

5.6 阵风锋过程形成机制探讨

黄旋旋¹ 何彩芬¹ 徐迪峰¹ 汪永胜²

(1. 浙江省宁波市气象局, 315012; 2. 浙江省东阳市气象局)

提 要: 通过综合分析 2007 年 5 月 6 日一次阵风锋过程的天气背景、多普勒天气雷达资料、自动站资料等,并结合 2006 年 6 月 10 日飑线过程,2007 年 6 月 28 日窄带回波引发的大风过程,认为与大风相联系的窄带回波的产生,是由于冷暖气团交界面两侧的折射指数的突变,而导致对电磁波的散射或反射形成雷达回波。高空冷空气堆的下沉扩散是窄带回波形成的一个重要因子,其后并不一定有主体回波相伴随。而倾斜的下沉气流前侧不利于窄带回波的形成。

关键词: 阵风锋 窄带回波 形成机制

Discussion on the Generation Mechanism of "5.6" Gust Front

Huang Xuanxuan¹ He Caifen¹ Xu Difeng¹ Wang Yongsheng²

(1. Ningbo Meteorological Office, Zhejiang Province 315012;

2. Nongyang Meteorological Office)

Abstract: Comprehensive data, including weather pattern, Doppler radar, AWS on a gust front occurred on May 6, 2007 were analyzed and compared with the squall line on June 10, 2006 and a gale process on June 28, 2007. Results show that generation mechanism of a narrow-band echo accompanying gale wind is of abrupt refractive index changes along the interface between warm and cold air masses, which lead to electromagnetic wave scattering and reflecting, and in turn forms weak echo. Another important factor is the sinking and diffusing motion of cold air in upper level. Behind the narrow-band echo, there probably is no main echo following. The front of inclining downdraft is unfavorable to the narrow-band echo.

Key Words: gust front narrow-band echo formation mechanism

资助项目: 本文受宁波市应急联动系统科技专项(2007c10042)资助

收稿日期: 2008 年 3 月 10 日; 修定稿日期: 2008 年 4 月 7 日

引言

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,其前缘就是阵风锋^[1]。通常认为阵风锋是边界层辐合线的一种类型,又称雷暴的出流边界。在雷达回波上多表现为窄带回波,其所经之处,往往会引起气压增高、气温降低、风向突变及风速急变等。阵风锋回波与灾害性大风的研究已成为短时临近预报的重要话题。如李国翠等研究了阵风锋在短时大风预报中的应用,发现阵风锋在雷达反射率因子图上表现为强对流回波前方近似条状或弧状弱窄带回波^[2];王彦等在分析一次雷暴大风的中尺度结构特征时认为:不仅有弓状回波的对流系统能够产生雷暴大风,而且阵风锋也能够产生雷暴大风^[3];戴建华等认为距离主体的远近表明主体的爆发强度,距离近表明爆发强烈^[4]。刘娟等分析了阵风锋回波对雹暴系统的反馈作用,并探讨了阵风锋回波带在短时预报中的应用^[5]。刘峰等在分析一次广州白云机场的低空飞行事件中发现:该次过程是由超级单体风暴产生的下击暴流和阵风锋造成,认为在现有的条件下,设计出的风切变预警方法是基本可行的^[6]。

2007年5月6日00时到5月6日05时,沪浙一带发生了区域性的雷雨大风部分地区伴有冰雹的天气过程,在宁波多普勒雷达的反射率因子产品图中监测到了窄带回波,并且其所经之处,测站均伴有强风出现,同时伴有气压增高、气温降低、风向突变及风速急变等。因此把该过程归结为阵风锋天气过程来研究。对于这次强对流天气过程,多数预报员估计不足甚至是错误预报,加之过程出现在午夜,预警报的能力相对较弱,给上述地区造成了严重影响。因此,对于此类过程值得预报员深思和总结。本文试图通过对

分析天气背景、多普勒天气雷达资料、自动站资料等,并结合2006年6月10日飑线过程,2007年6月28日窄带回波引发的大风过程等,初探此类过程的形成机制,以期提高对这类天气的预报能力。

