

马中元,苏俐敏,谌芸,等. 2014. 一次强飚线及飚前中小尺度系统特征分析. 气象,40(8):916-929.

一次强飚线及飚前中小尺度系统特征分析^{* 1}

马中元^{1,2,3} 苏俐敏^{2,3,4} 谌 芸² 阮 征³ 陈鲍发⁵ 彭王敏子¹ 陈胜东¹

1 江西省气象科学研究所,南昌 330046
2 国家气象中心,北京 100081
3 中国气象科学研究院,北京 100081
4 江西省宜春市气象局,宜春 336000
5 江西省景德镇市气象局,景德镇 333000

提 要：使用常规天气、灾情、自动站、卫星云图、雷达回波和风廓线雷达等资料，采用统计对比分析和特征提取等方法，对 2012 年 4 月 10 日强飚线天气系统进行分析 and 研究，结果表明：(1)此次强飚线是由若干个倾斜深厚对流单体所组成，具有紧密排列的回波带结构。(2)云图上表现为中尺度对流系统(MCS)结构特征，随着 MCS 东移降水冷却、西南气流输送暖湿空气和午后地面温度不断升高，地面开始形成温度梯度较大的温度锋区。(3)飚线形成前期，MCS 南侧出现多条平行短带“梳状”回波特征，并在其南端不断产生对流单体回波，最后发展成飚线回波带。(4)飚线移动前方不断产生具有“前伸”、TBSS 和假象回波结构的局地雹云超级单体回波群，这些飚前中小尺度系统是产生此次冰雹灾害的主要回波系统。(5)5 min 风廓线雷达资料在前期阶段，能够观测到西南急流的演变情况，包括急流中的大风区。(6)当飚线系统临近时，受飚线中尺度环流的影响，飚线移动前方具有较强的上升运动，且伸展高度可以达到 6000 m，但垂直速度、Cn² 和 SNR 都较小；当飚线系统过境时，具有很强的水平风切变，受到强降水的下曳作用，垂直速度、Cn² 和 SNR 都明显加大；飚线系统过境后，恢复到前期阶段。

关键词：中尺度，温度锋区，飚线回波，形成与演变，局地雹云，风廓线特征

中图分类号：P445,P458 **文献标志码：**A **doi：**10.7519/j.issn.1000-0526.2014.08.002

Characteristics of Mesoscale and Microscale Systems During
a Severe Squall Line Process

MA Zhongyuan^{1,2,3} SU Limin^{2,3,4} CHEN Yun² RUAN Zheng³
CHEN Baofa⁵ PENG Wangminzi¹ CHEN shendong¹

1 Meteorological Science Institute of Jiangxi, Nanchang 330046
2 National Meteorological Centre, Beijing 100081
3 Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081
4 Yichun Meteorological Office of Jiangxi, Yichun 336000
5 Jingdezhen Meteorological Office of Jiangxi, Jingdezhen 333000

Abstract: By using the conventional observation data, disastrous loss data, AWS data, satellite infrared images, radar echoes and wind profiler products, a strong squall line process on 10 April 2012 was analyzed with statistical analysis and feature extraction method. The results show that: (1) The squall line is tightly belt-shaped and composed of several tilt and deep convective cells. (2) The characteristics of mesoscale convective system (MCS) structure can be seen in FY2E infrared images. The sharp surface temper-

^{*} 国家自然科学基金面上项目(41175048)、公益性行业(气象)科研专项(GYHY201206004、GYHY201006005)、中国气象局气象关键技术集成与应用项目(CMAGJ2013M74)、中国气象科学研究院开放课题(2012LASW-B01)、南京雷达气象与强天气开放基金(BJG201205)共同资助
2013 年 7 月 22 日收稿； 2014 年 6 月 25 日收修定稿
第一作者：马中元，主要从事雷达气象与短临预报研究。Email:mazhongyuan@163.com

ature front begins to form with MCS moving to east and precipitation cooling, moisture and heat transported by the southwest airflow and surface temperature rising. (3) Several parallel comb-shaped short-ribbon echoes appear and convection cells are continuously generated in the south side of the MCS. Finally they develop into a squall line echo belt in the earlier stage of the squall line system. (4) Local supercell hail storms with the structure of “front-extend”, TBSS and false echo are generated continuously ahead of the squall line, causing most of the damages during this hail process. (5) The evolution of southwest jet stream including the gale area can be seen clearly in 5-min intervals wind profiler data in the early stage. (6) When the squall line system approaches, strong ascending motion ahead of the squall line can extend to 6000 m height influenced by the squall line mesoscale circulation, but the vertical velocity, Cn^2 and SNR values are low. With the squall line passing, the horizontal wind shear is strong. Due to the dragging down action of strong rainfall, vertical velocity, Cn^2 and SNR are significantly increased. After the squall line passes, all signals return to the initial phase.

Key words: mesoscale, temperature front, squall line echo, formation and evolution, local hail cloud, wind profile feature

引言

江西强对流天气的主体是冰雹、龙卷、雷雨大风、短时强降水和强雷电等。每年因大风造成的农作物倒伏、房屋倒塌和江河翻船,以及强雷电、短时强降水、冰雹和龙卷等灾害,造成十分巨大的国民经济损失。因此,深入研究这些中小尺度天气系统的活动特征十分必要。

在这些中小尺度天气系统中,飏线系统的影响排在第一位,尤其是在春季,重大强对流天气过程都与飏线系统活动有关。影响江西的飏线系统多数是湖南、湖北境内产生,且有规律移入江西的点状或带状回波系统,它是造成江西强对流天气的主要回波系统(马中元,1984;马中元等,1988;1990;2011;许爱华等,2011)。这种飏线回波结构和特征在全国其他地区也存在,例如:2005年7月31日河北强飏线过程等。

不少学者使用常规天气资料和多普勒天气雷达等资料,对飏线系统进行了深入分析,取得许多研究成果。例如:慕熙昱等(2007)指出在飏线带状强回波内有中尺度涡旋簇、波型特征和弓形回波出现。王彦等(2006)指出弓状回波和阵风锋能够产生雷暴大风。何彩芬等(2006)指出龙卷表现为强的钩状回波,速度场上有相邻的正负速度中心和强组合切变等特征。刘娟等(2009)指出超级风暴单体中强烈的水平风切变,使得回波产品上不断有中气旋(M)和龙卷涡旋(TVS)生成。吴芳芳等(2009)指出风灾

是由两种不同类型的雷暴大风产生,一种是阵风锋;另一种是下击暴流。曲晓波等(2010)指出在低层辐合抬升、高层干冷空气侵入和较强的风垂直切变产生次级环流的动力作用下,不稳定能量释放,发展成有组织的飏线系统。陈涛等(2013)通过对垂直风廓线结构和飏线移动速度的分析,指出冷池边界扩张速度与低层风垂直切变大致相当,中尺度对流系统(MCS)具有较强的强度并维持较长时间。阮征等(2002)指出利用雨滴下降的平均多普勒速度,对风廓线雷达垂直观测资料进行修正,从而可以得到降水云体中三维风随高度分布的数据。阮征等(2008)指出基于湍流散射理论,构建了风廓线雷达(WPR)强度信息对大气折射率结构常数的估算方法。这些研究成果为深入分析和研究飏线天气系统的中小尺度系统特征提供了帮助(伍志方等,2014;许爱华等,2014)。

本文使用常规天气、灾情、自动气象站、FY2E云图、雷达回波和风廓线产品等资料,采用统计对比和特征提取等方法,对2012年4月10日强飏线过程进行分析,试图揭示影响江西飏线天气的中小尺度系统特征,为加深对飏线特征的理解、建立飏线天气识别指标和改进飏线短临预报方法提供科学依据。

1 灾情实况与天气背景

1.1 天气背景

2012年4月10日强飏线系统是由地面西南倒

槽发展、500 hPa 高空小槽引导、低空急流和高空急流等多因素共同作用下产生的(图 1a)。

08 时地面图上(图略),在云南、四川交界处有 1009 hPa 低压系统随高空槽东移;11 时低压发展为 1008 hPa 形成西南倒槽,并逐渐加强东伸侵入江西;14 时随着江西以北 MCS 发展东移产生降水,地面开始形成冷高压,西南倒槽在东伸中宽度变窄,中心气压为 1004 hPa;17 时西南倒槽中心进入江西,等压线分布密集。

08 时高空图上(图略),925~850 hPa 江西处在西南急流中,且 $T - T_d \leq 2^{\circ}\text{C}$,南昌 $T_{850} - T_{500}$ 为 24°C ,但在上游湖南有 27°C 的高值区存在。700 hPa 江西处在槽前的西南气流中,郴州、南昌到上海一线是 $V_{\max} = 20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 较窄的急流, $T - T_d \leq 5^{\circ}\text{C}$ 的区域包括江西中北部以及上游湖南地区。500 hPa 中低纬度处在较平直的风带中,多短波槽东移,江西处在短波槽前。300~200 hPa 江西北部有高空急流存在。

