

一次强飏线过程极端大风的中尺度分析*

沈杭锋¹ 方桃妮² 蓝俊倩³ 翟国庆⁴ 苏涛⁵

SHEN Hangfeng¹ FANG Taoni² LAN Junqian³ ZHAI Guoqing⁴ SU Tao⁵

1. 杭州市气象局,杭州,310051
2. 金华市气象局,金华,321000
3. 衢州市气象局,衢州,324000
4. 浙江大学地球科学学院,杭州,310027
5. 浙江省气象科学研究所,杭州,310017

1. Hangzhou Meteorology Bureau of Zhejiang, Hangzhou 310051, China
2. Jinhua Meteorology Bureau of Zhejiang, Jinhua 321000, China
3. Quzhou Meteorology Bureau of Zhejiang, Quzhou 324000, China
4. School of Earth Sciences, Zhejiang University, Hangzhou 310027, China
5. Zhejiang Institute of Meteorological Sciences, Hangzhou 310017, China

2018-08-22 收稿,2019-01-23 改回.

沈杭锋,方桃妮,蓝俊倩,翟国庆,苏涛. 2019. 一次强飏线过程极端大风的中尺度分析. 气象学报, 77(5):806-822

Shen Hangfeng, Fang Taoni, Lan Junqian, Zhai Guoqing, Su Tao. 2019. Mesoscale analysis of the extremely damaging gale in a severe squall line. *Acta Meteorologica Sinica*, 77(5):806-822

Abstract A severe squall line event was studied based on conventional observation data, automatic weather station data, GFS analysis data at spatial resolution of 0.25° and temporal resolution of 6 h, and observations of Doppler radar and radar wind profiler in eastern China on 4 March 2018. The results demonstrate that it was a rare, severe squall line with features of untimely occurrence, fast moving, wide range and catastrophic damages during early spring (late winter). It originated and evolved in the divergent area of the upper air jet, in front of the low level southwesterly jet axis and in the warm area of a low level vortex. Meteorological elements varied fiercely during this process. The large horizontal temperature gradient formed by the surface cold pool and warm air ahead of the squall line enhanced the intensity of the system. The severe thunderstorm high, the strong pressure gradient and fast moving of the strong squall line resulted in extremely damaging gale, which was further intensified by the bow echo, the supercell, and downward transport of momentum. The effects of special terrain (such as the smooth lake and trumpet-shape topography) were also favorable for the formation of the gale.

Key words Extremely damaging gale, Squall line, Cold pool, Downward transport of momentum, Terrain

摘要 利用常规气象观测资料、区域自动气象站加密观测资料和 GFS $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 逐 6 h 的分析场数据以及多普勒雷达、风廓线等资料,通过背景形势场分析、物理量诊断分析和中尺度分析,对 2018 年 3 月 4 日发生在华东地区的强飏线天气过程进行了诊断分析。结果表明,这次过程具有发生时间(季节)早、移速快、范围广、致灾强等特点,是一次比较少见的早春(冬末)十分强烈的飏线天气过程,是在高空急流辐散区、低空西南急流轴前端、低涡南侧的暖区中发展起来的。飏线过程的地面要素变化十分剧烈,地面有强冷池,与飏线前暖空气之间构成了强的水平温度梯度,致使飏线强度更强;飏线经过时气压涌升所形成的雷暴高压、强气压梯度以及飏线的快速移动均有利于地面极端大风的出现。飏线发展过程中观测到弓形回波、超级单体等强天气系统。中高层动量下传和光滑湖面、喇叭口、狭管效应等特殊地形对于大风的增强效应比较显著,这些因素也加

* 资助课题:浙江省科技厅重点项目(2017C03035)、浙江省气象局科技项目(2018YB13)。

作者简介:沈杭锋,主要从事天气预报和分析。E-mail: orangeboy@zju.edu.cn

剧了地面极端大风的形成。

关键词 极端大风,飊线,冷池,动量下传,地形

中图法分类号 P458.2

1 引言

飊线是由多个对流单体排列成线状或带状、组织性较强的中尺度对流系统,飊线过境时,气象要素会在短时间内发生急剧变化,并可伴有雷暴、暴雨、大风、冰雹和龙卷等剧烈的天气现象,是一种具有严重破坏力的灾害性天气(朱乾根等,2007)。由于具有水平尺度小、生命史短、气象要素梯度大和天气变化剧烈等特点,一直是气象预报、预警的难点,众多学者都进行了不同程度的研究。有研究表明飊线发生时后部入流急流、下沉气流和气压梯度力可能是造成飊线大风的原因(孙虎林等,2011;梁建宇等,2012;康红等,2016;缪子青等,2016)。也有研究认为地面强冷池在飊线灾害性大风的产生中具有重要作用,是极端雷暴大风产生的重要原因(王秀明等,2012;刘香娥等,2012;孙建华等,2014;吴紫煜等,2016)。牛淑贞等(2012)研究表明,强雷暴高压、高压前侧的强气压梯度以及强飊线的快速移动是大风产生的直接原因。

在飊线发展演变中,风垂直切变和冷池具有重要作用。风垂直切变是强对流天气发生的重要条件之一,决定了风暴的组织结构。在中纬度地区,环境风垂直切变和大气热力不稳定性分别是影响对流风暴组织类型最重要的动力因子和热力因子(Parker, et al, 2000; Weisman, et al, 2000)。冷池强度及其发展趋势与风暴的发展传播存在密切关系(肖现等, 2013),冷池增强的过程与飊线加速移动的过程基本一致(Corfidi, 2003;袁招洪,2015)。低层环境风垂直切变和冷池相互作用是飊线等对流系统维持、发展、加强和传播的关键机制(陈明轩等,2012;陈涛等,2013;曹倩等,2016)。除了低层环境风垂直切变和冷池对飊线的发展、维持至关重要外,其他如静力稳定度、边界层辐合线、能量条件等因子也有比较重要的作用。Takemi(2006,2007)认为,低层更湿的环境所生成的飊线强度会更强,静力稳定度在决定飊线强度方面起着重要作用。边界层辐合线对于飊线等强风暴有触发和加强的作用(翟国庆等,1992;沈杭锋等,2010;庄薇等,2010;潘玉洁等,2012;俞小

鼎等,2012)。鲍旭炜等(2010)研究表明,系统内新对流单体的生成和发展是系统维持最为重要的因素。张建军等(2016)研究表明,飊线发展过程中的动量、热量和水汽的再分配过程会影响系统内部深对流的组织化过程和飊线强度的发展。

2018年3月4日从中国西南地区至华东地区出现了一次大范围强对流天气过程,尤其是4日14时(北京时,下同)强对流进入江西之后,发展成为一次特别强盛的飊线过程,飊线过程中出现的极端大风、短时强降水和局地冰雹等灾害性天气造成了十分严重的影响。本研究利用常规气象观测资料、区域自动气象站加密资料、GFS $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 逐6 h的分析场资料以及多普勒雷达、风廓线等探测资料,通过背景形势场分析、物理量诊断分析和中尺度分析,来探讨此次飊线过程的发生背景和地面极端大风的形成原因。

2 天气概况

从2018年3月3日开始,中国西南地区出现了对流性天气过程,对流系统经过发展演变后向东北方向移动,至3月4日下午,对流进一步加强,尤其是4日13—14时进入江西省之后,逐渐演变成一次十分强盛的对流天气过程。

一般春季会有强对流天气发生,但此次过程发生时间相对较早,以杭州为例,2018年杭州进入气象意义上的春季为3月11日,因此可以说这次强对流发生在早春(冬末),实属罕见。此次对流过程强度特别强、影响范围广。浙江、江西和安徽三省极大风力在8级(17.2 m/s)以上的站点比比皆是,10级(24.5 m/s)以上站点也大范围出现,从3月4日的强天气实况分布(图1)可以看到,10级以上极大风的范围覆盖了整个浙江省、江西省大部分地区 and 安徽省南部,而且在江西、浙江境内均出现了14级以上大风,最大为江西鄱阳湖珠湖联圩的17级(63.9 m/s)极端大风,同时在江西的上犹县、大余县、修水县和浙江的长兴县、常山县等地还出现了冰雹。此次过程的移动速度也非常快,13—14时,10级大风主要在江西省西部,4 h之后,10级大风区已

经出现在江西、浙江和安徽三省交界处了,之后再沿东北方向快速移动,至20—21时,基本移出浙江。从江西西部至浙江沿海的七八百千米路程,仅仅用了7 h左右,平均速度超过了100 km/h。此次过程的致灾性十分强,虽然30 mm/h的短时强降水

(图1中黑色圆点)出现不多,但极端大风给很多地方带来了致命性灾难,江西省共有11人在此次过程中死亡,浙江也有2人死亡,南昌机场的顶棚被大风吹翻,大风导致的房屋倒塌、广告牌和树木吹倒、车子等地面物品被砸坏等情形随处可见。

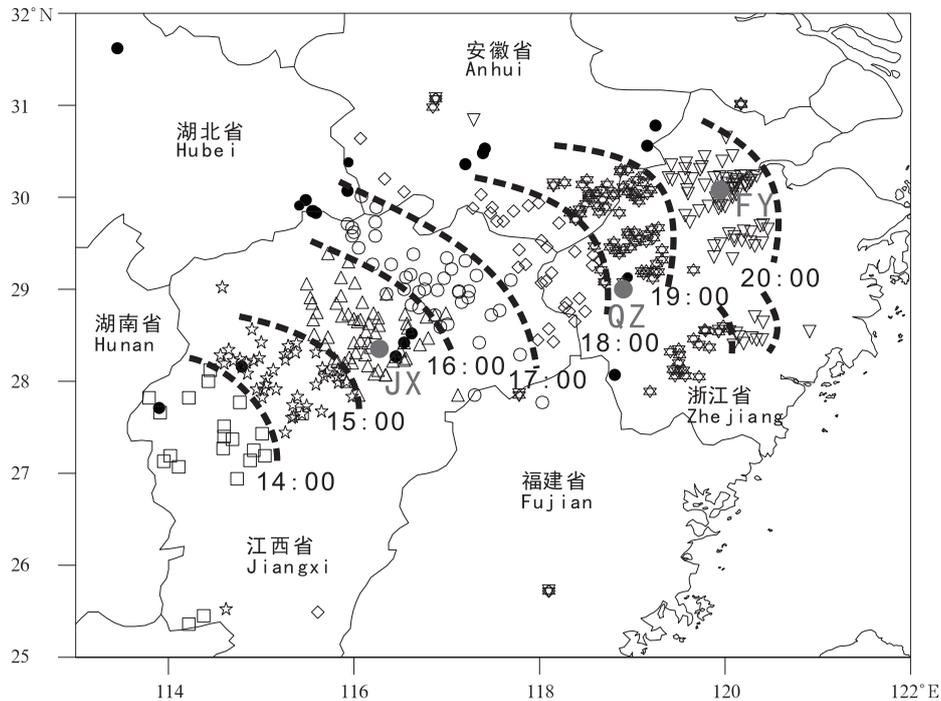


图1 2018年3月4日强天气实况分布

(空心符号表示极大风速 ≥ 24.5 m/s(10级风)的站点(方框、五角星、三角形、圆形、菱形、六角形和倒三角形分别表示14、15、16、17、18、19和20时), 实心圆点表示降水 ≥ 30 mm/h的站点;JX、QZ和FY分别表示进贤、衢州和富阳3个站点)

