

一次强雹暴系统及其阵风锋的雷达回波研究

刘 娟 宋子忠 李金城

(安徽省阜阳地区气象局, 236001)

提 要

作者介绍了在一次强雹暴系统的雷达探测中发现的阵风锋回波带。讨论了阵风锋回波带的性质、结构及其成因, 分析了它对雹暴回波系统的反馈作用, 指出了其和经典模式中阵风锋的不同之处。提出了这次雹暴系统维持和传播的自激机制, 并且探讨了阵风锋回波带在短时预报中的应用。

关键词: 雹暴系统 阵风锋回波带 非降水回波 反馈作用 自激机制

引 言

雹暴系统的下沉气流在近地面层形成冷高压, 它向四周辐散的气流和环境暖湿空气的交界面称为阵风锋。通常认为阵风锋能抬升暖湿空气, 对雹暴系统的维持和传播起着重要的作用。以往是从对地面气象要素场的中小尺度分析来研究阵风锋, 在对 1994 年 5 月 31 日发生在阜阳地区的强雹暴系统的雷达探测中, 我们幸运发现了这个雹暴系统的阵风锋回波带。它是一种非降水气象回波, 在 PPI 上表现为一条弧形到半环状的带状回波, 带的长度从几十公里到 200 多公里, 带的宽度为 5—10km, 强度为 10—15dBz。回波带是移动性的, 平均移速为 $40\text{km} \cdot \text{h}^{-1}$ 。而雹暴系统却是缓慢传播的, 回波带离开雹暴回波 10—50km 不等。从 RHI 和立体扫描中可知, 回波垂直向上伸展到 1.5—2.0km, 阵风锋回波带的生命史可达 4 小时之久。本文使用雷达回波并结合逐时的地面资料、自记记录和高空风记录进行综合分析, 得到了一些有益的启示。

1 阵风锋回波带的特征

1.1 阵风锋回波带的生命史

图 1 是雹暴回波及其阵风锋回波带的动态演变图。13:00 雷达观测时, 探测范围内无降水回波, 14:40 观测就发现了较强的降水回波, 判断为冰雹大风天气, 立即进行了预报服务和编发华东联防警报。从现存的第一

张回波图(图 1a)上看, 阵风锋回波在 15:06 就出现了, 它在本站东北部 30—80km 的地方, 为约宽 5km、长 50km 的一条短带, 回波较弱, 约 5—10dBz。此时雹暴回波系统已经降雹。到了 15:17(图略), 本站南部又出现

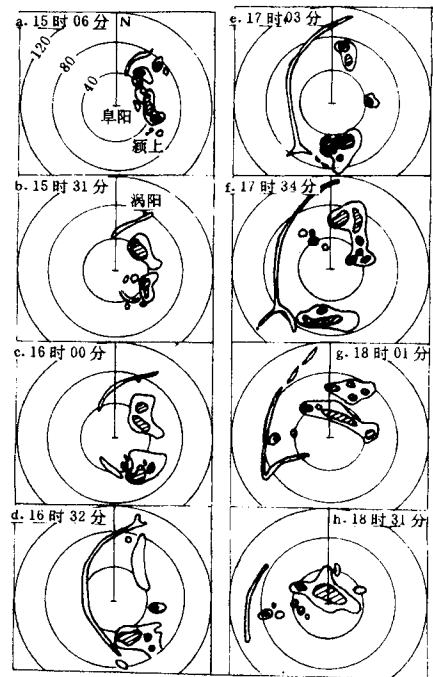


图 1 1994 年 5 月 31 日 15:06—18:31 阜阳站
雹暴回波及其阵风锋回波带演变图
阴影区 $> 45\text{dBz}$, 每圈距离为 40km

