

典型超级单体风暴过程分析

牛淑贞

(河南省气象台, 郑州 450003)

提 要

利用郑州 714CD 多普勒天气雷达观测资料, 结合有关地面要素资料和郑州探空资料, 对 1998 年 9 月 4 日一次典型超级单体造成的冰雹大风和短时强降水过程进行分析探讨, 揭示了强对流天气雷达回波强度场和多普勒速度场的典型特征, 为强对流天气的监测、识别、临近预报和人工消雹提供参考。

关键词: 超级单体风暴 中尺度辐合线 中尺度气旋 辐合系统

引 言

超级单体风暴是一种具有特殊结构的强雷暴, 它比单个单体风暴的水平尺度要大, 生命史要长, 出现的天气现象也严重的多, 常伴有强风、局地暴雨、冰雹等, 是天气雷达重点监测的灾害性天气。它在雷达回波上具有典型特征, 只有在合适的方位范围内才能监测到。郑州 714CD 多普勒天气雷达经过“三遥”改造后, 提高了灾害性天气的监测能力, 特别是提高了多普勒速度场的精度。1998 年 9 月 4 日发生在焦作修武和武陟两县的强对流天气过程, 是多年来河南省天气雷达监测中一个罕见的典型超级单体风暴。为了对超级单体风暴有更深入、更全面的认识, 充分发挥多普勒天气雷达在强对流天气监测中的作用, 特对此过程进行如下分析。

1 概况和特点

由于受 NW 气流下滑小槽的影响, 1998 年 9 月 4 日 19~21 时狂风夹裹冰雹袭击了焦作市的修武和武陟两县。修武 19:15 先出现雹, 19:28~19:41 又降下大如核桃的冰雹并伴有 8~9 级大风(阵风 10 级)和 25.1 mm(19~20h)的强降水, 武陟 19:50 出现雹后, 19:52~20:12 出现 11 级以上大风夹伴直径 2cm 的冰雹, 并有 10.3mm 的强降水。过程于 21 时结束。

此次过程特点为来势猛、移动快、范围

小、生命史短, 强度剧烈, 均是先出现雹, 后有大风伴冰雹, 接着短时强降水。造成危害严重, 狂风冰雹和短时强降水造成 23 万亩农作物受灾, 城镇部分基础设施和供电、通讯线路等遭到不同程度破坏, 死亡 1 人, 直接经济损失达 2 亿元。

2 天气背景和大尺度环流形势

2.1 天气背景

强天气发生前 3 天, 焦作地区地面连续吹 SW 或 WSW 风, 低层盛行暖湿气流。同时 9 月 1~4 日修武和武陟两县地面气压 P 连续下降, 气温 T 、露点 T_d 、湿球温度 I 、水汽压 E 则连续上升。地面增温增湿为强对流天气的发生提供了极为有利的热力条件。

2.2 大尺度环流形势

4 日 08 时的 500hPa 图上, 河南省处于一致的 NW 气流里。700hPa 图上新疆到河套为一高压脊, 贝加尔湖有冷槽发展, 冷槽分裂下滑的小槽沿脊前 NW 气流下滑东移, 本省受脊前 NW 气流控制。850hPa 图上, 呼和浩特为一弱冷中心(+15℃), 配合这个弱冷中心在太原和郑州两地西部为一下滑小槽, 此下滑小槽带来小股弱冷空气未来影响省内偏北地区, 本省此时位于暖舌内。地面图上, 受河套北部伸向华北的暖低压控制。这种上干冷下暖湿的大尺度环流形势为强对流天气的产生提供了有利的大尺度环境条件。

3 不稳定性分析

由于修武、武陟两县距郑州仅 30~60 km,可用郑州探空资料代替它们分别计算出

K 指数、 SI 、 $\Delta\theta_{se500\sim850}$ 、 $\Delta\theta_{se500\sim700}$ 、 $\Delta\theta_{se700\sim850}$ 、 q_{500} 、 q_{700} 、 q_{850} 等物理参数(见表 1)来分析当时大气的不稳定性。

