

一次系列下击暴流事件的多普勒天气雷达分析*

俞小鼎¹⁾ 张爱民²⁾³⁾ 郑媛媛⁴⁾ 方 翀⁴⁾ 朱红芳⁴⁾ 吴林林⁴⁾

¹⁾(中国气象局培训中心,北京 100081) ²⁾(安徽省气象科学研究所,合肥 230061)

³⁾(安徽省大气科学与遥感重点实验室,合肥 230061) ⁴⁾(安徽省气象台,合肥 230061)

摘 要

该文首次利用我国新一代天气雷达资料对一次系列下击暴流过程进行了详细分析。2003年6月6日在安徽定远县和肥东县交界处附近发展起来的一个孤立的强烈多单体风暴,产生了一次伴随强降雹的系列下击暴流事件。此次系列下击暴流事件实际上是由多单体风暴中3个相继发展的对流单体分别产生的3次下击暴流构成的。每轮下击暴流触地前,都伴随着相应对流单体反射率因子核心的逐渐下降。在首轮下沉气流触地前6 min,1.5°到4.3°仰角的径向速度图上都出现向着风暴中心的辐合,其中以2.4°仰角(地面以上约3~4 km)的辐合最明显。因此,反射率因子核心的逐渐降低并伴随云底以上的速度辐合的多普勒雷达回波特征,可以用来提前数分钟预警下击暴流的发生。

关键词:下击暴流;云底以上辐合;反射率因子核心下降;大冰雹

引 言

我国新一代天气雷达自从1999年开始布网以来,为我国强对流天气的探测和预警能力的提高提供了强有力的手段。我国气象工作者利用新一代天气雷达数据对强对流天气进行了一些个例研究^[1-6],包括产生冰雹、龙卷和大风的超级单体风暴、多单体风暴和飚线。在对流风暴产生的强烈天气现象中,由风暴的下沉气流导致的地面大风是出现频率最高的。对流风暴的下沉气流的空间分布是极不均匀的,往往在大片的下沉气流中,会有一股或几股较强的下沉气流,Fujita将它们定义为下击暴流^[7-8]。他进一步将下击暴流划分为微下击暴流(尺度小于4 km,持续时间小于10 min)和宏下击暴流(尺度大于10 km,持续时间大于10 min)^[8]。美国曾经进行过4次外场试验,包括NIMROD(Northern Illinois Meteorological Research on Downburst)^[8-9],JAWS(Joint Airport Weather Studies)^[10],FLOWS(FAA/Lincoln Laboratory Operational Weather Studies)^[11]以及MIST(Mi-

croburst and Severe Thunderstorm)^[12],对下击暴流进行了广泛的观测和深入的研究。我国对于下击暴流的观测和研究极少,具有多普勒测速功能的新一代天气雷达的布网为我国开展下击暴流的观测和研究提供了有力的手段。2002年7月16日17:00(北京时间,下同)左右,位于湖北荆州的C波段新一代天气雷达在我国首次记录到了一次微下击暴流过程^①,持续时间约10 min,靠近地面附近的最大辐散速度为16 m/s。2003年6月6日16:00—18:00,安徽定远县义和及二龙等乡镇发生下击暴流和冰雹天气,冰雹大小不均,大的直径40 mm左右,小的10 mm左右,降水量20 mm左右。此次下击暴流和冰雹天气造成1人死亡,农作物受灾面积达200 h m²。该下击暴流事件由3轮间隔时间很短的下击暴流构成,首轮下击暴流起始于6月6日16:39,最后一轮下击暴流结束于17:53,整个下击暴流系列的时间跨度为74 min。本研究将利用位于合肥的CINRAD-SA型多普勒天气雷达资料对这次下击暴流事件进行详细分析。

* 中国气象局“以大气监测自动化系统为基础的强对流天气预警和短时预报应用技术研究”课题和安徽省“十一五”科技攻关项目“以大气监测自动化系统为基础的中尺度强对流天气监测预警研究”(06013140B)共同资助。

2005-07-04收到,2006-03-22收到再改稿。

① 刘火胜.私人通信.2003.