1.2 灾情实况

2012 年 4 月 10 日 08 时至 11 日 08 时江西重要天气报填绘图显示(图 1b),江西境内出现 10 站次雷雨大风;2 站冰雹(进贤、永丰);1 站 $\geq 30 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 强降水(横峰),24 站 $\geq 25 \text{ mm}$,4 站 $\geq 50 \text{ mm}$;闪电达 14401 次(图略),其中正闪数 653 次,负闪数 13748 次,最大正闪强度 133.9 kA,平均 18.5 kA,最大负闪强度 -49.6 kA ,平均 -6.2 kA 。强对流天气主要发生在 4 月 10 日 19 时之后飑线系统过境所影响的赣中区域,但雷暴范围波及整个江西。查询区域自动站记录,江西还有 83 个乡镇出现 93 次雷雨大风,其中临川金巢区 20:40 出现 $34.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 雷

雨大风,广丰洋口 20:19 出现 $40.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 雷雨大风,有多站次出现 $\geq 10 \text{ mm} \cdot (10 \text{ min})^{-1}$ 超短时强降水(苏俐敏等,2012;2013)。

江西通常将 $\geq 30 \text{ mm} \cdot (60 \text{ min})^{-1}$ 、 $\geq 50 \text{ mm} \cdot (120 \text{ min})^{-1}$ 的强降水称为短时强降水。据近 8 年宜春市气象资料统计分析表明,宜春在 $\geq 30 \text{ mm} \cdot (60 \text{ min})^{-1}$ 短时强降水里,主要强降水集中在 25~45 min 时段内,均值 35 min,由一个或几个 $\geq 10 \text{ mm} \cdot (10 \text{ min})^{-1}$ 的强降水组成。因此,本文将 $\geq 10 \text{ mm} \cdot (10 \text{ min})^{-1}$ 的强降水定义为“超短时强降水”,对细致理解短时强降水中的降水强度和降水结构有实际意义。2012 年 4 月 10 日飑线回波带经过宜春时,造成宜春单站 18:30—18:40 出现超短时强降水,即 $\geq 10 \text{ mm} \cdot (10 \text{ min})^{-1}$ 的降水。

1.3 对流指数统计

飑线过程中对流指数也表现明显(表 1),从强天气发生前至强天气发生, K 指数明显上升,南昌从 9 日 20 时 33°C 上升至 10 日 20 时 37°C 、长沙由 31°C 升至 38°C 、赣州由 29°C 升至 34°C 。在 4 月 K 指数达到了 $37\sim 38^{\circ}\text{C}$,说明过程中层结是极不稳定并且有较强的不稳定能量。沙氏指数 SI 明显下降,南昌从 9 日 20 时 1.84°C 降至 10 日 20 时 -1.56°C 、长沙从 3.36°C 降至 -3.56°C ,赣州 10 日 20 时 SI 为 -0.21°C ,说明环境场极不稳定的,具有动力条件就容易造成对流天气。总指数 TT 也呈上升趋势,强天气发生时,南昌从 43°C 升至 48°C 、长沙从 41°C 升至 52°C 、赣州基本持平 46°C 左右。风暴强度指数 SSI 在整个过程中一直维持在高位状态 ≥ 250 。强天气威胁指数 $SWEAT$ 也有一个明显上升的特征,南昌由 9 日 20 时 231.5 升至 10 日 20 时

表 1 2012 年 4 月 10 日飑线过程南昌、长沙、赣州站点对流指数统计简表

Table 1 Statistics of convective indice of the squall line at Nanchang, Changsha and Ganzhou Stations on 10 April 2012								
站点	时间 /月.日.时	$K/^{\circ}\text{C}$	$SI/^{\circ}\text{C}$	$TT/^{\circ}\text{C}$	SSI	$SWEAT$	$CAPE$ / $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$	10 日 14 h 最高气温计 算的 $CAPE/\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$
南昌	4. 09. 20	33	1. 84	43	258. 6	231. 5	6. 0	621. 0
	4. 10. 08	34	0. 25	46	276. 4	301. 5	23. 0	
	4. 10. 20	37	-1. 56	48	260. 4	346. 6	167. 7	
长沙	4. 09. 20	31	3. 36	41	252. 3	209. 8	0	875
	4. 10. 08	35	0. 25	46	278	282. 1	3	
	4. 10. 20	38	-3. 56	52	256	305. 8	0	
赣州	4. 09. 20	29	-1. 62	46	255. 3	323. 2	0	1314
	4. 10. 08	27	1. 67	43	247. 4	329. 1	0	
	4. 10. 20	34	-0. 21	46	256. 3	360. 5	1014. 2	

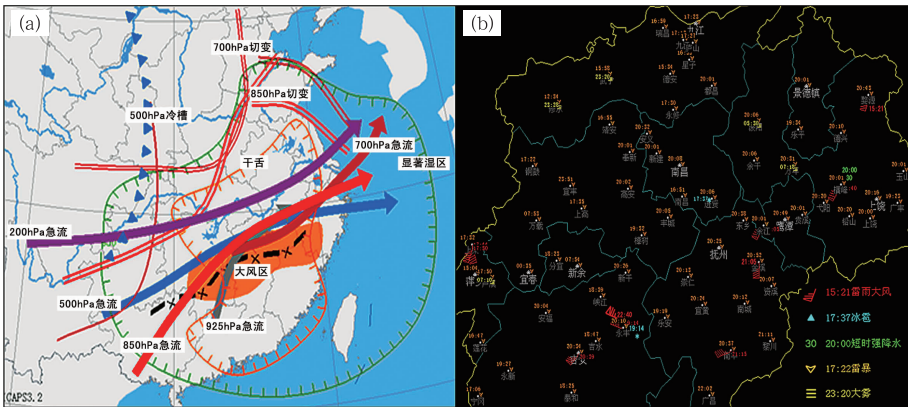


图 1 2012 年 4 月 10 日 08 时天气系统配置(a)与过程灾害分布图(b)
Fig. 1 The map of weather systems (a) and disaster distribution (b)
at 08:00 BT 10 April 2012

346.6、长沙由 209.8 升至 305.8、赣州由 323.2 升至 360.5。因此,这些对流指数都有利于产生强对流天气。

对流有效位能 *CAPE* 值在 9 日 20 时、10 日 08 时、10 日 20 时三个时段均表现不明显。9 日 20 时和 10 日 08 时,长沙、赣州 *CAPE* 值为 0.0~3.0 J·kg⁻¹,南昌也在 6.0~23.0 J·kg⁻¹ 之间;10 日 20 时,*CAPE* 值有所上升,南昌达到 167.7 J·kg⁻¹,长沙还是 0.0 J·kg⁻¹,赣州 1014.2 J·kg⁻¹,整个过程中仅赣州 10 日 20 时 *CAPE* 值超过了 1000.0 J·kg⁻¹。使用 10 日 14 时气温、露点对 10 日 08 时 *CAPE* 值进行估算,结果为:南昌 621.0 J·kg⁻¹、长沙 875.0 J·kg⁻¹、赣州 1314.0 J·kg⁻¹,可见,采用订正后的对流有效位能 *CAPE* 值较强。

1.4 垂直风切变

飊线过程中垂直风切变表现明显(表 2,赣州资料缺),过程开始之前,从低层到高层有明显的垂直

风切变。南昌 9 日 20 时至 10 日 20 时,1000~700 hPa(0~3 km)之间的垂直风矢量差分别为:14.0、16.0、21.0 m·s⁻¹;1000~500 hPa(0~6 km)之间的垂直风矢量差分别为:24.0、16.0、26.0 m·s⁻¹。长沙 9 日 20 时至 10 日 20 时,1000~700 hPa(0~3 km)之间的垂直风矢量差分别为:11.0、8.0、16.0 m·s⁻¹;1000~500 hPa(0~6 km)之间的垂直风矢量差分别为:20.0、19.0、20.0 m·s⁻¹。

由此可见,1000~500 hPa(0~6 km)垂直风矢量差均超过 15.0 m·s⁻¹ 垂直风切变标准,并且达到或接近 20.0 m·s⁻¹ 强垂直风切变标准。这种特征在过程开始之前直到过程结束均存在,说明强垂直风切变是该次强对流天气过程发生、发展和维持的重要环境条件。

