

2024年4月2日连续影响浙江的两次飚线及极端大风对比分析

沈晓玲^{1,2} 桑明慧³ 章超钦¹ 章唯薇⁴

(1. 绍兴市气象局, 绍兴, 312000; 2. 华东区域相控阵天气雷达应用联合实验室, 上海 200000; 3. 绍兴市气象防灾减灾中心, 绍兴, 312000; 4. 绍兴市气象博物馆, 绍兴, 312000)

摘要 本文利用常规观测资料、S波段双偏振雷达资料、风廓线雷达资料、ERA5 (0.25°×0.25°)再分析资料等,从环境条件、飚线结构和发展机制、极端大风成因等方面,对比分析了同一天气背景下连续影响浙江的两次飚线过程,结果表明:(1)与西南急流型飚线相似,本次过程发生在高空南支槽、中低层低涡切变和地面低压倒槽强烈发展的环流背景下,对流先后在不同区域触发后,组织化成连续飚线。高低层强西南急流、地面辐合线、强垂直风切变等均为飚线的生成和发展提供了有利条件。两条飚线彼此独立,其触发区、移动方向、对流系统组织形式和程度、生命史、大风范围均不同。(2)飚线1主要发展机制为高空有强干侵入,叠加低层高能高湿空气向上输送,对流不稳定性增强,同时高低空强垂直风切变、地面强辐合、大的对流有效位能为飚线提供抬升和不稳定能量条件,雷暴高压和冷池偏弱,飚线自发展机制较弱。飚线2主要发展机制为雷暴高压和冷池较强,飚线自发展机制强,低层垂直风切变的方向与飚线走向交角几近垂直,低层垂直气流不断抬升,飚线得到发展,同时冷池和低层垂直风切变保持平衡,有利于飚线生命史维持。(3)飚线1极端大风出现在后期东北段再次加强过程中,冷池的传播早于极端大风的产生,降水粒子的拖曳作用、动量下传均是极端大风产生的成因之一。飚线2极端大风出现在飚线成熟阶段,冷池的传播迟于极端大风的产生,极端大风主要由强下沉气流造成。

关键词 飚线; 极端大风; 干侵入; 雷暴高压; 冷池

文章编号

中图分类号 P445

文献标识码 A

doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2000.19000

引言

飚线作为一种强对流系统,具有组织化程度高、影响范围广等特点,常伴有区域性雷暴大风天气,是国内外专家学者多年来关注的重点之一。关于飚线的形成条件、触发和维持机制、结构特征等,已有不少相关研究。飚线发生在有利于的大尺度环流背景下,不稳定层结、高能量、中低层强的垂直风切变均是有利于飚线发生发展的环境条件(Parker and Johnson, 2000; Coniglio et al, 2012; 梁俊平和张一平, 2015; 邓承之等, 2024)。冷锋、露点锋、切变线、低涡、高空急流和低空风场不连续线等均可触发飚线系统(丁一汇等, 1982),此外,在东北冷涡背景下,冷涡西南侧受冷涡引导南下的冷空气影响,配合低层暖平流出现不稳定层结,结合有横向梯度的湿度场,也可以形成飚线(张弛等, 2019)。Bluestein等(1987)认为,无论是强飚线还是弱飚线,均伴随有明显的低层垂直风切变,并且垂直于飚线的低层切变分量越强,飚线强度越大,生命史越长。Rotunno等(1988)提出了飚线发展的RKW理论,即近地面冷池和低层环境垂直风切变之间的动态平衡是飚线维持长生命史的主要机理之一。

针对飚线产生的大风也已有不少研究。分析飚线大风的雷达特征发现,中层径向辐合(MARC)特征反映了由风暴前侧的强上升气流和风暴后部入流急流(RIJ)汇合后形成的径向辐合区,其中RIJ可以引导干冷空气卷入风暴,增强风暴降水粒子的蒸发冷却作用,利于对流体下沉气流加强,进而产生地面灾害性大风(梁建宇和孙建华, 2012; 盛杰等, 2019)。此外,地面强冷池形成的冷池密度流也是飚线大风产生的重要原因,冷池合并会加

收稿日期 2024-10-18 网络预出版日期

作者简介 沈晓玲,女,学士,正高级工程师,主要从事灾害性天气机理及预报预警技术研究。Email: 13893561@qq.com

大雷暴大风的强度，同时中层入流对地面大风的形成也有重要作用（刘香娥等，2012；罗琪等，2019；雷蕾等，2021）。沈杭锋等（2019）分析了一次强飚线过程极端大风的中尺度特征，指出雷暴高压、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，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。

2024年4月2日下午至前半夜，浙中北连续受两次飚线影响，出现大范围雷暴大风、短时强降水天气。在同一天气背景下，连续出现大范围飚线的过程较为罕见，本文利用多源资料，从环境条件、飚线结构和发展机制、极端大风成因等方面对比分析两次飚线过程的异同点，以期今后此类过程的预报预警提供参考。

1 两次飚线过程实况对比

2024年4月2日下午至前半夜，受连续两次飚线影响，浙江出现大范围雷暴大风、短时强降水等强对流天气，第一次飚线（以下简称飚线1）生命史为15-20时，第二次飚线（以下简称飚线2）生命史为17-23时。从图1以看到，两次飚线过程产生的大风均呈带状分布，但影响范围不同，飚线1大风主要出现在浙东的中部地区，有380站出现8级及以上大风（剔除高山站），58站出现10级及以上大风，最大为绍兴上虞兴南站 $31.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ （11级）。飚线2主要影响浙西的中部地区，有453站出现8级及以上大风（剔除高山站），64站出现10级及以上大风，最大为衢州开化站 $33.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ （12级）。可见飚线2产生的地面极大风速比飚线1偏强、范围偏大，表明飚线2的对流系统发展更强。另外，统计了1991-2020年春季（3-5月）浙江省自动气象站（含国家站、区域站）日极大风在 $17.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ （8级）及以上的大风站次，将95百分位风速作为极端大风的阈值（Zhang and Wang, 2021），发现本次过程的两次极大风均属于极端大风。

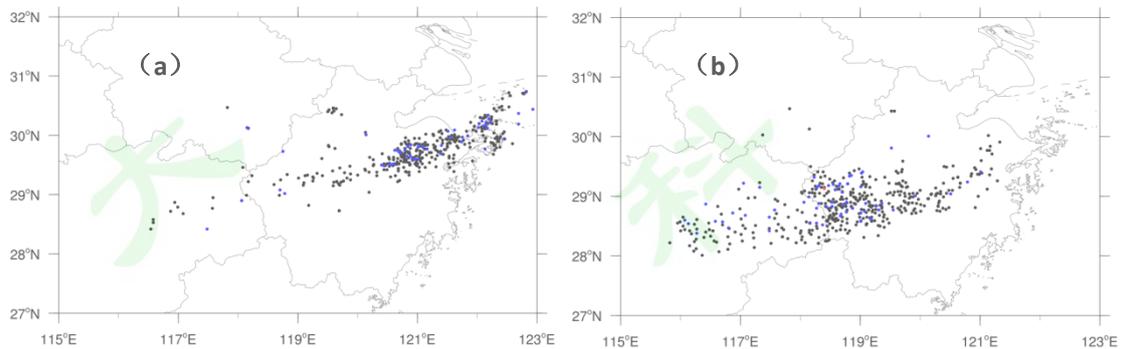


图1 两次飚线过程大风分布（黑点为8-9级，蓝点为10-11级，红点为12级）
(a: 飚线1; b: 飚线2)