的,低层的风暴入流来自西南方。反射率因子大值区位于回波的西北,靠近入流一侧。

由彩图 5 中 16:33 径向速度图可见,2.4°仰角径向速度场出现明显的辐合特征(辐合中心如箭头所示,高度 2.8 km 左右),同时 1.5°,3.4°和 4.3°仰角也出现辐合特征(图略),辐合区垂直范围为 1.5~5.5 km。而此时 0.5°仰角与上述辐合中心对应位置(箭头所指)还未出现明显的辐散。在接下来的体扫(16:39),0.5°仰角径向速度图出现明显的辐散特征(箭头所指位置),最大辐散速度为 16 m/s,水平尺度 3~4 km,距地面高度 500~600 m,表明强下沉气流(下击暴流)应该已经到达地面。同时上述反射率因子核心进一步下降到 1.5 km 高度附近(彩图 3)。

观测事实表明,在下击暴流到达地面之前,可以观察到反射率因子核心的持续下降,并伴随着云底以上向着反射率因子的辐合特征,这为下击暴流预警提供了非常重要的线索。

上述下击暴流发生前出现的反射率因子核心的持续下降,和云底以上的辐合特征是一个普遍现象吗?我国这方面的观测个例极少,而美国有大量下击暴流的雷达观测个例。Roberts 等^[13]在研究了发生在科罗拉多州的 31 个微下击暴流事件后指出,在孤立雷暴产生的微下击暴流发生之前,往往有反射率因子的持续下降和云底以上的辐合,利用这一事实可以提前数分钟做出下击暴流预警。基于文献[13]的结论,Eilts^[14]开发了适用于美国新一代天气雷达 WSR-88D 下击暴流预警算法软件,作为美国强风暴实验室 NSSL 的强对流天气预警决策支持系统 WDSS 的一个部分。

对于本个例,下击暴流出现在 16:39,而反射率因子核心的持续下降和云底以上的辐合特征的雷达观测事实在 16:33 已经非常清楚,因此可以提前 6 min(一个体扫)做出下击暴流预警。

16:45(图略),低层辐散正负速度中心间距增大到 8 km 左右,强度不变,表明下沉气流触地后向四面扩散,尺度逐渐增大。2.4°仰角径向速度场除了继续显示出辐合的特征之外,还有气旋式的旋转。下击暴流发生旋转是一个相当普遍的现象^[15],既有气旋式旋转,也有反气旋式旋转,其中,气旋式旋转的占多数。关于旋转的起源及其对下击暴流的影响将在下一章讨论。16:51(彩图 5),下击暴流造成的低层辐散(0.5°仰角)的速度最大值的区域有所减小,表明首轮下击暴流趋于结束。注意到 2.4°仰角径向速度

场仍有明显辐合,同时气旋式旋转特征比上个体扫时更明显。由反射率因子随时间演变的垂直剖面可见(彩图 3),16:39,当第一个对流单体的反射率因子核心下降到大气低层时,另一个新的单体正在发展,其核心位于 7 km 高度左右,随后,其反射率因子核心强度很快增强到 65 dBz 以上,而核心高度不断下降。16:57,其核心高度下降到 2 km 以下。随着第二个单体反射率因子核心下降到大气低层,下击暴流加强,16:57 低层最大辐散速度由 14 m/s 增加到 22 m/s(彩图 5),第二轮下击暴流开始,下击暴流水平尺度约为 9 km。17:03(彩图 5),低层最大辐散速度仍为 22 m/s,正负速度极大值间的距离,也就是下击暴流的水平尺度,增大到 15 km 左右。17:09(彩图 5),下击暴流造成的辐散气流强度减少到 16 m/s,同时在这个宏下击暴流的区域内,还包含有一个尺度在 1~2 km 微下击暴流,其位置如圆圈所示,相应的最大低层辐散速度为 16 m/s。16:57 在第二个单体反射率因子核心下降到大气低层的同时(彩图 3),第三个单体正在发展,此时其反射率因子核心位于 6 km 高度。随后,该反射率因子核心逐渐下降,在 17:15 下降到 3 km 以下(彩图 3)。相应地,17:15 左右,出现了新一轮强下沉气流爆发,即第三轮下击暴流。其造成的低层辐散,叠加在上一轮下击暴流造成的正在减弱的辐散场上,使低层辐散突然加强,最大辐散速度又达到 22 m/s,最大正负速度中心间的距离为 6~7 km(彩图 5)。随后,低层辐散逐渐减弱,直到 17:53 完全消散。

因此,整个系列下击暴流过程由在时间上一个接一个的先后 3 轮下击暴流构成,对应于产生下击暴流的多单体风暴中相继 3 个对流单体反射率因子核心的下降,时间跨度为 74 min,平均每个下击暴流持续 25 min。在产生下击暴流,造成地面大风的同时,该多单体风暴还产生了直径达 40 mm 的大冰雹。16:51 反射率因子的垂直剖面显示(彩图 3)一个明显弱回波区(WER)和高大的回波悬垂结构,50 dBz 的反射率因子区一直延伸到接近 8 km 高度,越过了 -20℃等温线的高度(7.2 km),且反射率因子核心强度超过 65 dBz,这些特征预示地面很快会出现直径超过 20 mm 大冰雹^[2,15]。