表 1 1998年9月4日郑州单站物理参数

时间	K/C	SI/C	$\Delta\theta_{se500\sim850}/C$	$\Delta\theta_{se500\sim700}/C$	$\Delta\theta_{se700\sim850}/C$	$q_{500}/g \cdot kg^{-1}$	$q_{700}/g \cdot kg^{-1}$	$q_{850}/g \cdot kg^{-1}$
08h	31.0	-2.1	-13.3	-3.9	-9.6	0.825	5.336	10.902
20h	27.4	-1.3	-6.1	+3.3	-9.4	1.830	3.696	8.905

由表 1 可看出:4日 08 时, $K > 30^{\circ}C$ 、 SI 和各层 $\Delta\theta_{se}$ 均小于 0,表明大气层结积累了大量不稳定能量,处于对流不稳定状态。且 q_{500} 仅为 $0.825g \cdot kg^{-1}$, q_{700} 和 q_{850} 分别为 $5.336g \cdot kg^{-1}$ 和 $10.902g \cdot kg^{-1}$,说明上层干燥,中低层潮湿。这种上干冷下暖湿的不稳定层结为强对流天气发生提供了必要的不稳定条件。

随着 19:15 时强天气的发生,20 时 K 指数下降到 $27.4^{\circ}C$, SI 降到 $-1.3^{\circ}C$,仍小于 0, $\Delta\theta_{se500\sim850}$ 和 $\Delta\theta_{se700\sim850}$ 均小于 0,而 $\Delta\theta_{se500\sim850} = 3.3^{\circ}C > 0$,说明虽然大气层结仍不稳定,但 500hPa 与 700hPa 之间的层结已经变得稳定,表明大气层结自上而下将趋于稳定,超级单体风暴也将减弱趋于结束。

4 地面流场分析

分析此次过程的地面流场可知,中尺度辐合线是该次过程的影响系统,其演变过程及强风暴发生时地面流场见图 1。

由图 1 可看出,4日 14 时地面流场上,豫北林县到山西陵川一线存在一条中尺度辐合线 A,稳定维持到 17 时,后南压东移。18 时 A 移到鹤壁、淇县、辉县到焦作一线。另在博爱到沁阳、济源与温县、孟县之间新生一条 SW 与 SE 风的短辐合线 B。19 时 A 减弱消失,B 转竖位于博爱、温县与孟县之间,有 $4m \cdot s^{-1}$ NNE 风与 $2m \cdot s^{-1}$ 的 SW 风之间的辐合,在沁阳、温县与孟县之间存在一个反气旋辐散中心,博爱与焦作之间存在一个弱气旋性辐合中心。随后 B 迅速发展东移。20 时位于辉县、新乡到荥阳一线,在 B 后侧的博爱、焦作、修武与武陟、获嘉之间存在 $4\sim 8m$

$\cdot s^{-1}$ 与 $1\sim 2m \cdot s^{-1}$ 的 NNE 风速辐合线,风速辐合中心 ($8m \cdot s^{-1}$ 与 $2m \cdot s^{-1}$ NNE 风速辐合)位于修武与武陟之间。风速辐合使气块抬升、对流加强,造成修武、武陟两县冰雹大风和短时强降水发生。21 时随着强天气的爆发,风速辐合线减弱消失,B 转横南压减弱趋消失,强天气过程到此结束。

