

郑丽娜,刁秀广. 2016. 一次华北飑线的阵风锋天气过程分析. 气象, 42(2):174-182.

一次华北飑线的阵风锋天气过程分析^{*1}

郑丽娜¹ 刁秀广²

1 山东省东营市气象局, 东营 257091

2 山东省气象台, 济南 250031

提 要: 利用常规气象观测资料、加密自动站观测资料和雷达探测等资料, 对 2013 年 8 月 4 日晚上华北一次飑线的阵风锋引发的雷暴、大风等强对流天气的特征和成因进行了分析, 结果表明: 地面冷锋与前倾槽的配置构成了有利的大尺度环流背景, 地面中尺度高压外流冷空气与环境风场形成的中尺度辐合线, 使得对流活动加剧, 促使新的雷暴生成或加强。飑线成熟阶段具有明显的波动特征, 并向右向发展。阵风锋首先产生于飑线的强雷暴群前, 并随着飑线的增强而增强; 阵风锋的维持主要依靠风暴持续的下沉气流, 下沉气流减弱后阵风锋会随之减弱。飑线及阵风锋过境时均伴有气象要素的剧烈变化, 在系统发展强盛时, 阵风锋过境气象要素的变化幅度大于飑线的变化, 其余时段则偏弱。飑线减弱以后, 阵风锋还会维持一段时间, 这需要加强系统的监测。

关键词: 飑线, 阵风锋, 中尺度辐合线, 气象要素演变特征

中图分类号: P458

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2016.02.005

Analysis on a Gust Front of Squall Line Event in North China

ZHENG Lina¹ DIAO Xiuguang²

1 Dongying Meteorological Office of Shandong Province, Dongying 257091

2 Shandong Meteorological Observatory, Jinan 250031

Abstract: Using conventional observational data, surface meteorological observation data and Doppler radar data, the weather characteristics and causes of the gust front in North China on 4 August 2013 are analyzed. The results indicate that the configuration of ground front and forward-tilting trough is the favorable large-scale circulation background of the gust front. Between the outflow cold air of surface mesoscale high and environment wind forms a mesoscale convergence line, which makes the convective activity get intensified, causing new thunderstorms to generate or be strengthened. In the mature stage, squall line has distinct characteristics, and develops to the right. At first, the gust front forms in front of severe thunderstorms of the squall line. The stronger the squall line, the stronger the gust front. The maintainance of the gust front relies mainly on the continued sinking airflow of the storm. The gust front weakens after the sinking airflow drops off. Meteorological elements have dramatic changes as the squall line and gust front are passing through the area. When the system develops stronger, the variation of meteorological elements of gust front is greater than that of squall line, but is weaker in the rest time. After the squall line gets weakened, the gust front still also maintains for a period of time, which needs to be observed more carefully.

Key words: squall line, gust front, mesoscale convergence line, evolution characteristics of meteorological elements

* 公益性行业(气象)科研专项(GYHY201106006)资助

2014 年 4 月 28 日收稿; 2015 年 11 月 4 日收修定稿

第一作者: 郑丽娜, 主要从事短期天气预报业务. Email: dongyingzln@163.com

引言

阵风锋是边界层辐合线的一种类型,又称雷暴的出流边界,是指对流风暴中的冷性下沉气流到达低空,并向外扩散,与低层暖湿空气交汇而引发的地面强风(张培昌等,2001)。在雷达回波图上,阵风锋常表现为窄带回波,呈弧状,一般伴有大风、雷电等强对流天气(刘勇等,2007;黄旋旋等,2008;吴芳芳等,2009)。阵风锋不但具有阵风风大和低空风切变显著的特点,还能触发新对流单体的产生(孙继松等,2012;席宝珠等,2015),是短时临近预报关注的重要对象(郑媛媛等,2011)。对此国内外学者进行了大量的研究。Byers等(1949)对飊线产生的地面大风进行研究时,称这种出流为“飊锋”,并指出出流边界影响范围要远大于雷暴本身。Droegemeier等(1987)在其他学者工作基础上给出了较完整的阵风锋垂直结构示意图,阵风锋过境,先后伴有气压骤升、风向突变、风速突增和温度陡降。Wihelmsen等(1982)认为雷暴出流可以触发多单体风暴中的对流单体。Wilson等(1986)发现阵风锋运动时会迫使其前部的暖空气抬升,使母体风暴继续维持。Cotton等(1993)通过对阵风锋大量的研究,指出阵风锋的典型速度是 $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。王彦等(2011)通过统计发生在当地的多次阵风锋,总结出其回波强度仅为 $15\sim 25\text{ dBz}$,宽度为 $3\sim 10\text{ km}$ 。当阵风锋与其他诸如冷锋、干线、海陆锋或者另外的阵风锋相互作用时,有利于新的对流发生(吴芳芳等,2010;陶岚等,2014)。袁子鹏等(2011)通过对一次中纬度飊线的阵风锋发展特征分析,认为环境场中强的风切变促进对流单体产生并向飊线倾斜,西路冷空气进入飊线使对流加强,形成阵风锋。张涛等(2013)通过对三次雷暴导致的阵风锋过程分析,得出阵风锋产生的瞬时大风与窄带回波的强度值不一定成正比。中层径向辐合对阵风锋产生有提前预示作用。袁招洪(2015)通过对一次飊线过程进行模拟,得出冷池前沿最大风速、冷池强度与飊线移动速度有密切关系。这些研究对于我们认识阵风锋提供了非常有用的信息。