2 飊线回波演变

图 2 是江西及周边 16 部天气雷达回波拼图

表 2 2012 年 4 月 10 日飊线过程南昌、长沙站点垂直风切变和风速差统计表
Table 2 Statistics of vertical wind shear and wind velocity difference of the squall line
at Nanchang and Changsha Stations on 10 April 2012

站点	时间 /月.日.时	平均风垂直切变/m·s ⁻¹				垂直风矢量差/m·s ⁻¹			
		1000~ 925 hPa	1000~ 850 hPa	1000~ 700 hPa	1000~ 500 hPa	850~ 500 hPa	1000~ 700 hPa	1000~ 500 hPa	850~ 500 hPa
南昌	4.09.20	4.0	4.8	4.8	4.4	5.5	14.0	24.0	18.0
	4.10.08	13.3	8.8	5.5	2.9	1.5	16.0	16.0	5.0
	4.10.20	5.3	11.2	7.2	4.7	3.7	21.0	26.0	12.0
长沙	4.09.20	4.0	5.6	3.8	3.6	4.0	11.0	20.0	13.0
	4.10.08	14.7	11.2	2.8	3.5	1.5	8.0	19.0	5.0
	4.10.20	6.7	8.0	5.5	3.6	3.1	16.0	20.0	10.0

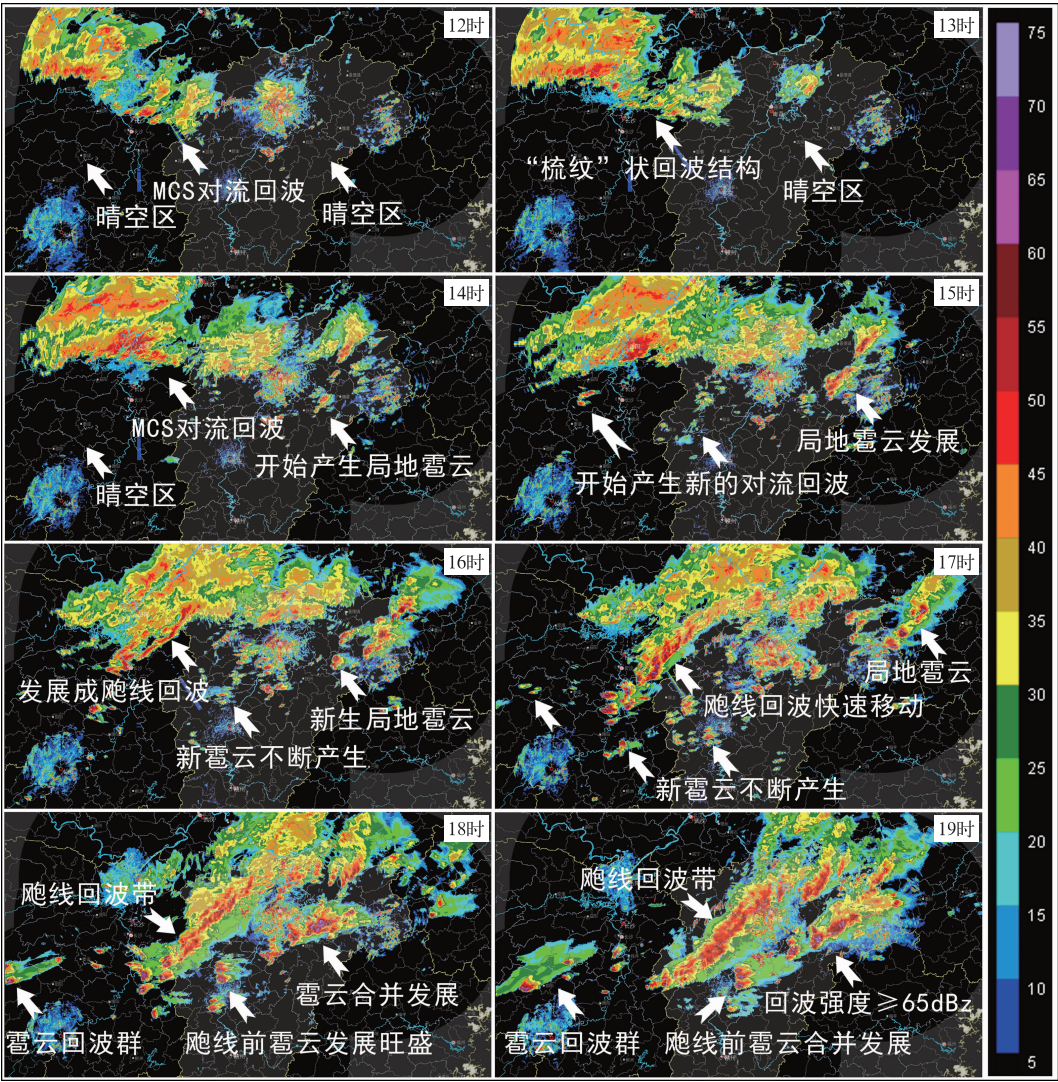


图 2 2012 年 4 月 10 日 12—19 时江西周边 16 部雷达回波拼图(CR 产品)

Fig. 2 16 Radar mosaic products (CR) in Jiangxi and other surrounding areas from 12:00 to 19:00 BT 10 April 2012

(CR 产品),4 月 10 日 12 时,MCS 对流回波发展,在 MCS 回波带南侧(湖南和江西)是大范围晴空区。13 时,MCS 局部段出现比较少见的“梳纹”状回波,晴空区里没有降水回波。14 时,在江西中部晴空区内首先出现局地雹云回波,并影响江西东北部地区。15 时,江西中部局地雹云回波快速发展,并排列成短带;在吉安和萍乡地区开始有新的局地雹云发展,与此同时,湖南境内距离 MCS 回波带的南端 50 km 处开始产生对流回波单体。16 时,MCS 回波带南端与湖南新生对流回波单体不断合并和发展壮大,最后演变成为飚线回波带;江西中部和东北部地区不断有新生局地雹云生成、发展、强盛。17 时,湖南生成的飚线回波带移入江西境内,移速加

快,强度加强;飚线回波带前方不断有新生雹云产生。18~19 时,飚线回波带快速移入江西,回波强度达到 ≥ 65 dBz,开始造成江西大范围危险天气;飚线前部雹云分成两个部分,一部分新生、发展、强盛,一部分不断合并、发展,也是造成冰雹和雷雨大风的主要系统。与此同时,湖南西部有雹云回波群发展(图 2,18—19 时)。

由此可见,从飚线回波的形成过程上分析,有几点比较重要。一是晴空区不断产生新的对流单体回波,一些发展旺盛的对流单体还是造成冰雹和雷雨大风的主要系统;二是合并造成回波发展旺盛形成回波带,最大回波强度超过 65 dBz;三是在锋区和地形抬升作用下容易产生飚前中小尺度对流回波单体。

3 雹云回波特征

3.1 吉安永丰超级单体雹云回波

3.1.1 雹云“前伸”回波结构

随着排列紧密的飑线回波带移入江西境内,随着午后地面温度不断升高和西南倒槽东伸影响,在江西局地有利地形条件下(莲花境内山地),16:26 之后不断产生对流回波单体,一些对流回波单体发

展十分旺盛,强度可以达到 65 dBz 以上,回波顶高 $ET \geq 12$ km 左右,垂直液态水含量 $VIL \geq 60 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$,具有典型局地雹云特征,即超级单体回波结构和“前伸”回波结构(图 3①②③,白线为垂直剖面线段)。历史资料分析表明(马中元等,1989),这种“前伸”回波的伸展长度往往 3 倍于超级单体回波面积,最典型的的就是沿着飑线走向(近似平行),会连续不断产生雹云,并且有组织地排列成行。有时这种局地雹云会成群出现,形成雹云回波群结构(图 2 中 18—19 时)。