Fig.1 Distribution of strong winds during two squall lines (a: black dots represent 8-9 levels, blue dots represent 10-11 levels, red dots represent 12 levels or above) (a: squall line1; b: squall line2)

2 环境条件对比

4月2日08时500hPa（图2a）亚洲高纬地区为两脊一槽型，两脊分别位于巴尔喀什湖以北和我国黑龙江以北，一槽位于贝加尔湖一带，中纬度以偏西气流为主，其上不断有短波槽东移，30°N以南为宽广的南支槽发展，槽线位于110°E以西，副高呈东西向带状分布于南海及西太平洋，588线横跨我国南部沿海，南支槽前的西南气流与副高西侧的偏南气流汇合，向江南输送充足的水汽，同时两者之间形成强西南-东北向急流，中心强度达 $33 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。700hPa（图2b）西南急流强盛，急流中心位于华南，强度达 $24 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ，浙江位于急流轴前方。850hPa华中地区有大范围低涡发展，低涡前方暖式切变线位于安徽及江苏中南部，浙江处于暖式切

变线南侧的西南急流中。地面图上（图略）35°N以南低压倒槽发展旺盛，华东沿海处于倒槽前部的偏南气流中，赣北-皖南-浙北一线存在地面辐合线。14时后（图略），700hPa急流中心东移北抬至浙江境内，20时中心强度增至 $27\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上，850hPa低涡中心东移至苏中及其沿海，伴随急流中心也加强至 $22\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。可见与西南急流型飊线相似（李文娟等，2019），两次飊线过程均发生在高空南支槽、中低层低涡切变线和地面低压倒槽强烈发展的背景下，中高层强西南急流区存在强垂直风切变和强涡度水平梯度，有利于对流系统发展，中低层西南急流的加强有利于不断输送水汽和能量，地面辐合线的维持则为飊线维持和加强提供动力抬升条件，不同的是飊线2影响浙江时，中低层西南急流强度更强，急流的增强有利于水汽输送和不稳定层结加剧，进而加强对流。

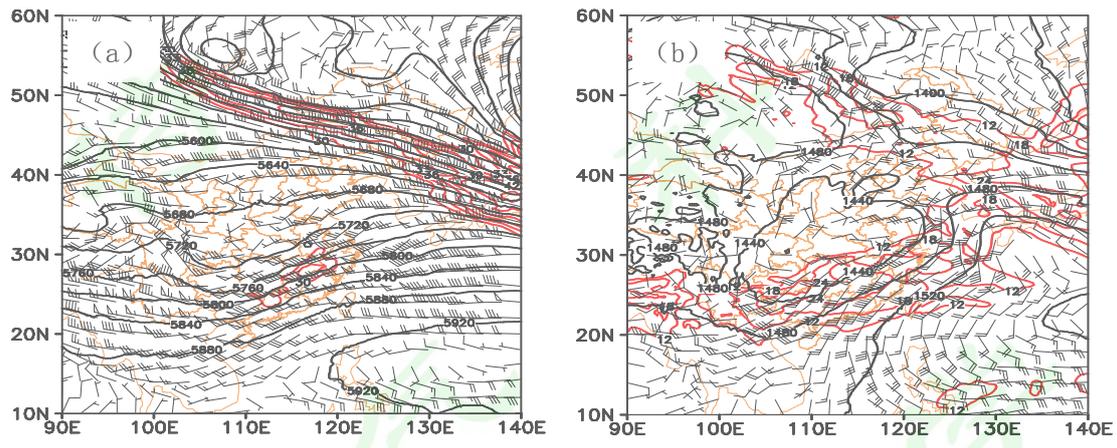


图2 4月2日08时500hPa高度场（黑线，单位：gpm）、风场（单位： $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ）、急流（红线，单位： $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ）（a）和700hPa急流（红线，单位： $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ）、850hPa高度场（黑线，单位：gpm）、风场（单位： $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ）（b）

Fig.2 Distribution of height (black line, Unit: gpm), wind (Unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), jet stream (red line, Unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) at 500hPa (a) and jet stream at 700hPa (red line, Unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), height (black line, Unit: gpm) and wind (Unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) at 850hPa (Unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) (b) at 08:00 on April 2

两次飊线均形成于江西北部，订正后的14时南昌站探空图（图3）显示，探空曲线呈“上干下湿”分布，对流有效位能（CAPE）值为 $975\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$ ，抬升指数（LI）为 -1°C ，K指数为 39°C ，850与500hPa温差为 24°C ，均有利于对流发生发展。0-3km、0-6km垂直风切变分别为 24 、 $35\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上，均属于强切变（Johns and Doswell, 1992），有利于对流组织化成飊线。

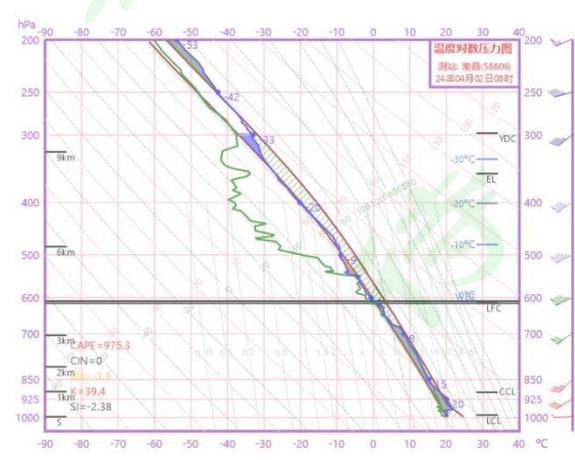


图3 14时南昌站 $T\text{-log}p$ 图Fig.3 $T\text{-log}p$ of Nanchang Station at 14:00

3 飚线的结构和发展机制对比

连续两次飚线过程一般发生在同一天气系统影响下,但两者的中尺度触发机制和组织形态会有所差异(竹利等,2021)。从飚线演变过程(图略)可以发现,两次飚线的触发区和移动方向有所不同,飚线1触发于湖南西部,15时前后在江西北部发展成飚线,长约200km,以东移为主,而飚线2触发于江西西部,17时左右在江西北部发展成飚线,长约130km,东移过程中逐渐北抬。成熟阶段两次飚线长约230km,移速约 $85\text{km}\cdot\text{h}^{-1}$ 左右。对比两次飚线过程的雷达组合反射率因子拼图可以看到(图略)。两次飚线的层状云系均分布在飚线后侧,均为拖尾层云型,但对流系统组织形式和程度不同,飚线1由多个对流单体排列成直线型,呈东北-西南向分布,而飚线2对流单体排列成弓形,呈南北向分布,组织程度较飚线1更紧密。