彩图 4 给出了下击暴流发生前后 3.4°仰角反射率因子的演变情况。16:33 后,反射率因子呈现出彗星一样的形状,头位于西北方,尾位于东南方。这种形状是由中高空的西北气流造成的。反射率因子大

值区位于头部,也是低层入流和主要上升气流所在的区域,上升气流在到达对流层顶附近后,向四面八方辐散,在下风方形成长的云砧。在17:09左右,5 dBz以上反射率因子所覆盖的区域达到最大,纵向尺度超过100 km,横向尺度超过30 km。从16:14到17:15,风暴中心向南方移动了不到10 km。风暴移动是风暴单体沿风暴承载层的平均风平流和由新单体不断生成造成的传播运动的合成。上述多单体风暴的平流方向是东南方向(风暴承载层的平均风为西北风,风速为20 m/s左右),而整个风暴非常缓慢地向南移动(2~3 m/s),可以判断新生单体是在风暴的西方不断生成,导致风暴向西方向的传播,传播与平流的合成,就形成了风暴整体向南的缓慢移动。17:15以后(图略),风暴移向西南方向,移动速度大大加快。这是由于风暴顶迅速降低,导致风暴承载层的平均风大大降低,而新生单体的位置由风暴西方变到西南方,即风暴变为向西南传播,而风暴单体的平流由于变得很弱,最终的风暴移动主要受风暴传播的支配,因此较快地移向西南。

3 下击暴流强迫机制

考虑到下击暴流的水平和垂直尺度,采用如下形式的经过简化的垂直运动方程:

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + g \left[\frac{\Delta T_v}{T_{ve}} - m_r - m_i \right] \quad (1)$$

式(1)中, w 为垂直速度, ρ 为空气密度, p 为气压, ΔT_v 为气块与环境空气的虚温差, T_{ve} 为环境空气的虚温, m_r 和 m_i 分别是雨水和冰的混合比, $-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z}$ 垂直气压梯度力, $\frac{g \Delta T_v}{T_{ve}}$ 为浮力, $-m_r g$ 和 $-m_i g$ 分别为液态降水和固态降水的向下拖曳作用。

在下击暴流产生之前,风暴中没有明显的旋转,很难推断垂直气压梯度力在下击暴流生成中的作用。多数研究人员认为其作用与后面几项相比是次要的^[13,16-18]。第2章中的分析表明每一轮下击暴流的爆发都以风暴反射率因子核心的下降为前兆,因此可以推断降水(包括冰雹和雨滴)的拖曳作用可能是下击暴流产生的主要初始动力。如前所述,本个例中地面出现直径超过40 mm的冰雹,考虑到下降过程中的融化,其在空中尺寸更大。冰雹的下落速度大,其个体的向下拖曳作用远远大于雨滴,但总体作用取决于冰雹的数密度和降雹范围。有观测事

实表明大冰雹往往伴随地面大风^[1,19]。有可能大冰雹的出现是本个例中下击暴流发动的关键因子之一,更确定的结论需要更多的观测个例和适当的数值模拟手段加以确定。

本个例中环境空气的温度露点差在5~7 km之间最大(空气最干),第2章的分析表明在1.5~5.5 km之间有明显的向着反射率因子核心的气流辐合,表明很可能有环境空气被夹卷进风暴内部。当相对干的环境空气被夹卷进近于饱和的风暴内部时,会引起降水粒子的蒸发或升华,另外雪花和冰雹在通过0℃附近的融化层时的融化过程,使得风暴中气块温度降低而形成负的浮力,这种负的浮力会使由降水拖曳作用发动的下沉气流加速下降。在气块下降过程中这种负的浮力能否保持是下沉气流能否以较大速度到达地面的关键。