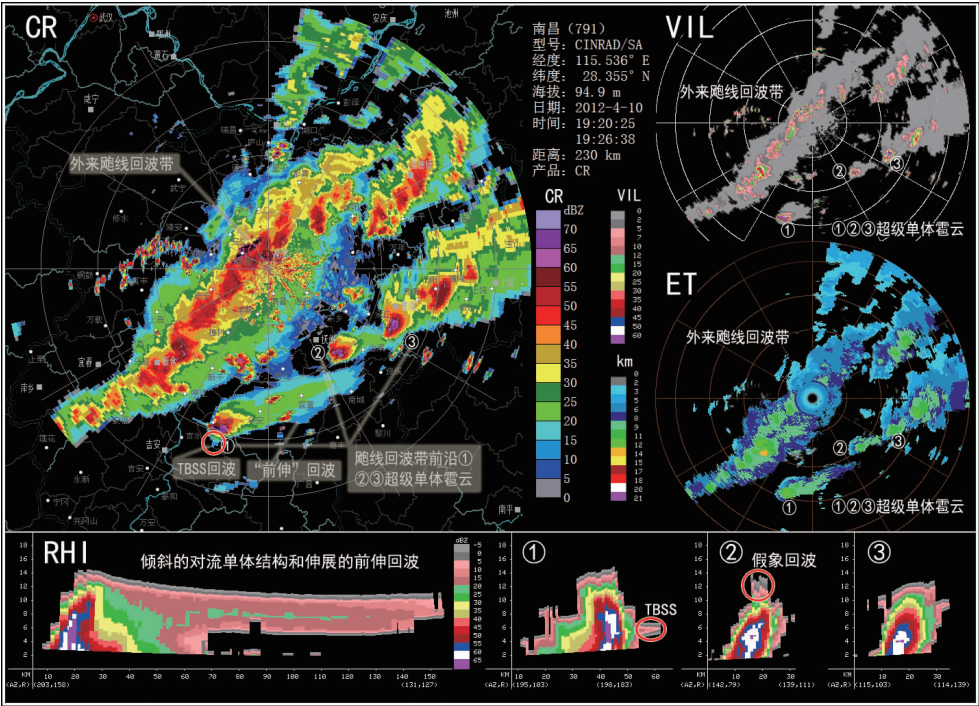


图 3 2012 年 4 月 10 日 19:20 雹云回波特征图(南昌雷达)

Fig. 3 Structure of radar echoes of hail cloud at 19:20 BT 10 April 2012 (Nanchang radar)

3.1.2 雹云 TBSS 回波结构

图 3 中 TBSS 回波特征十分明显,表明超级单体回波①(永丰雹云)强度十分强,形成二次散射造成的三体散射现象(TBSS 回波结构)。从 TBSS 形成过程上分析(图略),18:27 南昌雷达观测到局地雹云超级单体和“前伸”回波结构,18:34 开始出现超级单体 TBSS 回波结构,19:00 开始影响永丰,19:14 出现 $28 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 雷雨大风和 8 mm 冰雹等强对流天气,19:40 超级单体 TBSS 特征消失。永丰雹云回波还出现了中气旋、正负速度对等典型回波特征(图略)。

由此可见,TBSS 回波特征是 18:34—18:40 形

成,19:14 永丰出现冰雹和雷雨大风,出现时间超前降雹时间约 34~40 min,具有预报指示意义。随后永丰雹云在继续向东移动中经过乐安南部后,转向 110° 移动路径南丰等地,23:20 之后才逐渐减弱消散。永丰雹云从 16:26(莲花境内山地)开始产生,至 23:20 之后才消散,整个雹云过程历时 7 h,维持时间之长在雹云生命史中罕见!

3.1.3 雹云回波垂直结构

图 3 下 RHI 给出了永丰雹云①和其他雹云②③的垂直回波结构,可以看出,永丰雹云回波垂直结构表现为倾斜的对流单体和伸展的回波结构,雹云回波强度达到 60~65 dBz,强回波顶高(60 dBz)达

到 8 km,由于高空风比较大,雹云的云砧随高空风伸展到下游,在 12~14 km 高度形成“前伸”回波。沿径向垂直扫描,永丰雹云①观测到明显的 TBSS 回波结构。抚州雹云②观测到假象回波结构,这种假象回波结构是由于旁瓣探测强回波核在 RHI 上的表现,说明回波中存在大冰雹。

TBSS 三体散射回波是 PPI 上的特征,表现为强回波核的径向后侧有放射状弱回波,是由强回波核对电磁波的二次散射造成的(如图 3 CR 产品中红色圈所示)。“虚假回波”也称为虚假旁瓣回波、虚假尖顶回波。在强回波核距离雷达测站较近时,强回波核也能被雷达波束的旁瓣探测到,在 RHI 上形成虚假回波,与三体散射 TBSS 不同的是它的形成是由旁瓣造成的(见图 3②红色圈所示)。但是,在 RHI 上也能形成强回波核二次散射形成的 TBSS,方向是在径向后侧(见图 3①红色圈所示)。

由此可见,这类雹云的共同点是:具有倾斜的超

级单体和“前伸”回波结构、强回波(60 dBz)顶高达到 8 km、会出现 TBSS 和假象回波结构。

3.2 萍乡上栗超级单体雹云回波

萍乡上栗超级单体雹云回波是发生在飑线回波带南端,并非是飑线回波带前沿。飑线回波带南端是对流最为活跃区域,成群的对流单体不断产生和发展,一些发展强盛的超级单体和多单体回波组合的多单体回波结构,沿途造成多站雷雨大风、冰雹、强雷电和强降水等强对流天气。萍乡上栗超级单体雹云回波强度达到 65 dBz(图 4),垂直液态水含量 $VIL \geq 60 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$,回波顶高 $ET \geq 15 \text{ km}$,强回波顶高(65 dBz)达到 11 km,具有倾斜回波结构(图中白线为垂直剖面线段)。这种雹云结构除产生雷雨大风、冰雹之外,强雷电的危害也很大(马中等等, 2009a; 2009b)。

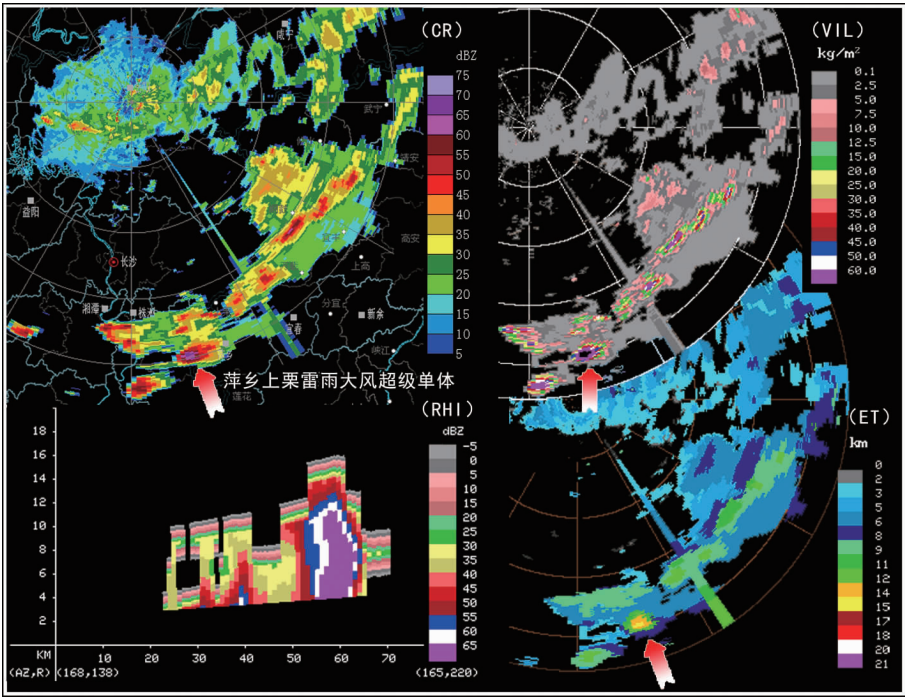


图 4 2012 年 4 月 10 日 17:50 萍乡上栗超级单体雷达回波特征图(岳阳雷达)

Fig. 4 Features of radar echoes of supercell in Shangli at 17:50 BT
10 April 2012 (Yueyang Radar)

4 飑线形成过程与前期回波特征

中尺度雷暴系统是有组织的整体,具有共同的

低空暖湿空气入流、高空云砧外流。卫星云图上,圆形或椭圆形的雷暴群被定义为中尺度对流系统 MCS,有一个很清晰的较低亮温的卷云罩,是雷暴群在高空外流形成的(Maddox, 1980; 1983; Cotton

et al,1986; Browning et al,1985; Fujita,1981)。

4.1 飊线云团形成过程

FY2E 红外云图上(图 5),12 时在湖北境内是 MCS 云团,其南沿在 29°N 附近(湖南北部边界),MCS 南侧是大片晴空区。13—15 时,MCS 在东移过程中维持并逐步减弱,MCS 南侧晴空区内云系开

始不断增多,并且逐步呈东北—西南走向排列,15 时生成积云线。这种积云线沿 MCS 冷流出边界与低层暖空气接触的边界上形成局地温度大梯度区,积云线沿边界生成排列,这时候,雷达上尚没有对流回波出现,表明此时对流并不旺盛。云图上积云线的出现为雷达早期发现对流回波提供了依据(曹艳华等,2009)。