飊线及其伴生的阵风锋由于强度强,持续时间短,常常带来突发性灾害性天气,如2009年6月,受东北冷涡影响,在淮河地区11天内连续发生了三次飊线,造成了死亡59人的严重后果,是近年来影响

较大的一次强对流天气(曲晓波等,2010),所以要准确预报此类天气有非常重要的实际意义。这需要对飊线及阵风锋这种中小尺度系统进行更多的个例研究,探寻其内在的发展规律,形成比较完整的概念模型。本文利用常规气象观测资料、加密自动站观测资料和雷达探测等资料,对2013年8月4日晚华北一次飊线的阵风锋引发的强对流天气的特征和成因进行分析,寻找其产生的机制,为今后预报此类天气提供参考依据。

1 天气概况

2013年8月4日17时至5日02时(北京时,下同),华北受一条带状对流云带自西北向东南影响,出现了强对流天气(图1)。从图1中可以看出,强对流天气以雷暴、大风为主,1h雨量达 20 mm 以上的短时强降水与冰雹其次。4日17—20时,对流天气首先在内蒙古、山西与河北三地交界处出现,雷暴分布呈东北—西南向,大风分布相对集中,冰雹分布分散,仅出现了3个站,造成强对流天气的是4~5个带状排列的对流单体(图略)。20—23时,随着带状对流云带前沿承德—北京—石家庄一线的飊线及阵风锋的形成,雷暴、大风分布区南移到河北、天津一带,分布与飊线走向一致。观测到瞬时地面最大风速出现在山西原平 $23\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,期间伴随着局地短时强降水,1h最大雨强 42.7 mm ,出现在河北安国,但冰雹没有出现。4日23时至5日02时,飊

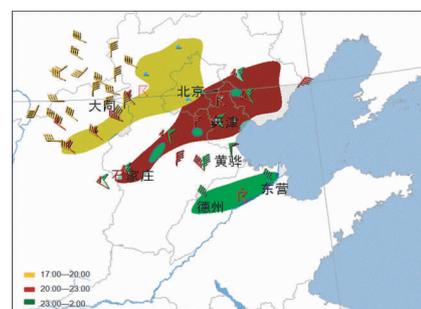


图1 2013年8月4日17时至5日02时
华北强对流天气分布图

(阴影区:雷暴区;▲:冰雹;●:短时强降水)

Fig. 1 Distribution of severe convective weather events observed in North China from 17:00 BT 4 to 02:00 BT 5 August 2013 (shadow area; thunderstorm area; ▲; hail; ●; short-time intense rain)

线逐渐减弱、消失,阵风锋在飑线减弱后还维持了 1 个多小时。强对流天气区随之南移到河北南部和山东北部。期间雷暴、大风、降水的强度均有所减弱,观测到瞬时地面最大风速出现在河北黄骅 $19 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 1 h 最大雨强 13.7 mm ,出现在山东乐陵。此次飑线及阵风锋的生命史近 5 h,强对流天气以雷暴、大风为主,所经之地树木被吹倒,广告牌被吹落,建筑物被损毁,经济损失巨大。

2 环流形势特征和主要影响系统

2013 年 8 月 4 日 08 时,强对流天气发生之前,高空三层槽的配置属于前倾结构(图 2a),500 hPa 槽位于蒙古北部—北京—河套一线,槽后有 $16 \sim 24 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的西北风,并伴有 -12°C 的冷中心,12 h 变温强度达 -5°C ,说明对流层中层有强的冷平流。850 hPa 槽的位置较 500 hPa 的略偏后,槽线附近及槽前存在 $T_{850} - T_{500} \geq 30^\circ\text{C}$ 的区域,同时伴随着槽前西南暖湿气流输送,该区域低层水汽逐渐达到饱和。在低空暖湿平流作用下,易导致明显的对流有效位能(CAPE)和不是很大的对流抑制(CIN),从而在一定触发条件下产生深厚湿对流(王秀明等, 2014)。以位于此区域的北京站为例,该站对流有效位能 $2384.1 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,对流抑制 $276.3 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,沙氏指数 -2.2°C 。地面图上(图 2b),冷锋位于蒙古高压与华北高压带之间,较高空槽明显偏后,在冷锋南侧华北北部有一中尺度高压,未来 12 h 强对流天气区(图 2b)呈带状零散分布于锋前,对流区域与卫

星云图上逐渐发展的对流云团相对应(图略)。

8 月 4 日 20 时(图略),强对流天气正在发生时,500 hPa 槽较 08 时东移约 1 个经距,槽后冷空气的强度没有变化,即对流层中层持续维持干冷空气的侵入。850 hPa 槽的位置较 08 时略有西退,槽线两侧风切变增强,槽前暖湿气流发展更加旺盛,即“上层持续干冷,下层不断增温”。850 hPa 高度场在华北北部也出现了一个冷性中尺度高压,其中心气温与四周气温最大温差达 -9°C 。地面图上,华北小高压更加完整,其外围风速由 08 时的 $2 \sim 6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 增大到 $4 \sim 10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。这个深厚的中尺度高压即是本次对流系统前沿的雷暴高压,也是因水滴蒸发使得下沉气流降温在近地面形成的冷池。从北京站的 $T-\ln p$ (图 3)可知,20 时 K 指数为 38, SI 指数为 -11.1°C ,对流有效位能增至 $4266.5 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,对流抑制减至 $10.8 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,下沉对流有效位能为 $1153.1 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,925~500 hPa 之间的风切变达 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。温度曲线和露点曲线的差值在 850~500 hPa 之间较大,最大出现在 800 hPa,这与吴芳芳等(2009)总结的两者最大差值在 500 hPa 不同。说明此次干冷空气侵入的高度在对流层中低层,略偏低。