Fig. 1 Observed rainfall and winds on 4 March 2018

(Hollow symbols represent stations with maximum wind velocity ≥ 24.5 m/s (boxes, pentagrams, triangles, circles, diamonds, hexagons and inverted triangles denote 14:00, 15:00, 16:00, 17:00, 18:00, 19:00 and 20:00 BT, respectively); black dots indicate stations with accumulated rainfall ≥ 30 mm/h; JX, QZ and FY indicate Jinxian, Quzhou and Fuyang, respectively)

为了进一步了解强对流经过时气象要素的变化特征,选取了强对流系统移动路径上的进贤、衢州和富阳3个测站(图1中灰色圆点),分析其4日13—22时气象要素随时间的变化特征(图2)。江西进贤站(图2a)从强对流来临之前15时的东北风(风速为4 m/s),突变为飚线经过后16时的西南风(风速增强至34 m/s);相对湿度从70%上升到90%以上,本站气压从995 hPa涌升至接近998 hPa,气温则从接近30℃陡降至不足20℃,15—16时雨量为

10.2 mm。19时,强对流系统移至浙江衢州(图2b)一带,虽然强对流系统经过前后均为西南风,但是风速从18时的6 m/s增强至19时的26 m/s;相对湿度和本站气压分别从60%和995 hPa上升到了100%和996 hPa,气温的下降幅度也有10℃左右,1 h累计雨量为12.5 mm。随着强对流继续向东北方向移动,20时到了富阳(图2c)一带,虽然19—20时的累计雨量只有4.5 mm,但其风速增强、风向突变、气压涌升、相对湿度上升和气温陡降特征也十分

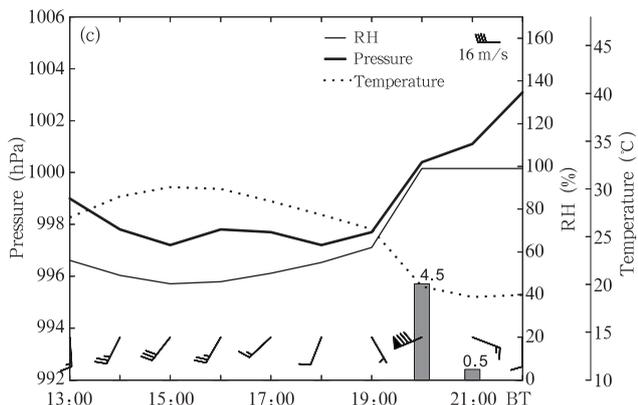
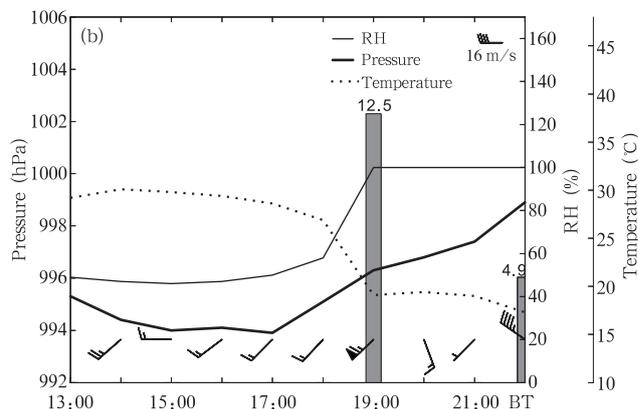
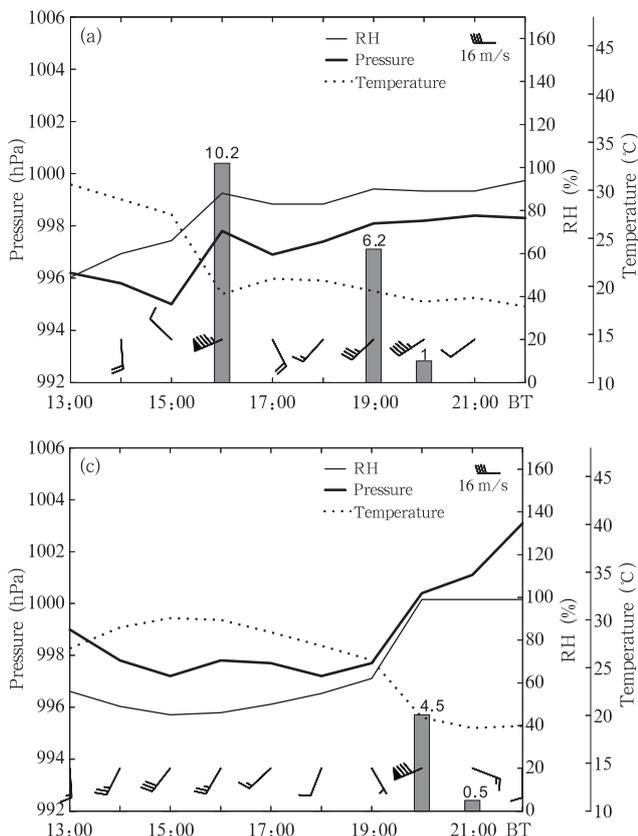


图2 2018年3月4日13—22时测站要素变化
(a. 进贤, b. 衢州, c. 富阳; 细实线表示
相对湿度, 粗实线表示本站气压, 虚线表示
气温, 柱状表示雨量(单位: mm))

Fig. 2 Temporal variations of meteorological elements
at (a) Jinxian; (b) Quzhou and (c) Fuyang
from 13:00 to 22:00 BT 4 March 2018
(Thin solid, thick solid and dashed lines indicate
relative humidity, station pressure and temperature,
bars indicate precipitation (unit: mm))

明显。途经测站气象要素的变化符合飚线的典型特征, 结合此次过程具有发生时间(季节)早、移速快、范围广、致灾强等特点, 可以看出这是一次比较少见的早春(冬末)强飚线过程。

3 环流形势和主要影响系统

从 0.25°分辨率 GFS 分析场资料绘制的 2018 年 3 月 4 日 14 时 200 hPa 高空风场(图 3a)可以看出, 高空急流遍布中国中东部地区以及中纬度洋面上空, 从湖北南部、安徽南部、苏浙交界到东海洋面上空有一中心风速超过 60 m/s 的高空急流轴(灰色箭头), 江西、安徽南部和浙江西部位于高空急流轴入口区右侧, 是风速辐散区。500 hPa 高度场上(图 3b), 华北地区上空有一高空槽(粗虚线), 沿着槽前较为平直的西南风逐渐东移, 西南地区的四川东部上空也有一支短波槽, 沿着槽前强劲的西南风快速向东北方向移动, 华东地区基本处于西南风控制下。

与高层对应的 700 hPa 高度上(图 3c), 华北高空槽更加倾斜也更深, 而西南短波槽在 700 hPa 的

位置与 500 hPa 基本一致, 从西南地区经华南北部直到华东地区是一支强盛的西南低空急流(灰色箭头), 中心风速超过 26 m/s, 此时的江西中北部、安徽南部和浙江西部位于低空急流轴的前端, 出现了明显的风速辐合, 辐合区与 200 hPa 高空辐散区正好对应, 高空辐散、低空辐合的耦合加强了抽吸作用, 从而加剧了垂直上升运动, 有利于对流的发生、发展。850 hPa 上(图 3d), 安徽北部和江苏北部地区出现了一个闭合的中尺度涡旋, 从山东南部沿海经低涡中心到湖南地区上空是一条低涡切变线(双虚线), 地面冷锋与之对应(图略), 低涡及切变线南侧是西南急流控制区, 急流中心风速超过 20 m/s, 同时该区域也是回温显著的暖区(图略)。对比图 1 中的强天气分布, 可以看到此次飚线过程是在高空急流辐散区、低空西南急流轴前端、低涡南侧的暖区之中发展起来的。

为了能够比较清楚地看到整个飚线发展、移动和演变过程, 利用中国 FY-2E 卫星资料绘制了逐时云顶辐射亮温(TBB)(图 4)进行分析。

3 月 4 日 10 时(图 4a), 江西西侧的湖南中南部

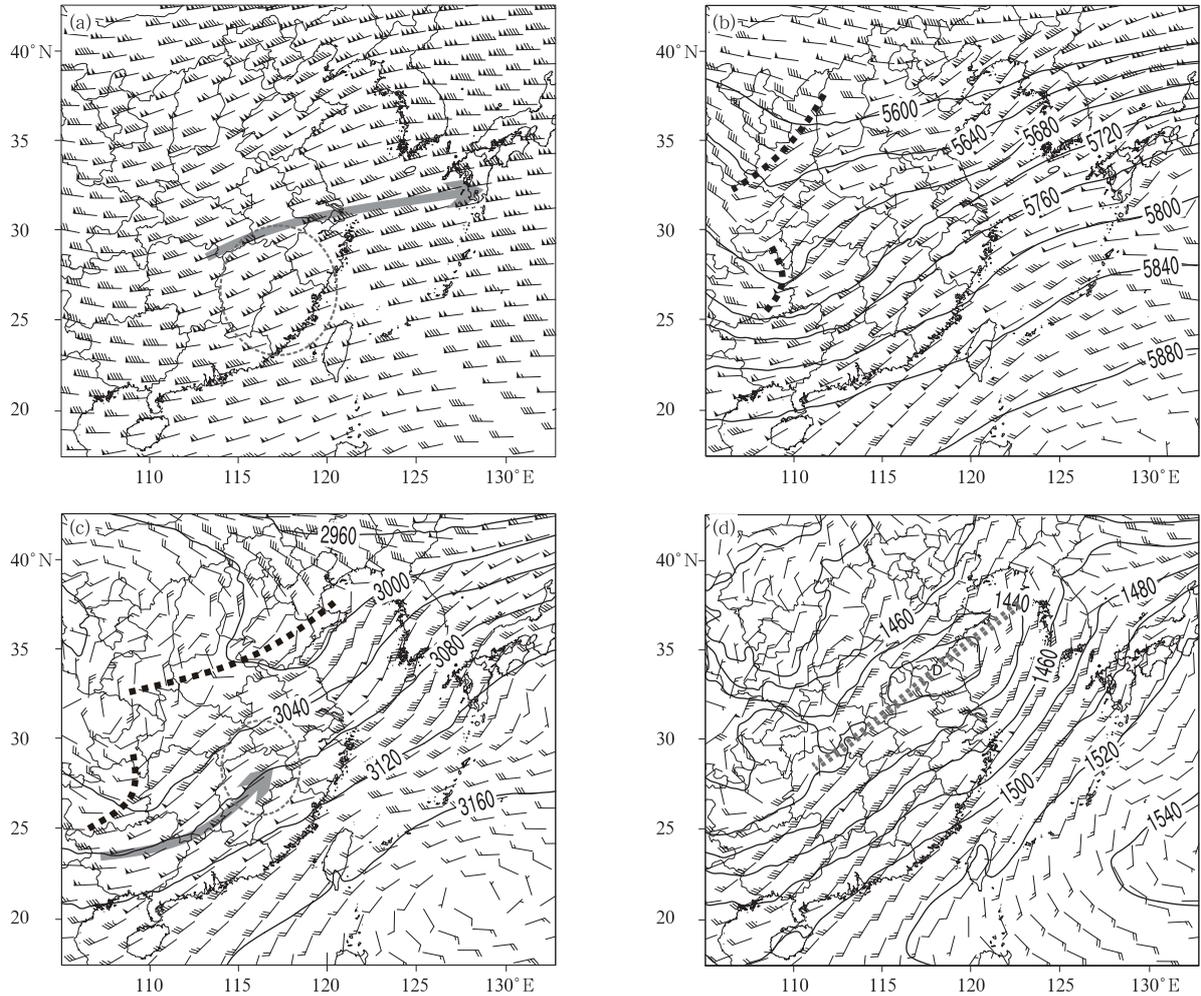


图3 2018年3月4日14时风场(风矢,单位:m/s)和高度场(等值线,单位:gpm)
(a. 200 hPa, b. 500 hPa, c. 700 hPa, d. 850 hPa; 粗箭头表示急流,虚线圈表示辐散、
辐合区,粗虚线表示高空槽或切变线)