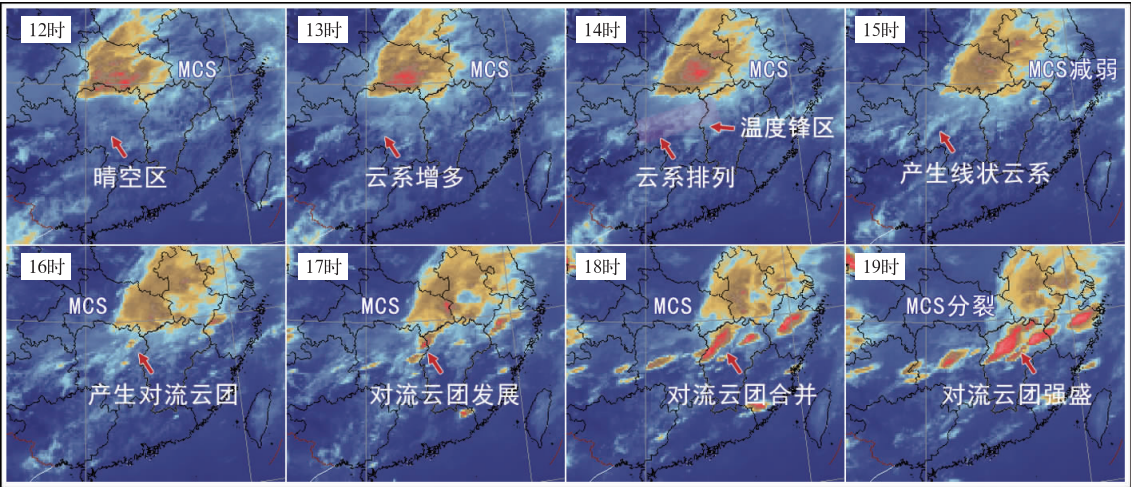


图 5 2012 年 4 月 10 日 12—19 时 FY2E 红外卫星云图(MICAPS 云图色标)
Fig. 5 FY2E infrared images from 12:00 to 19:00 BT 10 April 2012

16 时在湖南东北部,MCS 南端与积云线相接处,促发中尺度对流云团发展。17—19 时,北部 MCS 不断东移、减弱、分裂;南部对流云团不断在合并、强盛中发展成为飊线,造成江西出现雷雨大风、冰雹、强降水和强雷电等危险天气。

4.2 锋区的形成

锋区指的是温度密集大梯度区域,它的形成主要由 MCS 降水冷却降温、MCS 携带冷空气、西南倒槽输送的高温高湿和午后太阳辐射地面增温作用,以及与有利的地形抬升等因素有关。在这种环境下,还叠加了地形抬升、西南气流的触发等作用,江西有不少个例可以说明在温度梯度大的地方产生对流天气(马中元等,1986;2010)。

图 6 是湖南、江西 2 h 温度图(江西数据参看图 7)。08 和 10 时,湖南、江西区域温度等值线密集区还不明显。12 时,从湖南开始形成温度锋区(图 6 等值线密集阴影区),随后锋区逐步加强,一直维持到 18 时;江西温度密集区从 14 时开始,16 时发展最强。20 时以后,温度等值线密集区逐步减弱消

失,锋区特征也消失。江西 1 h 温度图(图 7)和江西 1 h 雨量图(图 8),可以填补图 6 中江西区域数据不足,15 时前后,温度场具有温度锋区特征,并伴随系统性降水。

湖南温度锋区发展,为飊线初生提供了一种触发机制,飊线初生积云线就发生在湖南段温度锋区中;江西温度锋区发展,为飊线系统移入江西,飊线回波带持续发展和飊线回波带前部的中小尺度雹云回波发展加强,提供了很好的环境条件。

由此可见,图 5 中 MCS 从 29°~30°N 以东北移湖南和江西北部,由于移动比较缓慢,较长时间的降水造成地面冷却降温;与此同时,西南倒槽在东伸过程中将西南暖湿空气输送至湖南、江西一带,地面增温明显;随着日变化,午后太阳辐射作用,使得晴空区地面大幅度增温。因此,在以上三种因素的共同作用下,为午后湖南飊线初生,飊线移入江西后加强发展和飊前中小尺度雹云发展创造了条件。

4.3 MCS 雷达回波特征

MCS 的雷达回波主要特征:在 MCS 南部是中

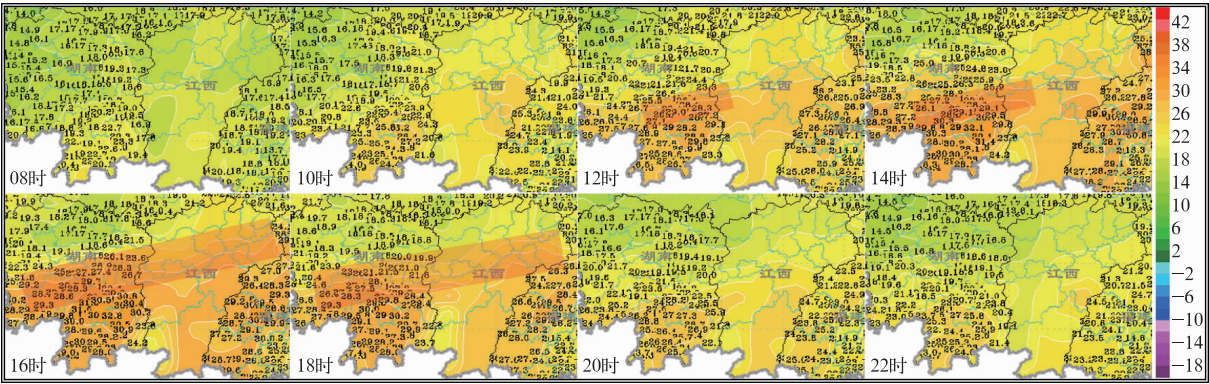


图 6 2012 年 4 月 10 日 08—22 时湖南、江西 2 h 温度图(江西数据缺)

Fig. 6 Temperature images for every 2 h in Hunan and Jiangxi from 08:00 BT to 19:00 BT 10 April 2012

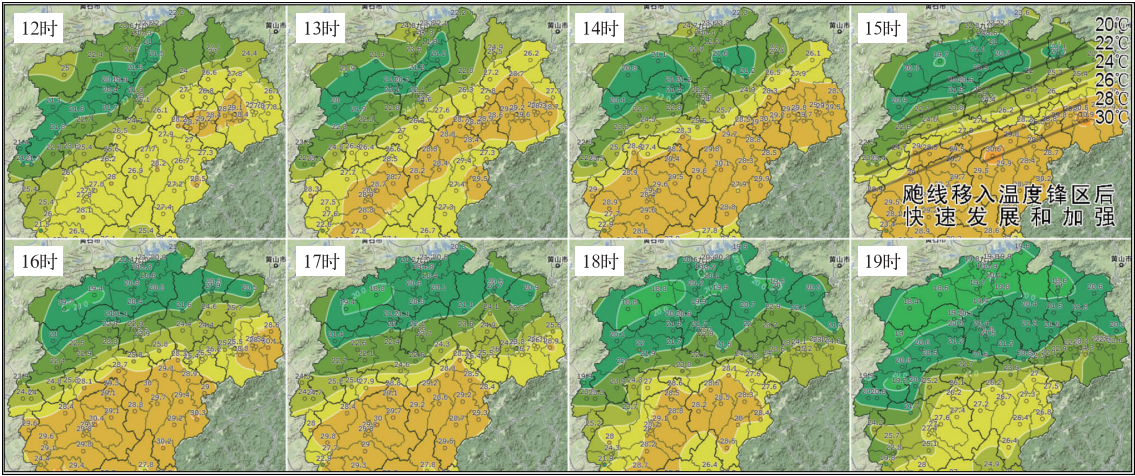


图 7 2012 年 4 月 10 日 12—19 时江西 1 h 温度图

Fig. 7 Hourly temperature images in Jiangxi from 12:00 to 19:00 BT 10 April 2012

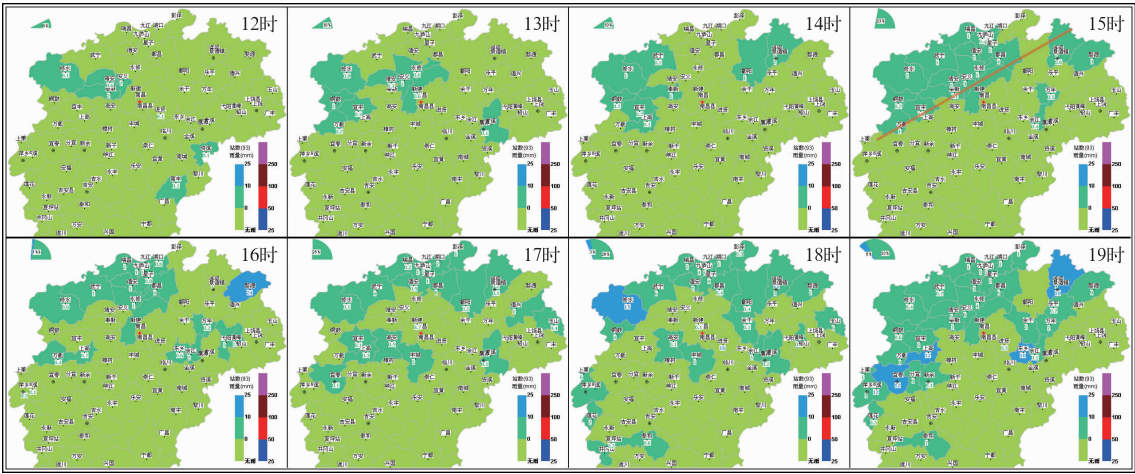


图 8 2012 年 4 月 10 日 12—19 时江西 1 h 雨量图

Fig. 8 Hourly precipitation images in Jiangxi from 12:00 to 19:00 BT 10 April 2012