3.1 飚线1 结构和发展机制

Parker等(2000)将强度(雷达反射率因子) $>40\text{dBZ}$,长度 $\geq 100\text{km}$ 且持续时间 $\geq 3\text{h}$ 的连续或准连续雨带,以及线性或准线性对流区域有一个共同前沿则判断为飚线。图4显示,15时飚线1形成于江西北部,长约200km,呈东北-西南向分布,飚线上最大反射率因子为 55dBZ , 50dBZ 以上的反射率因子核心高度在5km以下,回波顶高10-14km。分析地面1小时变压和变温可以看到,飚线附近冷池、雷暴高压均较弱,伴随的降水也较弱,小时雨强多在10mm以下,这与飚线处于发展阶段有关。但其前方地面为辐合区(图略),辐合区走向与飚线一致,尤其东北段处于强辐合区内,最大辐合中心强度达 $8\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$,有利于飚线东北段东移过程中发展。干空气的侵入对强对流的触发和加强起着重要的动力作用,干侵入活动可以用低相对湿度(小于60%)和高位涡(大于 1PVU , $1\text{PVU}=10^{-6}\cdot\text{K}\cdot\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{kg}^{-1}$)空气来表示。分析15时沿垂直于飚线1的相对湿度、位涡、相当位温分布(图4b)可以看到,飚线前方600hPa以上为明显干区,表明高空有干空气侵入,大气对流不稳定性增强,并配合高位涡向下发展,引发中层气旋性涡度发展,两者均有利于飚线发展(Bowling et al, 1995)。另一方面,800-700hPa之间为高相当位温密集区,干冷空气从对流层顶附近快速侵入低层强斜压区并位于高湿球位温的边界层上时,也有利于飚线发展(Bowling et al, 1995)。

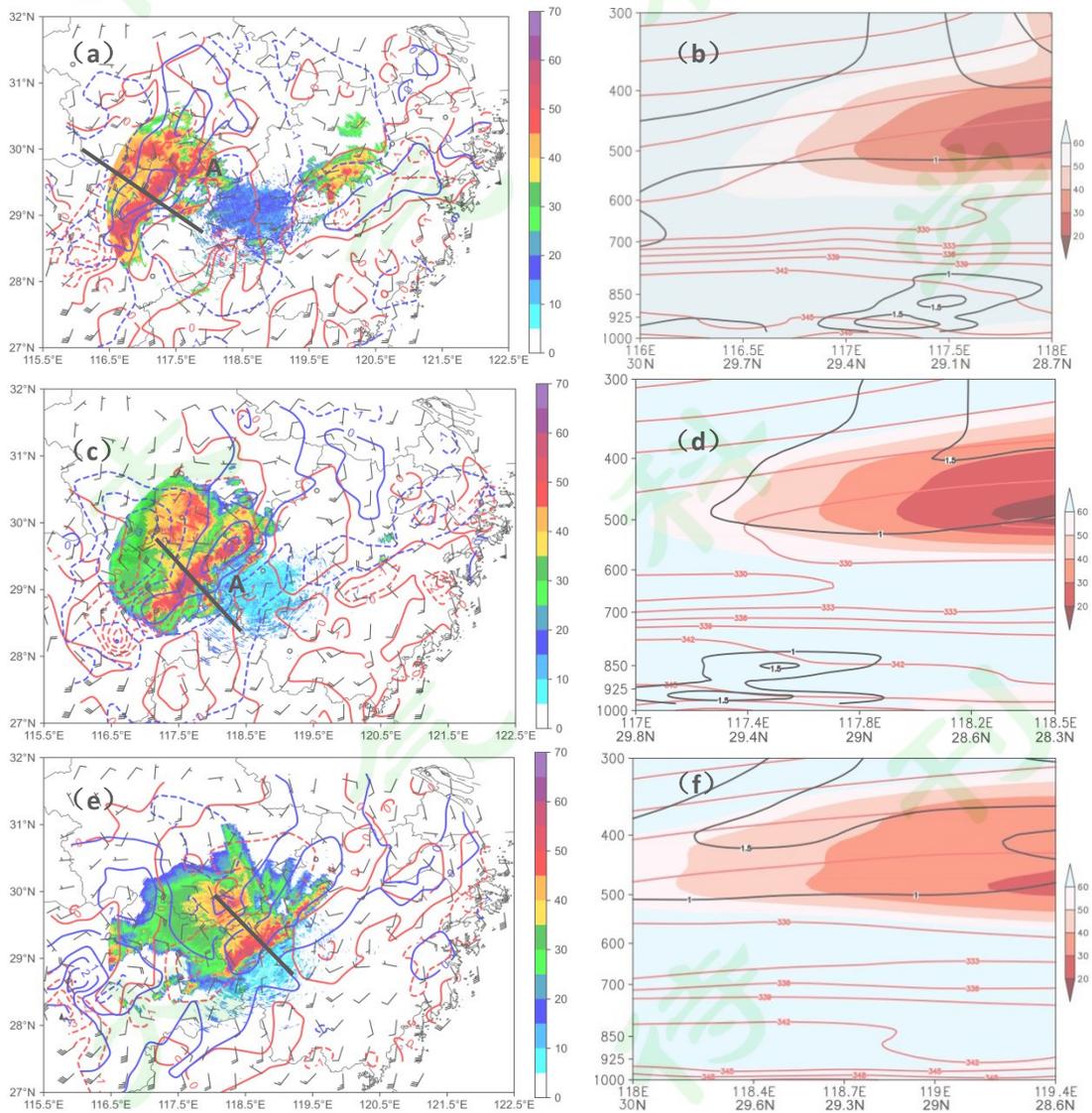
16时飚线1东移至浙皖赣交界(图4c),15时位于飚线北部前沿的多单体风暴A并入飚线,使飚线尺度增至230km,强度增强,垂直方向上反射率因子核心增至 55dBZ ,回波顶高12-15km, 0.5° 仰角径向速度图上(图略)出现大片 $15\text{-}20\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的速度大值区。飚线附近雷暴高压也随之增强,小时变压最大为2.7hPa,小时雨强增至10-20mm。此时赣东仍为强辐合区,浙西北转为辐散区及弱辐合区,意味着飚线东北段前沿的地面辐合抬升条件减弱,不利于其发展,这与东北段在东移过程中迅速减弱的实况一致。图4d显示,16时 118°E 以东高空相对湿度为20%的干冷空气下沉至500hPa,表明飚线西南段上空干侵入增强,其底部存在327K的相当位温低值中心,同时低层342K的高能高湿空气向上输送,这种配置有利于形成“上干冷下暖湿”的大气层结,增强对流不稳定,有利于西南段继续发展,对应江西上饶万年出现9级($21.4\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)大风。