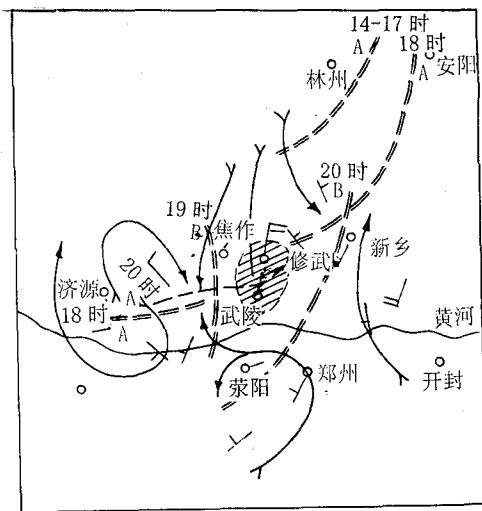


图 1 1998年9月4日中尺度辐合线演变过程及 20 时地面流场

双虚线为中尺度辐合线 虚线为风速辐合线
阴影区为强对流天气发生区

由此可见,中尺度辐合线后侧的风速辐合中心是强对流天气发生处,这与过去统计分析的结果相符^[1]。

5 714CD 多普勒天气雷达资料分析

5.1 强度场分析

伴随地面中尺度辐合线的存在,4日 16:16 雷达观测到山西的长治和河北的磁县

分别有块状对流回波生成,以 $30\sim 40\text{km}\cdot\text{h}^{-1}$ 的速度迅速南压。18:41 块状对流回波南压到辉县及陵川与焦作之间、晋城与沁阳之间(图略)。辉县回波为 54dBz 、 12km 高, $\text{RHI}(Z)$ 上柱状回波细长而尖, $\geq 30\text{dBz}$ 强回波接地,云内以下沉气流为主,未来减弱。晋城与沁阳之间的 48dBz 、 9.6km 高的回波由于受地面流场上辐散中心影响,未来将南压减弱消失。而晋城与焦作之间的强回波为 51dBz 、 14.37km 高,已超过对流层顶高度 14.28km ,说明云内上升气流旺盛,而且 $\geq 30\text{dBz}$ 回波高度为 11km , $\geq 50\text{dBz}$ 回波在 $2.7\sim 4.7\text{km}$ 高度之间,该回波移动前方为 $3.43\sim 11.03\text{km}$ 的中低云,云内回波中心 29dBz 位于中部 6.17km (图略),正处于发展阶段,对应云的强中心顶端有零星“假回波”,预示该回波在未来南压过程中发展并产生强天气。该回波翻山后处于太行山迎风坡,被地形抬升后发展,加之地面配合有中尺度辐合线 B,该对流回波迅速发展加强。

19:31(图 2a)对流回波南压,在 NNE 风速辐合中心修武和武陟之间得到迅速加强,其右侧(相对单体移动方向而言,下同)为边缘光滑、强度梯度比较大的 $\geq 30\text{dBz}$ 强回波区,左侧为 $5\sim 20\text{dBz}$ 的大片有界弱回波区,此时 V 型缺口、入流缺口、钩状回波等雹云回波特征出现。V 型缺口顶端对应 57dBz 强回波中心,入流缺口位于 V 型缺口的右前侧,且入流缺口右侧的钩状回波顶端有

64dBz 的强回波中心,它们正对应于修武的降雹。对应 19:34 $\text{RHI}(Z)$ 上(图 3a),回波呈粗状密实的纺锤状结构,顶部庞大而光滑,高度达 16.43km , $\geq 30\text{dBz}$ 回波高 14.9km ,二者均远超过对流层顶高度 14.28km (-62.3°C),伸达 $\leq -60^\circ\text{C}$ 的负温区,有利于大量过冷水滴的产生和冰雹的形成及生长。强回波中心 67dBz 位于 4.57km 高度上。其移动前方有 $5\sim 10\text{dBz}$ 的云钻,超级单体回波前侧是 1.9km 高的穹窿回波(对应 $\text{PPI}(Z)$ 上入流缺口)。穹窿上方向前伸展的强回波为悬挂回波,它包含有大量的雹胚,为冰雹的生长提供了丰富的雹胚。悬挂回波后侧垂直高度 $2.3\sim 9.9\text{km}$ 之间为 $\geq 50\text{dBz}$ 的强回波墙,它是提供冰雹生长的水汽含水量累积区在垂直剖面上的表现,它的范围和强度标志着超级单体内部水汽含量累积区中冰晶和过冷却水滴的浓度与直径大小。强回波墙顶端对应有 $\geq 24\text{km}$ 高的旁瓣“假回波”。另外穹窿后侧 3.37km 高的 $\geq 50\text{dBz}$ 的强回波柱已接地,是下沉气流所在处。说明此时此地不但有降雹,而且还有强降水产生,对应实况是修武正在降雹并伴有 $8\sim 9$ 级(阵风 10 级)大风和短时强降水。可见,此时的对流回波单体不管是在 $\text{PPI}(Z)$ 上,还是在 $\text{RHI}(Z)$ 上具有的特征都是典型的超级单体回波特征,而且产生的天气也是超级单体风暴所对应的强对流天气^[2]。