尺度对流回波系统，而北部是大范围伸展的云系。图 5 中 12 时云图，MCS 南部十分平直，几乎沿纬线走向，MCS 南面是湖南境内的大范围晴空区。12:24 长沙雷达回波图给出了 MCS 内部的回波细微结构分布(图 9)。可以看出，主要对流回波集中在 MCS 的西南侧，中心强度可以达到 50~55 dBz，

最高回波顶高 ET 达到 10~12 km，平均回波顶高 6~8 km，最大垂直液态水含量 VIL 达到 40~45 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$ 。沿 $101^\circ, 163 \text{ km} \sim 314^\circ, 93 \text{ km}$ (图中白线为垂直剖面线段)垂直剖面 RHI 回波平均发展高度都不高，表明 MCS 强度中等，主要以降水为主。

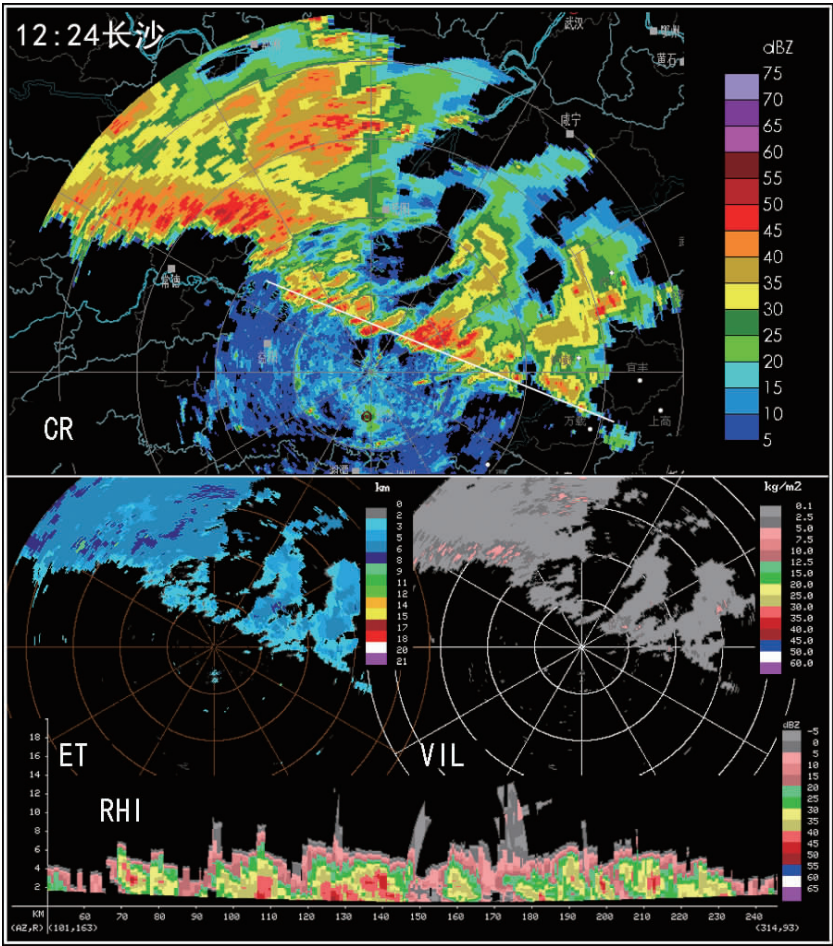


图 9 2012 年 4 月 10 日长沙 12:24 飏线形成前期雷达回波图
Fig. 9 Radar echoes of squall line in the early stage of formation
in Changsha at 12:24 BT 10 April 2012

图 9 还有一个有趣的特征，飏线回波带形成前期，MCS 回波带南侧出现“梳纹”状(或“刘海”状、“锯齿”状)多条平行短带回波特征，这些特征在 12:29 岳阳雷达上也有反映。MCS 回波带南侧“梳纹”式对流群回波是什么原因形成的？与哪种天气关系密切？是否与重力波或倾斜对流(对称不稳定)有关？有待深入研究分析。MCS 回波带南侧对流回波主要产生降水，降水冷却使地面温度降低，为午后形成温度锋区创造了条件，而温度锋区是触发产

生此次飏线过程的一个重要机制。

5 飏线风廓线特征

边界层风廓线雷达，在晴空时探测高度只有 3000 m 以下，而在有降水时，探测高度可抬升到 6000 m。尽管，风廓线雷达采用三波束扫描可增强采样时间密度来提高测风精度(Srinivasa et al, 2008)，但是，风廓线雷达五波束扫描能有效改善降

水时的测风能力,实现风廓线雷达测风精度的数据质量控制(Wuertz et al,1988)。

宜春 TWP3 边界层风廓线雷达采用五波束天线扫描配置,由垂直、东、西、南、北五波束组成。探测波束除垂直波束外,其他波束都有 15°的倾斜夹角,波束在高空的探测范围就形成了圆锥体(如在 5 km 高度上,圆锥体水平直径约 1.7 km),可提供了水平风向风速($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)、垂直风速($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)、径向速度($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)、速度谱宽($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)、信噪比 SNR (dB)和大气折射率常数 Cn^2 ($\text{m}^{-2/3}$)等产品数据。其中上文中的垂直风速为风廓线雷达探测中的专用名词,其含义为某高度层上,圆锥体面积里的五波束径向速度计算得出的向上或向下的大气运动分量。为了与天气学和大气动力学中的表述以及气象学习惯用法相一致,本文使用风廓线雷达垂直波束探测的径向速度来表述“垂直速度”。

根据预报员的需求,作者将这六个产品数据进行二次开发,组合成三种叠加产品图,即水平风向风

速图、垂直风速 + Cn^2 图、径向速度 + 速度谱宽 + SNR 图(马中元等,2013),其中图例说明标在每幅图的上方图眉处,右侧分别为 SNR 和 Cn^2 色标,最下面是风廓线雷达站对应时间的降水量分布。

5.1 前期阶段特征

4 月 10 日 16:26(图 10a),飊线在湖南境内(外来飊线),距离宜春 120 km。16:25—17:55 是飊线前期阶段,风廓线雷达 1300~3000 m 高空维持着 $\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的西南大风区,表明 850 和 700 hPa 有较强西南急流存在,其中西南急流的部分时段还存在 $\geq 20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 脉动大风(图 11a)。前期阶段,风廓线雷达垂直速度很小($\leq 2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$),正负值速度交替出现; Cn^2 在 $-21 \sim -19 \text{ m}^{-2/3}$ 之间(图 11b)。风廓线雷达径向速度和速度谱宽也很小,基本上维持背离雷达方向的负速度,其中含少量朝向雷达方向的正速度;SNR 在 0~20 dB 之间(图 11c)。注意:图 11 时间轴序列是从右向左。

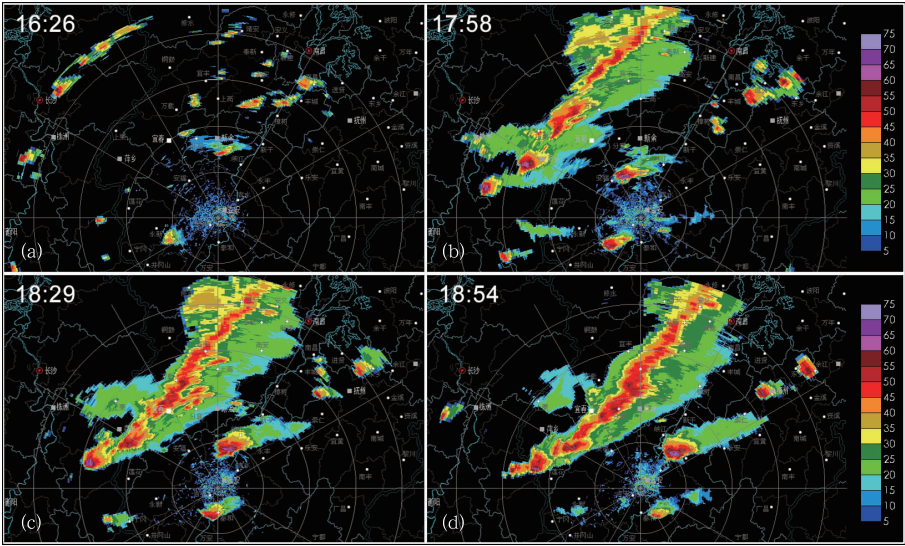


图 10 2012 年 4 月 10 日飊线四个阶段雷达回波图(吉安雷达 CR 产品)