1 天气概况

2007年5月5日16:30,江苏连云港出现雷雨大风并伴有小到中雨,之后至24时,江苏省自北而南包括苏北连云港、淮安、宿迁、扬州等地共32个站(包括中尺度站,下同)出现了雷雨大风,其中12个站并伴有冰雹。5月6日00到05时该系统南压依次影响上海、嘉兴、宁波、舟山地区、杭州东部、绍兴北部、台州东部和湖州等地,致使上述地区普遍出现7~9级的雷雨大风,风力8级以上的测站超过130个,台州三门的极大风速达 $24.9\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,湖州安吉县还出现了黄豆大小的冰雹,持续时间数分钟,并伴有短时暴雨。这次强对流天气虽然持续时间不长,但由于突发性强、风力猛,给江浙一带带来严重灾害,宁波当时有墙体倒塌和简易房屋被吹坏等灾害发生,所幸无人员伤亡。

2 天气背景

2.1 天气形势分析

2007年5月5日08时,500hPa,新疆到贝加尔湖为庞大的高压脊控制,渤海湾西侧则为比较深厚的华北冷槽,700至850hPa都有槽对应,且系统略为前倾。在500hPa高空槽后则是一支强劲的偏北急流,风速中心在北京地区达 $30\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,850hPa在河北邢台则为 $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的北到东北大风。高空的等温线与等高线几近60度交角。在苏南,浙西,江西境内,500hPa另有一东北—西南向低槽,对应700、850hPa,地面在长江口附近

为低压环流,对应地面赣浙一带为小雨天气。下午14时,地面低压入海,上述地区降水停止。至20时,如图1所示,当天上午影响赣浙一带的降水系统已完全东移入海,长江口附近三层都转为偏北气流控制,而华北冷槽则移到山东半岛一带,且北侧与东北冷涡相联系,而低层850hPa在江苏中部则出现明显的横向切变,并且槽后的偏北风仍有 $16\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。而正是这与东北冷涡相联系的华北冷槽,半夜至凌晨自东部沿海快速下滑,接着影响浙江大部分地区,并产生雷雨大风局部伴有雷阵雨天气。按照常规的预报思路,多数预报员认为在三层已是偏北气流的情况下,下滑冷槽的补充影响,往往以云系增多为主,加之当天的数值预报都没有报降水,导致当晚的预报失误。

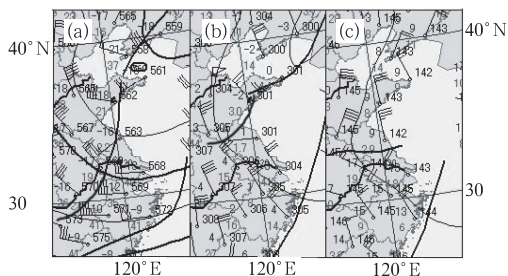


图1 2007年5月5日20时高空形势图

2.2 热力及动力条件分析

浙江省2007年5月5日下午随着地面低压入海后,地面转偏南风,气温回升明显。17时浙江安吉气温上升到 29.4°C ,奉化达到 25.1°C ,为强对流天气提供了一定的热力条件。当天20时,从杭州的高空探空资料来看,地面气温 20.9°C 和1000hPa的 22°C 存在明显的逆温,且高空三层一致的偏北气流抑制了对流的发展,使逆温层以下形成稳定的暖干盖,有利于暖湿能量的积累。对应浙江地区的对流指数: $K<30$, $SI>1$, $CAPE<0$,当时并不利于深对流发展;但是在1000~

925hPa层,850~700hPa层之间假相当位温随高度递减,具备条件不稳定的特征。

影响对流风暴发生发展的最重要条件是:中层干空气和强的垂直风切变^[7]。分析5日20时杭州探空站的湿度垂直分布:地面相对湿度为72%,1000~700hPa湿度随高度迅速递减,到500hPa相对湿度甚至低达1%。从湿度场同样可分析出江苏、安徽,浙北一带中高层都是类似的干区。而当分析冷锋逼近时的垂直风切变:5月6日凌晨1时左右的多普勒雷达风廓线产品,可以发现风速随高度顺时针旋转且具有强的垂直风切变。

综上所述,在5日20时,浙江地区虽然深对流指数不明显,但低层暖干盖的存在有利于能量的积累,在具备一定的热力条件下,当东北冷涡相联系的华北冷槽在偏北急流的带动下快速南下渗透,造成冷暖空气激烈交汇,同时也产生了强的垂直风切变,从而具备了强对流发生发展的重要条件,最后触发了这次强对流天气的发生。