随着环流形势向着有利于产生强对流的天气发展,云图上原来零散的对流云团逐渐聚合成一条云带。22 时(图 4)云带呈东北—西南向,宽约 100 km,长约 1000 km,云带上三个强中心,云顶亮温达 220 K,给所经之地带来了雷暴、大风等恶劣天气。

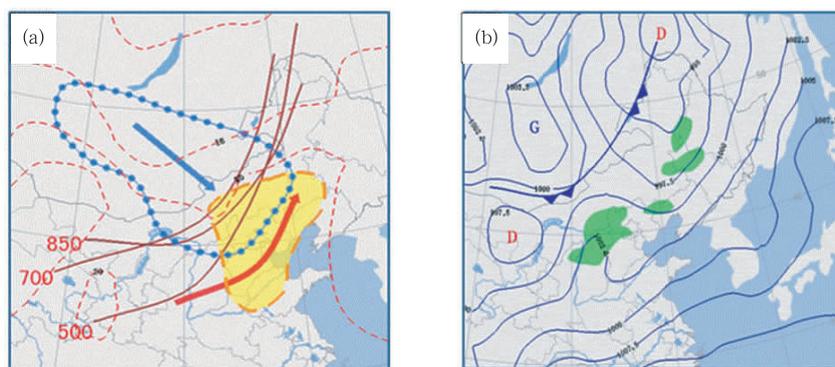


图 2 2013 年 8 月 4 日 08 时高空形势图(a)及地面图(b)

(a, 点线:500 hPa 12 h 变温区;向下箭头:500 hPa 冷空气,虚线:850 hPa 温度,向上箭头:850 hPa 暖空气,阴影区: $T_{850} - T_{500} \geq 30^\circ\text{C}$ 的区域;b, 阴影区:8—20 h 对流天气区)

Fig. 2 High-level synoptic chart (a) and surface weather chart (b) at 08:00 BT 8 August 2013
[a, 12 h variable temperature at 500 hPa (dotted line), 500 hPa cold air (down arrow), 850 hPa temperature (dotted line), 850 hPa warm air (up arrow), $T_{850} - T_{500} \geq 30^\circ\text{C}$ (shadow area); b, shadow area: 8—20 h convective weather area]

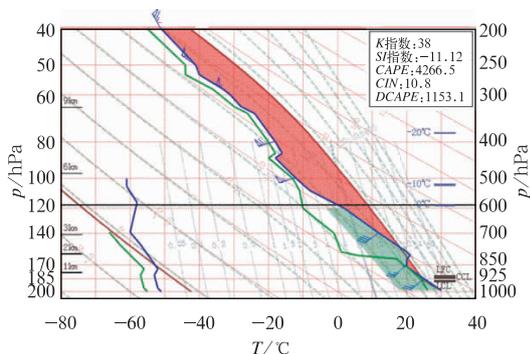


图 3 2013 年 8 月 4 日 20 时北京站 (54511) T - $\ln p$ 图
Fig. 3 The T - $\ln p$ diagrams at Beijing Station at 20:00 BT 4 August 2013

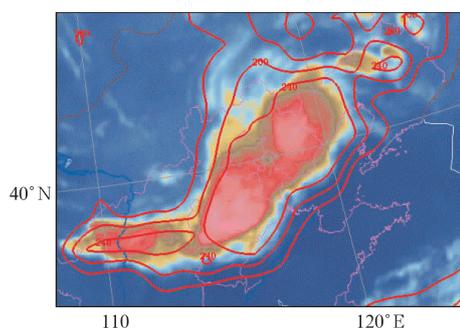


图 4 2013 年 8 月 4 日 22 时卫星云图
(红色线: 云顶亮温, 单位: K)
Fig. 4 Satellite image at 22:00 BT 4 August 2013
(red line: TBB; unit: K)

3 天气尺度系统垂直结构

为了揭示强对流天气区与系统空间结构之间的关系,以及它们对飊线和阵风锋形成的作用,利用 MICAPS 提供的 physic 数据,经对流天气较剧烈的

北京站 (39°N 、 116°E 附近) 制作垂直于对流云带的经向垂直剖面图(图 5)。

8 月 4 日 20 时,垂直速度场上(图 5b),北京站东南方向两个纬距内为整层的上升运动,最强上升速度中心在 500 hPa,强度达 $-1.38 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ 。上升运动区内为南风分量,南风分量最强处位