17时飚线1东移至浙西(图4e),东北段强度明显减弱,单体最大反射率因子仅 46dBZ ,小时雨强减小至10mm以下。而飚线西南段前方高空干侵入强度维持(图4f),大气不稳定性维持,地面浙西、浙中为大片弱辐合区,有利于西南段继续发展。此时单体最大反射率因子增强至 65dBZ ,小时雨强维持10-20mm, 60dBZ 以上的反射率因子核心发展至7km,垂直方向上出现回波悬垂和有界弱回波区结构,并伴有强上升气流进入风暴内部,同时在5-8km

高度出现中层径向辐合，对应江西上饶缆车站出现 10 级大风 ($27.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)。

18 时飊线 1 东移至浙中 (图 4g)，尺度减小至 130km。西南段上空 119°E 以东高空相对湿度增至 60% 以上，伴随中低层相当位温梯度减弱，342K 的高能高湿中心消亡 (图略)，表明干侵入和低层的暖湿空气输送均减弱，且西南段处于浙中的辐散区内，两者均是 18 时后西南段迅速减弱的原因之一。但此时飊线东北段处于浙北的辐合区内，辐合中心达 $4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，同时其上空相对湿度减小至 40% 以下，位涡中心增至 2.5PVU (图略)，可见干侵入增强，这些均有利于东北段 18 时后再次加强，并于 18:50 在上虞兴南站产生 $31.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (11 级) 的极端大风。

19 时飊线 1 西南段对流显著减弱 (图 4i)，而东北段东移至浙东，多个单体最大反射率因子增至 60dBZ， 0.5° 仰角径向速度图上 (图略) 出现大片 $20\text{--}27 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的速度大值区，小时变温和变压增强至 $4\text{--}6^\circ\text{C}$ 、 $3\text{--}4 \text{ hPa}$ 。结合图 1a 发现，飊线 1 产生的大风主要出现在东北段 19 时前后。此时东北段仍处于地面强辐合区内，但浙东沿海辐合迅速减弱并转为辐散区 (图略)，另一方面，其上空干侵入有所减弱 (图略)，因此 19 时后飊线东北段在东移过程中逐渐减弱消亡。



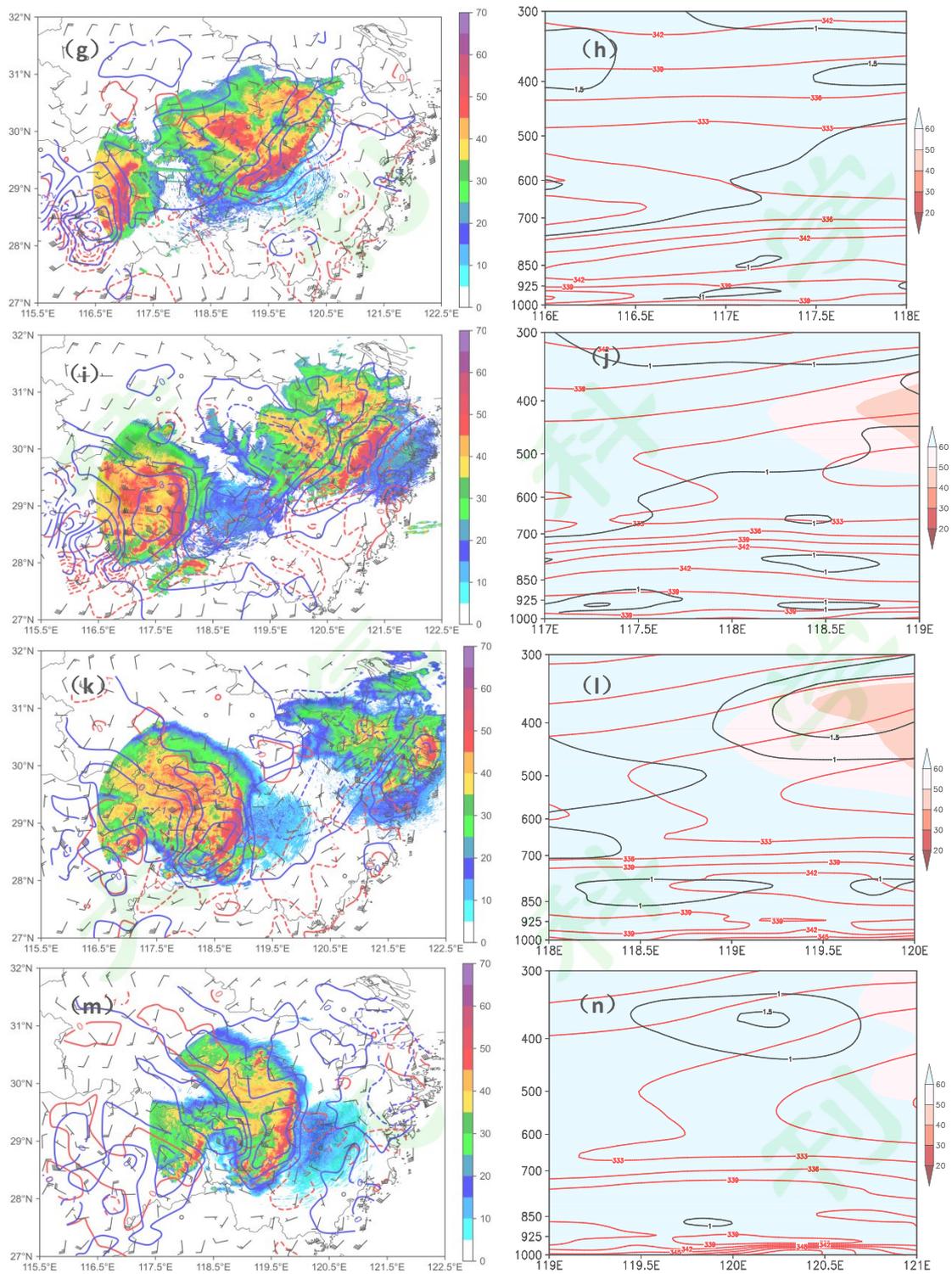


图 4 雷达组合反射率因子 (单位: dBZ)、地面 1 小时变压 (蓝线, 单位: hPa)、变温 (红线, 单位: $^{\circ}\text{C}$)、地面风速极大值 (单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) (a、c、e、g、i、k、m) 和相对湿度 (阴影, 单位: %)、位涡 (黑实线, 单位: PVU)、相当位温 (红实线, 单位: K) 分布 (b、d、f: 沿黑实线; h、j、l、n: 沿 29°N) (a、b: 15:00; c、d: 16:00; e、f: 17:00; g、h: 18:00; i、j: 19:00; k、l: 20:00; m、n: 21:00)

