

三次超级单体风暴雷达产品特征及 气流结构差异性分析^{* 1}

刁秀广^{1,2} 朱君鉴¹ 刘志红¹

DIAO Xiuguang^{1,2} ZHU Junjian¹ LIU Zhihong¹

1. 山东省气象台, 济南, 250031

2. 山东省气象科学研究所, 济南, 250031

1. *Shandong Meteorological Observatory, Jinan 250031, China*

2. *Shandong Meteorological Institute, Jinan 250031, China*

2007-03-07 收稿, 2007-11-01 改回.

Diao Xiuguang, Zhu Junjian, Liu Zhihong. 2009. Analysis of three supercell storms with Doppler weather radar data. *Acta Meteorologica Sinica*, 67(1):133–146

Abstract Three supercell storms on 24 June 2004(0624), 28 June 2003(0628), 27 September 2002(0927) produced different damages in Shandong province respectively, the scale and weather phenomena of storm 0927 were inferior to storms 0628 and 0624. The inner structure and evolvement of the three storms were analyzed in details based on the CINRAD/SA radar data in the combination with weather charts. The results show that surface meso-scale convergence triggered release of unstable energy, which brought about severe convection. There were different evolvement characteristics on storm development stages, storms 0927, 0628 and 0624 displayed multi-cell propagation, single-cell evolution, and multi-cells mergence, respectively. The storm tracks were similar each other, they were right moving supercell storms, i. e. moved at an angle of 30° – 70° to the right of the mean wind, at a speed of about 45%–70% of the mean wind speed. In the mature stage, the maximum reflectivity height was at low level in storm 0927, middle level in storm 0628, and middle-upper level in storm 0624, respectively. Three storms possessed almost all typical features of supercell storms: WER, BWER, and mesocyclone. An organized mesocyclone began at the middle height of an updraft, it deepened gradually downwards and upwards, and became a typical mid-level mesocyclone with strong updrafts. The signatures of the vertical structure of airflows in three storms were similar, i. e. significant convergence at low-level, nearly pure rotation at mid-level, and divergent rotation at upper-level. However, signatures of mid-level horizontal airflows in three storms were different: at mid-level there was a single vortex in storm 0628, and a double-vortex flow pattern in storms 0927 and 0624. The horizontal structure of double-vortex flow pattern is hard to be blown away by environmental airflow, thus the storm could resist for a longer time-period relative to single vortex storm.

Key words Supercell storm, Mesocyclone, Inner structure, Double-vortex flow pattern

摘 要 2002 年 9 月 27 日、2003 年 6 月 28 日和 2004 年 6 月 24 日山东部分地区遭受了不同程度的灾害性天气, 雷达观测分析表明是 3 次超级单体风暴所致, 0927 风暴尺度和天气现象次于 0628 和 0624 风暴。利用济南多普勒雷达探测资料, 结合天气形势, 对这 3 次典型超级单体强度结构、流场结构及其演变过程进行了仔细的分析, 结果表明: 地面中尺度辐合触发了不稳定能量的释放, 引发了强对流天气发生; 风暴形成阶段表现为不同的演变特征, 0927 风暴表现为多单体传播型, 0628 风暴表现为单体自身发展型, 0624 风暴表现为群发单体合并型; 移动路径相似, 都属于右移风暴, 偏离风暴承载层平均风右侧 30° – 70° , 移动速度约为风暴承载层平均风速的 45%–70%; 发展成熟阶段最大强中心高度表现不同, 0927 风暴位于单体底部,

^{*} 资助课题: 国家自然科学基金项目(40575012)和山东省科学技术厅攻关项目(2007GG20008001)。

作者简介: 刁秀广, 主要从事雷达产品分析应用和强对流天气临近预报技术研究。E-mail: radaddxg@126.com

0628 风暴位于单体中下层, 0624 风暴位于单体中层以上, 最大反射率因子和垂直积分液态含水量(VIL)表现也有差别, 0624 风暴最强, 0628 风暴次之, 0927 风暴相对较弱。风暴旺盛成熟阶段表现为典型的超级单体特征, 有界弱回波区(BWER)和中气旋; 风暴旺盛成熟阶段风暴垂直流场结构有相似性, 低层气旋性辐合, 中层近似于气旋性旋转上升, 高层气流辐散; 中层水平流场结构存在较大差异, 0927 和 0624 风暴为双涡管式旋转结构, 0628 风暴为单涡式的气旋旋转结构。

关键词 超级单体, 中气旋, 双涡管式, 旋转结构

中图法分类号 P412.25 P446

1 引言

20 世纪 90 年代后期, 中国开始布设新一代天气雷达探测业务网, 其目标是在中国东部、中部地区装备先进的 S 波段和 C 波段多普勒天气雷达系统, 以便对强对流、热带气旋和暴雨等重要天气系统进行有效的监测和预警, 并进行降水量的估测。关于多普勒天气雷达在强对流天气探测和预警方面的应用, 张培昌(2001)、俞小鼎等(2006)从原理到应用都做了综合分析。国外许多学者如 Burgess 和 Lemon(1990)也作了很好的综述。

任何对流风暴(雷暴)都是由对流单体构成, 对流单体在雷达反射率因子图上表现为一个能分辨出的反射率因子密实区域。雷达气象学界考虑了研究和业务上的方便, 将对流风暴划分为普通单体风暴、多单体风暴、超级单体风暴和飑线(俞小鼎等, 2005)。

1962 年 Browning 首先提出了超级单体风暴一词(陆汉成等, 2000), 用于描述多单体风暴成熟阶段的一种特定形式, 并给出了风暴内部气流的二维模式, 其内部有组织的上升气流和下沉气流同时并存, 上升气流来自对流层低层, 下沉气流来自对流层中层。后来对这种模式又提出三维改进, 清楚表明了上升气流从右前方进入风暴, 到高层作气旋式扭转进入云砧区, 下沉气流在对流层中层从风暴右边进入, 在左后方低层离开风暴。

在中国一些地区新一代天气雷达开始应用以来, 许多人如廖玉芳(2003)、郑媛媛(2004)及胡玲等(2004)对超级单体个例进行了分析。

本文对济南 CINRAD/SA 雷达探测到的发生在山东境内的 3 次典型超级单体强度结构、流场结构及其演变过程进行了仔细的分析。

2 实况及天气形势

2.1 天气实况

2004 年 6 月 24 日下午, 受冷涡影响, 山东部分

地区遭受暴风雨和强冰雹袭击(简称 0624 风暴)。13:50—14:30(北京时, 下同), 聊城市茌平县 7 个乡镇遭受大风、暴雨和冰雹袭击, 阵风 9 级以上, 持续大约 30 min, 许多大树被拦腰折断, 其间夹杂着密集的冰雹, 冰雹大如鸡蛋, 小如豆粒, 持续 20 多分钟。15:30 前后济南市平阴县 4 个乡镇短时间内出现暴风雨和冰雹, 30 min 内降雨达 54.3 mm。16:20—16:40 泰安市肥城的 10 个乡镇(街办)接连遭受特大暴风雨和冰雹袭击, 阵风 10 级, 最大积雹厚达 20 cm。

2003 年 6 月 28 日, 受高空槽影响, 凌晨 01:30—02:40, 山东德州市平原、禹城、齐河、临邑 4 县市遭受风雹袭击(简称 0628 风暴), 冰雹大的如鸡蛋, 小的如玉米粒。其中平原县受灾最重, 8 个乡镇遭受多年未遇的大风和特大冰雹袭击, 冰雹持续 26 min 左右, 大的直径 30—40 mm, 小的 5 mm, 部分地块积雹厚度达 10—30 cm。平原县气象站 01:40—01:50 最大风速 10 m/s, 本站未观测到降雹。