Fig. 3 Wind field (barbed arrow, unit: m/s) and geopotential height (contours, unit: gpm) at (a) 200 hPa, (b) 500 hPa, (c) 700 hPa and (d) 850 hPa at 14:00 BT 4 March 2018
(The thick arrow lines denote jets, the dashed circles indicate divergence or convergence area and the thick dashed lines indicate the trough line or shear line)

有大片云团, TBB 中心低于 -42°C , 暖区对流发生之后从中国西南地区向东北方向发展移动; 而在安徽、湖北北侧的河南南部地区也有对流云团存在, 从天气形势图上可知, 这是受高空槽东移、低层涡旋切变影响而形成的对流天气。2 h 后(图 4b), 南面对流中心强度保持不变, 中心位置已经移到了江西边界, TBB 低于 -32°C 的云区前端更是到了江西西部, 初步形成了飚线的带状形态; 而北面对流已减弱、北缩, 在图中范围已经看不到 TBB 云区了。14 时(图 4c), 南面对流移动到了江西中部地区, 强度

继续加强, 范围也不断扩大, 更加系统化和组织化, 云团前端的飚线弧状结构明显; 湖北中南部地区则在高空槽和低涡切变共同作用下, 再次激发了对流, 虽然云区范围较大, 但相比暖区飚线系统, 其强度相对较弱, 结构也较为松散。16 时(图 4d), 暖区飚线继续东移发展, 飚线前沿移动到江西东北部地区, 向浙江逼近, 而北部对流也更加系统化, 与暖区飚线逐渐接连、合并。2 h 后的 18 时(图 4e), 可以明显看到飚线继续移动发展, 并且对浙江产生了严重影响; 北面系统在高空槽东移南压影响下往南发展, 从而

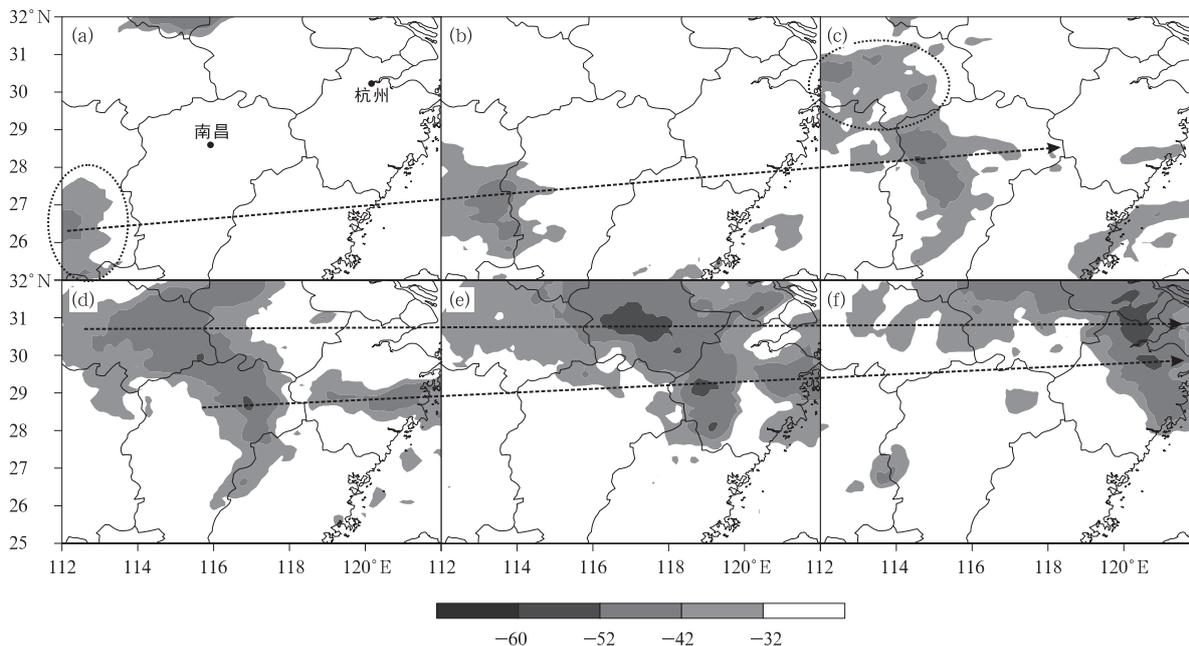


图4 2018年3月4日TBB分布(灰阶,单位:°C)

(a. 10时, b. 12时, c. 14时, d. 16时, e. 18时, f. 20时)

Fig. 4 Distributions of TBB (shaded, unit: °C) at (a) 10:00, (b) 12:00, (c) 14:00, (d) 16:00, (e) 18:00 and (f) 20:00 BT 4 March 2018

使得南北两片对流区更加融合,为飊线系统注入了新的生命力,因此飊线强度不仅没有减弱,反而得到了增强。20时(图4f),北部强对流区基本融入到了飊线系统内,飊线强度继续维持,其结构和形态也保持完整,并给浙江东部、上海、江苏等地带来了极端大风和短时暴雨等天气。

此外,图3中500和700 hPa高空暖区的西南风速相当大,最大速度接近40 m/s,可见仅引导气流就足以使飊线的移动时速达到100 km/h;而从卫星云图(图4)和雷达反射率动画图(图略)上也可以看到飊线移动前端有一些对流被激发,因而在飊线的部分位置存在前向传播现象,从而导致了飊线的快速移动,甚至超过了平流速度。

4 物理量场特征

图5为2018年3月4日08时南昌和杭州站的探空曲线(站点位置见图4a)。从南昌探空图(图5a)上可以看到,925 hPa以下有显著逆温层存在,逆温层有利于形成干暖盖,干暖盖是很多暴雨、强风暴等强天气发生的一个重要特征,其强度可用干暖盖指数来表征,其值越小,表示干暖盖越强(寿绍文

等,1993),此时南昌的干暖盖指数为 -31.1°C 。同时也可以看出,过程曲线与露点曲线形成了一定的“上干下湿”结构,对于雷暴大风的发生也比较有利。沙氏指数(SI)是表征大气层结不稳定的指数,当 $SI < 0$ 时,大气层结不稳定,越小则越不稳定(刘健文等,2005),南昌探空显示SI为 -2.8°C ,表明大气层结处于不稳定状态。强天气威胁指数(SWEAT)值越大,强天气发生概率越高,SWEAT=300是发生强雷暴的临界值,400是发生龙卷的临界值(Miller, et al, 1975),08时南昌的SWEAT达到了355.7,强雷暴的发生概率很高。对于强对流性天气,环境风垂直切变是一个非常重要的影响因素,对风暴发展和组织形式有重要作用,中国东部地区飊线0—6 km风垂直切变平均为10—20 m/s(Meng, et al, 2013);当中低层环境风垂直切变超过20—25 m/s则有可能发展成为相对稳定且具有较长生命史的超级单体风暴(Weisman, et al, 1984)。从南昌站风的垂直分布来看,低层到高层是一致的西南风,0—6 km的风垂直切变15—20 m/s,非常有利于飊线等强风暴的发生、发展。

杭州探空图(图5b)上,925 hPa以下也存在逆

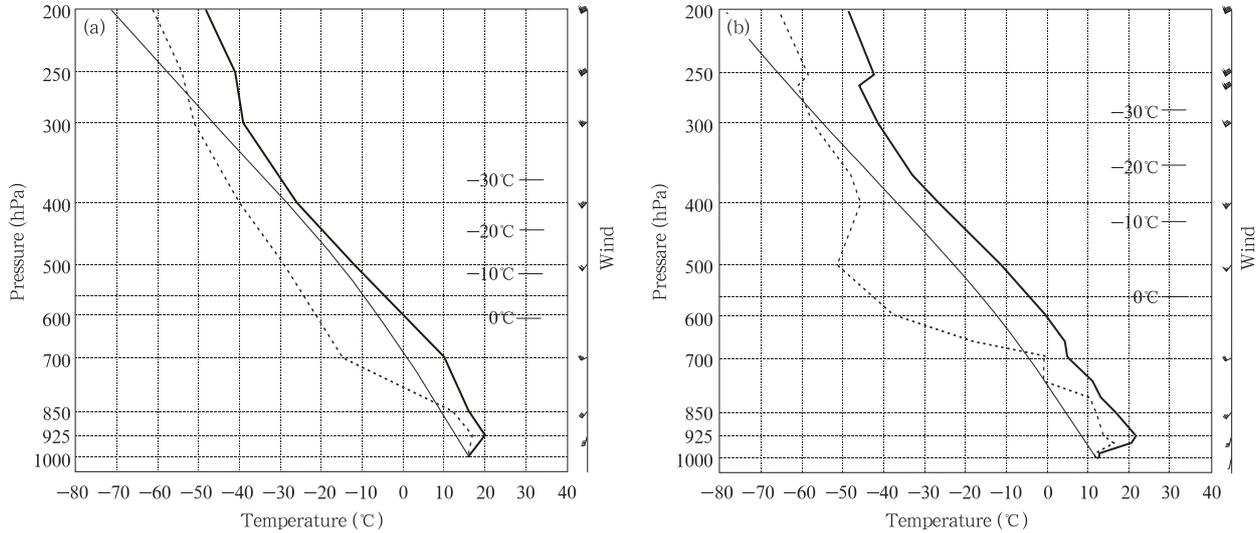


图5 2018年3月4日08时探空

(a. 南昌, b. 杭州; 虚线表示露点曲线, 细实线表示温度层结曲线, 粗实线表示过程曲线)

Fig. 5 Observational soundings at (a) Nanchang and (b) Hangzhou at 08: 00 BT 4 March 2018

(The dashed lines, thin solid lines and thick solid lines indicate dew point curve, stratification curve and state curve, respectively)

温层,干暖盖指数为 -28.8°C 。过程曲线与露点曲线构成了“上干下湿”的喇叭口形状,在这种情形下如果出现强对流,则容易出现雷雨大风天气,因为在这样的配置下,中高层通过夹卷、吸入等方式进入的干冷空气,随同下沉气流到达地面,形成显著的气压梯度,就会产生大风和阵风锋。此外,沙氏指数和强天气威胁指数分别为 -2.27°C 和 277.3 ,尤其是 $0-6\text{ km}$ 的风垂直切变超过了 25 m/s ,这些物理量特征对于强飏线天气的出现十分有利。