Fig. 4 Distribution of combination reflectivity factor (Unit: dBZ), one-hour surface pressure change (blue line, Unit: hPa), one-hour surface temperature change (red line, Unit: $^{\circ}\text{C}$), extremely surface wind (Unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) (a、c、e、g、i、k、m) and relative humidity (shading, Unit: %), potential vorticity (black solid line, Unit: PVU), equivalent potential temperature (red solid line, Unit: K) distribution (b、d、f: along black solid line; h、j、l、n: along 29°N) (a、b: 15:00; c、d: 16:00; e、f: 17:00; g、h: 18:00; i、j: 19:00; k、l: 20:00; m、n: 21:00)

m) and relative humidity (shadow, Unit: %), potential vortex (black solid line, Unit: PVU), equivalent temperature (red solid line, Unit: K) (b、d、f: along black solid line; h、j、l、n: along 29°N)

(a、b: 15:00; c、d: 16:00; e、f: 17:00; g、h: 18:00;
i、j: 19:00; k、l: 20:00; m、n: 21:00)

3.2 飊线 2 结构和发展机制

17 时左右位于南昌以东的 2 个多单体风暴合并, 发展为飊线 2 (图略), 呈南北向分布, 长约 130km。飊线上多个单体最大反射率因子已超过 60dBZ, 回波顶高 11-15km。由于 2 个多单体风暴发展不均, 南段强于北段, 其伴随的小时变压和变温也呈现相似分布, 北段多小于 2hPa、2°C, 而南段达 2-4hPa、3-4°C。结合地面散度场分析, 此时飊线南段处于强辐合区内, 北段处于辐散区内, 这是发展不均的成因之一, 但其前方赣东北为均匀的弱辐合区, 有利于飊线北段加强, 南北发展趋于一致。从沿 29°N 的相对湿度、位涡、相当位温分布 (图略) 可以看到, 116 °E 以东高空相对湿度大于 60%, 位涡为 1PVU, 表明干侵入较弱。

18 时飊线 2 东移北抬至江西东北部 (图 4g), 南北两段发展均衡, 强度维持。多个单体垂直剖面上出现中层回波悬垂、有界弱回波等特征, 表明飊线已发展至成熟阶段。2.4° 仰角径向速度图上 (图略) 飊线后部存在大片 15-20 m·s⁻¹ 的速度大值区, 对应赣东北出现 8-10 级大风。结合图 4g、h 可以看到, 此时高空干侵入仍较弱, 而飊线后部的雷暴高压和冷池中心增强至 4hPa、-5°C, 近地面冷池是飊线发展过程中重要的内部热动力特征, 其结构特征和强度与初始环境场紧密联系并影响着飊线系统的发展和演变, 变温冷池出流形成的中尺度温度梯度得到加强, 进而加强地面辐合, 促进对流发展 (高彦青等, 2022)。

19 时飊线 2 东移至浙赣交界 (图 4i), 强度维持, 尺度增至 200km, 多个单体垂直方向上 60dBZ 以上的反射率因子核高度达 6-8km, 0.5° 仰角径向速度图上 (图略) 飊线后部速度大值区范围增大, 上饶万年极大风达 11 级 (31 m·s⁻¹), 小时雨强 10-20mm 局部 30mm 以上。雷暴高压和冷池强度也维持, 且飊线的走向与地面散度场分布 (图略) 一致, 此时皖南至赣东北存在 3 个辐合中心, 排列成南北向, 整条飊线均处于辐合中心附近, 最强辐合达 $8 \times 10^{-5} s^{-1}$, 且飊线前方也为强辐合区, 有利于上升运动加强和飊线发展。图 4j 显示, 118° E 以东高空相对湿度大于 50%, 位涡为 1PVU, 干侵入较飊线 1 仍明显偏弱。

20 时飊线 2 位于浙西衢州境内 (图 4k), 尺度略有增长, 强度维持, 2.4° 仰角径向速度图上 (图略) 其后部出现速度模糊, 退模糊后速度达 31 m·s⁻¹, 对应浙西出现大片 9-11 级大风, 最大开化站 33.8 m·s⁻¹。此时飊线 2 主体仍处于地面辐合带中心西侧, 但强度较前一时次明显减弱, 表明地面辐合抬升作用减弱, 同时 119°E 上空干侵入进一步减弱, 低层 342K 的高相当位温中范围减小 (图 4l), 不稳定层结减弱, 这些均不利于飊线发展。但 0-3km 垂直风切变的方向 (图略) 与飊线走向交角几近垂直, 垂直于飊线且足够强的低层切变分量能够阻止风暴出流的快速向前运动, 从而维持低层垂直气流不断抬升, 形成飊线内风暴单体长时间发展维持的有利条件 (Thorpe et al, 1982), 这是飊线 2 维持发展的主要成因之一。

21 时飊线 2 东移至浙中 (图 4m), 强度略有减弱, 除个别单体外, 最大反射率因子降至 58dBZ, 尺度也降至 160km 左右。其后部的径向速度大值区减弱至 20-24 m·s⁻¹, 对应浙中出现 8-10 级大风。此时雷暴高压强度仍较强, 小时变压中心维持 4.9hPa, 但冷池强度明显减弱, 最大小时变温仅 -1.9°C, 冷池的减弱导致其前方的辐合作用减弱, 不利于对流发展, 同时对流系统的能量释放也减少, 导致对流强度减弱。冷池强度的减弱, 也使低层垂直风切变与冷池出现不平衡, 预示飊线将从成熟转为减弱消亡, 这与 21 时后飊线逐渐东移减弱消亡的实况一致。

4 飊线极端大风对比

飊线 1 极端大风出现在兴南站 (18:50, $31.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)，而飊线 2 极端大风出现在开化站 (19:30, $33.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)。从兴南站逐 5 分钟气温、雨量和瞬时风速变化 (图 5a) 可以看到, 18:15–18:45 该站气温缓慢下降, 18:45 起气温快速下降, 特别是 18:45–18:50 的 5 分钟内气温下降 1°C , 可见极端大风出现在气温快速下降阶段, 负变温即冷池的传播早于极端大风的产生, 同时伴随降水出现, 表明降水粒子的拖曳作用是极端大风产生的成因之一。结合离兴南站最近的上虞站风廓线雷达资料 (图 5c) 分析, 18:35 起 2000m 以下风速从 $8\text{--}10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 迅速增至 $16\text{--}20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 表明动量下传作用明显, 动量下传也是极端大风产生的成因之一。从图 5b 可以看到, 19:25 前开化站气温基本不变, 19:25–19:30 气温上升 0.7°C , 19:30–19:35 下降 2.4°C , 可见极端大风出现在气温升高阶段, 冷池的传播迟于极端大风的产生。另外, 降水出现在 19:35 后, 表明极端大风发生时未伴有降水, 降水粒子的拖曳作用不是极端大风的成因之一。图 5d 显示, 19:30 前高低空风速变化不大, 表明动量下传作用较小。