气块在下降过程中温度会升高,同时环境温度随高度降低也会升高。如气块温度升高幅度超过环境温度的升高,则维持下降的负的浮力就会减弱甚至消失。如果气块在下降过程中温度的升高幅度不超过环境温度的升高幅度,则负的浮力得以保持或加强。Proctor^[18]指出对于由冰雹和雨滴的拖曳作用发动的下击暴流,其起始高度大约在0℃等温线(融化层)附近。从探空曲线估计,6月6日08:00和20:00南京站0℃等温线的高度都在4 km左右,假定定远县下击暴流发生前夕16:00左右的0℃等温线也在4 km高度左右,而16:00定远地面气温为33℃,因此0℃层以下的温度平均递减率为8.2℃/km,超过标准大气对流层的平均温度递减率(6℃/km),更接近干绝热递减率(9.8℃/km)。下击暴流的下降路径通常在湿绝热和干绝热路径之间,从上述分析推断,此次下击暴流下降过程中温度的升高大致与环境温度的随高度下降上升的幅度相当,原有的负浮力能够维持,从而保证下击暴流以较大速度冲向地面。此次系列下击暴流时间中,3轮下击暴流一轮比一轮强,而产生下击暴流的相应对流单体的强度是第二轮下击暴流对应的单体强度最大,因此单体强度与相应下击暴流强度之间并没有直接的正相关关系。下击暴流一轮比一轮强的可能原因在于当首轮下击暴流发生后,由于雨滴在下沉气流中的蒸发,当第二轮下沉气流沿着同样路径下沉时,更趋向于沿着湿绝热递减率下降,下降过程中增温幅度减少,降到地面附近时与环境温度的差值增大,负浮力加大,导致下沉气流速度加大。从第一轮下击暴流爆发到第三轮下击

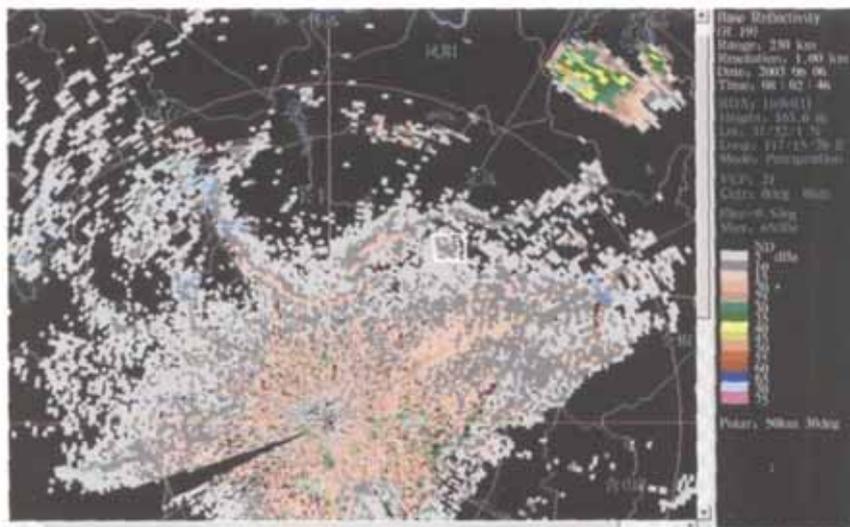


图2 2003年6月6日16:02合肥多普勒天气雷达0.5°仰角反射率因子图(方框内为新生的雷暴,距离每圈50 km)