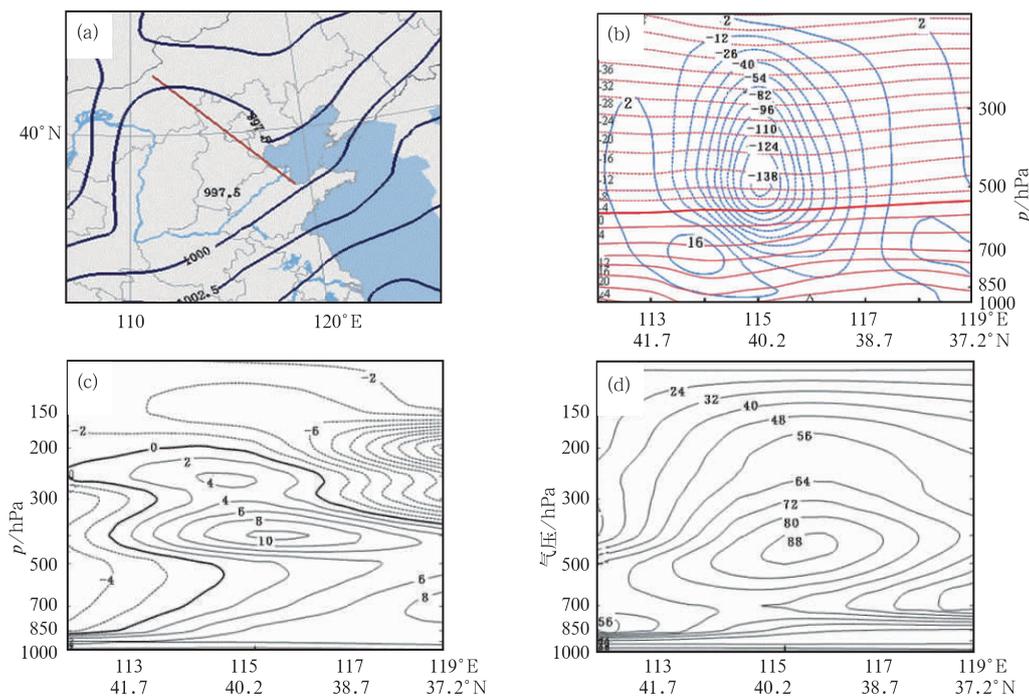


图 5 2013 年 8 月 4 日 20 时地面图(a)及沿 42°N 、 119°E 垂直于对流云带的剖面(b,c,d)
(a, 实线为地面等压线,单位: hPa;粗斜线为剖面位置; b, 蓝线为垂直速度,单位: $10^{-5} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$,
红线为温度线,单位: $^\circ\text{C}$; \triangle 表示北京站; c, v 分量,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$; d, 相对湿度,单位: $\%$)
Fig. 5 Surface chart (a) cross-sections of vertical convective cloud band (b, c, d) along 42°N ,
 119°E at 20:00 BT 4 August 2013

(a, solid line is surface isobar, unit: hPa; thick oblique line is profile position; b, blue line is vertical velocity, unit: $10^{-5} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$; red line is temperature, unit: $^\circ\text{C}$; \triangle is Beijing Observing Station; c, meridional v wind, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$; d, relative humidity, unit: $\%$)

于 400 hPa, 强度为 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (图 5c)。在上升运动区的南北两侧有下沉补偿运动, 其中西北侧下沉运动较强, 强中心在 700 hPa 附近, 强度达 $0.16 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$, 风场上为北风分量, 最强北风在 600 hPa, 强度为 $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (图 5c)。下沉气流显示出冷空气自西北侧入侵, 自近地层楔入南侧暖湿空气的下方, 造成暖湿空气的抬升。温度场上 (图 5b) 800 hPa 以下存在温度槽, 温度槽与下沉气流相配合, 恰好在地面小高压的上空 (图 5a)。小高压的出现又加速了地面冷空气的外流, 外流空气与前沿暖湿空气交汇, 形成出流边界, 即阵风锋 (俞小鼎等, 2006)。

从相对湿度 (图 5d) 垂直剖面图可以看出, 与上升运动区相伴的是湿润空气, 相对湿度达 80% 以上的区域有两个, 一个在 500 hPa 附近, 一个在近地面层, 这种湿度场的配置与产生暴雨的深厚湿层不同, 说明此次过程应以强对流天气为主 (曹钢锋等, 1988)。在高湿区的西北侧伴随着北风分量的是相对干区。

4 雷达回波分析

由于常规观测时间间隔太长, 探空站点稀疏, 加之此次飚线的阵风锋过程发生在半夜, 维持时间较

短, 所以只有借助雷达资料来探究此次过程的发生、发展特征。

4.1 飚线的阵风锋形成阶段

高空前倾槽的配置, 使得 4 日下午在华北北部出现的零散对流云团沿高空槽逐渐聚合发展。15:00 前后在河北与内蒙古交界处有对流单体生成发展, 并逐渐南压, 20 时前后发展成一条东北—西南向的对流云带—飚线, 长度约 700 km (图 6a)。系统迅速南移, 其中中部及左端 (东段) 发展旺盛, 最大反射率因子达 60~65 dBz。天津雷达低层径向速度显示, 飚线前侧径向速度逐渐增大 (图 6b~6d), 20:00 径向速度达 $25 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上 (图 6d)。20:24 天津雷达低层反射率因子产品显示出与飚线主体还未完全脱离的窄带回波 (图略)。6 min 后, 窄带回波与飚线主体基本脱离, 成为阵风锋 (图 6e, 6f), 其反射率因子在 5~10 dBz 左右, 径向速度在 $15 \sim 24 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 之间; 飚线主体回波后侧存在非常强的下沉气流, 径向速度基本在 $25 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上。飚线后部强的下沉冷空气出流在地面形成非常强的辐散, 其向前辐散的气流与暖湿的环境大气之间形成中尺度边界即阵风锋。