虽然在4日08时南昌和杭州探空图上表征能量的对流有效位能(CAPE)均为0,但至14时,由于热力、湿度条件等变化,对流有效位能发生了较大变化。从GFS资料绘制的14时物理量场(图6)可以看到,14时整个华东地区的对流有效位能(图6a)均超过了 400 J/kg ,尤其是江西中北部、安徽南部、浙江西北部等地区的对流有效位能超过了 1200 J/kg ,中心最大值更是超过了 1600 J/kg 。图6a中的虚线是抬升指数(LI),抬升指数是用来表示条件性稳定度的指数,当抬升指数 <0 时,大气层结不稳定,且负值越大越不稳定。可以看出抬升指数与对流有效位能有着较好的对应关系,抬升指数低于 -2°C 的区域与对流有效位能超过 400 J/kg 范围基本重合,抬

升指数低于 -6°C 的极不稳定区域与对流有效位能超过 1200 J/kg 的高能区也对应良好,这与Meng等(2013)研究结论较为一致,其研究结果表明中国东部地区飏线的对流有效位能平均为 $1000-2000\text{ J/kg}$,抬升指数平均为 $-2-5^{\circ}\text{C}$ 。

从14时850 hPa假相当位温(θ_{se}) (图6b)分布可以看出,华东地区处于 333 K 以上的高能区,与对流有效位能高能区一致。图6b的灰阶区是深对流指数(DCI),它反映的是一种不稳定和对流潜势,也预示了对流发展的厚度,深对流指数越大,对流发展越深厚。此时深对流指数大值区也落在假相当位温和对流有效位能大值区,与高能区一致。层结的不稳定在图6c的上、下层(850与500 hPa)温差上也有所反映,一般温差高于 24°C 就比较有利于对流发生,而此时华东地区基本处于 26°C 以上,温差超过 28°C 的范围也比较广,部分地区甚至达到了 30°C 。此外,低层850 hPa水汽通量显示从湖南、江西至安徽一带有一条水汽通道,水汽通量中心最大值超过了 $21\text{ g}/(\text{hPa}\cdot\text{cm}\cdot\text{s})$ 。以上分析表明14时华东地区处于十分不稳定的高能区,低层水汽供应充足,非常有利于对流的发生、发展。事实上,14时飏线系统已经在江西境内了(图6d),14时10级以上大

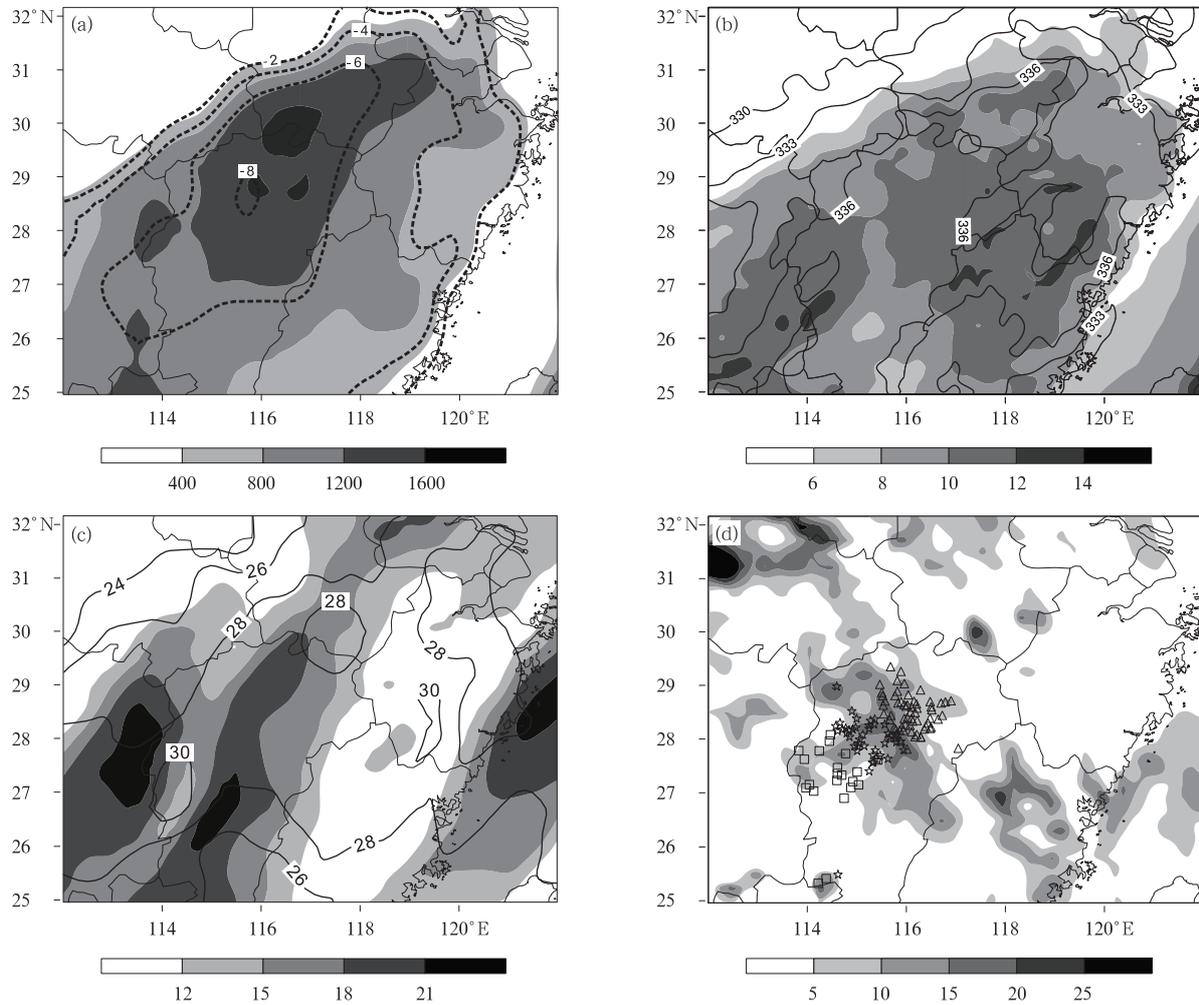


图6 2018年3月4日14时物理量场

(a. 对流有效位能(灰阶,单位:J/kg)和抬升指数(虚线,单位:℃),b. 深对流指数(灰阶,单位:℃)和850 hPa θ_{se} (等值线,单位:K),c. 850 hPa 水汽通量(灰阶,单位:g/(hPa·cm·s))和上下层(850与500 hPa)温差(等值线,单位:℃),d. 上下层(850与500 hPa) θ_{se} 差(灰阶,单位:K)和极大风速 ≥ 24.5 m/s(10级风)的站点(方框、五角星和三角形分别表示14、15和16时))

Fig. 6 Characteristics of (a) CAPE (shaded, unit: J/kg) and LI (dashed lines, unit: °C), (b) DCI (shaded, unit: °C) and θ_{se} at 850 hPa (contours, unit: K), (c) water vapor flux at 850 hPa (shaded, unit: g/(hPa·cm·s)) and temperature difference between 500 hPa and 850 hPa (contours, unit: °C), (d) θ_{se} difference between 500 hPa and 850 hPa (shaded, unit: K) and extreme wind speeds ≥ 24.5 m/s (boxes, pentagrams and triangles denote 14:00, 15:00 and 16:00 BT 4 March 2018, respectively) at 14:00 BT 4 March 2018

风出现在江西省西部,并向东北方向快速发展、移动,15和16时推进到江西中北部地区,值得注意的是,15、16时的强天气基本落在上、下层(850与500 hPa)假相当位温温差的高值区,因此,飊线前进方向上的上、下层 θ_{se} 温差高值区对于未来强天气的落区具有一定的指示意义。

5 中尺度分析

5.1 地面分析

图7为利用地面自动气象站资料绘制的地面风场、1 h 变压和未来1 h 累计雨量。16时风场(图7a)上,飊线前沿大风区位于江西省东北部,风速差

异导致了大风区前端形成了明显的风速辐合(即阵风锋位置),而在安徽、江苏交界南部和湖北南部有偏北风与西南风切变形成的中尺度辐合线,冷暖空气形成的辐合线位置即为地面冷锋处;15—16时的1 h正变压(灰阶)位于飑线中尺度辐合线后,随着飑线快速移动,飑线经过之处出现了正变压,大部分地区能够出现0.2—0.6 hPa的增压现象,一些站点出现了1—3 hPa的气压涌升,个别站点甚至超过了5 hPa的增压,从而形成了雷暴高压,出现了强气压

梯度;未来1 h超过5 mm雨量基本落在飑线前沿的中尺度辐合线附近。17时(图7b),冷暖空气结合处的中尺度辐合线位置基本不变;飑线阵风锋向东北推进到了江西、安徽和浙江三省交界处,飑线前沿的风速辐合线持续发展,并与北面的中尺度辐合线逐渐相连;1 h正变压大值区紧邻飑线中尺度辐合线,未来1 h超过5 mm雨量与飑线中尺度辐合线对应较好。

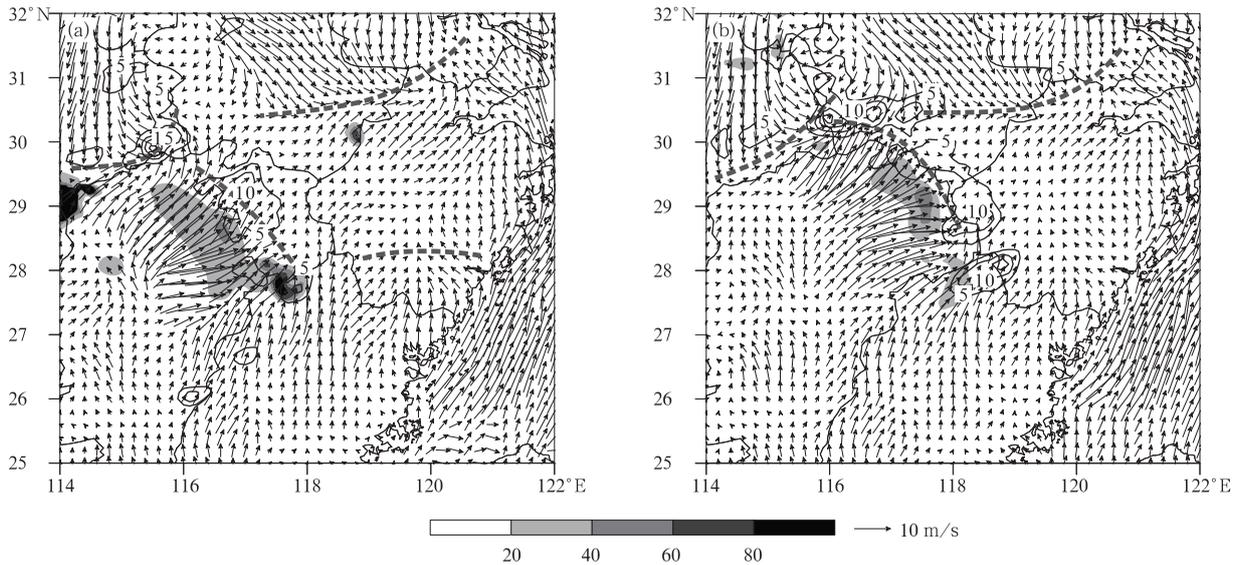


图7 3月4日地面风场(矢线,单位:m/s)、1 h变压(灰阶,单位:Pa)和未来1 h雨量(等值线,单位:mm)
(a. 16时,b. 17时;粗虚线表示地面辐合线或切变线)