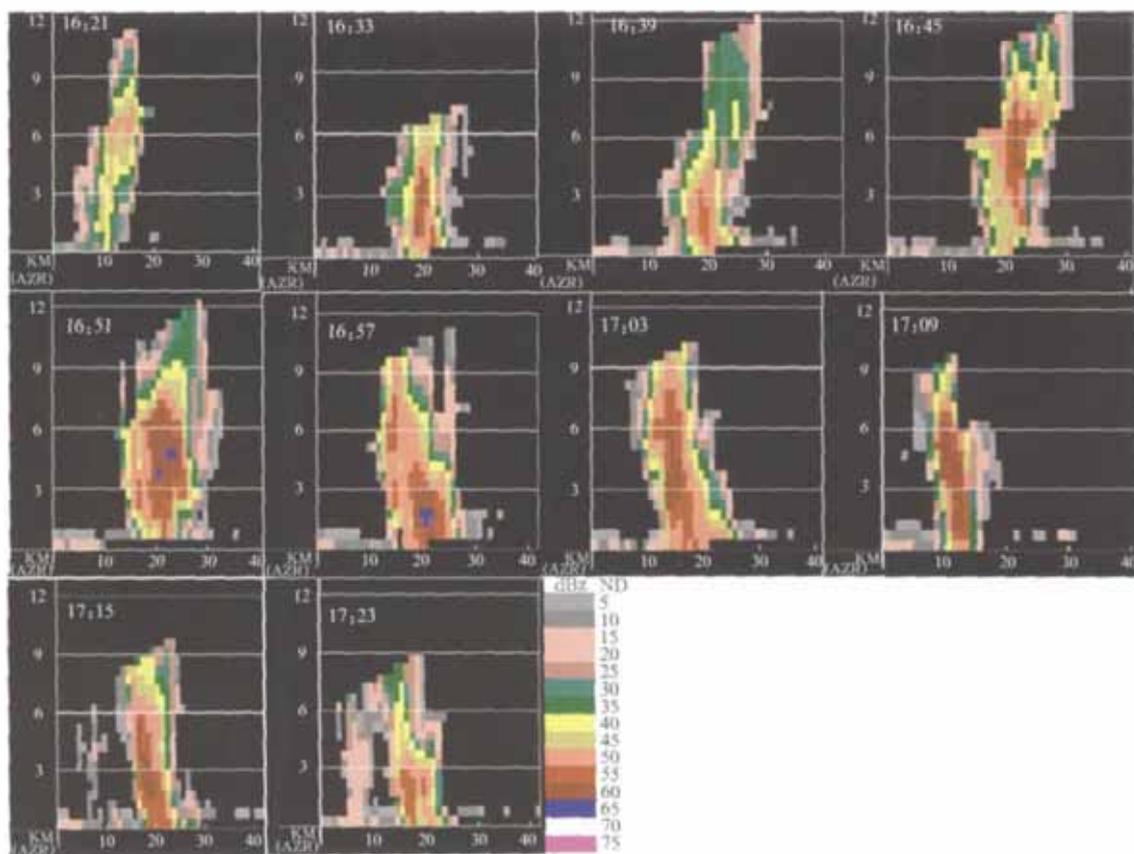


图3 穿过产生下击暴流的多单体风暴反射率因子核心随时间演变的垂直剖面图

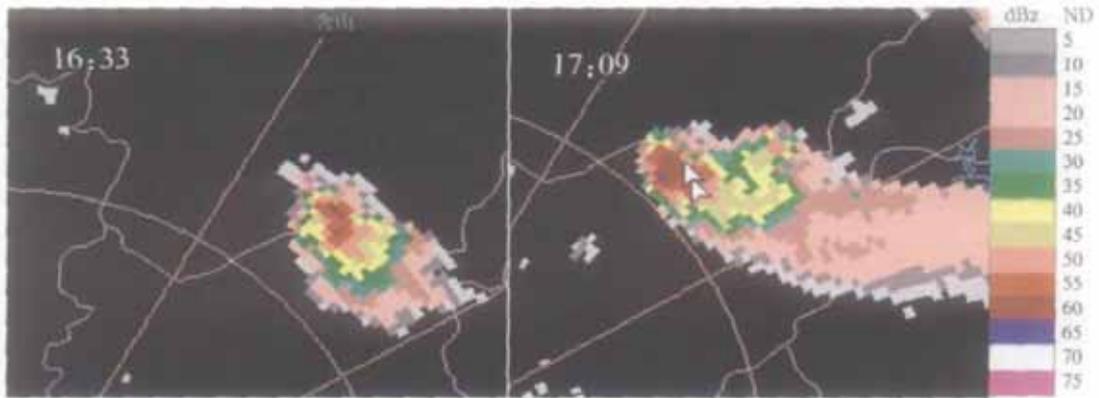


图4 2003年6月6日16:33和17:09多单体风暴在3.4°仰角反射率因子图

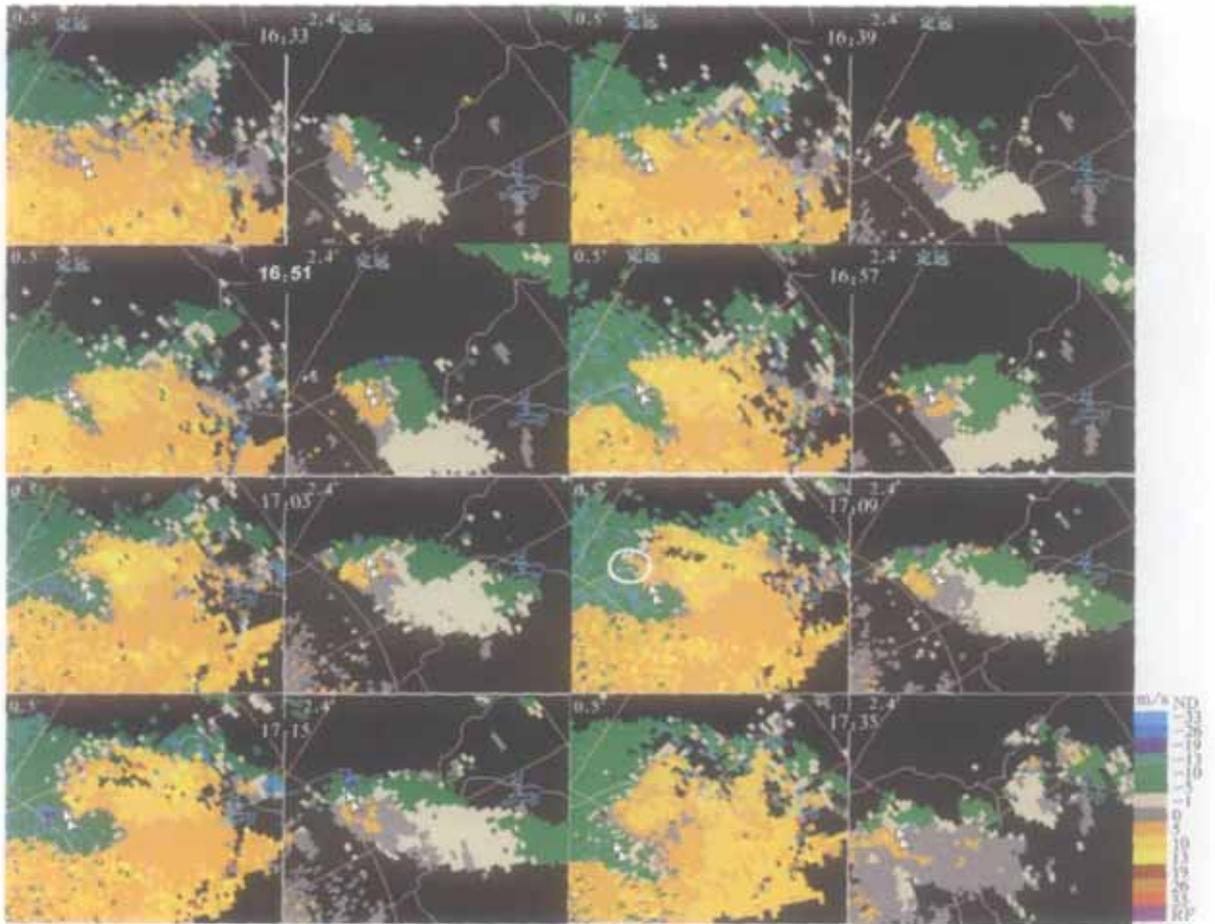


图5 2003年6月6日下午下击暴流发生前后0.5°和2.4°仰角(图中左上角标注)雷达径向速度随时间演变(距离每圈50 km)

暴流开始,对流风暴的位置由于平流和传播作用相互抵消因而稳定少动,上述效应使得下击暴流一轮比一轮强。

在前面提到,在地面附近出现辐散的同时,中低层出现气旋式旋转。旋转出现的原因可能是中层辐合使得原有的不太强的垂直涡度向辐合中心集中而加强^[20]。风暴中原有的垂直涡度部分地可以来源于垂直风切变形成的水平涡度在风暴上升气流的扭曲作用下而产生^[21]。关于旋转对于下击暴流强度的影响,Roberts 等^[13]认为,旋转会在地面附近造成气压下降,从而形成向下的气压梯度力扰动,使得下击暴流加强。Parson 等的数值模拟结果^[21]表明旋转对下击暴流没有明显加强。而 Proctor 的数值模拟结果^[18]显示旋转会使下击暴流强度减弱,并指出旋转造成的最大气压下降不是出现在地面附近,而是出现在云底附近,从而在云底和地面之间形成一个向上的气压梯度力扰动,导致下击暴流的减弱。因此,有关旋转对于下击暴流强度影响的问题需要进一步研究。

4 小 结

本研究利用合肥 CINRAD-SA 型新一代天气雷达资料对 2003 年 6 月 6 日发生在安徽定远县和肥东县交界处的一次伴随强降雹的系列下击暴流事件进行了详细分析,这在我国尚属首次。该强对流事件天气背景以前倾槽为特征,对流有效位能的大小属于中等,中层对流层较干,低层较湿,3 km 以下风的垂直切变很弱,0~6 km 间的垂直风切变为 16 m/s。本次系列下击暴流事件实际上是由 3 次一个接着一个的下击暴流构成的。