2002 年 9 月 27 日, 受冷涡影响, 山东聊城出现局部冰雹和雷雨阵风天气(简称 0927 风暴), 东阿县气象站记录是 15:16—15:31 出现冰雹, 最大直径 13 mm, 降水量 4 mm, 10 min 平均最大风速 8.7 m/s。

2.2 天气形势

造成山东强对流天气的影响系统, 在 500 hPa 上主要是华北冷涡、横槽、阶梯槽、低槽、西北气流等(曹钢锋等, 1988)。

2002 年 9 月 27 日 08 时 500 hPa 上有华北冷涡存在(图 1a₂), 山东西北地区位于槽前西南气流中, 850 hPa 上的槽线超前于 500 hPa 上的槽线, 为后倾槽, 且温度槽落后于高度槽, 在风暴源地上空有冷平流存在。2003 年 6 月 27 日 20 时的 500 hPa 上华北一带存在一个浅槽(图 1b₂), 850 hPa 上的槽线滞后于 500 hPa 上的槽线, 属前倾槽, 风暴源地位于槽线附近的偏西气流中, 且温度槽落后于高度槽,

在风暴源地上空存在有冷平流;在 850 hPa 高空图(略)上,山西境内存在一条低空切变线,对应西北风和偏南风的切变,风暴影响地区位于切变线之前的西南气流中。2004 年 6 月 24 日 08 时 500 hPa 上有华北冷涡存在(图 1c₂),山东省西北地区位于槽前偏西气流中,850 hPa 上的槽线超前于 500 hPa 上的槽线,为后倾槽,槽前为偏南气流。

0927 和 0624 风暴受冷涡影响,500 hPa 低涡中心位置大致相同,位于 42°N、115°E,山东位于低涡中心的东南部,是造成山东强对流天气的“冷涡降雹关键区”(曹钢锋等,1988)。分析地面 3 h 填图资料可知,0927 风暴在 08 时辐合中心位于河北、山东、河南三省交界处,低压中心在河北省大名站(1011.9 hPa),11 时演变成气旋性辐合区(图 1a₃),同时低压中心在山东莘县站(1012.0 hPa),14 时消

失。0628 风暴在 27 日 20 时河北东部有辐合中心存在,西侧有切变线存在,呈东北—西南向(图 1b₃),23 时切变线压至河北中部一带,28 日 02 时移到山东北部。0624 风暴在 08 时辐合中心位于河北、山东、河南三省交界处,低压中心在河南省南乐站(973 hPa),11 时演变成气旋性辐合区(图 1c₃),同时低压中心在山东莘县站(976 hPa),14 时气旋性辐合区略有东移,低压中心在山东东阿站(964 hPa),17 时基本消失。

0927 风暴产生时鲁、豫、冀三省交界处地面存在气旋性辐合区,0624 风暴产生前 1 小时鲁、豫、冀三省交界处地面存在气旋性辐合区,与 0927 风暴位置几乎相同。0628 风暴受地面切变线影响。3 次风暴都是由地面中尺度辐合触发了不稳定能量的释放,为强风暴的临近预报提供了线索。

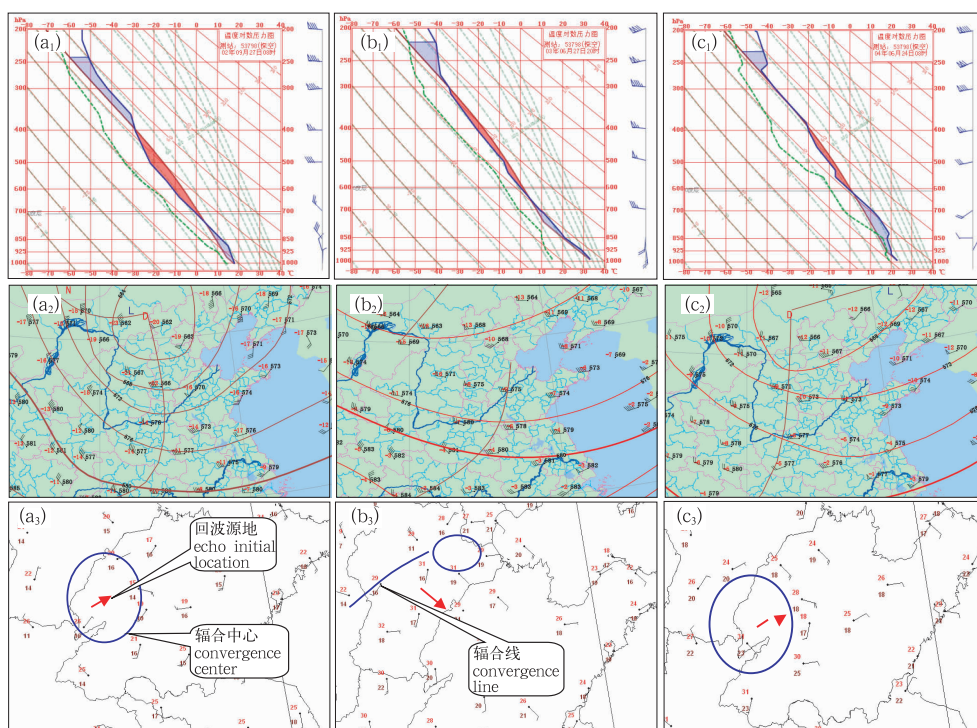


图 1 邢台探空 $T\text{-lg}p$ 图(a₁, b₁, c₁), 500 hPa 天气形势(a₂, b₂, c₂)和地面实况(a₃, b₃, c₃)

(a₁, a₂. 2002 年 9 月 27 日 08 时; a₃. 9 月 27 日 14 时; b₁, b₂, b₃. 2003 年 6 月 27 日 20 时;

c₁, c₂. 2004 年 6 月 24 日 08 时; c₃. 6 月 24 日 11 时; 箭头为风暴产生源地)

Fig. 1 Skew $T\text{-lg}p$ diagrams (a₁, b₁, c₁), 500 hPa (a₂, b₂, c₂) and surface (a₃, b₃, c₃) weather charts at Xingtai Station

(a₁, a₂. 08:00 BST 27 September 2002; a₃. 14:00 BST 27 September 2002; b₁, b₂, b₃. 20:00 BST 27 June 2003; c₁, c₂. 08:00 BST 24 June 2004; c₃. 11:00 BST 24 June 2004. The red arrow marks the initial echo location of the storm, and the blue circle denotes the surface convergence center)

3 风暴参数及属性分析

CINRAD/SA 雷达产品能提供丰富的风暴信息,如风暴位置(经纬度)、底部和顶部高度、最大强中心强度和高度、VIL、中气旋等。

3.1 风暴单体识别

风暴单体和中气旋识别是 CINRAD/SA 雷达中重要的算法,俞小鼎等(2006)在《多普勒天气雷达原理与业务应用》中有详细的描述。

三维风暴单体的识别可分为 3 个步骤:沿扫描径向搜索反射率因子超过设定阈值(默认阈值为 30 dBz,差值为 5dBz)的距离库,组成“风暴段”;在锥面 PPI 上空间相邻的风暴段组成“二维分量”;体扫完成后,多个仰角上的二维分量做垂直相关,符合规定阈值的则被识别为“风暴单体”。风暴单体确定后,算法自动对单体编号;单体位置是三维单体质心所在位置;单体顶高是雷达所能探测到的最大仰角二维分量所在高度,单体底部是雷达所能探测到的最低仰角二维分量所在高度,由于二维分量的阈值为 30 dBz,顶高并不是单体云顶的实际高度,底部也不是单体云底的实际高度;单体中最大强度是沿单体倾斜方向二维分量中的最大值,其高度是最大值所在的高度。这些参数可在风暴属性产品中读出。