图 6 为沿垂直于飊线作的产生极端大风的风暴单体反射率因子、径向速度剖面图, 可以看到, 极端大风发生前, 飊线 1 的风暴呈现出中层回波悬垂和有界弱回波特征, 回波顶高 8km , 60dBZ 的反射率因子核心位于 $4\text{--}5\text{km}$ 高度, 并未及地, 且前 2 个体扫的核心高度也维持在 5km 左右 (图略), 这与强反射率因子核的下降意味着下击暴流或雷暴大风即将产生 (Roberts and Wilson, 1989) 的结论有所不同; 径向速度剖面图显示风暴中存在强下沉气流, 但未出现中层径向辐合特征。飊线 2 的风暴在极端大风发生前呈前倾状态, 尤其是中上层近似竖直, 回波顶高达 11km , 这与低层切变和冷池强度达到近近平衡状态, 低层大气处于最强的垂直抬升状态, 飊线发展最为强盛, 飊线回波近似直立的研究结论一致 (陈明轩和王迎春, 2012); 60dBZ 的反射率因子核心位于 5km 以下并及地, 意味着极端大风的产生; 径向速度剖面图上存在中层径向辐合特征和强下沉气流。

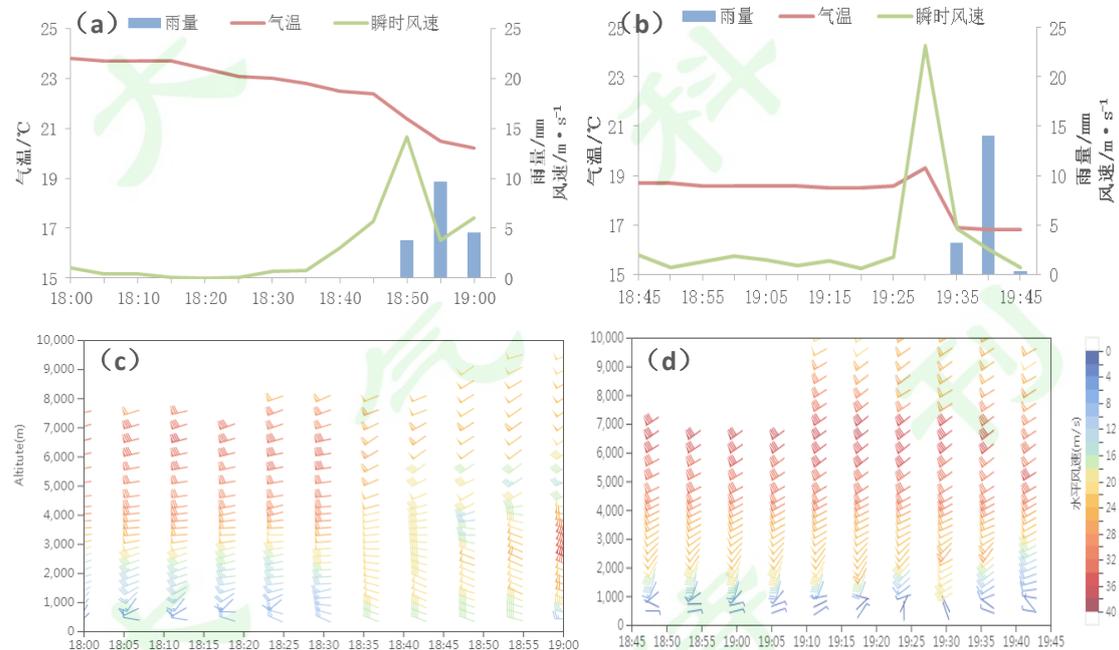


图 5 兴南站 (a)、开化站 (b) 逐 5 分钟气温 (单位: $^\circ\text{C}$)、雨量 (单位: mm)、瞬时风速 (单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) 分布和上虞站 (c)、开化站 (d) 风廓线雷达图

Fig.5 Distribution of every 5min temperature (Unit: $^\circ\text{C}$), rainfall (Unit: mm), instantaneous wind speed (Unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) of Xingnan Station (a), Kaihua Station

(b) and wind profile radar of Shangyu Station (c) , Kaihua Station (d)