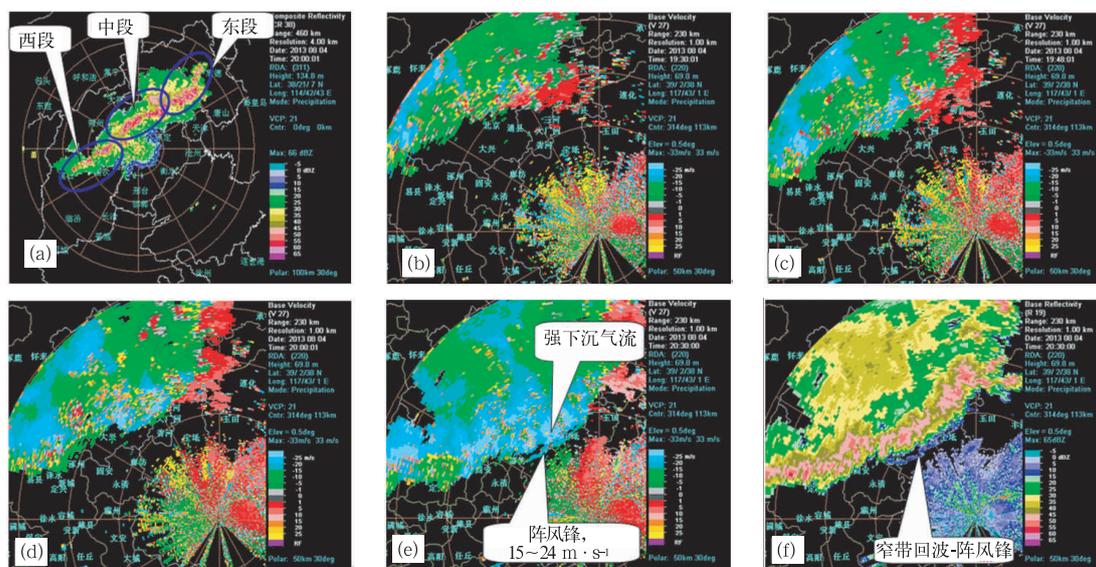


图 6 2013 年 8 月 4 日 20:00 石家庄雷达组合反射率因子 (a) 和天津雷达 19:30 (b)、19:48 (c)、20:00 (d)、20:30 (e) 0.5° 仰角平均径向速度及 20:30 (f) 0.5° 仰角反射率因子

Fig. 6 Shijiazhuang radar composite reflectivity at 20:00 BT (a), Tianjin radar mean meridional velocity 19:30 (b), 19:48 (c), at 20:00 (d), 20:30 BT (e), and base reflectivity at 0.5° elevation at 20:30 BT (f) 4 August 2013

4.2 飊线的阵风锋发展、维持阶段

系统成熟阶段具有右向发展特征,即系统左端(东段)减弱,右端(西段)增强。如图 7a 和 7b 所示,飊线右端延伸至太原附近,且飊线回波呈现出明显的波动特征,即局部具有弓状结构特征。飊线东段,自 21:30 开始逐渐进入渤海,由于海面温度在 26°C 左右(渤海平台观测站 39.12°N 、 120.35°E),比内陆温度偏低 $4\sim 5^{\circ}\text{C}$,致使飊线入海后强度迅速减弱,回波强度降至 30 dBz ,转为一般性降雨回波。而飊线中段及西段在有利的环境背景下,向东南方向移动的过程中维持和发展。21:32 低层反射率因子显示,雷达西北方向回波具有明显的后部入流缺口(图 7c),对应的径向速度图上有非常强的后部入流急流,其最大径向速度达 $33\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上(图 7d),强的后部入流在地面产生强的下沉气流,下沉气流在

近地层向外扩展与前方暖湿气流交汇形成新的阵风锋,新的阵风锋与左侧细长窄带回波合并,使得窄带回波的长度进一步加长。23:12 低层反射率因子图上观测到的窄带回波从渤海向西一直延伸到河北故城一带,长度约 210 km (图 7e)。结合低层径向速度产品可知,23:00 前后低层径向速度明显减弱,如图 7f 所示,与阵风锋相应区域及风暴前沿和后部低层径向速度比强盛期明显变小,反射率因子虽然无明显减弱特征,但其结构变的松散、平直,后部的层状云区迅速扩大,预示着飊线中部已迅速减弱。

总之,飊线前沿的阵风锋首先在飊线中发展旺盛的单体前侧产生、合并,随着飊线系统中强风暴右向发展,阵风锋也随之向右发展。阵风锋的移动速度略快于飊线系统对流单体的平均移动速度,系统旺盛阶段阵风锋与风暴低层前沿的间距保持在 15 km 以内。