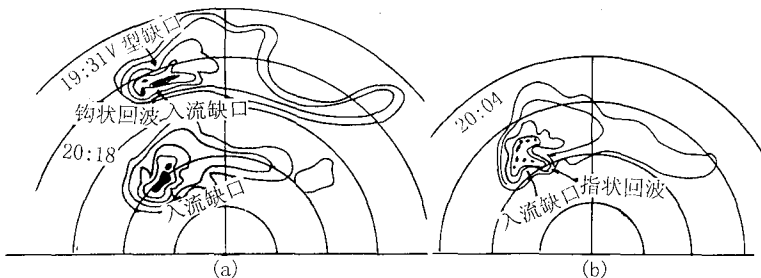


图 2 1998 年 9 月 4 日 $1^\circ\text{PPI}(Z)$ 回波演变示意图
距标 $15\text{km}/\text{圈}$,回波外廓线 10dBz ,间隔 10dBz ,实心区为 $\geq 50\text{dBz}$ 强回波区

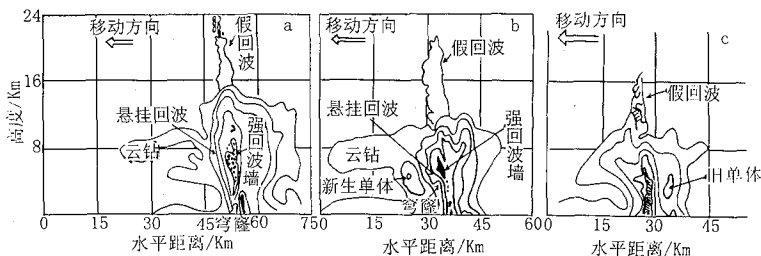


图 3 1998 年 9 月 4 日 RHI(Z)回波演变示意图(说明同图 2)

a 为 19:34 340.62°, b 为 20:04 320.39°, c 为 20:19 312.27°

随着部分不稳定能量的释放和 500~700hPa 之间层结的稳定, 20:04 1° PPI(Z) 上(图 2b), $\geq 30\text{dBz}$ 回波范围有所缩小, 强度稍有减弱, 强中心为 62dBz, 且入流缺口依然存在, 同时在回波右前侧伸出 $\geq 40\text{dBz}$ 的指状回波。对应 RHI(Z)(图 3b)上, 回波顶部有些发散, 呈花椰菜状, 顶高和 $\geq 30\text{dBz}$ 、 $\geq 40\text{dBz}$ 、 $\geq 50\text{dBz}$ 的回波高度分别降为 12.82km、11.14km、9.94km、3.46~7.46km, 但回波穹窿、悬挂回波、强回波墙及假回波等雹云特征依然存在, 且强回波墙范围有些减少, 墙内强中心减弱为 63dBz。这是由于修武降雹使云内水汽含量有所消耗所致。“假回波”高度降为 20km, 弱回波穹窿的高度有所增高, 但穹窿回波却有些发散, 且后侧 3.07km 高度以下 $\geq 50\text{dBz}$ 回波柱有些断断续续, 说明此时超级单体内上升和下沉气流有些减弱。同时在此超级单体前侧有新生单体生成, 此时超级单体影响的武陟正在降直径 2cm 的冰雹并伴 11 级以上大风, 随着武陟冰雹大风于 20:12 结束, 在 20:18 1° PPI(Z) 上(图 2a)回波继续南压, $\geq 30\text{dBz}$ 的回波范围明显减小, 雹云特征消失, 回波强度仍为 62dBz。RHI(Z) 上(图 3c)雹云特征也消失, 回波高度迅速下降, 顶高 10.6km, $\geq 30\text{dBz}$ 高度 8.4km, $\geq 50\text{dBz}$ 回波高 6.8km 已经接地, 后侧原单体明显减弱衰减。此时云内下沉气流占主导地位, 强大的下沉气流使中低空大量降水粒子迅速降落地面, 造成了地面的强降水。20:36 PPI(Z) 上(图略)新生单体发展最旺盛, 达 60dBz, 原单体迅速减弱