了一小段阵风锋回波带,南北两段之间是本站附近的地物回波。这些地物回波的强度远比阵风锋回波强,因而可以推知阵风锋的中段回波是被淹没在地物回波中而分辨不出来了。16:32(图1d),阵风锋回波带已西移到本站西部近40km处,已不再受地物回波影响,这时阵风锋回波带呈现的是一条半环状回波带,弦长约150km,环的长度有200多km。回波带的强度增强到10—15dBz,宽度也有10km,回波带的垂直伸展高度为1.5—2.0km。由立体扫描可知,回波带的宽度随高度增加,这在RHI上显示为上大下小的形态。这时阵风锋回波带远离雹暴回波的地方约为40—50km。在其后的一个半小时里,阵风锋回波保持着完整的半环状结构,向西又移行了40km。18:01(图1g)首先在半环状带的北段开始减弱,出现了一些断续,半小时后北段回波完全消失,南段开始出现断续,18:51的回波图(参看图3)上就只剩下一点残余的阵风锋回波了。

1.2 阵风锋回波带的半环状结构

这次阵风锋回波带是从弧状发展为半环状,半环状结构维持了大约2个小时,是相当稳定的。是什么原因形成这样半环状的结构形态呢?我们考虑,因为阵风锋是近地面层中的中小尺度系统,它不可避免地受到低层环境的影响和制约,我们注意到阵风锋回波带只出现在雹暴回波的一侧,另一侧没有。图2给出地面风场和温度场。从图2可知,当天地面主导气流为偏东气流,雹暴冷堆是顺着地

面风方向不断地向西扩散的。阵风锋回波带出现在雹暴回波的西侧,也就是地面风的下风方向一侧。由于受近地面层环境流场的作用,雹暴冷堆的辐散气流在各方向是不一致的,在地面主导气流的顺风方向上由于顺风辐散得最快,主导气流的两侧次之,上风方向上由于逆风而受阻,辐散得最慢。查了上风方向上的蒙城站的记录,温度还是下降了,但是自记曲线变化不陡,是逐渐下降的。这种辐散场使得阵风锋(也就是辐散气流的前沿)在主导气流的顺风方向上离开雹暴回波最远,两侧稍近些,这就形成了阵风锋回波带的弧状到半环状结构。至于上风方向上,由于辐散较慢,这里的阵风锋较弱就没有产生回波。

综上所述,这条阵风锋回波带是在雹暴系统出现降雹之后产生的,随着雹暴系统的维持,阵风锋回波带变得显著和完整起来,离开雹暴回波也越来越远。阵风锋回波带的移向和雹暴系统传播的方向一致,但移速差异很大。阵风锋移动较快,平均每小时40km左右,这和雹暴冷堆的辐散气流有关。而雹暴回波系统是向西连续传播的,因而表现出移动是缓慢的,这一点将在下文中进行讨论。

2 阵风锋回波带的性质和成因

2.1 阵风锋回波带是一种非降水气象回波

从15:31(图1b)的PPI图象上可知,本站北部的那段弧形的带状回波正好位于涡阳站上,此时涡阳并无降水,涡阳的记录表明,阵雨是17:05才开始的。另外从这张图上看,由南北两段阵风锋回波的位置可推知,阵