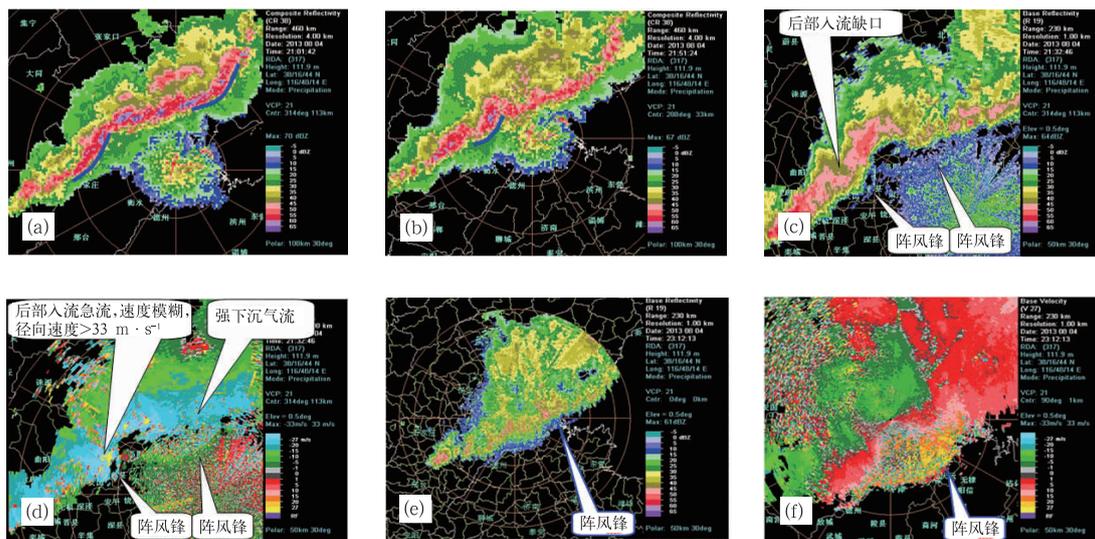


图 7 2013 年 8 月 4 日沧州雷达 21:01(a)和 21:51(b)组合反射率因子,21:32 0.5° 仰角反射率因子(c)和平均径向速度(d),23:12 0.5° 仰角反射率因子(e)和平均径向速度(f)

Fig. 7 Cangzhou radar composite reflectivity at 21:01 (a) and 21:51 BT (b), base reflectivity (c) and mean meridional velocity (d) at 21:32 at 0.5° elevation and the 0.5° elevation base reflectivity (e) and mean meridional velocity (f) at 21:32 BT 4 August 2013

4.3 飊线的阵风锋减弱阶段

从地面加密自动站资料可以看到,23 时华北南部地面温度在 $27\sim 29^{\circ}\text{C}$,比 $20:00$ 飊线初形成时地面温度 30°C 以上有所下降,这预示着大气层结不稳定性降低,大尺度环流背景正向着不利于对流发展的形势转变。雷达回波上,飊线东段进入渤海海区后迅速减弱,中段在 23 时前后也快速减弱,其西段

减弱时间在 5 日 00 时前后。从济南雷达 00:03 和 00:16 两个时次低层径向速度产品对比可以看出(图 8a,8b),00:16 阵风锋及后部的径向速度明显小于 00:03 时次,说明雷暴下沉气流减弱,飊线西段也开始减弱,此时阵风锋距飊线主体前沿的距离大约 15 km 左右。02 时前后,阵风锋在泰山山区北部消失,03 时前后降水回波基本消散(图略)。在飊线西段开始减弱之后的 00:28,其尾端低层反射率因子

上出现明显的后部入流缺口并且出现明显的弓状回波(图 8c,8e),分析中层径向速度可知(图 8d,8f),中层强冷空气的侵入与下沉形成了后部入流急流,产生弓状回波,在高唐和平原县部分地区产生 19~

22 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右的大风天气。飊线尾部弓状回波维持大约 30 min,但济南雷达并没有探测到其激发的新阵风锋。

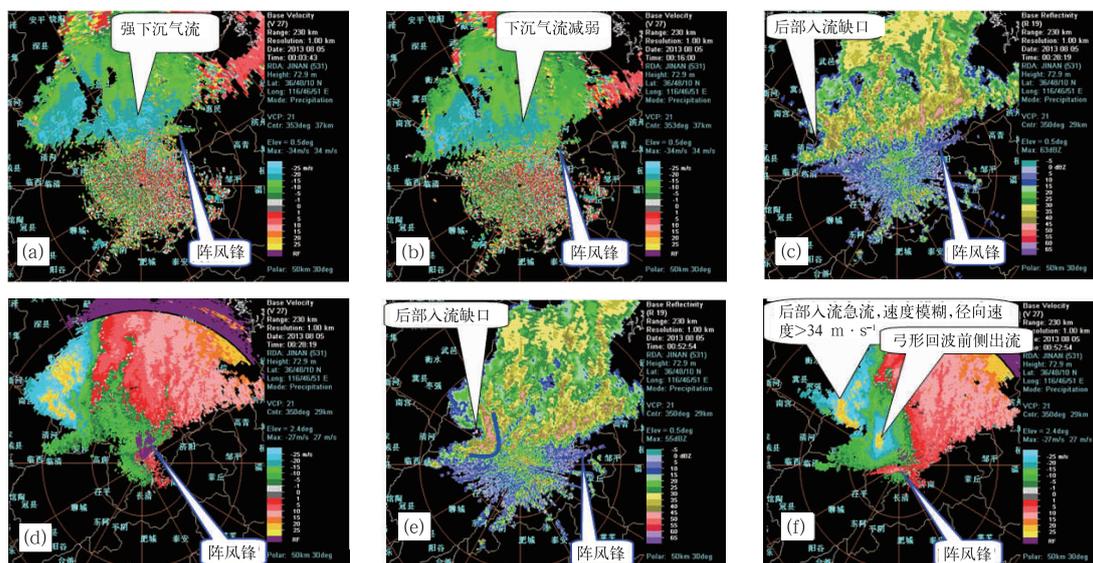


图 8 2013 年 8 月 5 日 00:09 济南雷达组合反射率因子(a)和 0.5° 仰角平均径向速度(b), 00:28(c)和 00:52(e) 0.5° 仰角反射率因子,00:28(d)和 00:52(f) 2.4° 仰角径向速度

Fig. 8 Jinan radar composite reflectivity (a) and mean meridional velocity at 0.5° elevation (b) at 00:09 BT, base reflectivity at 0.5° elevation at 00:28 (c) and 00:52 (e) BT, meridional velocity at 2.4° elevation at 00:28 (d) and 00:52 (f) BT 5 August 2013