Fig. 7 Surface wind field (vectors, unit: m/s), hourly allobaric field (shaded, unit: Pa) and future hourly accumulated rainfall (contours, unit: mm) at (a) 16:00 and (b) 17:00 BT 4 March 2018
(Thick dashed lines denote surface convergence line or shear line)

图8为地面风矢量场和1 h变温(灰阶)。16时风场上(图8a),飑线前沿的风速差异形成了阵风锋,飑线中尺度辐合线,在安徽、江苏交界南部和湖北南部是由偏北冷空气与西南暖湿气流切变形成的中尺度辐合线。15—16时的1 h变温低于 -2°C 的区域遍布飑线中尺度辐合线后方,低于 -6°C 的区域也有相当大的面积,形成了冷池(Weisman, et al, 2004),中心强变温低于 -8°C ,个别站点甚至出现了 -10°C — -15°C 的变温。事实上,此次飑线来临前,华东大部分地区均在西南风作用下显著回温,仅以杭州为例,杭州本站及其所辖7个区县代表站中,有6个站点4日的气温超过 30°C ,最高达到 31.1°C ;6个超过

30°C 的站点中有5个突破了各自3月上旬历史极值,另一个平了历史极值,可见暖区之强盛,同期极端高温的出现也是导致在3月初这么早就出现如此强对流天气的一个重要原因。在12—16时的升温时段内,飑线所经之处出现了大面积强冷池,表明了此次飑线过程是十分强的。此外,北面中尺度辐合线后部也有一定程度的负变温出现,这是由于偏北冷空气降温所致。18时(图8b),飑线中尺度辐合线主要位于浙江西部地区,北面中尺度辐合线随着北方冷空气南下而南压,两者形成了一个“人”字形结构。飑线中尺度辐合线前方区域虽然还是属于暖区,但由于日变化,17—18时出现了温度回落;而

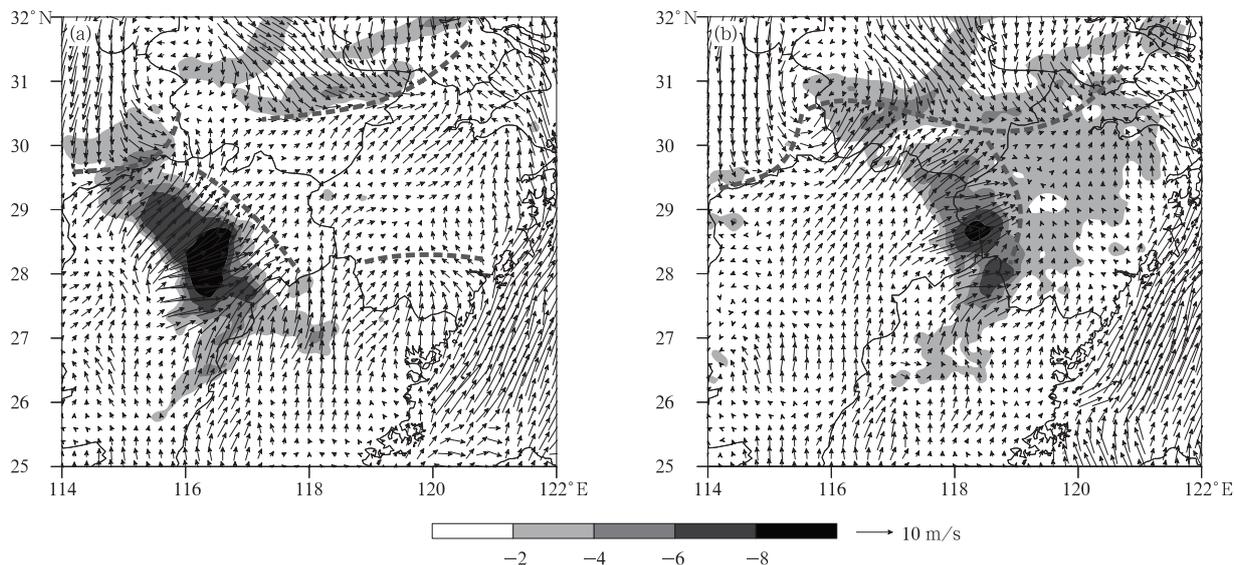


图8 3月4日地面风场(矢线,单位:m/s)和1 h变温(灰阶,单位:℃)
(a. 16时,b. 18时;粗虚线表示地面辐合线或切变线)

Fig. 8 Surface wind field (vectors, unit: m/s) and hourly temperature variation field (shaded, unit: °C) at (a) 16: 00 and (b) 18: 00 BT 4 March 2018
(Thick dashed lines denote surface convergence lines or shear lines)

飊线后方依然是强劲的正变温区,虽然较16时冷池的范围和强度有所减弱,但两条辐合线出现了“碰撞”现象,这非常有利于触发新对流(Wilson, et al, 2004;沈杭锋等,2010;孙继松等,2012),在两条辐合线交汇附近区域新生的对流单体(图略)是后续飊线强度继续维持和发展的一个重要原因。

综合风垂直切变、地面风场和地面要素变化分析表明,飊线过程中的地面要素变化十分剧烈;雨滴经过中层干区,强烈蒸发冷却,形成非常冷的下层气流,在地面形成强冷池,冷池与飊线前暖空气之间构成了强的水平温度梯度,致使飊线强度更强;飊线经过时气压涌升所形成的雷暴高压、强气压梯度以及飊线的快速移动均有利于地面极端大风的出现。

5.2 雷达资料分析

飊线过程中往往会出现弓形回波,此次强飊线天气过程也不例外。弓形回波是指快速移动、向着运动方向凸起的、形如弓状的强对流回波,它是由后侧强烈的下沉气流造成的,所造成的灾害性天气主要为直线性地面大风(俞小鼎等,2006)。在雷达回波图上,低层弓形回波前沿有强反射率因子梯度,回波顶位于低层强反射率因子区之上,较强回波带后侧有弱回波通道或者后侧入流缺口(RIN),表明存在强的下沉后侧入流急流(RIJ)(Weisman, 2001;

俞小鼎等,2006)。弓形回波后侧的弱回波通道或入流急流将高空高动量的干空气带进下沉气流,并通过垂直动量交换和雨水蒸发冷却作用加强地面附近出流的强度;风垂直切变越大,地面冷池越强,弓形回波也越强(Weisman, et al, 2003;Markowski, et al, 2008)。

3月4日17—18时,飊线由江西进入浙江省,17时19分衢州多普勒雷达0.5°仰角的反射率因子图(图9a)上,回波位于安徽、江西和浙江三省交界,正快速逼近衢州。整条回波带呈明显的弓形结构,回波带上有多个强回波中心,最大超过了45 dBz,而从华东组网的组合反射率因子图(图略)上看,最强回波超过55 dBz,因为组合反射率因子反映的是一个体扫中各个仰角中最强的回波反射率因子(俞小鼎等,2006)。在江西、浙江和福建三省交界处,回波明显向前凸起,后侧则是一个弱回波通道,即后侧入流缺口,意味着存在后侧入流急流,这样飊线内的下沉运动与后侧入流急流共同作用加强了飊线前端的气压梯度,这也是地面极端大风出现的一个有利因素。

在后侧入流急流作用下,弓形回波逐渐断裂,后侧入流急流南面的回波逐渐减弱,到了20时03分的杭州多普勒雷达图(图9b)上,回波移动到了浙江

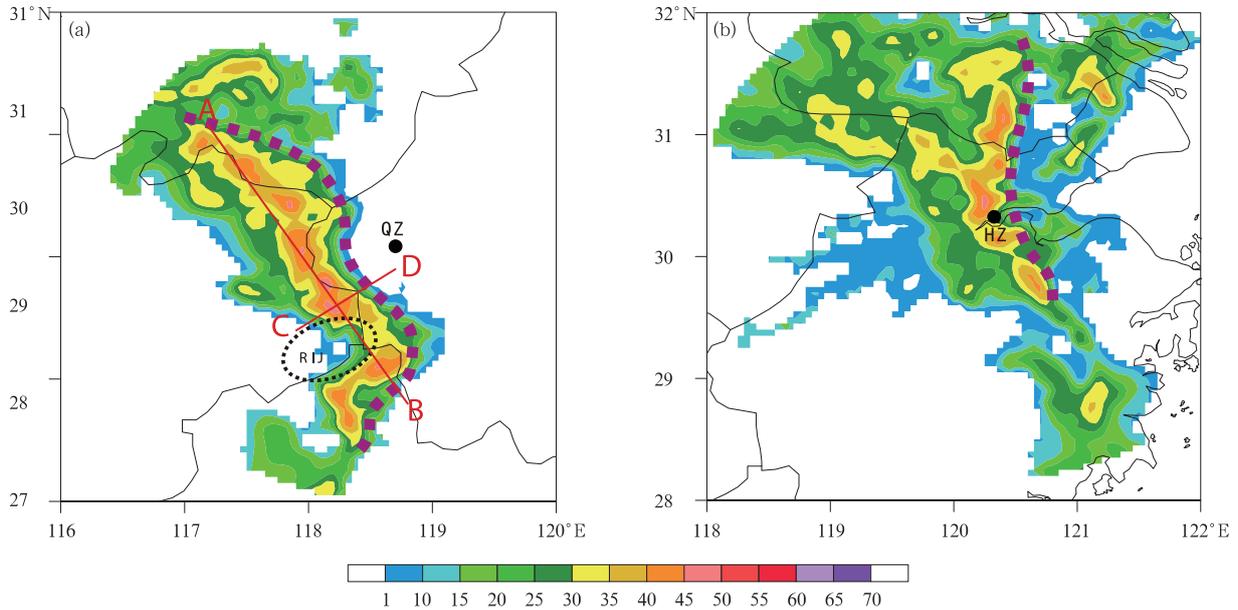


图9 2018年3月4日多普勒雷达0.5°仰角反射率因子(色阶,单位:dBz)

(a. 17时19分衢州雷达, b. 20时03分杭州雷达; 黑色圆点表示雷达所在位置)

Fig. 9 Radar reflectivity (shaded, unit: dBz) at 0.5° elevation from (a) Quzhou and (b) Hangzhou at (a) 17:19 BT and (b) 20:03 BT 4 March 2018

(Black dots are the locations of radars)

东南沿海,最强回波下降到 35 dBz,回波范围减小,并与飊线主体断裂。而后侧入流急流北面的回波则继续维持和发展,经过多个小时的生消、发展和演变,至 20 时 03 分,依然保持带状结构,多个强回波单体排列紧密,最强回波中心继续维持在 45 dBz 以上,这与地面风场分析的两条中尺度辐合线相交、碰并,触发了新的对流单体有关,新对流单体的加入使得飊线主体能够持续保持强盛状态,甚至有所发展。