Fig. 10 Four stages of radar echoes of the squall line on 10 April 2012 (Ji'an Radar CR products)

5.2 飊线影响阶段特征

17:58(图 10b),飊线移入江西境内,在铜鼓、万载、萍乡一线,距离宜春不足 30 km。18:00—18:30,受到飊线外部环流影响,水平风的高度达到 6000 m,整层风向转为西风,风速加大到 $\geq 20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (红色区),表明受到飊线对流风暴环流的影响(图 11a)。影响阶段,垂直速度仍较小($\leq 2 \text{ m} \cdot$

s^{-1}),但基本上是正值向下速度; Cn^2 仍维持在 $-21 \sim -19 \text{ m}^{-2/3}$ 之间,正值速度所占比例增多(图 11b)。径向速度和速度谱宽突然加大,保持一致背离雷达方向的负速度(即上升运动);SNR 在 10~20 dB 之间(图 11c)。

5.3 飊线过境阶段特征

18:29(图 10c),飊线逼近,开始影响宜春。

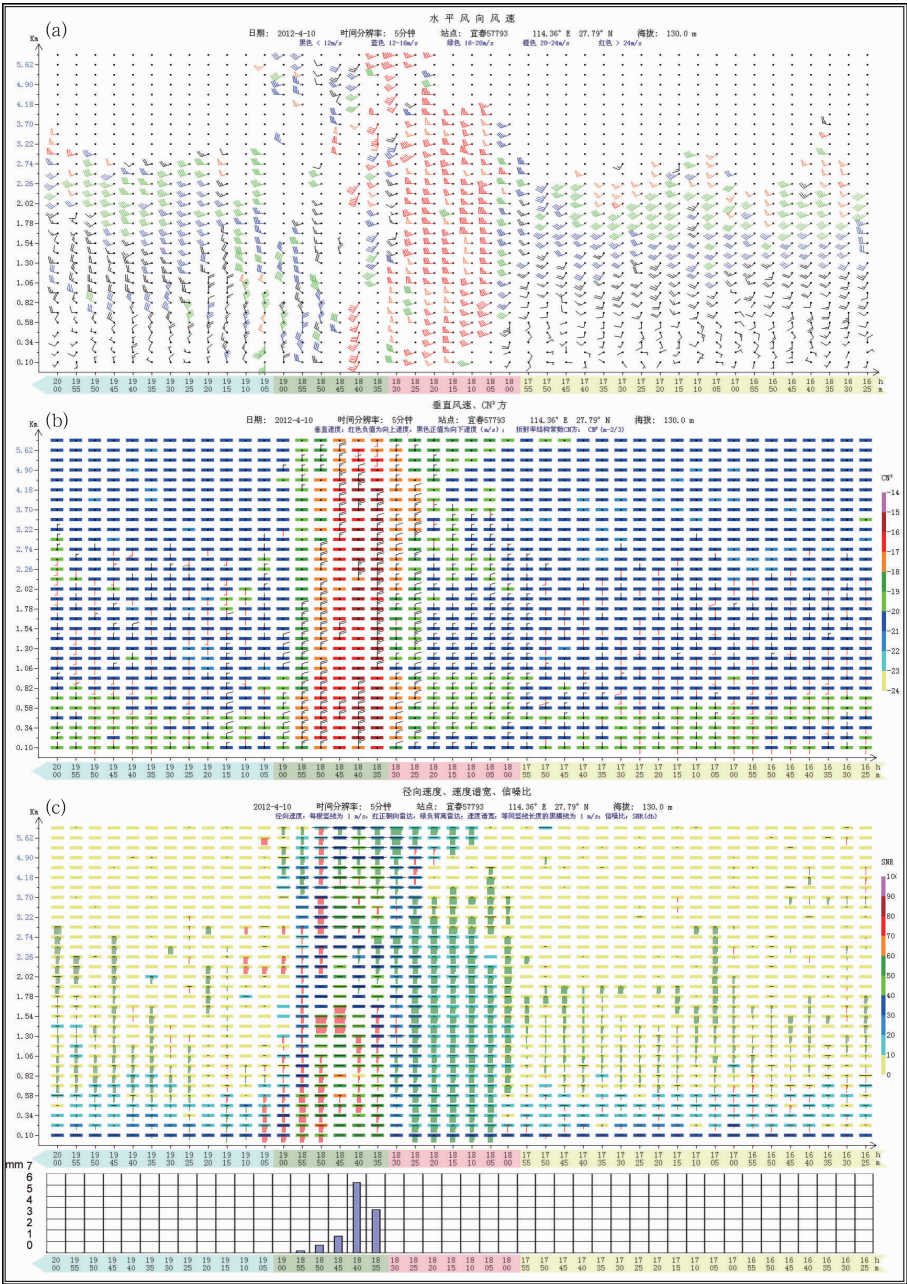


图 11 2012 年 4 月 10 日 16:25—20:00 宜春风廓线雷达产品图

(a)水平风向风速(黑色 $<12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,蓝色 $12\sim16\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,绿色 $16\sim20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 橙色 $20\sim24\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,红色 $>24\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), (b)垂直速度、大气折射结构常数 Cn^2 (红色负值为向上风速,黑色正值为向下风速 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, $Cn^2\text{ m}^{-2/3}$), (c)径向速度、速度谱宽、信噪比 SNR (红色正值朝向雷达,绿色负值背离雷达 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,信噪比 dB)

Fig. 11 Characteristics of wind profiler products at Yichun Weather Station

from 16:25 BT to 20:00 BT 10 April 2012

(a) horizontal wind direction and speed (black $<12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, blue $12\sim16\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, green $16\sim20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, orange $20\sim24\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, red $>24\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), (b) vertical wind speed, atmospheric refractive index structure constant (red negative labeled up wind speed, black positive labeled down wind speed $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, $Cn^2\text{ m}^{-2/3}$), (c) radial velocity, velocity spectral width, signal to noise ratio (red positive labeled face radar, green negative labeled depart radar $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, $SNR\text{ dB}$)

18:35—19:00 是飑线过境强降水阶段,水平风的高度由 3700 m 逐步增高到 6000 m,风向由 W—SSW—W—NW,风速在 $\geq 20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (红色区)和 $\geq 16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 之间,这时正是飑线系统过境产生强降水的时刻,存在很强水平风切变(图 11a)。值得注意的是:尽管五波束风廓线雷达能有效改善降水时测风精度,但在强降水阶段,部分风廓线数据出现“空洞”,究其原因:一方面是强降水影响风廓线雷达接收信号,导致信号饱和所致;另一方面是信号可信度不足造成的数据缺失。飑线过境阶段,由于强降水的下降作用,垂直速度明显加大,出现 $\geq 8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的正值即向下速度; Cn^2 也明显加大,在 $-18 \sim -15 \text{ m}^{-2/3}$ 之间(图 11b)。径向速度和速度谱宽突然转向,出现朝向雷达方向的正速度(即下沉运动);SNR 在 40~60 dB 之间(图 11c)。

5.4 飑线过境后阶段特征

18:54(图 10d),飑线移出宜春,降水基本结束。19:05—20:00 是飑线过境后阶段,水平风明显下降至 3200 m 以下,但高空维持 $\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的 WSW 大风区,表明 850 和 700 hPa 西南急流仍存在(图 11a)。飑线过境后,垂直速度恢复为初始阶段($\leq 2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$),正负速度交替出现; Cn^2 在 $-21 \sim -19 \text{ m}^{-2/3}$ 之间(图 11b)。径向速度和速度谱宽恢复到前期阶段的状态,基本上维持背离雷达的负速度及少量朝向雷达的正速度;SNR 在 0~20 dB 之间(图 11c)。