3 地面中尺度资料分析

在5日20时的卫星云图上,可明显看到原本不强的冷锋云系发展加强,并形成一个中 β 尺度的对流云团,对应地面在苏北出现 $14.0\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的雷雨大风。6日00时至01时随着对流云团南压,在嘉善—湖州一带出现7到9级短时大风,1小时正变压达2~4hPa。6日01时30分至04时,宁波地区自南而北先后出现7~9级的短时大风,且在系统过境时气象要素急骤变化,如北仑站1小时内气温下降 2°C ,气压上升3hPa左右,并出现 $17.4\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的偏北大风。

从图2可看出正变压区域与出现的大风区域对应,且1小时变压普遍达到2~4hPa,根据伯努利方程^[8]:

$$\frac{\Delta p}{\rho} = \frac{1}{2} \Delta V^2$$

可计算得到,对应的从高压到低压移动的气块速度可达 $18 \sim 25 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,但由于地面摩擦的原因,实际风速要小很多。

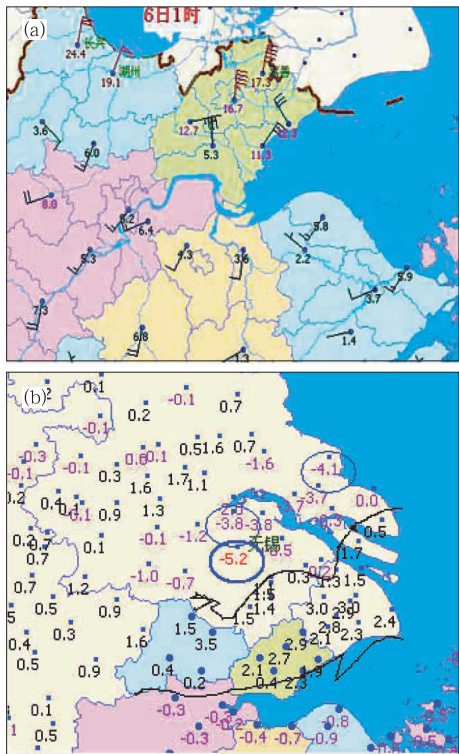


图2 2007年5月6日01时的1小时极大风速(a)与1小时变压图(b)

4 多普勒天气雷达资料分析

4.1 阵风锋回波特征分析及与地面短时大风的预报

阵风锋回波在对应的反射率产品上表现为弱的窄带回波,其出现往往与后侧的强雹暴回波伴随。在此次过程中,雹暴系统生命史超过8小时,而阵风锋回波出现的时间也在4小时以上。早在5日的19时50分,在 0.5°PPI 的反射率产品图中距雷达460km附近的江苏淮安一带已经有回波出现,此时回

波的顶高超过18km,自动站对应区域有7级大风出现,22时32分该回波南压至南京一带,在8.7km高度上还有48dBz的回波,24时回波移至上海苏州一带,在6.4km高度上最强回波达63dBz,回波顶高则达21.3km,并在其前沿开始出现弱的窄带回波,其回波强度小于25dBz,回波顶高3.3km。该窄带回波所经之处,对应的地面自动站出现6~9级短时大风。从00时到02时,主体回波和阵风锋回波的强度明显减弱,主体回波顶高也在降低,且两者之间的距离越来越远。窄带回波到慈溪一带时,基本上回波强度以15~20dBz为主,02到03时进一步减弱为10~15dBz,其回波顶高基本上在2.1km以下,而主体回波也进一步减弱离散。

在 0.5° 速度产品上,可清楚的看到远处有大于 $27 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的大风区域向宁波方向移动,速度产品上的大风区与自动站的大风区对应,说明低层的风速产品对大风有很好的预报作用。另外,窄带回波对应的区域在 0.5°PPI 速度产品上表现为明显的风速辐合,对应的谱宽产品则表示为强的谱宽值,说明阵风锋附近有很强的湍流活动。表1给出了系统过境时,宁波各测站出现的极大风时间及过程雨量。从表中可看出,极大风速出现的时刻基本上与阵风锋出现的时刻吻合,而个别台站如慈溪、鄞州、象山的极大风速则是出现在阵风锋后。对应的回波则是主体回波中呈弓状突起部分的前沿,并且这些回波在反射率产品中表现有时为絮状或离散状,不伴有降水或较弱的降水。另外极大风的出现还有间隙性的特征,如奉化站在阵风锋经过时出现 $19.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的极大风后,在3时3分又出现 $13.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的大风。分析主体回波的中弓状突起部分所属的回波团可以发现,在其回波强中心降低的过程中,其前部这一特征比较显著,因此在分析预报时,还要特别关注窄带回波之后的主体回波中呈弓状突