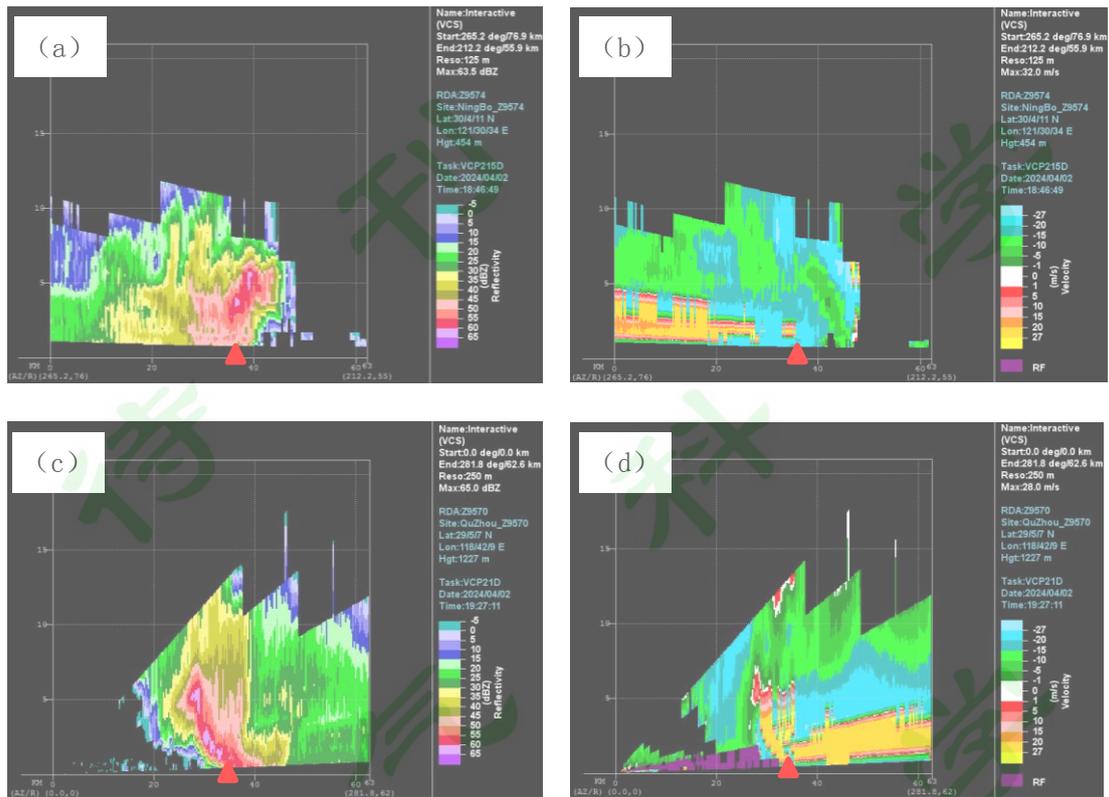


图6 产生极端大风的风暴单体反射率因子(单位: dBZ) (a、c)、径向速度(单位: $m \cdot s^{-1}$) (b、d)剖面图(a、b: 兴南站 18:46; c、d: 开化站 19:27, 红三角为极端大风产生位置)
 Fig.6 Vertical profile of reflectivity factor (Unit: dBZ) (a、c) , radial velocity (Unit: $m \cdot s^{-1}$) of storm cells generating extremely wind (a、b: Xingnan Station 18:46; c、d: Kaihua Station 19:27, red triangle represent the location of extreme wind)

5 结论和讨论

本文利用常规观测资料、S波段双偏振雷达资料、风廓线雷达资料、ERA5 ($0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$)再分析资料等, 主要从环境条件、爬线结构和发展机制、极端大风成因等方面, 对比分析了同一天气背景下连续影响浙江的两次爬线过程, 结果表明:

(1) 两次爬线均产生在高空南支槽、中低层低涡切变线和地面低压倒槽强烈发展的环流背景下, 为西南急流型爬线, 高低层强西南急流、地面辐合线、强垂直风切变等均为爬线的生成和发展提供了有利条件。对流先后在不同区域触发后, 组织化成连续爬线。

(2) 两条爬线彼此独立, 其触发区、移动方向、对流系统组织形式和程度、生命史、大风范围均不同, 爬线1触发于湖南西部, 以东移为主, 由多个对流单体排列成直线型, 呈东北-西南向分布, 生命史15-20时, 大风主要出现在浙东的中部地区; 爬线2触发于江西西部, 东移过程中逐渐北抬, 对流单体排列成弓形, 呈南北向分布, 生命史17-23时, 大风主要出现在浙西的中部地区, 极大风速比爬线1偏强、范围偏大。

(3) 两次爬线的结构和发展机制不同。爬线1的东北段和西南段发展趋势不一致, 前期为西南段发展加强, 东北段减弱, 后期反之; 其主要发展机制为高空有强干侵入, 叠加低层高能高湿空气向上输送, 对流不稳定性增强, 同时高低空强垂直风切变、地面强辐合、大的对流有效位能为爬线提供抬升和不稳定能量条件, 当干侵入和低层暖湿气流输送减弱, 爬线也逐渐减弱; 整个过程中雷暴高压和冷池偏弱, 爬线1的自发展机制较弱。爬线2南北段

发展趋势一致,其主要发展机制为雷暴高压和冷池较强,飚线自发展机制强,低层垂直风切变的方向与飚线走向交角几近垂直,低层垂直气流不断抬升,飚线得到发展,同时冷池和低层垂直风切变保持平衡,有利于飚线生命史维持;飚线2过程中也存在高低空强垂直风切变、地面强辐合,但对流有效位能小,不稳定能量条件较飚线1差,干侵入也较弱。

(4)两次过程中地面大风风向与飚线走向基本垂直,但极端大风出现的位置和成因、风暴结构不同。飚线1极端大风出现在后期东北段再次加强过程中,冷池的传播早于极端大风的产生,降水粒子的拖曳作用、动量下传均是极端大风产生的成因之一;极端大风发生前,风暴呈中层回波悬垂和有界弱回波特征,反射率因子核心并未及地。飚线2极端大风出现在飚线成熟阶段,冷池的传播迟于极端大风的产生,极端大风主要由强下沉气流造成,极端大风发生前,风暴呈前倾状态,中上层近似竖直,反射率因子核心已及地,并伴随中层径向辐合特征。

相同背景下的连续飚线过程发生较少。本文对一次连续飚线过程进行了对比分析,揭示了其不同的发展机制和极端大风的成因,但未涉及飚线内部对流风暴的精细结构演变分析。如何利用多部S波段双偏振雷达或X波段相控阵雷达,利用三维风场反演技术,深入分析飚线内部对流风暴精细结构特征及其演变对飚线和极端大风的影响,在今后的工作中有待深入研究。

参考文献

- Johns H R, Doswell C A, Sever local storms forecasting[J]. Wea Forecasting, 1992, 7: 588-612. doi: 10.1175/1520-0434 (1992) 0072.0.co; 2
- Bowling K A, Golding B W, 1995. Mesoscale aspects of a dry intrusion within a vigorous cyclone[J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 121: 463-493. doi: 10.1002/qj.49712152302
- 竹利, 卢德全, 廖文超, 等, 2021. 连续两次飚线大风成因对比分析[J]. 干旱气象, 39 (5): 796-806. Zhu L, Lu D Q, Liao W C, et al, 2021. Comparative analysis of causes of two consecutive squall line gales[J]. Journal of Arid Meteorology, 2021, 39 (5): 796-806. doi: 10.11755/j.issn.1006-7639 (2021) -05-0796
- Thorpe A J, Miller M J, Moncrieff M W, 1982. Two dimensional convection in non-constant shear: a model of mid-latitude squall lines[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 108 (458): 739-762. doi:10.1002/qj.49710845802
- 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[J]. 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[J]. Acta Meteorologica Sinica, 70(3): 371-386. doi: 10.11676/qxxb2012.033
- Roberts R D, Wilson J W, 1989. A proposed microburst nowcasting procedure using single-Doppler radar[J]. J Appli Meteor, 1989, 28(4):285-303. doi: 10.1175/1520-0450 (1989) 028<0285:APMNP>2.0.co;2
- Parker M D, Johnson R H, 2000. Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems[J]. Monthly Weather Review, 128 (10): 3413-3436. doi: 10.1175/1520-0493 (2001) 129<3413:OMOMMC>2.0.co;2
- Coniglio M C, Corfidi S F, Kain J S, 2012. Views on applying RKW theory: an illustration using the 8 May 2009 derecho-producing convective system[J]. Monthly

Weather Review, 140 (3) : 1023-1043. doi: 10.1175/MWR-D-11-00026.1

梁俊平, 张一平, 2015. 2013年8月河南三次西南气流型强对流天气分析[J]. 气象, 41(11): 1328-1340. Liang J P, Zhang Y P, 2015. Analysis on three severe convective weather events of southwest flow type in Henan August 2013[J]. Meteor Mon, 41(11): 1328-1340. doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2015.11.003