在 CINRAD/SA 雷达系统算法中还有回波顶高产品(ET),该产品所显示的回波顶高与单体顶高有较大差异:ET 产品定义的顶高是 18 dBz 的高度,即云顶强度小于 18 dBz 的回波不计算在内;单体顶高是三维风暴单体识别算法中的一个派生参数,而不是单独的产品,是指 30 dBz 的高度,即云顶强度小于 30 dBz 的回波不计算在内。本文所涉及的顶高是指单体顶高,一般情况下小于 ET 产品显示的回波高度。

3.2 单体高度及强度变化

图 2 给出了 3 次超级单体风暴参数变化情况,数据不连续是因为雷达探测资料不完整。0927 风暴单体生成于 6—8 km 的中高空(图 2a₁),随着风暴发展,单体顶高变化很小,一般在 8 km;成熟阶段强中心高度较低,基本维持在风暴底部;旺盛阶段最大强度一般在 55 dBz 以上(图 2b₁)。0628 风暴单体生成于 4—8 km 的中高空(图 2a₂),单体顶高一般在 8—10 km,强中心一般在 2 km 以上高度;最大强度一般在 55 dBz 以上(图 2b₂)。0624 风暴生成

于 3—6 km 的中空(图 2a₃),发展旺盛阶段风暴单体顶高一般在 12 km,强中心一般在 6 km 以上高度;旺盛阶段最大强度一般在 60 dBz 以上(图 2b₃)。

图 2a₁、a₂、a₃ 中个别时次出现了最大回波强度所在高度与单体顶高一致的现象,通过资料回放和强度切面显示发现,是因为雷达体扫模式中上层仰角间隔过大而导致的云体顶部不能探测到,是体扫模式本身的缺陷。

比较可以看出,3 次风暴生成于对流层中上层,形成阶段强中心位于云体上部。发展成熟阶段最大强中心高度表现不同,0927 风暴位于单体底部,0628 风暴位于单体中下层,0624 风暴位于单体中层以上。成熟阶段最大反射率因子表现也有差别,0624 风暴最强,0628 风暴次之,0927 风暴相对较弱。

3.3 垂直积分液态含水量变化

CINRAD/SA 雷达的垂直积分液态含水量(VIL)产品计算公式为

$$R = 3.44 \times 10^{-6} \sum_{i=1}^n \left(\frac{Z_i + Z_{i+1}}{2} \right)^{4/7} \Delta h_i$$

Z_i 为第 i 层高度上的雷达反射率因子, Δh_i 为第 i 层和第 $i+1$ 层之间的高度差, n 为体积扫描的层数, VIL 值与反射率因子、强回波的厚度、回波高度有关,但反射率因子的最大阈值为 55 dBz,超过 55 dBz 的仍按 55 dBz 计算。美国 400 多个冰雹事件统计发现(Edwards, et al, 1998),冰雹直径随着 VIL 的增大而增大,45 kg/m² 以上的 VIL 一般产生 1.9 cm 以上的冰雹,55 kg/m² 以上一般产生 3 cm 以上的冰雹。Cerniglia 和 Snyder(2002)在对美国 89 例脉冲风暴的研究中指出,基于格点的 VIL 超过 30 kg/m² 时,冰雹预报的 POD、FAR、CSI 分别达到 89%、12%、70%。因此,VIL 值的波动为判断风暴中大的粒子特别是冰雹粒子的生成与降落提供了有效的信息。

由图 2b₁、2b₂、2b₃ 可以看出,风暴发展阶段存在明显的 VIL 值跃增现象,0927 风暴的 VIL 值在 15:07—15:13 从 31 kg/m² 增加到 45 kg/m²,0628 风暴的 VIL 在 0:34—0:58 从 11 kg/m² 增加到 58 kg/m²,0624 风暴的 VIL 在 12:23—12:35 从 21 kg/m² 增加到 49 kg/m²;风暴旺盛阶段具有较高的 VIL 值,0927 风暴的 VIL 值基本维持在 40—50 kg/m²,0628 风暴的 VIL 基本维持在 45—60 kg/m²,0624 风暴的 VIL 基本维持在 50 kg/m² 以上;风暴减弱消散阶段 VIL 值明显减小。