通过以上分析可知,飊线的形成至减弱大致历时 4 h,主要特征表现为:主体移动速度较快,移速大约 $65 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$;系统成熟阶段具有明显波动特征,即局部具有弓状回波结构特征;系统最后减弱阶段主要表现为飊线后部下沉气流的减弱。飊线后部中层径向速度超过 $30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 非常有利于弓形回波的形成,同时可造成地面较强的大风天气。4 日 20:30 左右雷达探测到阵风锋,5 日 02:00 左右阵风锋消散,维持时间大约 5 h 30 min;阵风锋首先产生于飊线东段的强雷暴群,之后与飊线中段产生的阵风锋合并,之后又与飊线西段产生的阵风锋合并,阵风锋的发展和维持与飊线右向发展特征相匹配。

总之,风暴下沉气流中由于水滴蒸发,使得下沉气流降温,在近地层形成强冷空气堆,其外围冷空气快速向前推进,其前方不稳定的暖空气被迫抬升发展成带状积雨云,使得飊线系统进一步发展;发展强盛时,又产生新的强下沉气流,在地面产生新的雷暴高压,抬升前方暖湿空气并激发新的对流,这种循环使得飊线系统持续较长时间,其前侧的阵风锋也随

之维持较长时间。冷空气堆越强,冷暖空气间的辐合越强,越易激发新的对流运动;冷空气堆的强度与对流层中层和中低层环境空气的相对湿度有关,相对湿度越低,冷堆越强。本次过程中 700 与 500 hPa 冷堆附近的相对湿度一直在 $20\% \sim 40\%$ 。

5 飊线的阵风锋内气象要素变化特征

通过以上分析可知,飊线及阵风锋经历了形成、发展、维持及减弱阶段。由于其发生突然,生消快,危害性大,仅靠常规观测手段很难真正地扑捉到气象要素的变化,所以本文从加密自动站资料入手,以系统在不同发展时段影响的 3 个站为基础,制作图 9,以探究气象要素的变化特征。

从雷达回波分析中可知(图 6f),初形成的阵风锋经过廊坊站的时间为 20:25—20:35,其后的飊线在 20:40—21:00 也经过该站。结合图 9a 可以看出,阵风锋经过该站时,温度、露点均没有变化,但气压上升了 1 hPa,风速从 $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 上升到 $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,

风向由西风转为北风。飊线经过该站时,露点由 27°C 下降至 19°C ,之后一直维持这个数值,温度由 30°C 逐渐下降至 23°C ,气压上升了 4 hPa ,风速由 $4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 猛增至 $8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,维持十几分钟后,于

21:00 减小至 $2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。飊线过后,其后层状云回波过境,风速又出现了近 10 min 的 $6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的小高峰。飊线过境期间风向为东北风,层状云过境时则以偏北风为主。

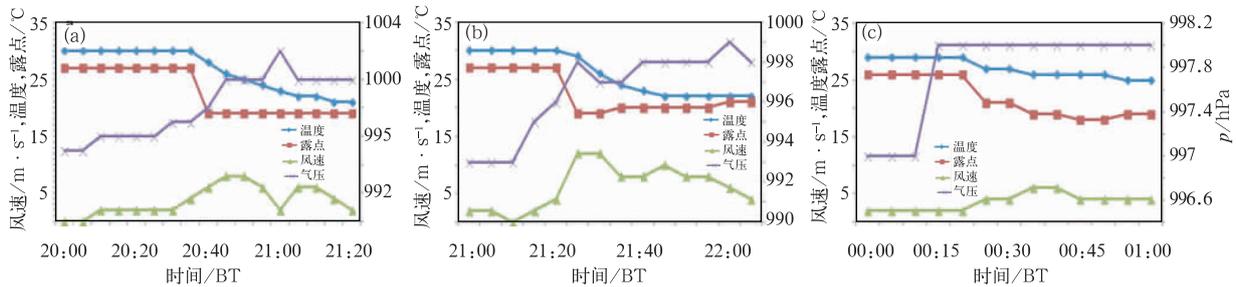


图9 2013年8月4日廊坊站(54515, a)、安国站(54604, b)和5日高唐站(54810, c)地面气压、温度、露点、风速曲线图

Fig. 9 Curves of surface pressure, temperature, dew point and wind speed at Langfang (54515, a), Anguo (54604, b) and Gaotang (54810, c) in 4–5 August 2013

21:00—23:00 是飊线的阵风锋发展、维持阶段。21:15—21:30 阵风锋经过河北安国站(图7c), 21:35—21:55 其后飊线也经过该站。从图9b可以看出,阵风锋经过该站时,温度下降了 4°C ,露点下降了 8°C ,气压上升了 4 hPa ,风速由静风猛增至 $12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,持续了近 10 min ,风向为西北风。随后飊线过境,温度下降了 2°C ,露点没有变化,气压上升了 1 hPa ,风速由 $8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 增大至 $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,持续时间仅为 5 min ,风向由西北风转为西风。

23:00 以后,飊线的阵风锋逐渐减弱消失。00:30—01:00,减弱的飊线由于中层强冷空气的侵入与下沉形成了后部入流急流,产生弓状回波(图8e),经过高唐站。从图9c可以看出,在此期间,温度、露点均下降了 2°C ,气压没有变化,风速由 $4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 增大至 $6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,风向由北北东转为东北风。