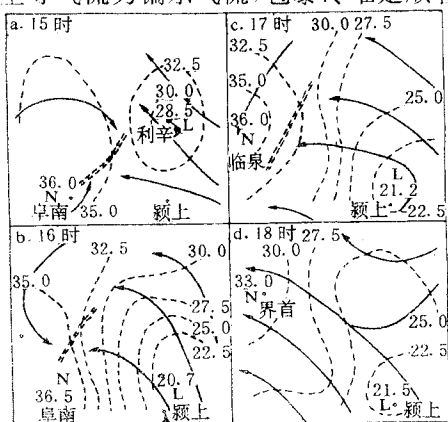


图2 逐时地面风场和温度场

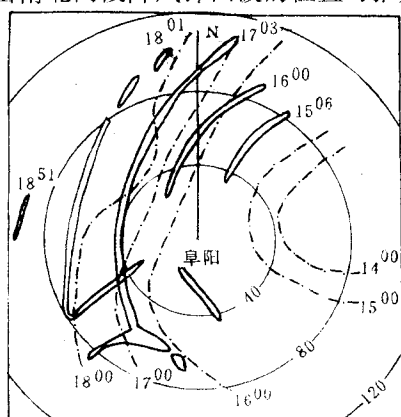


图3 降温开始等时线(点断线)和阵风锋回波带

风锋回波带的中段已移过阜阳本站,阜阳此时无降水,记录上阵雨是在18:00之后才发生的。这就证实了这条回波带是非降水回波带,但它是气象原因造成的。

2.2 回波带是雹暴系统的阵风锋所致

阵风锋回波带首次出现是在15:06,这时雹暴回波区南北方向约80km,东西方向约50km,回波强度达45—50dBz,回波顶高达14km,回波下部已及地,地面已出现降雹、阵雨和大风等天气。如图1b所示,雹暴回波主体已到达颍上站,造成强烈的灾害性天气。颍上站15:17闻雷,15:25阵雨,15:31飊线过境,15:35大风,15:37—15:39降雹,至16时温度下降了14.0℃,气压上升了3hPa,伴随温度的急降相对湿度陡升,风自记仪器被损坏。颍上附近有的乡镇降雹大如蛋黄。以上这些数据足以说明这次雹暴系统的强烈程度,它的下沉气流所产生的近地面冷高压也是强大的,它的辐散必然会产生强的阵风锋。分析了阵风锋回波带和地面风速散度场(散度场用有限元插值法计算)的关系,回波带的某一段位于辐合区中,而另一段位于辐散区中,两者没有密切的相关。还分析了降温开始等时线,发现它和阵风锋回波带配合很好,图3给出了等时线和回波带的迭加情况,例如15:31正位于阵风锋回波带上的涡阳站,15:35开始降温,至16:00下降了3.2℃,16:00—17:00又下降了5.0℃,15:40风速增大了 $5.3\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,为全天最大风速。又如阜阳站(这里的阵风锋回波被淹没在地物回波之中),14:45开始降温,至15:45已降3.3℃,风速也增大了 $4.0\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。从以上分析可知,这条回波带所经之处,引起了地面各项要素的显著变化,它确实是阵风锋产生的回波带。

2.3 成因分析

阵风锋不是降水系统,阵风锋回波带是非降水回波,并不是所有的阵风锋都能产生

雷达回波。大气探测的理论指出,从费涅尔反射机制所造成的晴空回波考虑,采用米波雷达比微波雷达更为有效,用微波雷达在大气中探测到这种机制的回波是较少的^[1]。国外雷达研究的结果也证实了工作波长为10—25cm的雷达比3cm雷达容易发现窄带状的晴空回波^[2]。这一次我们观测到的阵风锋回波带结构如此完整,持续时间之长,在国内是罕见的。我们认为这次成功的观测,从技术上来说主要取决于两个方面:一方面由于强雹暴系统形成的阵风锋很强大。可以推测在阵风锋锋区温度梯度很大,造成了大气折射指数梯度很大的区域,在这个区域中由费涅尔反射机制产生了高于雷达接收机灵敏度的回波功率,从而能在显示器上清晰地看到回波的图象。此外,阵风锋锋区的湍流活动对雷达波的散射,对回波带的形成可能也有贡献。另一方面,取决于雷达接收机的灵敏度。阵风锋回波强度是较弱的,所使用的是国产的713型天气雷达,工作波长为5.6cm,实测接收机灵敏度为-105DBMW。这次我们能探测到如此完整的阵风锋回波带,也说明我们的雷达工作状态是好的。另外,阵风锋回波带远离雹暴回波一段距离,而没有被强的雹暴回波所淹没,这也是我们能探测到它的一个前提条件。

至于阵风锋区的大气折射指数梯度究竟怎样,由于这个锋区从回波上看只有10km左右,而测站之间的距离平均约为50km,地面资料的密度不能作这样小尺度的分析。为了弥补这一点,用单站的自记资料,用公式

$$n = \frac{77.6}{T} \left(p + \frac{4810e}{T} \right)$$

计算了大气折射指数 n 的时间变化(附表),计算结果表明,当回波带经过阜阳、涡阳测站时, n 值都是下降的,而且变化量均较小。这可能是由于常规的地面观测仪器不够灵敏,难以从中得到 n 值的迅速变化。

附表 大气折射指数 n 的变化

时间	涡 阳			n 值	时间	阜 阳			n 值
	气压	温度	水汽压			气压	温度	水汽压	
15:35	999.9	34.1	20.3	332.79	14:45	999.7	35.8	18.7	324.21
16:00	1000.1	30.9	18.8	331.14	15:45	999.3	32.5	17.6	324.01
$n_2 - n_1$				-1.65					-0.20