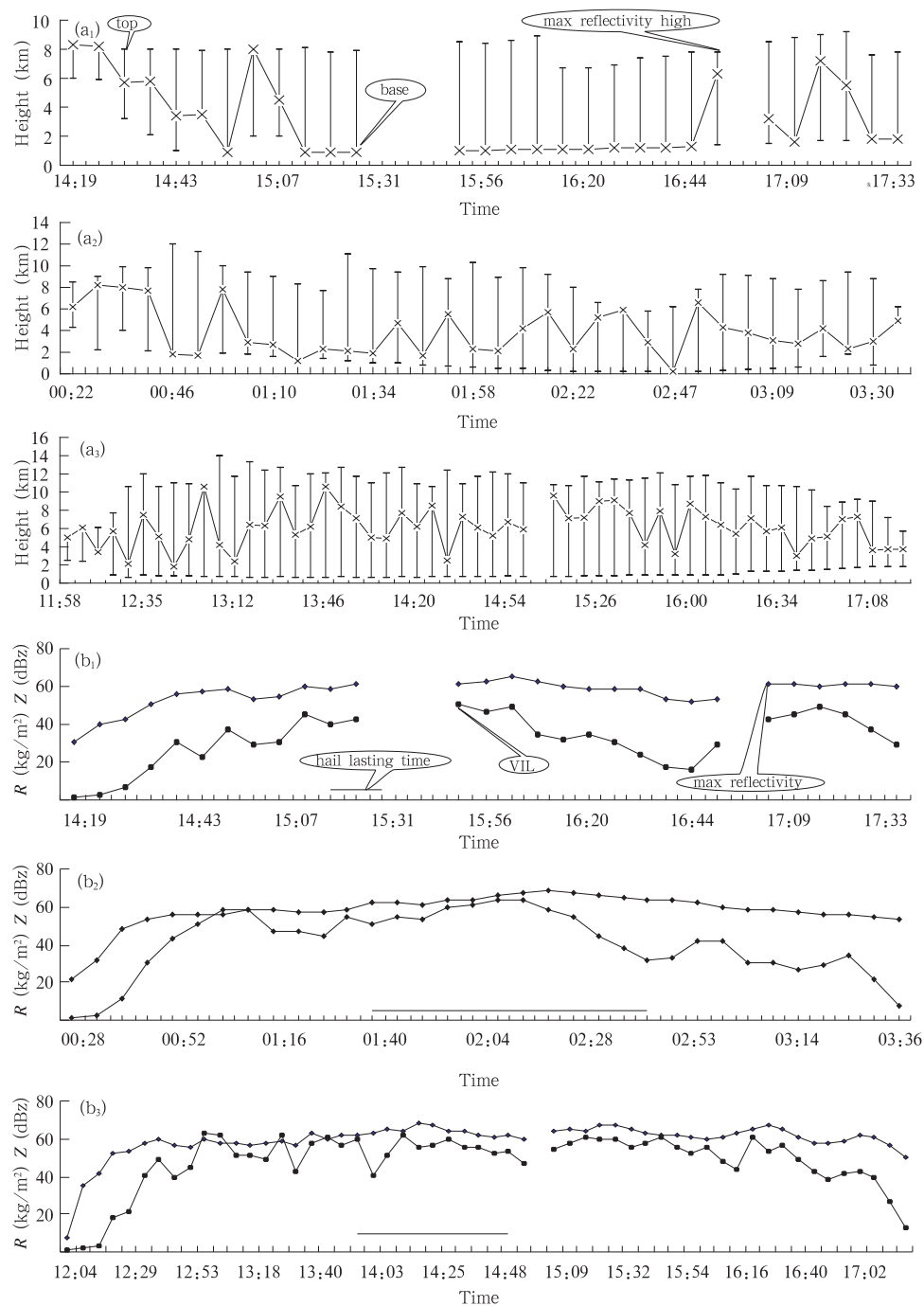


图 2 3 次超级单体风暴参数比较

(a₁, a₂, a₃ 分别为 0927、0628 和 0624 风暴的单体高度(黑色柱线)及强中心高度(折线);
b₁, b₂, b₃ 分别为 0927、0628 和 0624 风暴的单体 VIL(粗折线)和最大强度(细折线)变化情况,
直线为强天气出现时间段)

Fig. 2 Parameters comparison of the three supercell storms

(Temporal evolution of (a₁, a₂, a₃) the depth of storm (vertical black straight line segment) and maximum reflectivity height (red line), and (b₁, b₂, b₃) vertically integrated liquid water content (thick solid line with dots) and maximum reflectivity (thin solid line with dots) of storm cells on 27 September 2002, 28 June 2003, and 24 June 2004, respectively)

0628 和 0624 风暴 VIL 维持较高值,说明云体内部有大的粒子存在,以至于出现了严重的雹灾。

3.4 中气旋特性分析

中国 CINRAD/SA 雷达使用的是美国 WSR-88D 第 10 版本的中气旋(M)算法,是为了探测强风暴中的旋转上升气流而设计的。中气旋的存在说明风暴内部为气旋性旋转上升气流,同时会产生一些强天气(俞小鼎等,2006)。中气旋算法,主要有 3 个步骤:搜索一维型矢量,即在相同距离处顺时针方向寻找相临方位角的速度值连续增加的距离库,直到速度值不再增加为止的距离库序列构成一维型矢量;组建二维特征,即相邻的一维型矢量通过一定的条件限制合成到一起构成二维特征;垂直相关,即一个仰角上的二维特征与上面或下面仰角的二维特征

垂直相关,符合条件的就定为中气旋。主要参数包括,角动量($|V_{in} - V_{out}|$ 乘以距离,距离是指指向雷达的最大径向速度 V_{in} 库到离开雷达的最大径向速度 V_{out} 库之间的距离)和切变量($|V_{in} - V_{out}|$ 除以距离)。在角动量较低(默认阈值 $180 \text{ km}^2/\text{h}$)的情况下要求的最小切变值为 14.4 h^{-1} ,在角动量较高(默认阈值 $540 \text{ km}^2/\text{h}$)的情况下要求的最小切变值为 7.2 h^{-1} ,是判断三维中气旋的两个最基本条件。中气旋一旦确定,那么中气旋底部、顶部、旋转半径、最大切变及所在高度等参数也相应确定,这些参数可从中气旋匹配产品中读出。

图 3 给出了 3 次风暴过程中气旋特性。由图 3a 可以看出,0624 风暴中,中气旋维持时间近 4 h,从 12:47—16:40 一直伴随着风暴(14:42 未出现中

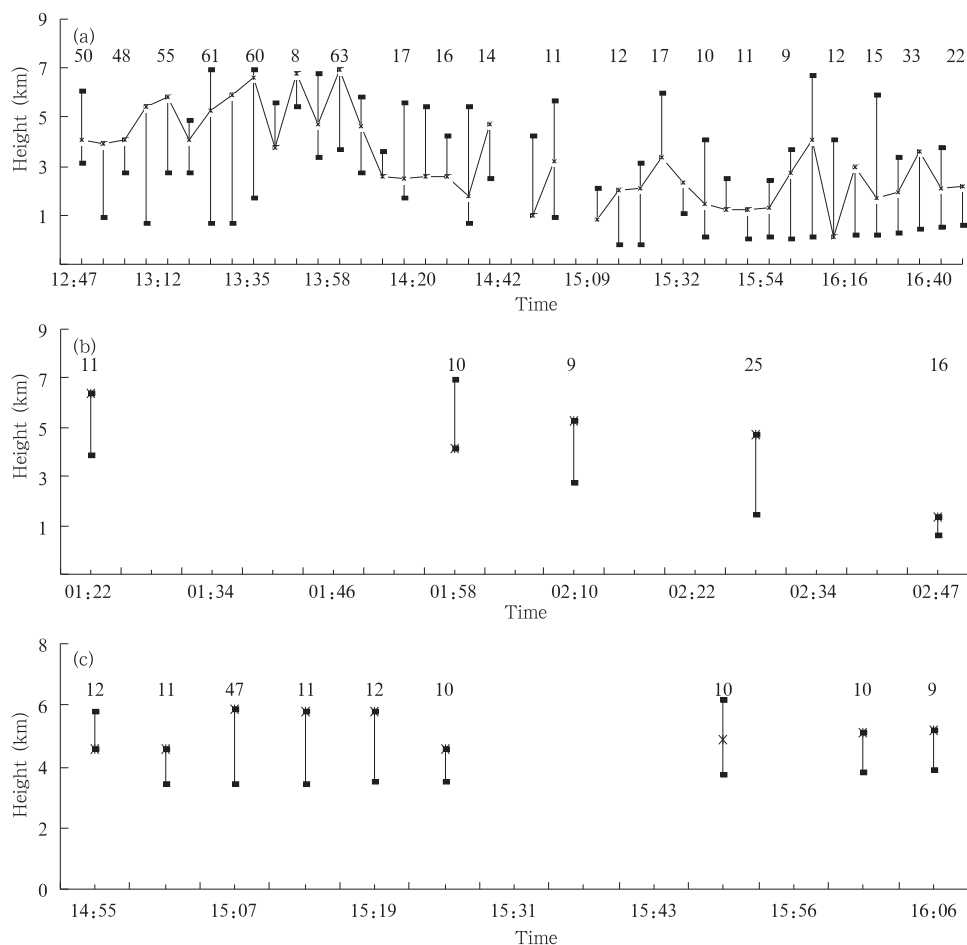


图 3 3 次风暴的中气旋演变情况

(a. 0624, “I”柱为中气旋底部与顶部的连线,折线为最强切变高度连线,
“I”上方对应的是最大切变值(10^{-3} s^{-1}); b. 0628; c. 0927)

Fig. 3 Temporal evolution of the mesocyclone in storms (a) 0624, (b) 0628 and (c) 0927, respectively (“I” is the depth of the mesocyclone. “x” marks the height of maximum shear, and the numerical aloft “I” gives the value of maximum shear (10^{-3} s^{-1}) in the mesocyclone)

气旋,但出现了三维切变,14:58 缺少资料);中气旋厚度较厚,有时可达 6 km;中气旋底部较低,大都出现在 1.5°仰角,有时出现在最低层。说明风暴内部旋转上升气流较为强烈,旋转深度较厚,有利于风暴维持和剧烈天气的产生。