综上,飊线及阵风锋过境的时间随着系统的增强而延长。一般情况下阵风锋过境的时间在 $10\sim 15\text{ min}$,飊线在 $15\sim 25\text{ min}$ 。气象要素均表现出气温、露点下降,气压上升,风向突变,风速猛增的特点。系统初形成时,阵风锋过境时压、温、湿及风速的变化幅度明显小于飊线过境时,但在风向上较飊线突变明显。随着系统的增强,阵风锋过境时气象要素的变化幅度明显大于飊线的。飊线减弱以后,在适合的流场下,还会再次增强,气象要素也会呈现

出类似于飊线过境时的变化特征,只是强度略弱。

6 结 论

8月4日夜间发生在华北的一次强对流天气过程,其典型特征是降水回波前沿形成飊线及阵风锋,给所经之地带来了雷暴、大风等灾害性天气。通过分析得出如下结论:

(1) 此次阵风锋发生的大尺度环流背景高空为前倾槽,地面为冷锋,在冷锋与高空槽之间存在层结不稳定区。地面的中尺度高压外流冷空气与环境风场之间形成的中尺度辐合线,对新的雷暴生成或加强起到了积极作用。

(2) 飊线系统成熟阶段具有明显波动特征,即局部具有弓状回波结构。飊线后部中层径向速度超过 $30\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时,有利于弓形回波的形成,同时可造成地面较强的大风天气。

(3) 飊线后部强的下沉冷空气出流在地面形成非常强的辐散,向前辐散的气流与暖湿的环境大气之间形成中尺度边界——阵风锋。阵风锋随着飊线的增强而增强,其移动速度略快于飊线系统对流体的平均移动速度。阵风锋的维持主要依靠风暴持续的下沉气流,在下沉气流较弱后,阵风锋消失。在合适的流场中,减弱的飊线还会再次发展,这说明有利的环境流场对飊线及阵风锋的形成至关重要。

(4) 飏线及阵风锋过境时,气象要素均表现出气温、露点下降,气压上升,风向突变,风速猛增的特点。但在飏线及阵风锋形成之初,阵风锋过境时气象要素变化幅度小于飏线的变化,但在强盛阶段,反之。

参考文献

- 曹钢锋,张善君,朱官忠,等. 1988. 山东天气分析与预报. 北京:气象出版社,114-120.
- 黄旋旋,何彩芬,徐迪锋,等. 2008. 5. 6 阵风锋过程形成机制探讨. 气象,34(7):20-26.
- 刘勇,王楠,刘黎平. 2007. 山西两次阵风锋的多普勒雷达和自动气象站资料分析. 高原气象,26(2):380-387.
- 曲晓波,王建捷,杨晓霞,等. 2010. 2009 年 6 月淮河中下游三次飏线过程的对比分析. 气象,36(7):160-167.
- 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.
- 陶岚,袁招洪,戴建华,等. 2014. 一次夜间弓形回波特征分析. 气象学报,72(2):220-236.
- 王秀明,俞小鼎,周小刚. 2014. 雷暴潜势预报中几个基本问题的讨论. 气象,40(4):389-399.
- 王彦,于莉莉,李艳伟,等. 2011. 边界层辐合线对强对流系统形成和发展的作用. 应用气象学报,22(6):724-731.
- 吴芳芳,王慧,韦莹莹,等. 2009. 一次强雷暴阵风锋和下击暴流的多普勒雷达特征. 气象,35(1):55-64.
- 吴芳芳,俞小鼎,王慧,等. 2010. 一次强降水超级单体风暴多普勒天气雷达特征. 大气科学学报,33(3):285-298.
- 席宝珠,俞小鼎,孙力,等. 2015. 我国阵风锋类型与产生机制分析及其主观识别方法. 气象,41(2):133-142.
- 俞小鼎,姚秀萍,熊延南,等. 2006. 多普勒天气雷达原理与业务应用. 北京:气象出版社,90-95.
- 袁招洪. 2015. 不同分辨率和微物理方案对飏线阵风锋模拟的影响. 气象学报,73(4):648-666.
- 袁子鹏,王瀛,崔胜权,等. 2011. 一次中纬度飏线的阵风锋发展特征分析. 气象,37(7):814-820.
- 张培昌,杜秉玉,戴铁丕,等. 2001. 雷达气象学. 北京:气象出版社,305-348.
- 张涛,李柏,杨洪平,等. 2013. 三次雷暴导致的阵风锋过程分析. 气象,39(10):1275-1283.
- 郑媛媛,姚晨,郝莹,等. 2011. 不同类型大尺度环流背景下强对流天气随时临近预警研究. 气象,37(7):795-901.
- Byers H R, Braham R R. 1949. The Thunderstorm. Washington D C: U. S. Government Printing Office, 287.
- Cotton W R, Anthes R A. 1993. 风暴和云动力学 // 叶家东, 范蓓芬, 程麟生, 等. 北京:气象出版社,530-535.
- Droegemeier K K, Wilhelmson R B. 1987. Numerical simulation of thunderstorm outflow dynamics. Part I: Outflow sensitivity experiments and turbulence dynamics. J Atmos Sci, 44(8):1180-1210.
- Wilhelmson R B, Chen C S. 1982. A simulation of the development of successive cells along a cold outflow boundary. J Atmos Sci, 39(7):1466-1483.
- Wilson J W, Schreiber W E. 1986. Initiation of convective storms at radar-observed boundary layer convergence lines. Mon Wea Rev, 114(12):2516-2536.