为 $\leq 29\text{dBz}$ 的弱回波。RHI(Z) 上(图略)回波顶部平坦, 高度迅速下降到 9.1km, $\geq 30\text{dBz}$ 回波高度降为 4.43km, $\geq 50\text{dBz}$ 的高度仅为 2.03km, 实况是 20~21 时武陟除降雹和大风外, 有 10.2mm 的降水。随着不稳定能量释放, 强降水结束, 到 21:11 回波迅速南压减弱为 25dBz, 高度降为 8.1km, 并有 0℃ 层亮带出现, 强天气过程结束。

综上所述, 降雹前超级单体回波强度虽然较强、高度较高, 但不是最强最高, 随着云内上升气流加强和雹粒直径的增长, 超级单体回波的强度和高度, 特别是 $\geq 40\text{dBz}$ 和 $\geq 50\text{dBz}$ 的高度迅速增加。到降雹时, PPI(Z) 和 RHI(Z) 上回波强度均达最大值, 分别为 64dBz 和 67dBz, 垂直回波高度及 $\geq 30\text{dBz}$ 、 $\geq 40\text{dBz}$ 、 $\geq 50\text{dBz}$ 和强中心等高度也均达最大, 分别为 16.43km、14.90km、14.03km、11.43km 和 7.90km, 且 PPI(Z) 上 V 型缺口、入流缺口、钩状回波、指状回波和 RHI(Z) 上云砧、弱回波穹窿、悬挂回波、强回波墙、旁瓣“假回波”等雹云回波的典型特征相应出现。弱回波穹窿后部接地的强回波柱对应下沉气流, 是冰雹和强降水发生地。随着降雹结束, 以上雹云的典型特征相继消失。PPI(Z) 和 RHI(Z) 上回波强度减弱、高度下降, $\geq 50\text{dBz}$ 回波接地, 云内盛行下沉气流。后随着短时强降水的结束, 超级单体回波的强度和高度迅速减弱和降低并很快消失, 过程结束。可见, 此次强对流天气过程为典型的超级单体风暴。

5.2 多普勒速度场分析

虽然此次过程仅获得一个时次不同仰角的多普勒速度场资料,但它正位于冰雹发生过程中,所以分析其多普勒速度场,使我们对超级单体内部的气流结构有了进一步的认识。

5.2.1 PPI(V)分析

伴随修武冰雹大风和短时强降水的发生,20:05 0° PPI(V)上(见图4a),多普勒速度场为辐散场,(312.2°,42.7km)、(332.2°,42.7km)、(338.1°,42.3km)、(355.2°,38.2km)一线为0速度辐散线C,靠近雷达的一侧为负速度区,中心极大值为 $-20.4\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,位于(319.3°,30.1km)。远离雷达一侧为正速度区,中心极大值为 $+17.9\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,位于(326.6°,46.6km),二者构成一个辐散系统。 $\geq 30\text{dBz}$ 回波区位于正速度中心极大值前侧和负速度中心极大值后侧之间的辐散中心区内。抬高1°仰角(见图4b),辐散线C往东伸得更长,到(47.2°,41.1km),C前侧的负速度模糊区(亦即大风区)位于(312.3°~326.2°,268~34.3km)范围内,中心极大值为 $-16.1\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,位于(319.3°,30.1km),该模糊区正与PPI(Z)上的人流缺口相对应。C后侧的正速度中心值减小到 $+10.7\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,位于(332.0°,46.8km),它与C前侧负速度中心构成一个气旋式辐散系统。20:09 3° PPI(V)上(见图4c),一对左负右正的速度中心构成的中尺度气旋和前正后负的速度中心构成的辐合系统替代了辐散系统,而在负速度区中由若干个2~3km小尺度的正速度逆风区东西向排列代替了C。中尺度气旋的负速度中心($-14.3\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)位于320.4°,35.4km,正速度中心($+8.9\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)位于324.0°,35.9km。而在308°~330°,25~30km范围内的正速度,其中心 $+5.4\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ (310°,26.4km)与中气旋的负速度中心同时又构成一个辐合系统。对应PPI(Z)上(参见图2b), $\geq 40\text{dBz}$ 强回波区位于气旋中心区附近,强回波中心61dBz(325.1°,34.3km)正位于该气旋中心前沿(即正速度中心前侧),而31dBz的新生单体正位于辐合系统内,以至于该新生单体迅速发展。13分钟后,即20:

22 1° PPI(Z)上回波强度达60dBz,它对应的是地面武陟的强降水。同样4°和5° PPI(V)上的中尺度气旋和辐合系统更加清晰(见图4d,e)。

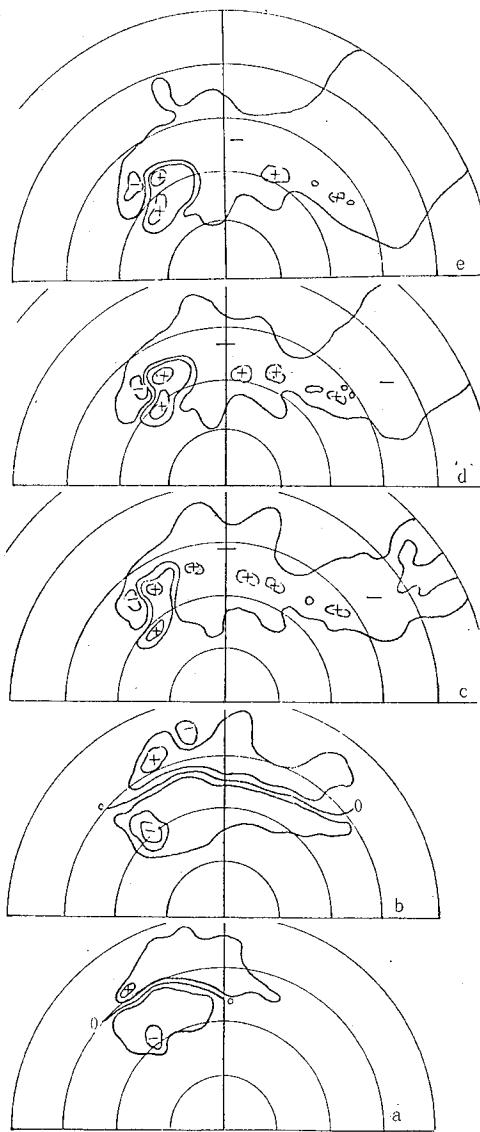


图4 1998年9月4日20:05~20:13 1°~5° PPI(V)示意图

距标15km/圈, a为20:05 0°, b为20:07 1°, c为20:09 3°, d为20:11 4°, e为20:13 5°, 朝向雷达V为负,离开雷达V为正

由此可见,本个例中冰雹大风对应多普勒速度场上中尺度气旋,短时强降水对应的是多普勒速度场上的辐合系统。

5.2.2 RHI(V)分析

20:04 320.29° RHI(V)(图5)上,正速度中心最大值 $+10.7\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 分别位于(水平33.4km,垂直3.1~4.5km)和(水平41.25km,垂直12.10km)处,负速度中心极大值 $-21.4\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 位于(水平38.6km,垂直4.8~5.8km)处。另一负速度大值中心 $-10.7\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 位于(水平23.06km,垂直10.58km)处。由于环境风(NNE风)作用,使得低层负速度区向前伸到正速度区后侧,造成 0° 和 1° PPI(V)上的辐散。