0628 风暴中,中气旋出现次数较少,强度和厚度大于 0927 风暴而小于 0624 风暴的中气旋强度和厚度(图 3b)。0927 风暴中,中气旋底部存在于较高的位置,一般在 3.5 km 高度;旋转深度较浅,顶部在 5.5 km 高度。

比较可以看出,3 次风暴中气旋特性明显不同,0624 风暴中气旋出现约 1 h 后,出现灾害性天气现象,0628 风暴中气旋出现约 8 min 后,出现灾害性

天气现象,0927 风暴中气旋出现约 20 min 后,出现灾害性天气现象,中气旋的出现说明风暴已经进入旺盛期,预示着将有灾害性天气发生。0624 风暴中气旋持续时间长,最大切变量明显大于其他两次,旋转强度强,持续的旋转上升有利于水汽辐合上升,形成强降水和大的冰雹粒子。中气旋持续的时间和旋转强度决定了天气的剧烈程度。

4 风暴移动路径和演变

4.1 风暴移动路径

根据 CINRAD/SA 雷达风暴追踪信息产品(STI)(俞小鼎等,2006),绘出了 3 次超级单体风暴过程的移动路径(图4),可以看出,风暴初期阶段受引导气

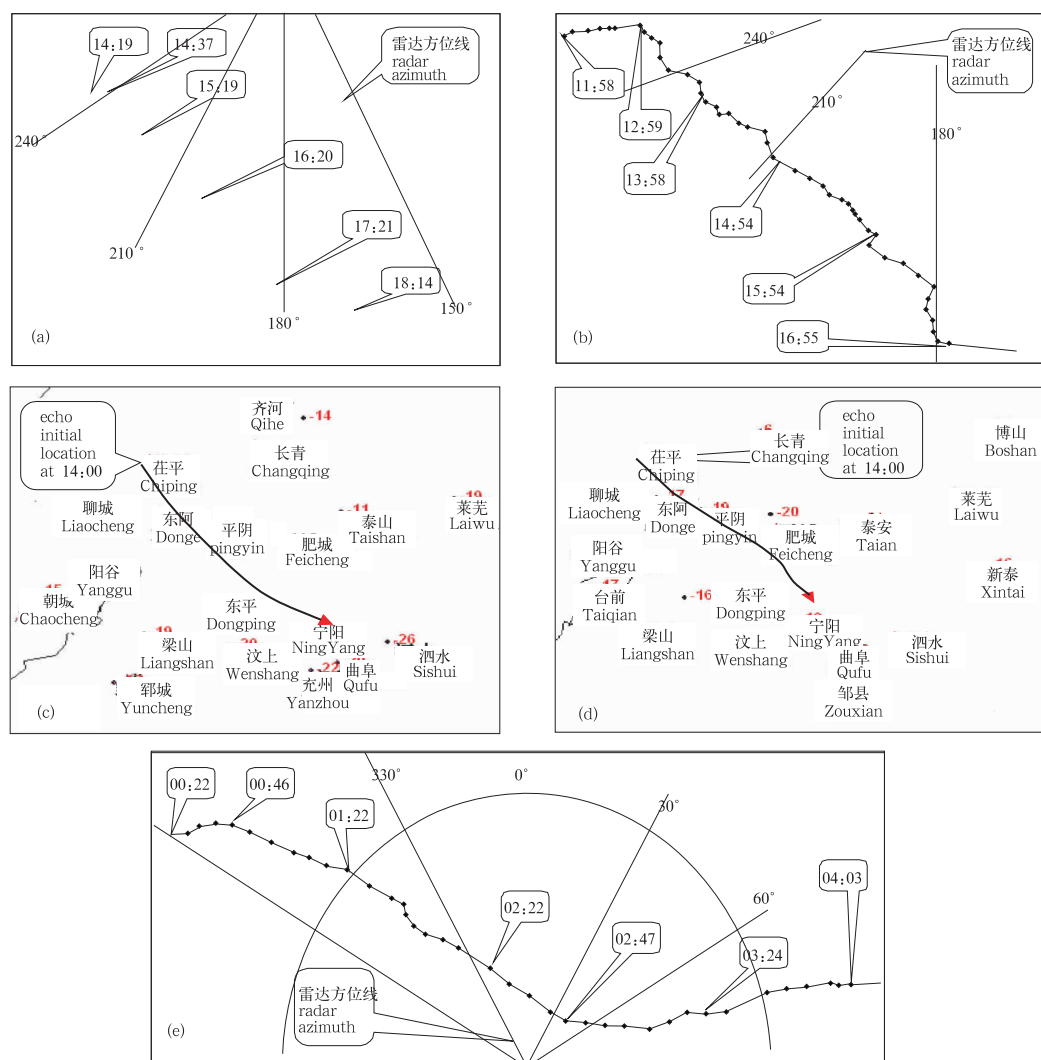


图 4 3 次超级单体风暴过程的移动路径

(a. 0927 风暴移动路径, b. 0624 风暴移动路径, c. 2002 年 9 月 27 日 14 时地面 3 h 变压图, d. 2004 年 6 月 24 日 14 时地面 3 h 变压图, e. 0628 风暴移动路径)

Fig. 4 Supercell storm tracks for storms (a) 0927, (b) 0624, (e) 0628, and surface 3-h allobar charts at (c) 14:00 BST on 27 September 2002 (storm 0927), and (d) 14:00 BST on 24 June 2004 (storm 0624)

流影响基本是向东移动,发展成熟阶段向东南方向移动,消散阶段又偏东移动,都属于右移风暴。

0927 风暴生成于 14:19(图 4a),消散于 18:20,约维持 4 h,造成了轻微灾害,产生了小的冰雹和一般性雷雨大风天气。0628 风暴生成于 00:22(图 4e),消散于 04:10,约为 4 h,造成了严重的冰雹和大风灾害。0624 风暴(图 4b),生成于 11:58,消散于 17:00,历时约 6 h,造成的灾害最为严重,产生了强降雪、强降水、破坏性大风等天气现象。同时,从图 4c、4d 中还可以看出,0927 和 0624 风暴生成后,移动方向是向着地面负变压较大的方向移动。而 0628 风暴在移动路径区域,2003 年 6 月 27 日 23 时 3 h 变压为正变压区,与 0927 和 0624 风暴情况相反。

通过计算,风暴承载层平均风(主要是 850、700、500、400、300 hPa 5 层上的平均风),2002 年 9 月 27 日邢台探空站 08 时平均风速为 17.49 m/s,平均风向为 278°;2003 年 6 月 27 日邢台探空站 20 时平均风速为 18.73 m/s,平均风向为 273°;2004 年 6 月 24 日邢台探空站 08 时平均风速为 15.85 m/s,平均风向为 258°。0927 风暴成熟阶段移动方向为 320°,偏向风暴承载层平均风右侧约 42°,移动速度为 11.0 m/s,是风暴承载层平均风速的 62.9%。0628 风暴成熟阶段移动方向为 300°,偏向风暴承载层平均风右侧约 27°,移动速度为 13.5 m/s,是风暴承载层平均风速的 72.1%。0624 风暴成熟阶段移动方向为 325°,偏向风暴承载层平均风右侧约 67°,移动速度为 7.1 m/s,是风暴承载层平均风速的 44.8%。3 次风暴偏离风暴承载层平均风右侧 30°—70°。

4.2 风暴演变

图 5 给出了风暴初生阶段演变情况,图中所示是组合反射率(CR)产品,可以看出,0927 风暴是多单体生消演变形:初始单体 A1 经过 20 min 后在其右前侧有新的单体 A2 产生,并同步发展,14:37 A1 明显减弱,A2 明显加强,15:01 A1 已经消失,A2 发展成独立的超级单体。0628 风暴是单单体发展而成:从单体形成到成熟为单一单体 B。0624 风暴是多单体并入演变而成:初始单体 C1 经过约半小时的发展后,其右侧大约 25 km 处有单体 C2 生