起的回波。

表 1 系统过境时宁波各测站出现的极大风速出现时间及过程雨量

站名	极大风速/ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$	风向	出现时间	阵风锋过境时间	雨量/mm
慈溪	13.4	N	01:48	01:42	4.4
余姚	14.2	N	02:29	01:52	3.5
鄞州	11.8	NW	02:34	02:17	1.1
北仑	17.4	NW	02:07	02:11	1.7
奉化	19.4	N	02:28	02:29	
象山	13.6	NW	03:12	02:42	
宁海	14.8	NE	03:16	03:07	0.2
石浦	22.7	NW	03:49		0.1

4.2 主体回波的垂直发展演变特征

Lemon 提出,应用体积扫描方案,可根据高中低仰角的 PPI 回波强度资料,并把它它们组合在同一屏幕上显示,从而得到风暴回波的三维结构图像,并可判断风暴的强弱^[9]。同屏分析 0.5° 、 3.4° 、 6.0° 及 14.6° PPI 反射率产品,发现主体回波及阵风锋回波的悬垂性并不明显,而在主体回波及阵风锋回波之间是个活跃的锋生区。这与 Leigh 等的数值模拟结果近似^[10],他们认为在这个区域上升气流与下沉气流活跃,是飞机最容易出事的区域。且在分析中发现,新生单体首先出现在中高层,回波发展加强后向下传播,直到降至地面产生短时大风并部分伴有弱降水。至于回波为何先在中高空发展加强,估计与冷槽的稍稍前倾有关。从图 1 也可看出,500hPa 的华北冷槽尾部已到江苏中部至浙北一带,而 700hPa 的却还在江苏北部与山东半岛交界的地方,相对落后。致使中低层槽前的暖湿气流与高层槽后的偏北冷干气流产生辐合,从而在中高层形成活跃的锋生区。而在分析中发现:这些新生的单体普遍生命史较短,并且在其发展加强之后迅速向下传播,直到降至地面产生短时大风并部分伴有弱降水。以 5 月 6 日距离雷达 25km 距离处的一处新生的回波团为例:其 01 时 43 分在

14.6° PPI 反射率产品上首次出现 20dBz 的回波,01 时 49 分发展加强至 35dBz,同时在 6° PPI 反射率产品上也开始出现弱回波,01 时 55 分 14.6° PPI、 6° PPI 回波强度均增至 40dBz 左右,同时在 3.4° PPI 上也开始出现回波,至 02 时 01 分,该回波下降到地面。强回波的下降也意味着高空动量的下传,冷槽后的大于 $16\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的大风随着强回波下传至地面形成短时大风。

4.3 阵风锋回波的形成机制

阵风锋过境时其实并无降水产生,之所以有回波,是因为锋面上的暖湿上升气流与下沉干冷空气之间形成一个界面,其中温压湿在水平和垂直方向上的不连续,造成折射指数的突变,导致对电磁波的散射或反射形成回波。在形成机制上它与降水回波完全不同^[11]。研究表明,湿度变化对折射指数的影响最大,从低空到高空,一般湿度变小,造成高空锋区内的折射指数的梯度变小,对电磁波的散射能力减弱,这也就是为什么这种窄带回波只能在低空观测到的原因。

阵风锋回波的产生往往与飑线系统联系在一起,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就形成了阵风锋。这次过程也不例外,主体回波在上游产生过冰雹,回波顶高超过 18km,也是个雹暴系统。但是并非所有的雹暴系统都会产生这种窄带回波,宁波的几次冰雹个例中,如 2004 年 7 月 13 日夜 21 时 50 分余姚大岚出现冰雹,最大如乒乓球大小,但其回波前侧也并无窄带回波相伴随。