产生此次下击暴流的雷暴是一个强烈多单体风暴。该风暴在 6 月 6 日 16:08 在一条边界层辐合线附近生成,距雷达站约 65 km。随后风暴迅速加强,在 16:39 低层出现辐散,表明首轮下击暴流达到地面。在出现低层辐散的同时,在中低层出现旋转。在下击暴流触地前 6 min(16:33),云底以上出现明显辐合,最强的辐合位于 3~4 km 高度附近。检验下击暴流触地前的 2~3 个体扫的垂直剖面发现反射率因子核心逐渐降低。因此,反射率因子核心的逐渐降低并伴随云底以上的速度辐合的多普勒雷达回波特征可以用来提前数分钟预警下击暴流的发生。

首轮下击暴流是由多单体风暴中首先发展起来的第一个单体发动的,随着第一个单体的反射率因子核心降至地面附近,第一轮下沉气流触地产生首轮下击暴流。同时第二个单体变得强大,其反射率因子核心逐渐下降,当降至地面附近时,爆发新一轮下击暴流,即第二轮下击暴流。同时,第三个单体变得强大,其反射率因子核心开始下降。随着第三个单体的反射率因子降至地面附近,第三轮下击暴流爆发,地面辐散气流再次加强,0.5°仰角上最大辐散速度场(距地面 500~600 m)的正负速度差值达到 44 m/s(此时正负速度最大值间的距离为 6~7 km)。其间,云底以上的辐合和气旋式旋转一直持续。3 次前后相接的系列下击暴流时间跨度为 74 min,前两个下击暴流的持续时间均为 20 min 左右,第三个为 35 min 左右。产生下击暴流的多单体风暴在演变过程中出现的最大反射率因子超过 65 dBz,成熟阶段出现低层弱回波区(WER)和中高层回波悬垂的强对流风暴结构,表明该对流风暴同时具有强烈雷暴特征。此次下击暴流是一个湿的宏下击暴流,其中还含有尺度为 1~2 km 的微下击暴流,其演变的特征与典型湿的微下击暴流类似。

分析表明,本次下击暴流是由冰雹和雨滴的向下拖曳作用所发动,风暴周边环境中的相对干空气的卷入导致降水粒子的蒸发和升华,冰雹和雪花的融化等因素也造成风暴内气块的温度降低形成负浮力使下击暴流加速下降,而低层环境大气较大的温度垂直递减率使得以上形成的下击暴流在下降过程中保持其强度,最终以较大速度达到地面附近,形成地面附近的强烈辐散气流。

参 考 文 献

- [1] 廖玉芳,俞小鼎,郭庆. 一次强对流系列风暴个例的多普勒雷达资料分析. 应用气象学报, 2003, 14(6): 656-662.
- [2] 郑媛媛,俞小鼎,方翀,等. 一次典型超级单体风暴的多普勒天气雷达观测分析. 气象学报, 2004, 62(3): 317-328.
- [3] 郑媛媛,俞小鼎,方翀,等. 2003 年 7 月 8 日安徽系列龙卷的新一代天气雷达分析. 气象, 2004, 30(1): 38-40.
- [4] 陈秋萍,冯晋勤,陈冰,等. 新一代天气雷达观测的福建夏季对流云特征. 应用气象学报, 2003, 14(增刊): 180-186.
- [5] 漆梁波,陈永林. 一次长江三角洲颶线的综合分析. 应用气象学报, 2004, 15(2): 162-173.
- [6] 朱君鉴,刁秀广,黄秀韶. 一次冰雹风暴的 CINRAD/SA 产品分析. 应用气象学报, 2004, 15(5): 579-589.
- [7] Fujita T T, Byers H R. Spearhead echo and downbursts in the crash of an airliner. *Mon Wea Rev*, 1977, 105: 129-146.