成,两者之间有新的单体 C3 生成(图 5c,12:59),C3 并入单体 C1,使 C1 加强;13:18 又有新的单体 C4 产生,也并入 C1 中,使 C1 发展成超级单体。

图 6 给出了 3 次超级单体风暴垂直剖面结构(图 6a₁、6a₂、6a₃、6a₄ 是 0927 风暴 15:50 的强度和剖面图,6a₂ 与 6a₁ 对应,是垂直于单体运动方向的剖面,6a₄ 与 6a₃ 对应,是沿着单体运动方向的剖面。图 6b₁、6b₂、6b₃、6b₄ 是 0628 风暴 02:10 的强度和剖面图,6b₂ 与 6b₁ 对应,6b₄ 与 6b₃ 对应。图 6c₁、6c₂、6c₃、6c₄ 是 0624 风暴 14:14 的强度和剖面图,6c₂ 与 6c₁ 对应,6c₄ 与 6c₃ 对应)。可以看出,在垂直结构上,风暴成熟阶段都具有弱回波区(WER)、有界弱回波区(BWER)和回波墙,有界弱回波区下方对应强烈的上升气流区,有利于冰雹的形成。

回波高值区在较高的高度,有利于冰雹的形成和增长(张鸿发,2002)。0624 风暴回波高值区(≥ 55 dBz)厚度在 2—9 km,−20 °C 高度(7.6 km)以上维持较厚的强回波区;0628 风暴强回波区厚度在 2—8 km,−20 °C 高度(7.2 km)以上也存在较强的回波区;这种结构对大冰雹的增长非常有利。0927 风暴强回波区主要在 7 km 以下,冰雹直径相对较小。

5 风暴气流结构分析

5.1 垂直气流结构分析

图 7 给出了 3 次超级单体风暴多层平均径向速度 PPI 产品。超级单体在垂直气流结构上均表现为:低层气旋性辐合,中层气旋性旋转,高层为辐散层。中层气旋性旋转区域对应风暴内部上升气流区。

由图 7 可以看出,0927 风暴低层存在气旋性辐合现象(0.5°—1.5°,2.5 km 以下),中层存在气旋性旋转结构(2.4°—4.3°,3.5—6.2 km),上层存在辐散气流(6.0°,8.5 km)。0628 风暴低层存在辐合现象(1.5°,1.5 km 以下),中层存在气旋性旋转结构(2.4°—6.0°,2.2—5.2 km),高层存在辐散气流(9.9°—14.6°,8.5—12.5 km)。0624 风暴低层存在辐合现象(0.5°,0.8 km),中层存在气旋性旋转结构(2.4°—8.5°,2.6—9.0 km),高层存在辐散气流(10.0°,10.4 km)。

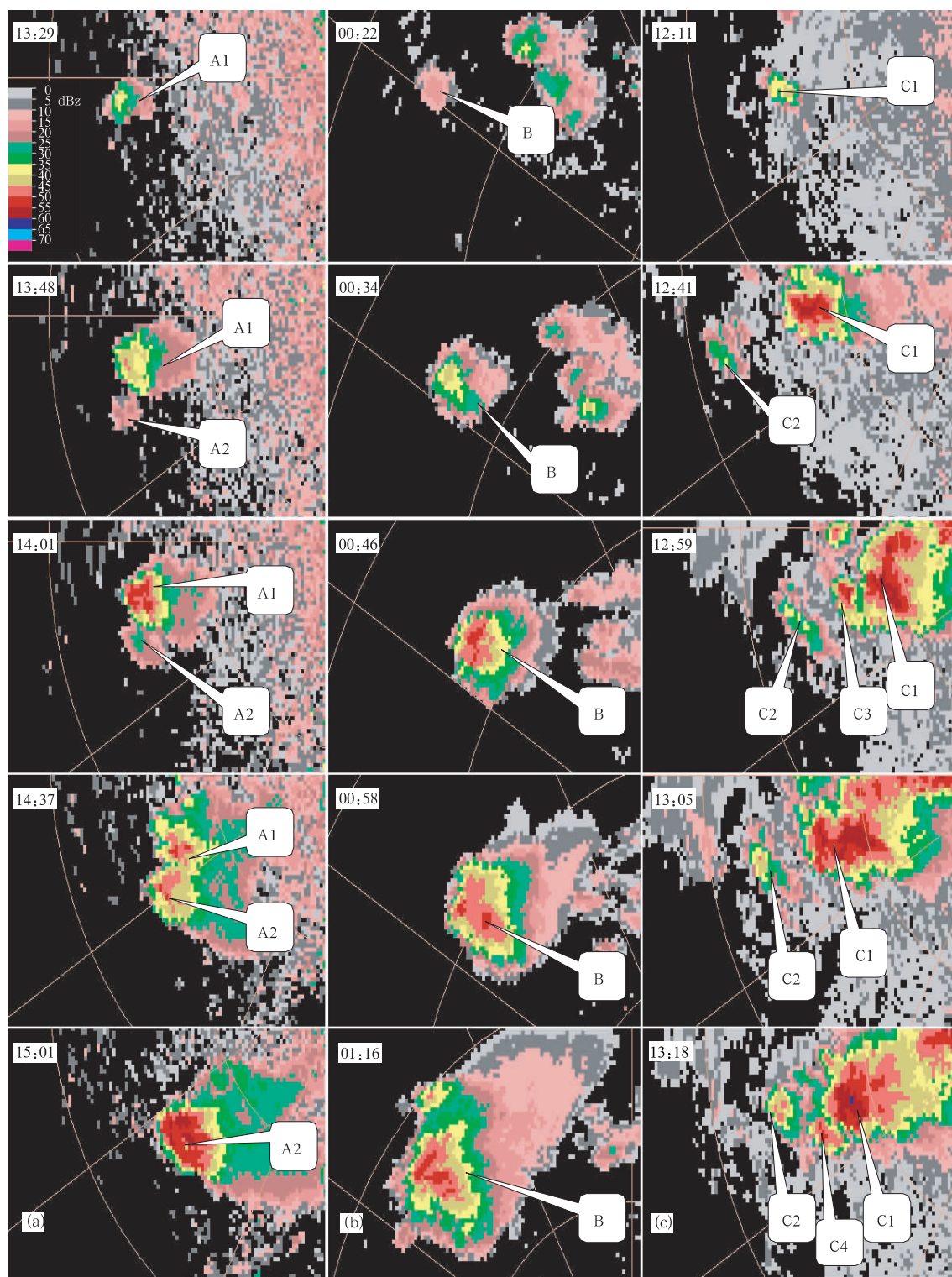


图 5 风暴反射率因子演变图

(a. 0927 风暴, 对应的时次分别是 13:29、13:48、14:01、14:37、15:01; b. 0628 风暴, 对应的时次分别是 00:22、00:34、00:46、00:58、01:16; c. 0624 风暴, 对应的时次分别是 12:11、12:41、12:59、13:05、13:18)

Fig. 5 Temporal evolution of storm reflectivity for storms 0927 (left panels), 0628 (central panels), and 0624 (right panels) at time as indicated