图 10 是取图 9a 中 AB、CD 两条红色实线位置作的衢州雷达反射率因子垂直剖面,因衢州雷达站高度为 1.2 km,因此剖面图的垂直坐标采用从 2 km 开始。沿着飊线主体长轴方向(即 AB 方向,图 10a)可以看到,有多个对流单体依次排列,每个单体都有较为完整的结构,呈竖直状态,相互之间紧密相连。对流单体发展高度较高,回波最高可超过 12 km,部分单体 30 dBz 以上的强回波高度也可达 8—10 km;每个单体的强回波中心都在 35 dBz 以上,最强的可超过 50 dBz。沿着飊线前进方向的 CD 剖面(图 10b)上,对流单体的最强回波中心可超过 55 dBz,回波发展高度在 10 km 以上。单体基本呈竖直状态,略向东北向倾斜,意味着从低层到中、高

层的西南风速比较均匀,引导气流的带动作用显著,这也是飊线快速移动的一个重要原因。

在这次飊线过程中,还出现了超级单体,超级单体风暴是发展最为旺盛的对流风暴系统,也是产生强降水、冰雹、龙卷和雷雨大风等灾害性强对流天气最主要的风暴系统之一。超级单体风暴低层有钩状回波,中层是有界弱回波区(BWER),中、高层则是悬垂回波结构,风暴顶位于有界弱回波区之上,并会出现中气旋(俞小鼎等,2006;戴建华等,2012)。

从 17 时 55 分杭州雷达不同仰角反射率因子图(图 11)上可以看到,在浙江与江苏交界处有一中心强度超过 60 dBz 的回波单体,强回波在低层 0.5°仰角图(图 11a)上呈钩状结构,双箭头所示位置是一个 V 形缺口,即弱回波区,表明了前侧的强入流气流。弱回波区即低层强入流区靠近该强单体移动方向的右后侧。再综合 1.5°仰角(图 11b)、2.4°仰角(图 11c)和 3.4°仰角(图 11d)分析可知,该强单体在低层出现了钩状回波、前侧 V 形缺口、有界弱回波区,双箭头所示不同高度具有不同的回波强度表明了中高层的回波悬垂,同时也可以看到回波顶位于有界弱回波区之上,反射率因子强中心及其梯度最

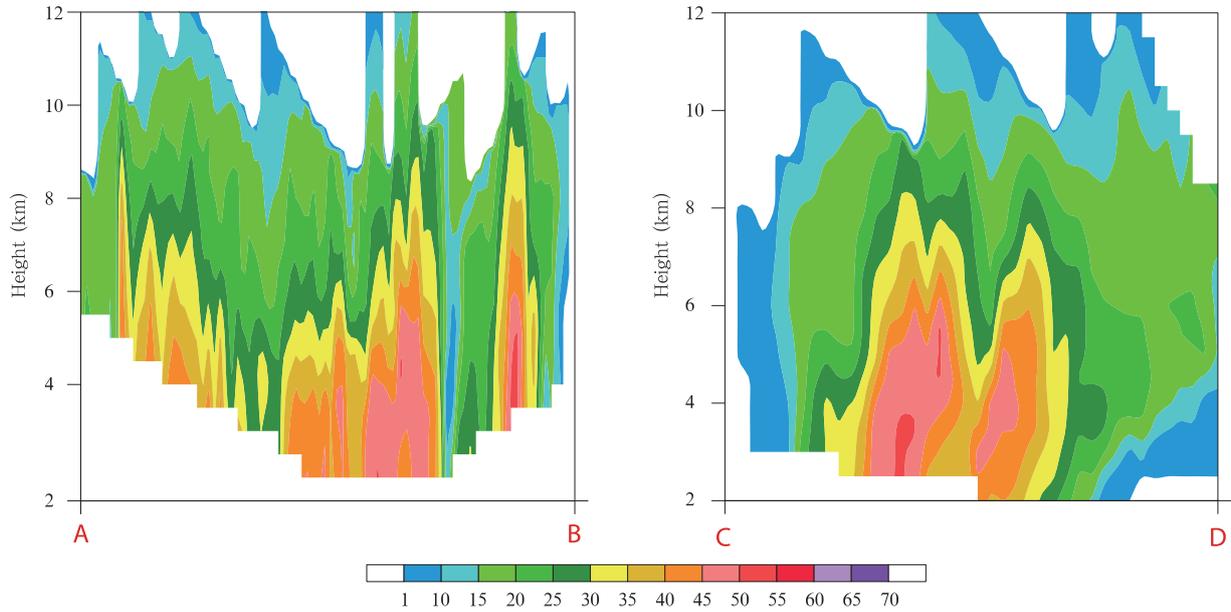


图 10 2018 年 3 月 4 日 17 时 19 分衢州多普勒雷达反射率因子(色阶,单位:dBz)垂直剖面
(a. AB 剖面, b. CD 剖面;剖面位置见图 9a)

Fig. 10 Vertical cross sections of Doppler radar reflectivity at Quzhou (shaded, unit: dBz)
along (a) AB and (b) CD at 17:19 BT 4 March 2018
(The lines are shown in Fig. 9a)

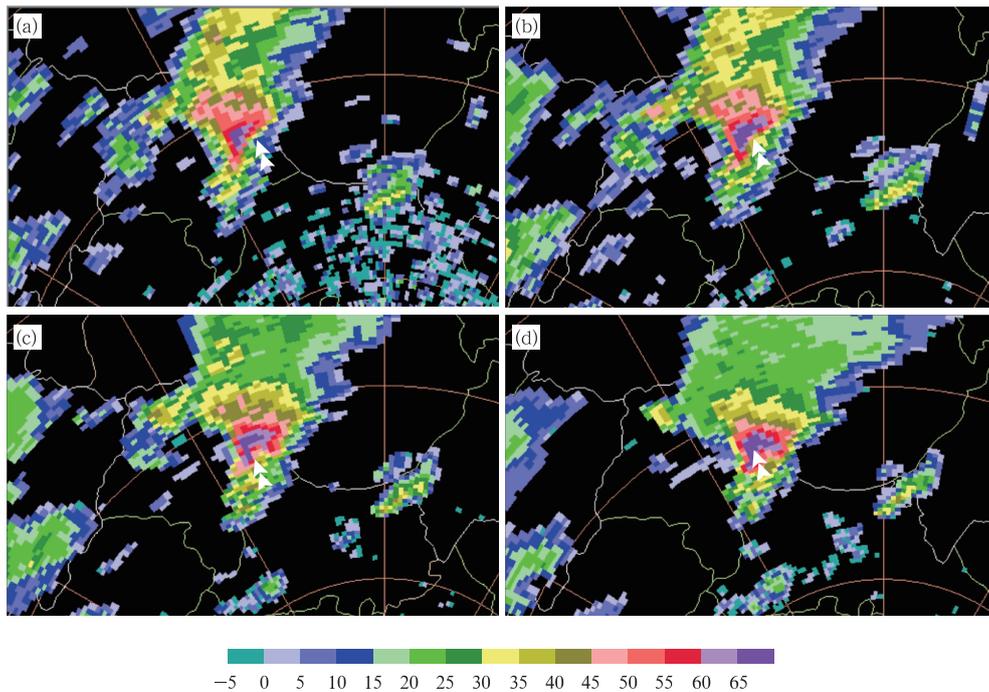


图 11 2018 年 3 月 4 日 17 时 55 分杭州雷达不同仰角回波反射率因子(色阶,单位:dBz)
(a. 0.5°, b. 1.5°, c. 2.4°, d. 3.4°)

Fig. 11 Radar reflectivity (shaded, unit: dBz) at (a) 0.5°, (b) 1.5°, (c) 2.4° and
(d) 3.4° elevations at Hangzhou at 17:55 BT 4 March 2018

大区位于强单体移动方向右后侧,即反射率因子和有界弱回波区均是自低到高向低层入流一侧倾斜。

同时刻 2.4°仰角的杭州雷达径向速度图(图略)上,该强回波单体位置出现了明显的“速度对”,形成了气旋式辐合,旋转速度也有 10—15 m/s,而在中气旋产品图(图略)上,相同位置也探测到了中等强度的中气旋。低层的钩状回波、V形缺口、有界弱回波区,中、高层回波悬垂,回波顶位于有界弱回波区之上,反射率因子强中心及其梯度最大区位于强单体移动方向右后侧,径向速度出现了气旋式辐合并伴有中等强度的中气旋,所有这些都表明此次飊线过程中出现了超级单体风暴,不仅带来了冰雹等灾害性天气,也有利于形成十分强的地面大风。

5.3 风廓线分析

动量下传也是引起地面大风的一个因素,对流系统内的下沉气流可以将水平动量从高层带到低层,在近地面产生较强的辐散气流,从而形成或加剧地面大风(徐哲永等,2012;张琳娜等,2018)。摩擦层厚度约为 1500 m 左右,在摩擦层中,因摩擦随高度减小,风速随高度增大,地面以上的风基本按埃克曼螺旋线规律随高度变化,所以一般高层动量较大;当空气层结稳定时,铅直交换弱,空气的动量下传较小;若空气层结不稳定,则铅直交换强,动量下传增强,因而使地面风速明显增大;当上空有锋区,风垂直切变比较大时,温度层结的日变化常常可以引起风速更为明显的日变化(朱乾根等,2007)。3月4日华东区域处于西南风强劲控制的暖区中,整个区域显著回暖,导致低层层结强烈不稳定,而西南急流又非常强劲,因此有利于中、高层动量向下传播,从而使得地面风力更大。

为了进一步看清动量下传过程,对3月4日19时24分—20时20分的杭州雷达风廓线作时间-高度剖面(图12),可以看到,从地面到10 km高空,杭州上空是一致的西南风。19时24—35分,5 km以上高层是大于20 m/s的西南风,5 km以下则没有出现旗帜风(即20 m/s);从19时41分起,中、低层开始出现旗帜风,近地面风力也有所增大;20时03分之后,4 km以下高度的风力继续增大,近地面风速也逐渐增强至12 m/s以上。从杭州雷达风廓线可以看出,随着时间推进,杭州上空风力出现了中高层强劲西南风逐渐减弱、低层弱西南风渐渐加强的过程,大风速轴明显下移,出现了动量下传的现象,

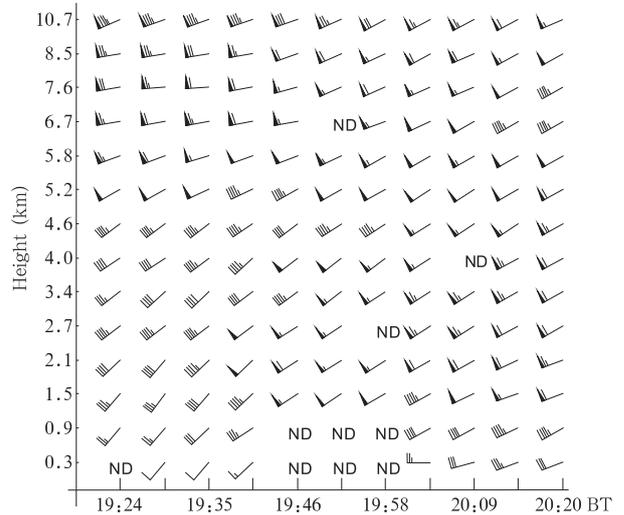


图12 3月4日19时24分—20时20分
杭州雷达风廓线

Fig. 12 Observed wind data, acquired by a radar wind profiler in Hangzhou from 19:24 to 20:20 BT 4 March 2018