3 阵风锋回波带的天气学意义

3.1 阵风锋回波带和经典模式的不同之处

从早期的藤田模式^[3]至今,总是认为阵风锋位于雹暴系统的地面入流一侧附近,环境暖湿空气沿着冷高压辐散气流形成的冷空气楔爬升,在这里触发生成新的对流单体。而这次探测到的阵风锋回波带不在雹暴入流的一侧,而是在地面风的下风方向上,并且离开雹暴回波较远,在入流一侧没有阵风锋回波带,也没有新回波单体的生成。

在雷达回波分析中,我们也注意到雹暴入流的一侧相对于雷达是处在雹暴回波的后方,会不会由于强雹暴回波对雷达波的衰减作用,使得本来就较弱的阵风锋回波无法返回雷达呢?还有一种可能,入流一侧的阵风锋没有离开雹暴回波区,这里的阵风锋回波带是否被淹没在雹暴回波之中呢?从回波区的东部没有新的回波单体生成,雹暴回波系统并没有向东传播,而是产生了大量的雷暴超折射回波这一点看来,我们否认了上述的两种可能性。

3.2 阵风锋回波带没有触发新生回波单体

在整个探测过程中雹暴系统的阵风锋都没有触发生成新的对流单体,它对于雹暴系统的维持和传播不起促进的作用。另外,由于这个阵风锋回波带位于雹暴系统的地面风下风方一侧,它也没有妨碍低层水汽和能量向雹暴系统的输送^[4],对雹暴系统也没有削弱的作用。事实上,回波带出现之后,雹暴系统仍持续了5个多小时。以上这些说明了这条阵风锋回波带对雹暴系统的正、负反馈作用都不显著,它仅仅是依附于雹暴系统的一个更小的系统而已。

3.3 雹暴系统的维持和传播机制

上面我们说在雹暴系统的地面入流一侧没有生成新回波单体,阵风锋回波带也没有触发生成新的回波单体,那么雹暴是怎样维持和传播的呢?

这是一次发生在单一气团内部的雹暴过程。这次的雹暴系统是多单体的,生命史近6个小时,大约从14:00—19:30。从回波的演变情况可以看出,新生回波单体总是在回波区的西部附近出现,强回波总是位于整个回波区的西部,回波强度梯度最大的地方(也

就是模拟显示上回波边缘最清晰的地方)靠近回波区的西部边缘,雹暴回波系统连续向西传播。当天08时500hPa上,我区受槽后西北气流控制,午后的地面环境流场为东南气流,这就是说雹暴是向地面风的下风方一侧传播的。从当天08时高空资料可知,3km以下为西南气流,其上都是西北气流,可见雹暴系统的传播并没有受云层平均风的引导作用。我们认为强雹暴的下沉气流由于动量下传而加强了天气发生区的低层风速,使这里的风速大于下风方附近的风速,由于风速大小的差异在天气区下风方一侧附近形成新的辐合区,或者使原有的辐合区得以维持、加强,在这个辐合区中触发生成新的对流回波单体,并发展成为多单体雹暴系统中的主要单体,雹暴系统就向这个方向传播。这种自激机制循环发生,从而使雹暴系统向下风方向连续传播(图4)。从图中可见散度场的演变是非常迅速的,16时辐散中心所在之处,在一个多小时之后就变成了辐合区,17:34(参看图1f)这里已生成了多个新的回波单体,而到了18时,这里重建起一个辐合中心,辐合量达 $-20.66 \times 10^{-5} \cdot s^{-1}$,这里的新生回波已发展得相当旺盛,并逐渐合并成一条新的回波短带。这个辐合中心的重建过程和新生回波系统的关系,说明了上文所述的雹暴系统的维持和传播机制。

这种西行传播的雹暴系统在阜阳雷达探测中并非首例。我们曾经分析过的两次雹暴过程^[5]在入流方向上也没有分析出阵风锋,它们和这次雹暴系统的维持和传播有许多相似之处,本文只分析了低层辐合的情况。高空辐散对雹暴系统也起着重要的作用,在以后资料允许的条件下,我们还将作些这方面的分析。