邓承之, 周国兵, 李强, 等, 2024. 四川盆地一次西南低涡影响下的飑线天气特征及其成因[J]. 气象, 50(7): 777-790. Deng C Z, Zhou G B, Li Q, et al, 2024. Characteristic and formation of a squall line influenced by tile southwest vortex in Sichuan Basin[J]. Meteor Mon, 50(7): 777-790. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2024.043001

雷蕾, 孙继松, 陈明轩, 等, 2021. 北京地区一次飑线的组织化过程及热动力结构特征[J]. 大气科学, 45(2): 287-299. Lei L, Sun J S, Chen M X, et al, 2021. Organization Process and Thermal Dynamic Structure of a Squall Line in Beijing[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 45(2): 287-299. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2005.19198

丁一汇, 李鸿洲, 章名立, 等, 1982. 我国飑线发生条件的研究[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]. Chin J Atmos Sci, 6(1): 18-27. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1982.01.03

Bluestein H B, Marg G T, Jain M H, 1987. Formation of mesoscale lines of precipitation: Non severe squall lines in Oklahoma during the spring[J]. Mon Wea Rev, 1987, 115(11): 2719-2727. doi:10.1175/1520-0493(1987)115<2719:FOMLOP>2.0.CO;2

Rotunno R, Klemp J B, Weisman M L, 1988. A theory for strong, long-lived squall lines[J]. Journal of Atmospheric Sciences, 45(3): 463-485. doi: 10.1175/1520-0469(1988)0452.0.co;2

张弛, 王咏青, 沈新勇, 等, 2019. 东北冷涡背景下飑线发展机制的理论分析和数值研究[J]. 大气科学, 43(2): 361-371. Zhang C, Wang Y Q, Shen X Y, et al, 2019. Theoretical analysis and numerical study on the development mechanism of squall line in the Northeast cold vortex[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 43(2): 361-371. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1806.18101.

刘香娥, 郭学良, 2012. 灾害性大风发生机理与飑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 Journal of Atmospheric Sciences, 36(6): 1150-1164. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.11212.

沈杭锋, 方桃妮, 蓝俊倩, 等, 2019. 一次强飑线过程极端大风的中尺度分析[J]. 气象学报, 77(5): 806-822. Shen H F, Fang T N, Lan J Q, et al, 2019. Mesoscale analysis of the extremely damaging gale in a severe squall line[J]. Acta Meteorologica Sinica, 77(5): 806-822. doi: 10.11676/qxxb2019.052

罗琪, 郑永光, 陈敏, 2019. 2019年北京北部一次罕见强弓状飑线过程演变和机理[J]. 气象学报, 77(3): 371-386. Luo Q, Zheng Y G, Chen M, 2019. Evolution and development mechanisms of a rare strong arc-shaped squall line that occurred in northern Beijing in 2017[J]. Acta Meteorologica Sinica, 77(3): 371-386. doi: 10.11676/qxxb2019.026

梁建宇, 孙建华, 2012. 2009年6月一次飑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 Journal of Atmospheric Sciences,

36 (2) : 316–336. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.11017

盛杰, 郑永光, 沈新勇, 等, 2019. 2018年一次罕见早春飚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. doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2019.02.001

Parker M D, Johnson R H, 2000. Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems[J]. Mon Wea Rev, 128 (10) : 3413–3436. doi: (2001)129<3413:OMOMMC>2.0.CO;2

李文娟, 酆敏杰, 李嘉鹏, 等, 2019. 浙江省春季至夏初飚线分型及对比分析[J]. 热带气象学报, 35(4): 480–490. Li W J, Li M J, Li J P, et al, 2019. Classification and comparative analysis of the squall lines from spring to early summer in Zhejiang Province[J]. Journal of Tropical Meteorology, 35(4): 480–490. doi: 10.16032/j.issn.1004-4965.2019.044

Zhang Z, Wang K, 2021. The synoptic to decadal variability in the winter surface wind speed over China by the weather regime view[J]. Geophysical Research Letters, 48 (6) : e2020GL091994. doi: 10.1029/2020GL091994

Comparative analysis of two squall lines and extreme winds continuous affecting Zhejiang on April 2, 2024

Shen Xiaoling^{1, 2} Sang Minghui³ Zhang Chaoqin¹ Zhang Weiwei⁴

(1. Shaoxing Meteorological Bureau, shaoxing, 312000; 2. East China Phased Array Weather Radar Application Joint Laboratory, Shanghai 200000; 3. Shaoxing Meteorological Disaster Prevention and Reduction Center, shaoxing, 312000; 4. Shaoxing Meteorological Museum, shaoxing, 312000)

Abstract: By using conventional observation data, S-band dual polarization radar data, wind profile radar data and ERA5 ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$) reanalysis data etc, the environmental conditions, structure and development mechanism, causes of extreme strong winds of two squall line are compared and analyzed which continuous affecting Zhejiang under the same weather background, the results show that: (1) Similar to the southwest jet type squall line, this process occurred under the background of strong circulation development in the high-altitude southern trough, middle and low level vortex shear, surface low-pressure trough. After being triggered in different regions, convection organized into continuous squall lines. The strong southwest jet stream at high and low levels, ground convergence lines, and strong vertical wind shear all provided favorable conditions for the generation and development of squall lines. The two squall lines were independent of each other, with different triggering areas, moving directions, convective system organization and degree, life histories, and wind ranges. (2) The main development mechanism of squall line 1 was the strong dry intrusion in the upper atmosphere, coupled with the upward transport of high-energy and high humidity air in the lower atmosphere, which enhanced convective instability. At the same time, strong vertical wind shear in the high and low air,

strong convergence on the ground, and large convective effective potential energy provided lifting and unstable energy conditions for the squall line. The thunderstorm high and cold pool were relatively weak, and the self-development mechanism of the squall line was weak. The main development mechanism of squall line 2 was the strong thunderstorm high and cold pool. The self development mechanism of squall line was strong, and the direction of low-level vertical wind shear was almost perpendicular to the direction of the squall line. The low-level vertical airflow continued to rise, and the squall line developed. At the same time, the balance between the cold pool and low-level vertical wind shear was maintained, which was conducive to maintaining the life of the squall line. (3) The extreme wind of squall Line 1 occurred during the later strengthening process in the northeast section, and the propagation of cold pool occurred earlier than the generation of extreme wind. The drag effect of precipitation particles and the downward transfer of momentum were both contributing factors to the generation of extreme winds. The extreme wind of squall Line 2 occurred during the mature stage, and the propagation of cold pool occurred later than the generation of extreme wind. The extreme wind was mainly caused by strong downdrafts.

Keywords: squall line; extreme wind; dry intrusion; thunderstorm high; cold pool