从而加剧了地面大风。

5.4 地形作用

极端大风的出现与地形也密不可分,特殊地形能够对风速有增强作用。山脉的高度、影响系统与山脉的相对位置、喇叭口地形等会使局部风力增大(钮学新等,2005;冀春晓等,2007;盛春岩等,2014)。当出现地形峡谷作用或“狭管效应”时会使得风力加大,出现“宽管效应”时会使得风力减弱(杨仁勇等,2011);海洋的光滑下垫面对海上大风起到增强作用,引起“向岸风”,风速越大,海面对大风的增强作用越明显,向岸风作用越明显(盛春岩等,2014)。

此次飊线过程中有测站出现了14级以上极端大风,分别为江西鄱阳湖珠湖联圩63.9 m/s(17级)、莲花塘50.8 m/s(15级)、太湖小雷山44.8 m/s(14级)、岩瑞古城42.8 m/s(14级)和丽水白云山41.8 m/s(14级)。将这5个站点位置及风速标注在地形图(图13)上可以看到,珠湖联圩和小雷山分别位于鄱阳湖和太湖边,两个站的海拔高度分别为32和10 m,湖面光滑的下垫面会加强地面大风,引起“向岸风”,由于此次过程本身风力就非常强劲,从而使得湖面的增强作用更加显著。莲花塘和岩瑞古城的海拔高度在百米左右(分别为70和113 m),从地形上看,两个测站均位于地形从开阔平原地带走

向山地的过渡区域,有一定的喇叭口形状,西南风在这种地形下会产生“狭管效应”和喇叭口效应,从而使风力增强。白云山测站海拔较高,达到了

1072 m,其西南侧有一地形坡谷通道,当西南风沿此通道吹向白云山时,会产生明显的“狭管效应”,加大风力。

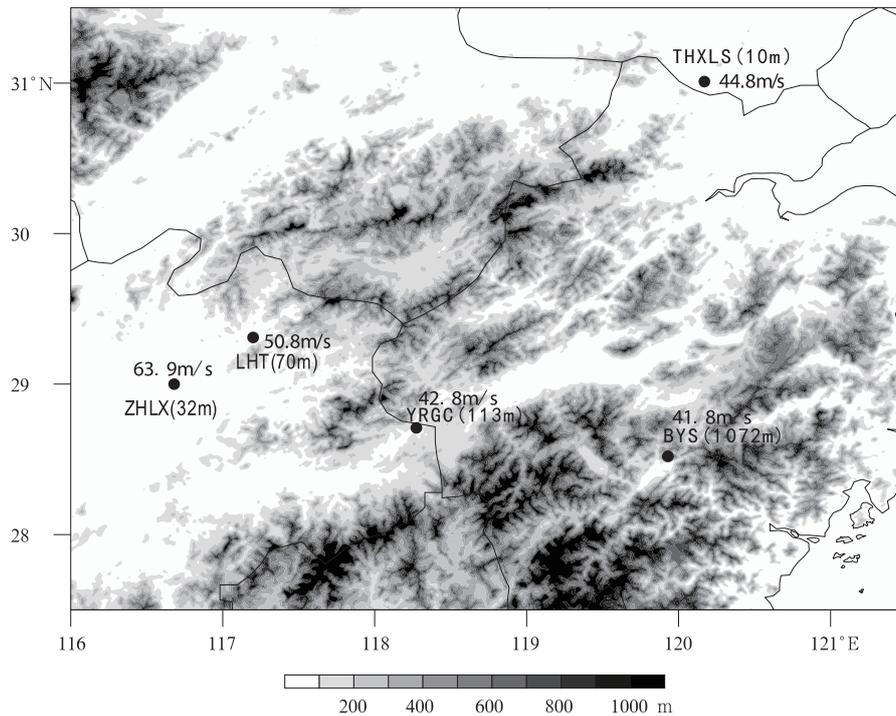


图 13 地形高度(灰阶)及站点风速

(括号内表示该站点海拔高度,ZHLX、LHT、YRGC、THXLS 和 BYS 分别表示珠湖联圩、莲花塘、岩瑞古城、太湖小雷山和白云山)

Fig. 13 Terrain (shaded) and wind speeds at stations with altitude in brackets (ZHLX, LHT, YRGC, THXLS and BYS represent Zhuhulianxu, Lianhuatang, Yanruigucheng, Taihuxiaoleishan and Baiyunshan, respectively)

一般情况下,高海拔地区风力会比低海拔地区更大,但在光滑湖面、喇叭口地形、狭管效应等具有特殊地形的地区,配合系统位置及风力、风向,就更容易出现 14 级以上的极端大风,可见地形对于大风的增幅效应是比较显著的。

图 14 是此次飊线过程的示意。飊线(紫色虚线)由多个对流单体(黄色阴影)组成,呈弓状排列,在暖区气流中(红色箭头线)形成,向东北方向移动(紫色箭头);飊线后部是雷暴高压(H)和冷池(蓝色阴影),并存在后侧入流急流区,前方则是中低压(L),强的气压梯度和入流急流推动飊线快速移动。在飊线北面,是一条北方冷高压南下形成的冷锋,在冷锋接近暖区位置,也有对流激发生成(蓝色虚线框内),这些对流随着冷锋南下而东移南压,逐渐与飊

线北端对流交汇、融合,这也是飊线发展后期,南段部分减弱消亡之后,北段依旧能维持或发展的一个重要机制。

6 总 结

2018 年 3 月 4 日发生在华东地区的强飊线天气过程带来了极端大风、短时暴雨和冰雹等灾害性天气,造成了严重人员伤亡和财产损失,利用多种资料对其发展过程和地面极端大风成因进行了初步分析,得到以下结论:

(1) 这次过程具有发生时间(季节)早、移速快、范围广、致灾强等特点,是一次比较少见的早春(冬末)强飊线天气过程,是在高空急流辐散区、低空西南急流轴前端、低涡南侧的暖区之中发展起来的。

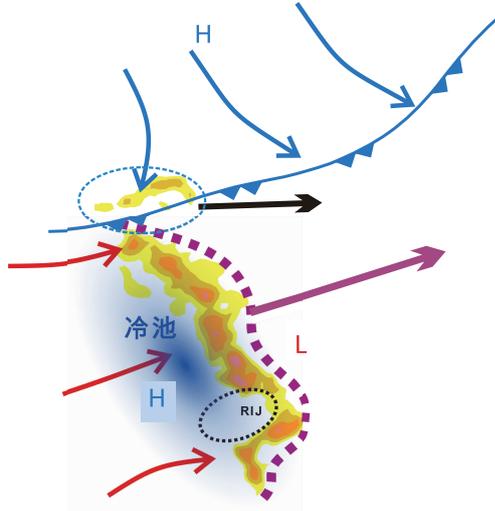


图 14 飚线概念模型

(蓝色锋线表示冷锋,紫色虚线表示飚线位置,蓝色虚线范围内表示冷锋对流,黑色虚线范围表示后侧入流急流位置,蓝色、红色箭头线表示冷暖气流,黑色箭头表示冷锋对流移动方向,紫色箭头表示飚线移动方向,蓝色阴影表示冷池,黄色阴影表示雷达回波反射率因子, H、L 分别表示高压和低压)

Fig. 14 Concept model of squall line

(The blue frontline, purple dashed line, blue dashed line and black dashed line represent cold front, squall line position, convection cells within the cold front and rear inflow jet (RIJ), respectively. The blue, red, black and purple arrows denote cold airflow, warm airflow, movement of the convection cells by cold front and movement of squall line, respectively. The areas shaded in blue and yellow indicate cold pool and radar reflectivity, respectively. H and L denote high pressure and low pressure, respectively)

(2) 飚线过程的地面要素变化十分剧烈,地面有强冷池,与飚线前暖空气之间构成了强的水平温度梯度,致使飚线强度更强;飚线经过时气压涌升所形成的雷暴高压、强气压梯度以及飚线的快速移动均有利于地面极端大风的出现。

(3) 飚线发展过程中形成了弓形回波、超级单体等强天气系统,中高层动量下传和光滑湖面、喇叭口、狭管效应等特殊地形对于大风的增强效应比较显著,这些因素也加剧了地面极端大风的形成。

通过对该过程的分析,可以看到在监测和临近预报中,雷达资料是最有效的;在强度判断分析上,地面观测中的温度、变压、变温等数据都能提供比较

好的参考。在飚线形成阶段,表征不稳定的物理量,如对流有效位能、抬升指数、上、下层温差等都提供了有利的生成环境,地面中尺度辐合线能够触发对流生成;在飚线传播阶段,地面冷池、风垂直切变、地面风场对飚线移动、强度变化等有关键作用。因此,在此类天气预报中需要关注强暖区、强急流地区是否会有对流发生,同时也需要进一步关注物理量场大值区、地面要素强烈变化区、风垂直切变大小和地形等因素是否会加强对流发生、发展。

参考文献

- 鲍旭炜, 谈哲敏. 2010. 二维多单体雷暴系统中对流单体生成和发展的新机制. 气象学报, 68(3): 296-308. Bao X W, Tan Z M. 2010. A mechanism for the convective cell regeneration and development within a two-dimensional multicell storm. Acta Meteor Sinica, 68(3): 296-308 (in Chinese)
- 曹倩, 张述文, 曹帮军等. 2016. 超强不稳定和弱切变环境下一次飚线过程的雷达资料同化与分析. 热带气象学报, 32(5): 645-655. Cao Q, Zhang S W, Cao B J, et al. 2016. The radar data assimilation and analysis of a squall line under ultrastrong instability and weak vertical wind shear. J Trop Meteor, 32(5): 645-655 (in Chinese)
- 陈明轩, 王迎春. 2012. 低层垂直风切变和冷池相互作用影响华北地区一次飚线过程发展维持的数值模拟. 气象学报, 70(3): 371-386. Chen M X, Wang Y C. 2012. Numerical simulation study of interactional effects of the low-level vertical wind shear with the cold pool on a squall line evolution in North China. Acta Meteor Sinica, 70(3): 371-386 (in Chinese)
- 陈涛, 代刊, 张芳华. 2013. 一次华北飚线天气过程中环境条件与对流发展机制研究. 气象, 39(8): 945-954. Chen T, Dai K, Zhang F H. 2013. Study on ambient condition and initialization mechanism of convection in a severe squall line storm event in North China. Meteor Mon, 39(8): 945-954 (in Chinese)
- 戴建华, 陶岚, 丁杨等. 2012. 一次罕见飚前强降雹超级单体风暴特征分析. 气象学报, 70(4): 609-627. Dai J H, Tao L, Ding Y, et al. 2012. Case analysis of a large hail-producing severe supercell ahead of a squall line. Acta Meteor Sinica, 70(4): 609-627 (in Chinese)
- 冀春晓, 薛根元, 赵放等. 2007. 台风 Ranim 登陆期间地形对其降水和结构影响的数值模拟试验. 大气科学, 31(2): 233-244. Ji C X, Xue G Y, Zhao F, et al. 2007. The numerical simulation of orographic effect on the rain and structure of typhoon Ranim during landfall. Chinese J Atmos Sci, 31(2): 233-244 (in Chinese)
- 康红, 费建芳, 黄小刚等. 2016. 一次弱弓形飚线后方入流特征的观测分析. 气象学报, 74(2): 176-188. Kang H, Fei J F, Huang X G, et al. 2016. The observational analysis of the characteristics of rear inflow in a weak-bow squall line. Acta