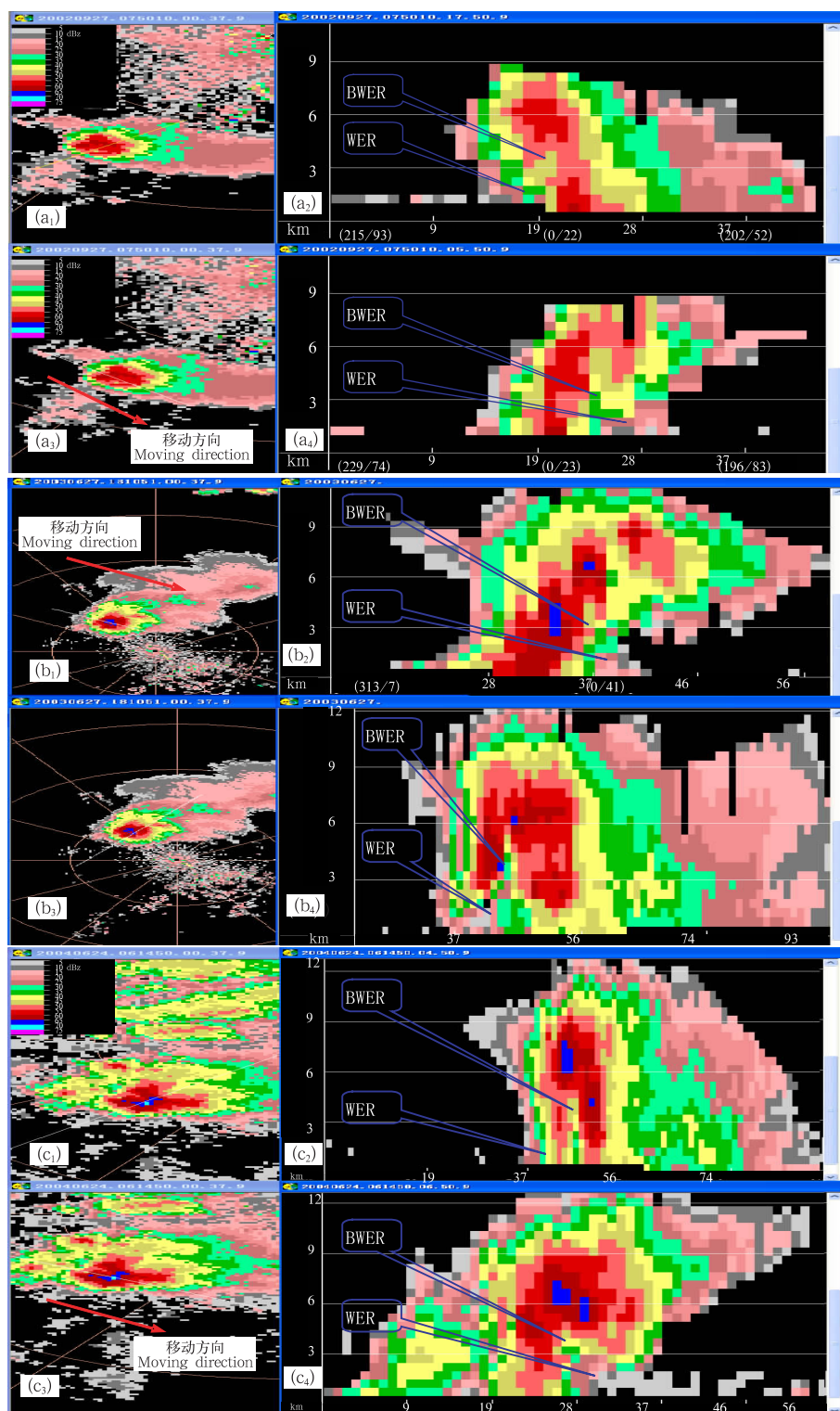


图 6 超级单体风暴 CR 和 RCS 产品

(a_1 、 a_2 、 a_3 、 a_4 是 0927 风暴 15:50 的强度组合反射率(CR)和垂直于单体运动方向、沿着单体运动方向的垂直剖面(RCS), b_1 、 b_2 、 b_3 、 b_4 是 0628 风暴 02:10 的组合反射率和沿着单体运动方向、垂直于单体运动方向的垂直剖面产品, c_1 、 c_2 、 c_3 、 c_4 是 0624 风暴 14:14 的组合反射率和垂直于单体运动方向、沿着单体运动方向的垂直剖面产品)

Fig. 6 Vertical cross sections of reflectivity for storms (a_4 , b_2 , c_4) along and (a_2 , b_1 , c_2) perpendicular to the storm motion at 15:50 BST for storm 0927, 02:10 BST for storm 0628, and 14:14 BST for storm 0624, and corresponding CR maps showing positions of the cross sections (a_1 , b_1 , c_1 ; and a_3 , b_3 , c_3), respectively