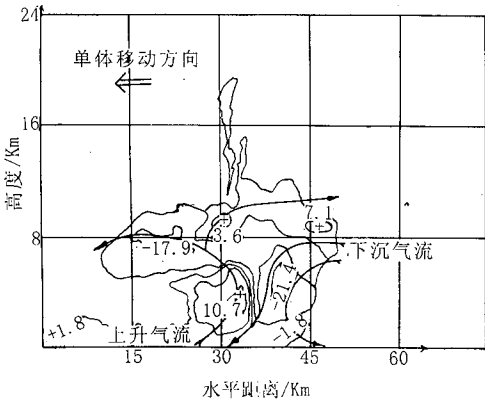


图5 1998年9月4日20:04 320.29° RHI(V)示意图

朝向雷达V为负,离开雷达V为正

由此可见,超级单体内部6.74km以下气流辐合,6.74~11.22km为辐散。参照图3c和图2b知,RHI(Z)上 $\geq 50\text{dBz}$ 的强回波区正位于正负速度交界且靠近正速度中心极大值处,PPI(Z)上的入流缺口和RHI(Z)上的回波穹窿正位于RHI(V)上正负速度界面前侧的正速度大值区,穹窿的顶高正好达到正速度中心所在的高度,所以PPI(Z)上的入流缺口和RHI(Z)上的回波穹窿是强上升气

流所在处。因强回波是向测站移动的,因此,超级单体内维持上升与下沉两支气流,上升气流位于超级单体的前部,下沉气流则位于其后部(与超级单体风暴模式相吻合^[2])。

6 结语

(1)上干下暖湿的不稳定层结为强对流天气的发生提供了有利的环境条件。地面连续1~3天的增温、增湿为强对流天气的发生提供了有利的热力条件。地面中尺度辐合线是强天气发生的触发系统,强对流天气发生在中尺度辐合线后侧的风速辐合中心处。

(2)PPI(V)上的V型缺口、入流缺口、钩状回波、指状回波和RHI(Z)上的弱回小穹窿、悬挂回波、强回波墙、旁瓣“假回波”等是超级单体回波强度场的典型特征。冰雹产生在V型缺口顶端强回波中心,RHI(Z)上穹窿后侧接地的强回波柱是冰雹强降水产生地。降雹时,PPI(Z)和RHI(Z)上回波强度最强,高度最高。随着降雹的结束,超级单体内部上升气流减弱,下沉气流占主导地位,使大量降水粒子降落地面,随着地面短时强降水的结束,超级单体迅速瓦解。

(3)超级单体风暴对应多普勒速度场上有中尺度气旋和辐合系统存在,超级单体风暴内部维护上升与下沉两支气流,上升气流位于其前部,下沉气流位于其后部。PPI(Z)上的入流缺口和RHI(Z)上的回波穹窿是强上升气流所在处,RHI(Z)上 $\geq 50\text{dBz}$ 强回波区位于超级单体内部气流辐合处及其前侧上升速度最大处。冰雹大风产生在中尺度气旋中心及其前侧,短时强降水则产生在辐合系统处。

参考文献

- 1 牛淑贞,张素芬等.河南省强对流天气特征与预报.河南气象,1998年第2期.
- 2 张培昌等.雷达气象学.北京:气象出版社,1992年.

(下转第47页)

(上接第 37 页)

A Case Study of A Typical Supercell Storm Process

Niu Shuzhen

(Meteorological Observatory of Henan Province, Zhengzhou 450003)

Abstract

A typical hail event combining with strong wind and severe short-range precipitation caused by a supercell storm on 4th. 9. 1998 was analysed, based on 714CD Doppler radar data, relative surface elements and radiosonde data. The typical characteristics both in the radar echo intensity field of severe convective weather and in the Doppler speed field were given. The results may serve as reference for monitoring and distinguishing and nowcasting to strong convective weather and artificial hail mitigation.

Key Words: supercell mesoscale convergence line mesoscale cyclone convergence system