- Meteor Sinica, 74(2): 176-188 (in Chinese)
- 梁建宇, 孙建华. 2012. 2009年6月一次飚线过程灾害性大风的形成机制. 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. Chinese J Atmos Sci, 36(2): 316-336 (in Chinese)
- 刘健文, 郭虎, 李耀东等. 2005. 天气分析预报物理量计算基础. 北京: 气象出版社, 253pp. Liu J W, Guo H, Li Y D, et al. 2005. The Base of Diagnosis Calculation in Weather Analysis and Prediction. Beijing: China Meteorological Press, 253pp (in Chinese)
- 刘香娥, 郭学良. 2012. 灾害性大风发生机理与飚线结构特征的个例分析模拟研究. 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. Chinese J Atmos Sci, 36(6): 1150-1164 (in Chinese)
- 缪子青, 何宏让, 张云等. 2016. 一次飚线过程雷达回波特征及环境条件分析. 气象科学, 36(1): 71-79. Miao Z Q, He H R, Zhang Y, et al. 2016. Analysis on radar echo characteristics and environmental conditions of a squall line. J Meteor Sci, 36(1): 71-79 (in Chinese)
- 牛淑贞, 张一平, 席世平等. 2012. 基于加密探测资料解析2009年6月3日商丘强飚线形成机制. 暴雨灾害, 31(3): 255-263. Niu S Z, Zhang Y P, Xi S P, et al. 2012. Analysis on the formation mechanism of a strong squall line based on intensive observation data in Shangqiu on June 3, 2009. Torr Rain Dis, 31(3): 255-263 (in Chinese)
- 钮学新, 杜惠良, 刘建勇. 2005. 0216号台风降水及其影响降水机制的数值模拟试验. 气象学报, 63(1): 57-68. Niu X X, Du H L, Liu J Y. 2005. The numerical simulation of rainfall and precipitation mechanism associated with typhoons Sinlaku (0216). Acta Meteor Sinica, 63(1): 57-68 (in Chinese)
- 潘玉洁, 赵坤, 潘益农等. 2012. 用双多普勒雷达分析华南一次飚线系统的中尺度结构特征. 气象学报, 70(4): 736-751. Pan Y J, Zhao K, Pan Y N, et al. 2012. Dual-Doppler analysis of a squall line in southern China. Acta Meteor Sinica, 70(4): 736-751 (in Chinese)
- 沈杭锋, 翟国庆, 朱补全等. 2010. 浙江沿海中尺度辐合线对飚线发展影响的数值试验. 大气科学, 34(6): 1127-1140. Shen H F, Zhai G Q, Zhu B Q, et al. 2010. A model study of impact of coastal mesoscale convergence line on development of squall line over Zhejiang province. Chinese J Atmos Sci, 34(6): 1127-1140 (in Chinese)
- 盛春岩, 李建华, 范苏丹. 2014. 地形及下垫面对渤海大风影响的数值研究. 气象, 40(11): 1338-1344. Sheng C Y, Li J H, Fan S D. 2014. Numerical study of terrain and underlying surface effect on Bohai Gale. Meteor Mon, 40(11): 1338-1344 (in Chinese)
- 寿绍文, 杜秉玉, 肖稳安等. 1993. 中尺度对流系统及其预报. 北京: 气象出版社, 131-140. Shou S W, Du B Y, Xiao W A, et al. 1993. The Mesoscale Convective Systems and Forecasting. Beijing: China Meteorological Press, 131-140 (in Chinese)
- 孙虎林, 罗亚丽, 张人禾等. 2011. 2009年6月3—4日黄淮地区强飚线成熟阶段特征分析. 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. Chinese J Atmos Sci, 35(1): 105-120 (in Chinese)
- 孙建华, 郑淋淋, 赵思雄. 2014. 水汽含量对飚线组织结构和强度影响的数值试验. 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. Chinese J Atmos Sci, 38(4): 742-755 (in Chinese)
- 孙继松, 陶祖钰. 2012. 强对流天气分析与预报中的若干基本问题. 气象, 38(2): 164-173. Sun J S, Tao Z Y. 2012. Some essential issues connected with severe convective weather analysis and forecast. Meteor Mon, 38(2): 164-173 (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. 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. Plateau Meteor, 31(2): 504-514 (in Chinese)
- 吴紫煜, 姚雯, 李超等. 2016. 京津冀地区中 α 尺度飚线过程中大风特征分析及成因初探. 气象与环境科学, 39(2): 90-98. Wu Z Y, Yao W, Li C, et al. 2016. Study on the characteristics and causes of strong wind during the Meso- α -scale squall line process in Beijing-Tianjin-Hebei Area. Meteor Environ Sci, 39(2): 90-98 (in Chinese)
- 肖现, 王迎春, 陈明轩等. 2013. 基于雷达资料四维变分同化技术对北京地区一次下山突发性增强风暴热动力机制的模拟分析. 气象学报, 71(5): 797-816. Xiao X, Wang Y C, Chen M X, et al. 2013. A mechanism analysis of the thermo-dynamical field of a suddenly intensifying storm from mountains in the Beijing area with the radar data 4DVar. Acta Meteor Sinica, 71(5): 797-816 (in Chinese)
- 徐哲永, 王雷, 王坚侃. 2012. 舟山群岛海域一次大风过程的诊断分析. 海洋预报, 29(5): 53-58. Xu Z Y, Wang L, Wang J K. 2012. Diagnosis analysis of a strong gale in Zhoushan islands. Mar Forecasts, 29(5): 53-58 (in Chinese)
- 杨仁勇, 冯文, 许向春等. 2011. 琼州海峡大风数值模拟及地形敏感性试验. 热带气象学报, 27(1): 95-100. Yang R Y, Feng W, Xu X C, et al. 2011. Numerical simulation and terrain sensitivity experiment on gale winds at Qiongzhou strait. J Trop Meteor, 27(1): 95-100 (in Chinese)
- 俞小鼎, 姚秀萍, 熊廷南等. 2006. 多普勒天气雷达原理与业务应用. 北京: 气象出版社, 314pp. Yu X D, Yao X P, Xiong T N, et al. 2006. Principles and Applications of Doppler Weather Radar. Beijing: China Meteorological Press, 314pp (in Chinese)

- 俞小鼎, 周小刚, 王秀明. 2012. 雷暴与强对流临近天气预报技术进展. 气象学报, 70(3): 311-337. Yu X D, Zhou X G, Wang X M. 2012. The advances in the nowcasting techniques on thunderstorms and severe convection. Acta Meteor Sinica, 70(3): 311-337 (in Chinese)
- 袁招洪. 2015. 不同分辨率和微物理方案对飑线阵风锋模拟的影响. 气象学报, 73(4): 648-666. Yuan Z H. 2015. Study of the influence of the different horizontal resolutions and microphysical setups on the idealized simulation of a squall line. Acta Meteor Sinica, 73(4): 648-666 (in Chinese)
- 翟国庆, 俞樟孝. 1992. 强对流天气发生前期地面风场特征. 大气科学, 16(5): 522-529. Zhai G Q, Yu Z X. 1992. The surface characteristics of wind field prior to the occurrence of severe convection weather. Chinese J Atmos Sci, 16(5): 522-529 (in Chinese)
- 张建军, 王咏青, 钟玮. 2016. 飑线组织化过程对环境垂直风切变和水汽的响应. 大气科学, 40(4): 689-702. Zhang J J, Wang Y Q, Zhong W. 2016. Impact of vertical wind shear and moisture on the organization of squall lines. Chinese J Atmos Sci, 40(4): 689-702 (in Chinese)
- 张琳娜, 冉令坤, 李娜等. 2018. 雷暴大风过程中对流层中低层动量通量和动能通量输送特征研究. 大气科学, 42(1): 178-191. Zhang L N, Ran L K, Li N, et al. 2018. Analysis of momentum flux and kinetic energy flux transport in the middle and lower troposphere during a thunderstorm event. Chinese J Atmos Sci, 42(1): 178-191 (in Chinese)
- 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文等. 2007. 天气学原理与方法. 4版. 北京: 气象出版社, 1-649. Zhu Q G, Lin J R, Shou S W, et al. 2007. Synoptic Meteorological Analysis. 4th ed. Beijing: China Meteorological Press, 1-649 (in Chinese)
- 庄薇, 刘黎平, 薄兆海等. 2010. 新疆一次强飑线过程双多普勒雷达观测的中尺度风场结构分析. 气象学报, 68(2): 224-234. Zhuang W, Liu L P, Bo Z H, et al. 2010. Study of the mesoscale wind field structure of a strong squall line in the Xinjiang Uygur Autonomous Region based on the dual-Doppler radar observations. Acta Meteor Sinica, 68(2): 224-234 (in Chinese)
- Corfidi S F. 2003. Cold pools and MCS propagation: Forecasting the motion of downwind-developing MCSs. Wea Forecasting, 18(6): 997-1017
- Markowski P, Richardson Y, Rasmussen E, et al. 2008. Vortex lines within low-level mesocyclones obtained from pseudo-dual-Doppler radar observations. Mon Wea Rev, 136(9): 3513-3535
- Meng Z Y, Yan D C, Zhang Y J. 2013. General features of squall lines in East China. Mon Wea Rev, 141(5): 1629-1647
- Miller R C, Maddox R A. 1975. Use of the SWEAT and SPOT indices in operational severe storm forecasting // Proceedings of the 7th AMS Conference on Severe Local Storms, 1-6
- Parker M D, Johnson R H. 2000. Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems. Mon Wea Rev, 128(10): 3413-3436
- Takemi T. 2006. Impacts of moisture profile on the evolution and organization of midlatitude squall lines under various shear conditions. Atmos Res, 82(1-2): 37-54
- Takemi T. 2007. A sensitivity of squall-line intensity to environmental static stability under various shear and moisture conditions. Atmos Res, 84(4): 374-389
- Weisman M L, Klemp J B. 1984. The structure and classification of numerically simulated convective storms in directionally varying wind shears. Mon Wea Rev, 112(12): 2479-2498
- Weisman M L, Rotunno R. 2000. The use of vertical wind shear versus helicity in interpreting supercell dynamics. J Atmos Sci, 57(9): 1452-1472
- Weisman M L. 2001. Bow echoes: A tribute to T. T. Fujita. Bull Amer Meteor Soc, 82(1): 97-116
- Weisman M L, Trapp R J. 2003. Low-level mesovortices within squall lines and bow echoes. Part I: Overview and dependence on environmental shear. Mon Wea Rev, 131(11): 2779-2803
- Weisman M L, Rotunno R. 2004. "A theory for strong long-lived squall lines" revisited. J Atmos Sci, 61(4): 361-382
- Wilson J W, Ebert E E, Saxen T R, et al. 2004. Sydney 2000 forecast demonstration project: Convective storm nowcasting. Wea Forecasting, 19(1): 131-150