, et al, 2011. Feature of Doppler radar data about a squall line strong wind in north of Shanxi Province[J]. J Nat Disaster, 20(3): 113-119(in Chinese).
- 叶郎明, 伍志方, 张华龙, 等, 2016. 相同季节和相似区域华南两次飊线过程比较分析[J]. 暴雨灾害, 35(5): 445-463. Ye L M, Wu Z F, Zhang H L, et al, 2016. Comparative analysis on two squall line events in the same season and similar areas of southern China[J]. Torrential Rain Disaster, 35(5): 445-463(in Chinese).
- 张涛, 蓝渝, 毛冬艳, 等, 2013. 国家级中尺度天气分析业务技术进展 I: 对流天气环境场分析业务技术规范改进与产品集成系统支撑技术[J]. 气象, 39(7): 894-900. Zhang T, Lan Y, Mao D Y, et al, 2013. Advances of mesoscale convective weather analysis in NMC I: convective weather environment analysis and supporting techniques[J]. Meteor Mon, 39(7): 894-900(in Chinese).
- 郑艳, 俞小鼎, 蔡亲波, 等, 2017. “4·11”海南致灾雷暴大风环境场与多普勒雷达回波特征分析[J]. 热带气象学报, 33(6): 850-860.

- Zheng Y, Yu X D, Cai Q B, et al, 2017. Analysis on the physical parameter field and echo characteristics of Doppler radar for a destructive wind in Hainan April 11, 2016[J]. *J Trop Meteor*, 33(6): 850-860 (in Chinese).
- 郑永光, 陶祖钰, 俞小鼎, 2017. 强对流天气预报的一些基本问题[J]. *气象*, 43(6): 641-652. Zheng Y G, Tao Z Y, Yu X D, 2017. Some essential issues of severe convective weather forecasting[J]. *Meteor Mon*, 43(6): 641-652 (in Chinese).
- 郑永光, 田付友, 孟智勇, 等, 2016a. “东方之星”客轮翻沉事件周边区域风灾现场调查与多尺度特征分析[J]. *气象*, 42(1): 1-13. Zheng Y G, Tian F Y, Meng Z Y, et al, 2016a. Survey and multi-scale characteristics of wind damage caused by convective storms in the surrounding area of the capsizing accident of cruise ship “Dongfangzhixing”[J]. *Meteor Mon*, 42(1): 1-13 (in Chinese).
- 郑永光, 朱文剑, 姚聃, 等, 2016b. 风速等级标准与 2016 年 6 月 23 日阜宁龙卷强度估计[J]. *气象*, 42(11): 1289-1303. Zheng Y G, Zhu W J, Yao D, et al, 2016b. Wind speed scales and rating of the intensity of the 23 June 2016 tornado in Funing County, Jiangsu Province[J]. *Meteor Mon*, 42(11): 1289-1303 (in Chinese).
- 支树林, 许爱华, 张娟娟, 等, 2015. 一次影响江西的致灾性飑线天气成因分析[J]. *暴雨灾害*, 34(4): 352-359. Zhi S L, Xu A H, Zhang J J, et al, 2015. Discussion on the generation causes of a disastrous squall line process influencing Jiangxi[J]. *Torrential Rain Disaster*, 34(4): 352-359 (in Chinese).
- Atkins N T, Bouchard C S, Przybylinski R W, et al, 2005. Damaging surface wind mechanisms within the 10 June 2003 Saint Louis bow echo during BAMEX[J]. *Mon Wea Rev*, 133(8): 2275-2296.
- Fujita T T, 1978. Manual of downburst identification for project NIMROD[R]. SMRP Research Paper 156, University of Chicago: 104.
- Proctor F H, 1989. Numerical simulations of an isolated microburst. Part II: sensitivity experiments[J]. *J Atmos Sci*, 46(14): 2143-2165.
- Przybylinski R W, 1995. The bow echo: observations, numerical simulations, and severe weather detection methods[J]. *Wea Forecasting*, 10(2): 203-218.
- Rotunno R, Klemp J B, Weisman M L, 1988. A theory for strong, long-lived squall lines[J]. *J Atmos Sci*, 45(3): 463-485.
- Smull B F, Houze R A Jr, 1987. Rear inflow in squall lines with trailing stratiform precipitation[J]. *Mon Wea Rev*, 115(12): 2869-2889.
- Srivastava R C, 1987. A model of intense downdrafts driven by the melting and evaporation of precipitation[J]. *J Atmos Sci*, 44(13): 1752-1773.
- Wakimoto R M, Kessinger C J, Kingsmill D E, 1994. Kinematic, thermodynamic, and visual structure of low-reflectivity microbursts[J]. *Mon Wea Rev*, 122(1): 72-92.
- Weisman M L, 2001. Bow echoes: a tribute to T. T. Fujita[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 82(1): 97-116.
- Wilson J W, Wakimoto R M, 2001. The discovery of the downburst: T. T. Fujita's contribution[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 82(1): 49-62.