由此可见,5 min 风廓线雷达资料能够准确观测到西南急流的演变情况,包括急流中的某些脉动。当飑线系统临近时,受飑线中尺度环流的影响,飑线移动前方具有较强的水平风切变和上升运动,且伸展高度可以达到 6000 m,但垂直速度、 Cn^2 和 SNR 都比较小。当飑线系统过境时,具有很强的水平风切变,由于强降水的下降作用,垂直速度、 Cn^2 和 SNR 都明显加大。飑线系统过境后,风廓线各要素基本上回到前期状态。在 2012 年 4 月 24 日强飑线过程中也观测到这种风廓线特征。

6 结论与讨论

2012 年 4 月 10 日飑线是一次典型的强飑线天气过程,无论是飑线回波带结构或飑前超级单体回波结构都堪称经典。深入了解飑线活动的典型特征,能提高预报时效性和准确性,并为防灾减灾提供

预警预报指导意见。

(1) 这次强飑线系统是由地面西南倒槽发展、500 hPa 高空小槽引导、低空急流和高空急流等天气因素共同作用下产生的,午后增温形成的锋区和江西山地抬升作用,对飑线和超级单体雹云形成的也具有重要作用。

(2) 飑线生成前期,云图上在湖北境内是 MCS 云团,其南沿在 29°N 附近(湖南北部边界)并向偏东方移动,MCS 南侧是大片晴空区,受到 MCS 降水冷却、冷出流边界和西南倒槽东伸与午后地面增温等因素共同影响,在 MCS 南侧与晴空区之间形成温度梯度密集区,即锋区,然后逐渐在锋区上生成积云线,并在积云线上不断产生对流回波,最后形成飑线。

为了进一步说明 MCS、积云线、飑线回波和飑前雹云回波之间的联系,给出强飑线产生前云系变化概念模型示意图(图 12)。MCS 主要降水区偏向 MCS 南侧,而北侧是大范围的卷云;积云线发展起来后不断有对流云团产生、发展、合并,最后形成飑线回波带;局地雹云是在飑前暖区中出现,具有超级单体回波特征。

(3) 飑线回波形成前期,MCS 南侧出现多条平行短带“梳状”回波特征,并在其南端(云图积云线位置)不断产生对流单体回波,最后发展成由若干个倾斜深厚对流单体所组成,具有紧密排列的飑线回波带结构。随着午后地面温度升高,飑线移动前方不断产生具有“前伸”、TBSS 和假象回波结构的超级单体回波,超级单体强度 $\geq 60 \text{ dBz}$, $ET \geq 15 \text{ km}$,

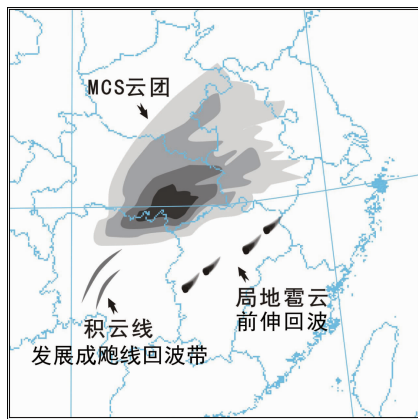


图 12 江西飑线产生前期云系变化概念模型示意图

Fig. 12 Conceptual model of cloud system evolution before exotic squall line formed

$VIL \geq 50 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ ，具有超强量级。

(4) 在飏线还没有影响之前，5 min 风廓线雷达资料能够准确观测到西南急流的演变情况，包括急流中的某些脉动；当飏线系统临近时(30 min)，受飏线中尺度环流的影响，飏线移动前方具有较强的上升运动，且伸展高度可以达到 6000 m，但垂直速度、 Cn^2 和 SNR 都比较小；当飏线系统过境时，具有很强的水平风切变，由于强降水的下曳作用，垂直速度、 Cn^2 和 SNR 都明显加大；飏线系统过境后，风廓线雷达产品特征与初始阶段类似。因此，受飏线中尺度环流的影响，风廓线雷达能提前 30 min 有所反应，这为提前预报飏线天气过境创造了条件。

目前只能从现有几次飏线个例中的水平风、垂直速度、径向速度、速度谱宽、 Cn^2 和 SNR 六个产品中提炼，这方面的工作研究有待多样本、多产品进一步深入分析。

参考文献

曹艳华, 马中元, 叶小峰, 等. 2009. 江西外来飏线常见卫星云图特征. 自然灾害学报, 19(4): 54-59.

陈涛, 代刊, 张芳华. 2013. 一次华北飏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.

何彩芬, 姚秀萍, 胡春蕾, 等. 2006. 一次台风前部龙卷的多普勒天气雷达分析. 应用气象学报, 17(3): 370-375.

刘娟, 朱君鉴, 魏德斌, 等. 2009. 070703 天长超级单体龙卷的多普勒雷达典型特征. 气象, 35(10): 32-39.

马中元. 1984. 飏、飏线与雹云. 江西气象科技, 7(3): 67-70.

马中元, 陆春信, 钱焕荣, 等. 2013. 宜春风廓线雷达数据和产品开发与应用. 气象水文海洋仪器, 30(2): 68-72/86.

马中元, 许爱华, 陈云辉, 等. 2009a. 江西灾害性强雷电天气的雷达回波特征分析. 自然灾害学报, 18(5): 16-23.

马中元, 许爱华, 贺志明, 等. 2009b. 九江地区一次无降水致灾大风天气过程分析. 气象与减灾研究, 32(3): 52-56.

马中元, 叶小峰, 张瑛, 等. 2011. 江西三类致灾大风天气活动与回波特征分析. 气象, 37(9): 1108-1117.

马中元, 张瑛, 马晓琳, 等. 2010. 对流风暴的触发系统与机制探讨. 自然灾害学报, 19(3): 19-26.

马中元, 张幼兰. 1986. 中尺度地形辐合线与强对流天气. 江西气象科技, 9(2): 50-52.

马中元, 张幼兰, 林景辉. 1989. 赣中暖区雹云的几种类型. 江西气象科技, 12(1): 37-40.

马中元, 张幼兰, 叶瑞珠, 等. 1988. 雷达带状回波的几种演变形式. 江

西气象科技, 11(4): 28-29, 36.

马中元, 张幼兰, 应冬梅, 等. 1990. 江西省强对流天气的雷达气候统计 // 运用雷达作强对流天气短时预报研究文集. 北京: 气象出版社, 2: 79-84.

慕熙昱, 党人庆, 陈秋萍, 等. 2007. 一次飏线过程的雷达回波分析与数值模拟. 应用气象学报, 18(1): 42-49.

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): 151-159.

阮征, 葛润生, 吴志根, 等. 2002. 风廓线仪探测降水云体结构方法的研究. 应用气象学报, 13(3): 330-338.

阮征, 何平, 葛润生. 2008. 风廓线雷达对大气折射率结构常数的探测研究. 大气科学, 32(1): 133-140.

苏俐敏, 马中元, 胡佳军. 2012. 雷达回波和自动站降水资料的统计与对比分析. 气象水文海洋仪器, 29(4): 29-32.

苏俐敏, 马中元, 钱焕荣, 等. 2013. 宜春短时强降水的单站要素统计和分析. 气象水文海洋仪器, 30(1): 62-65.

王彦, 吕江津, 王庆元, 等. 2006. 一次雷暴大风的中尺度结构特征分析. 气象, 32(2): 75-80.

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.

伍志方, 庞古乾, 贺汉青, 等. 2014. 2012 年 4 月广东左移和飏线内超级单体的环境条件和结构对比分析. 气象, 40(6): 655-667.

许爱华, 马中元, 叶小峰. 2011. 江西 8 种强对流天气形势与云型特征分析. 气象, 37(10): 1185-1195.

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. 气象, 40(4): 400-411.

Browning K A, Hill F F. 1985. Mesoscale analysis of a polar trough interacting with a polar front. Quart J Roy Meteorol Soc, 111: 445-462.

Cotton W R, McAnelly R L, 田生春. 1986. 中纬度 α 中尺度对流复合体的 β 中尺度的发展. 气象科技, (1): 15-21.

Fujita T T. 1981. In "Nowcasting: mesoscale observation and short-range prediction", proceedings of a Symposium at the IAMAP General Assembly, 25-28 August, European Space Agency, 3-10.

Maddox R A. 1980. Mesoscale convective complexes. Bull Amer Meteorol Soc, 61: 1374-1387.

Maddox R A. 1983. Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude, mesoscale convective complexes. Mon Wea Rev, 111: 1475-1493.

Srinivasa Rao I, Anandan V K. 2008. Evaluation of DBS wind measurement technique in different beam configurations for a VHF wind profiler. Atmos and Oceanic Tech, 25: 2304-2312.

Wuertz D B, Weber B L, Strauch R G. 1988. Effects of precipitation on UHF wind profiler measurements. Atmos and Oceanic Tech, 5: 450-464.