从以上分析可以看出,阵风锋回波带是雹暴回波系统的一个伴生回波现象,它依附于雹暴系统而存在、移动和消失。阵风锋回波带对雹暴系统没有显著的反馈作用,两者的移动特征也没有密切的相关。如果说对短时预报有意义的话,那就是阵风锋回波带的出现指示了雹暴系统未来的移向,阵风锋回波带比雹暴回波系统早1—3小时影响测站,这就为我们作短时预报赢得了时间。

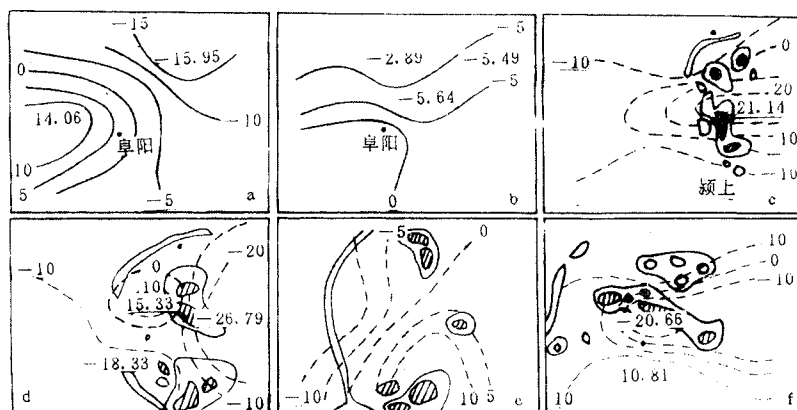


图4 逐时地面风速散度场和相对应的回波

a 为 13:00, b 为 14:00, c 为 15:00, d 为 16:00, e 为 17:00, f 为 18:00

回波时间分别为 15:06、16:00、17:03 和 18:01

4 结 语

4.1 在这次雷达探测中所发现的和强雹暴回波相伴随的阵风锋回波,其形态特征是半环状的回波带,它出现在雹暴系统相对于地面风的下风方一侧。而在上风方一侧(即雹暴系统的入流区)没有出现阵风锋回波,也没有生成新的对流回波单体。这说明在入流区没有强的阵风锋,这次强雹暴系统的维持与传播和经典意义上的阵风锋无关。这告诉我们,强对流天气活动是生动具体复杂多样的,我们不能苛求一个模式能包罗万象,而应该从观测事实出发,作详细的分析和严谨的推理,找出这种特殊传播方式所固有的机制来。

4.2 对于这种向地面风下风方传播的雹暴

运动,我们提出了自激机制的解释,认为它是雹暴下沉气流和低层环境流场相互作用的结果。当然,这个认识还是很粗浅的,还有待于探测事实的积累和探测手段的改进。

参考文献

- 1 张培昌等著. 雷达气象学. 北京:气象出版社,1988年.
- 2 曲延禄等译. 雷达在气象中的应用. 北京:科学出版社,1979年.
- 3 朱乾根等著. 天气学原理和方法. 北京:气象出版社,1981年.
- 4 葛润生. 阵风锋的雷达探测和研究. 雷达气象和遥感通信会议论文摘要,1987年.
- 5 刘娟. 两次异常运动的强雹暴分析. 应用雷达作强对流天气短时预报研究文集. 北京:气象出版社,1990年.

致谢:贾昌明负责雷达机务,保证了雷达性能良好,特此致谢。

Radar Echo of a Severe Hail Storm System and Its Gust Front

Liu Juan Song Zizhong Li Jincheng

(Fuyang Meteorological Service, Anhui Province 236001)

Abstract

The band echo of the gust front of a severe hail storm system is found out during radar detection of the hail storm. The properties, structure and causes of the band echo of the gust front are discussed. The reactions of the band echo of the gust front on the hail storm system are analyzed. The band echo of the gust front is different from that of the gust in a classical model. The self-trigger mechanism for continuation and conveyance of the hail storm system is given. Application of the band echo of the gust front to nowcasting is considered tentatively.

Key words: hail storm system the band echo of the gust front non-precipitation echo self-trigger mechanism