- [8] Fujita T T . The Downburst . SMRP Research Paper 210 . Chicago : University of Chicago , 1985 : 1-122 . [NTIS PB 148880]
- [9] Fujita T T . Manual of Downburst Identification for Project . SMRP Research Paper 156 , Chicago : University of Chicago , 1978 : 1-104 . [NTIS PB 2860481]
- [10] McCarthy J , Wilson J W , Fujita T T . The joint airport weather studies project . *Bull Amer Meteor Soc* , 1982 , 63 : 15-22 .
- [11] Wolfson M M , Distefana J T , Fujita T T . Low Altitude Wind Shear in the Memphis , TN Area Based on Mesonet and LL WAS Data . Preprints , 14 Conf on Severe Local Storms , Indianapolis , Amer Meteor Soc , 1985 : 322-327 .
- [12] Atkins N T , Wakimoto R M . Wet microburst activity over the southeastern United States . *Wea Forecasting* , 1991 , 6 : 470-482 .
- [13] Roberts R D , Wilson J W . A proposed microburst nowcasting procedure using single Doppler radar . *J Appl Met* , 1989 , 28 : 285-303 .
- [14] Eilts M D . Damaging Downburst Prediction and Detection Algorithm for the WSR-88 D . Preprints , 18th Conf on Severe Local Storms , San Francisco , CA , Amer Meteor Soc , 1996 : 541-544 .
- [15] 俞小鼎 , 王迎春 , 陈明轩 , 等 . 新一代天气雷达与强对流天气预警 . *高原气象* , 2005 , 24(3) : 456-464 .
- [16] Srivastava R C . A simple model of evaporatively driven downdraft : application to microburst downdraft . *J Atmos Sci* , 1985 , 42 : 1004-1023 .
- [17] Proctor F H . Numerical simulation of an isolated microburst . Part I : dynamics and structure . *J Atmos Sci* , 1988 , 45 : 3137-3160 .
- [18] Proctor F H . Numerical simulations of an isolated microburst . Part II : sensitivity experiments . *J Atmos Sci* , 1989 , 46 : 2143-2165 .
- [19] Lemon L R . The radar " Three-Body Scatter Spike " : an operational large-hail signature . *Wea Forecasting* , 1998 , 13 : 327-340 .
- [20] Rinehart R E , Borho A , Curtiss C . Microburst rotation : simulation and observations . *J Appl Met* , 1995 , 34 : 1267-1284 .
- [21] Parsons D B , Weisman M L . A numerical study of a rotating downburst . *J Atmos Sci* , 1993 , 50 : 2369-2385 .

Doppler Radar Analysis on a Series of Downburst Events

Yu Xiaoding¹⁾ Zhang Aimin²⁾³⁾ Zheng Yuanyuan⁴⁾ Fang Chong⁴⁾ Zhu Hongfang⁴⁾ Wu Linlin⁴⁾

¹⁾ (China Meteorological Administration Training Center , Beijing 100081)

²⁾ (Anhui Provincial Institute of Meteorological Science , Hefei 230061)

³⁾ (Anhui Atmospheric Science and Remote Sensing Key Laboratory , Hefei 230061)

⁴⁾ (Anhui Provincial Meteorological Bureau , Hefei 230061)

Abstract

For the first time a downburst event is analyzed in detail with Doppler weather radar in China . A severe multi-cell storm develops near the border between Dingyuan county and Feidong county in Anhui Province , and produces a series of downbursts accompanied by severe hails on 6 June 2003 . As for the synoptic background , the axis of the trough tilts eastward , so that the dry and cold air mass from the rear of high-level trough superposes upon the moist and warm air mass in front of the lower level trough , building up the convective instability . The lower troposphere is moist with weak vertical wind shear , while the mid and upper troposphere is dry . This is a situation favorable for wet downburst . This series of downburst consists of three sequential bursts of strong downdrafts , produced by three convective cells developing in the multi-cell storm . From 16 :14 to 16 :33 , the continued descending of reflectivity core of the first cell occurs , and at 16 :33 , a significant mid level convergence appears . At 16 :39 , the first downburst hits the ground , with significant divergence on the lowest elevation (600 m height above ground) . The same precursor appears before the second and third consecutive downbursts . Before each burst of the downdraft , the core of the corresponding cell descends , accompanied by the convergence above cloud base . This fact can be used to issue downburst warnings with a lead time of about 5 to 6 minutes . At the same time , a rotation appears on the mid level in the storm . These facts are in agreement with those discov-

ered by Roberts and Wilson with the statistics of 31 microbursts occurred in Colorado, USA. When the downburst attains its maximum strength, the largest velocity difference along the 0.5° scan over a distance of 6 km is 44 m/s, corresponding to a divergence value of $1.5 \times 10^{-2} \text{ s}^{-1}$. The downburst series, consisting of three sequential downbursts, lasts 74 minutes, with each lasting 25 minutes on average. During the whole period, the storm moves very slowly, due to the cancellation of the advection and propagation, leading to the occurrence of the three downbursts at nearly the same site. Analysis shows that it is the hail and rain's descends that initiate the downdraft, which is then greatly enhanced by the entrainment of dry air into the downdraft and subsequent evaporative cooling, for the environmental air is relative dry at mid troposphere. Furthermore, the steep decrease rate of environmental temperature from surface to 0°C level is quite large, around $8^\circ \text{C}/\text{km}$, keeping the downdraft with negative buoyancy down to the ground.

Key words: downburst; convergence above cloud base; descending of reflectivity core; large hail