由于阵风锋回波过境时总会伴随大风的出现,因此我们对比分析了几次大风过程与本次过程的异同,以寻找产生这种窄带回波的影响因子。

一个是 2006 年 6 月 10 日的强飑线过

程,下面简称 6.10 过程。这次过程与此次的天气环流背景非常相似,高空华北冷槽结合低层切变触发了强对流的发展。整个飑线过程生命史长达 12 小时以上,影响范围大、影响严重,涉及安徽南部和浙江省大部分地区,普遍出现了 8~10 级,局部 11~12 级的雷雨大风,部分地区出现冰雹。在这次过程中强回波顶高最高也同样超过了 18km 以上,自动站资料同样反映 1 小时的正变压达 2~4hPa,同样表明有强的冷空堆下沉形成这种雷暴高压。但是其扩散的下沉气流与前侧的暖气团交接并没形成这种窄带回波。应用同屏多仰角反射率产品分析风暴的结构(如图 3,见彩页),与 5.6 过程最大的区别在于 6.10 过程中风暴的悬垂结构非常显著并且上升气流和下沉气流非常倾斜。6.0°PPI 上(8.3km 高度)与 0.5°PPI (2.3km 高度)的回波水平距离相差了近 50km。这说明风暴中上升气流和下沉气流非常倾斜。而在 5.6 过程中,主体回波悬垂结构并不明显。这可能说明倾斜的下沉气流不利于前侧阵风锋回波的形成。

另一个个例是 2007 年 6 月 28 日的个例,下面简称 6.28 过程。此次过程,窄带回波历时近 1 个半小时,回波强度 10~15dBz,回波顶高基本上在 1.5km 以下。这个过程的特别之处在于:窄带回波向东南方向移动,而雷达图上的其它对流回波却是向东北方向移动的(如图 4,见彩页),也就是说其后并没有主体回波相伴随,与传统意义上的出流边界、阵风锋是有区别的。但该窄带回波所经过之处仍产生了 7 级大风。分析高空的环流形势:当天 20 时在徐州—六安—武汉一线有冷槽,对应的中低层也都有切变线对应。而宁波则是处在副高边缘,对应中低层都处在强的西南气流中。分析该窄带回波形成的原因,虽然副高很强,冷槽系统不能南压,但下沉的冷气团在低层和近地面向四周扩散,在

冷暖气团的交界面由于介质及折射率的突变,使得灵敏的多普勒雷达探测到这种窄带回波,其弧形分布恰恰说明下沉后的冷气团是球形扩散的,似乎与地面的引导气流关系并不大,这与刘娟等认为的弧形回波是由于地面引导气流的下风方向辐散得快而两侧次之这个观点不同^[5],这也是为什么其它回波是按引导气流向东北方向运动,而它仍向东南方向移动的原因。由于雷达的探测是基于径向的,因此雷达只探测到向着雷达一侧的冷空气前沿。而窄带回波在宁波境内消失之处,对流回波首先在低层发展加强也说明冷空气在低层渗透。在中尺度自动站上反映为窄带回波所经之处,1 小时的负变温最大达 7.8℃,1 小时的正变压则达 1.2~1.3hPa。强的冷暖气团的交锋产生大的气压梯度力,冷空气是阵风锋形成的一个重要因子。

综上所述,与大风相联系的窄带回波的产生,高空冷空气堆的下沉扩散是一个重要因子,其后并不一定有主体回波相伴随。而倾斜的下沉气流前侧并不利于阵风锋的形成。冷暖气团的激烈冲撞是产生瞬间大风的主要原因。

5 结论和讨论

(1) 在这次区域性强对流天气过程中,虽然浙江地区深对流指数不明显,但低层暖干盖的存在有利于能量的积累,在具备一定的热力条件下,与东北冷涡相联系的华北冷槽在偏北急流的带动下快速南下渗透,造成冷暖空气激烈交汇,触发了这次强对流天气的发生。

(2) 在此次过程中,锋生首先出现在中高层,之后回波加强下降,从而引发地面大风部分伴有弱的降水并在地面形成雷暴高压,其前进侧的出流与前方的暖气团交接又会形成阵风锋。

(3) 阵风锋是非降水回波,冷空气是阵风锋形成的主要影响因子,其雷达回波的形成由锋区两侧的折射指数的突变形成。与 6.28 过程的对比分析得出,与大风相联系的窄带回波并不一定与后侧的主体回波一起运动,或者并非总是有主体回波与其相伴随。与 6.10 过程的分析对比认为雹暴系统中强的倾斜下沉气流不利于前侧阵风锋回波的产生。

(4) 在 5.6 过程中阵风锋是地面强风的前沿,极大风速往往出现在阵风锋过境时刻,而有时其后面的回波主体特别是小的弓状回波同样会产生雷雨大风。而在 6.28 过程中,大风只出现在窄带回波过境时刻。

参考文献

- [1] 张培昌,杜秉玉,戴铁丕,等. 雷达气象学[M]. 北京:气象出版社,2001:305-348.
- [2] 李国翠,郭卫红,王丽荣,等. 阵风锋在短时大风预报中的应用[J]. 气象,2006,32(8):36-41.
- [3] 王彦,吕江津,王庆元,等. 一次雷暴大风的中尺度结构特征分析[J]. 气象,2006,32(2):75-80.
- [4] 戴建华,徐秀芳,王坚捍. 用 WSR-88D 多普勒雷达资料分析上海的飑线[C]. 中美强对流天气临近预报技术国际研讨会文集. 北京:气象出版社,2004:86-87.
- [5] 刘娟,宋子忠,李金城. 一次强雹暴系统及其阵风锋的雷达回波研究[J]. 气象,1996,22(1):13-17.
- [6] 刘峰,刘式达,文丹青. 广州白云机场“721”低空风切变天气过程综合分析[J]. 北京大学学报(自然科学版),2007,43(1):23-29.
- [7] 张杰. 中小尺度天气学[M]. 北京:气象出版社,2005:74.
- [8] 陆汉城. 中尺度天气原理和预报[M]. 北京:气象出版社,2000:251-262.
- [9] 俞小鼎,姚秀萍,熊廷南,等. 新一代雷达原理和应用讲义[M]. 北京:中国气象局培训中心,2000:163-197.
- [10] Leigh Orf. Numerical Simulations of Gust Front/Microburst Collision Dynamics.
- [11] 朱敏华,周红根. 多普勒天气雷达在阵风锋监测中的应用[J]. 气象科学,2006,26(1):.

黄旋旋等：5.6阵风锋过程形成机制探讨

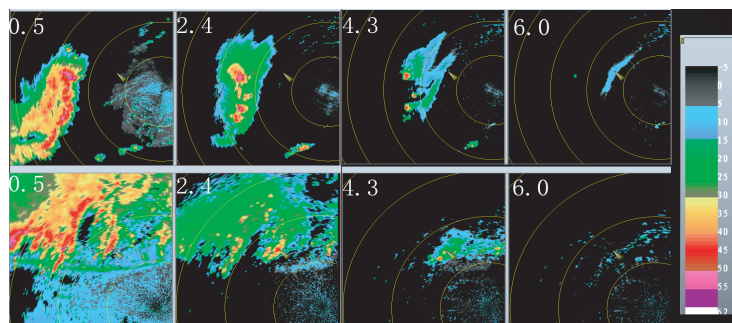


图3 0.5°、2.4°、4.3°、6.0°PPI反射率产品同屏显示对比图
上排为2006年6月10日10时37分，下排为2007年5月6日1时09分
每排小箭头所指的为同一个位置，距离圈间距为50kmm

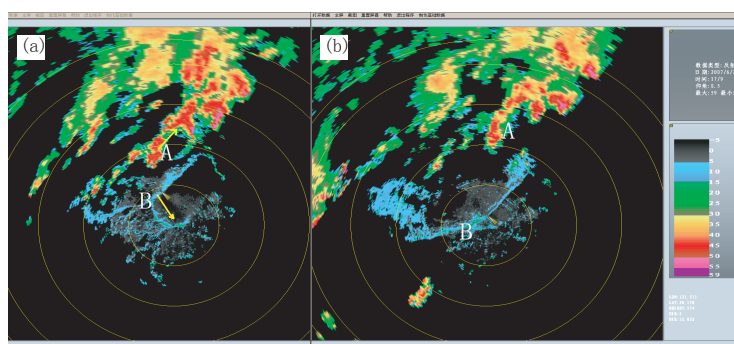


图4 2007年6月28日0.5°反射率产品图(a 16:14 b 17:09)
B为窄带回波，A为主体回波团。图中箭头即为各自的移动方向