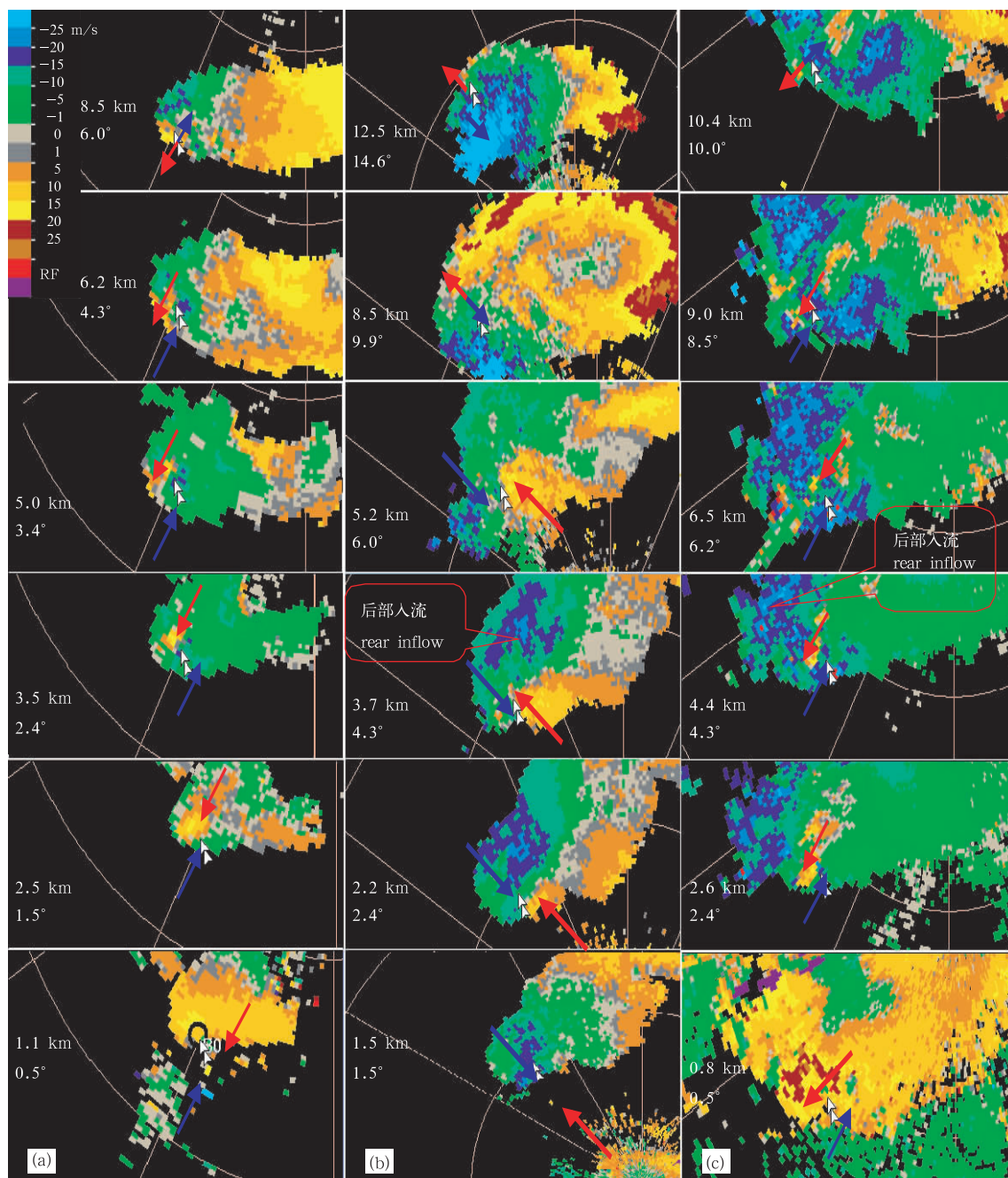


图7 多层平均径向速度 PPI 图

(a. 0927 风暴 15:50, 仰角分别为 0.5°、1.5°、2.4°、3.4°、4.3°、6.0°; b. 0628 风暴 01:58, 仰角分别为 1.5°、2.4°、4.3°、6.0°、9.9°、14.6°; c. 0624 风暴 14:14, 仰角分别为 0.5°、2.4°、4.3°、6.2°、8.5°、10.0°; 双箭头对应中气旋位置)

Fig. 7 Radial velocity PPI maps at 15:50 BST for storm 0927(left panels), 01:58 BST for storm 0628 (central panels), and 14:14 BST for storm 0624(right panels) on elevations as indicated (Double-arrow marks the location of mesocyclone)

中层空气的干燥程度、侵入风暴的高度及强度对风暴形态、风暴低层外流以及风暴结构和生命的维持都有很重要的影响(李耀东等, 2004)。0628 和 0624 风暴的后部中层以上存在较强的入流, 从而产生强的下沉气流, 造成了局地的大风灾害。而 0927 风暴中

层入流相对较小, 造成的地面风力也相对较小。

5.2 风暴中层水平流场结构分析

Segman(1970)在一次强风暴研究中发现 5 km 高度存在双涡式结构。Kropfli 和 Miller(1975)在研究 1973 年 7 月 28 日发生在美国科罗拉多州东北

部的强风暴时,发现 6.4 km 高度存在双涡式结构。Eagleman 和 Lin (1977) 利用双多普勒雷达研究 1974 年 6 月 8 日一次强对流风暴时,发现 5—6 km 高度存在双涡式结构,并对该结构进行了模型构建。

在风暴右前侧存在气旋性旋转,右后侧是反气旋性旋转,外层环境风绕风暴而过,不会吹穿风暴,使风暴得以维持。

图 8 给出了 3 次风暴成熟阶段的中层反射率和

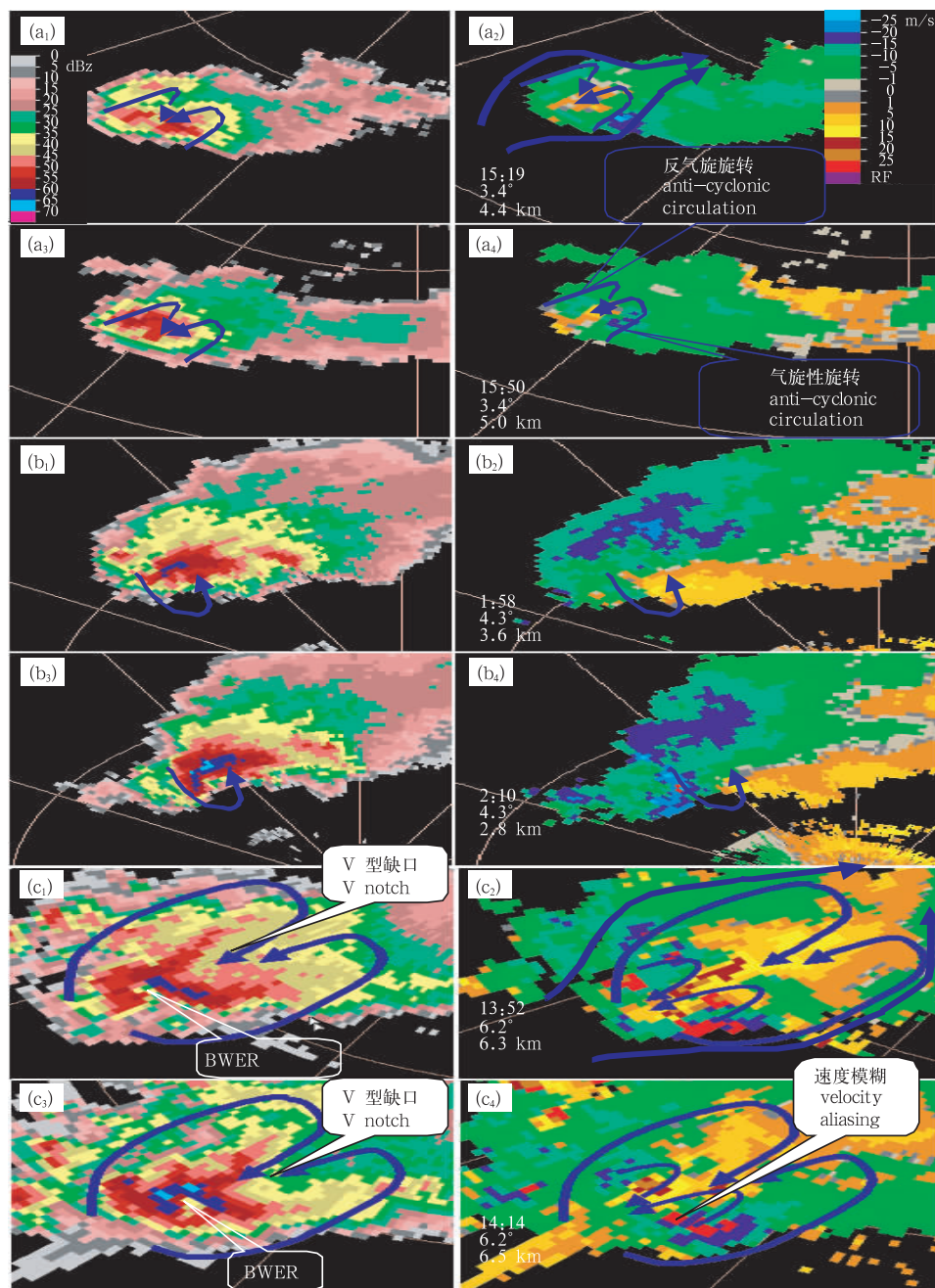


图 8 中层平均径向速度及强度 PPI 图

(a₁, a₂. 0927 风暴 15:19 3.4° 平均径向速度和强度 PPI, a₃, a₄. 0927 风暴 15:50 3.4° 平均径向速度和强度 PPI; b₁, b₂, b₃, b₄ 为 0628 风暴 4.3° 平均径向速度和强度 PPI; c₁, c₂, c₃, c₄ 为 0624 风暴 6.2° 平均径向速度和强度 PPI)
Fig. 8 Relative mean radial velocity/reflectivity PPI maps on elevation 3.4° at (a₁/a₂) 15:19 and (a₃/a₄) 15:50 BST for storm 0927, on elevation 4.3° at (b₁/b₂) 01:58 and (b₃/b₄) 2:10 BST for storm 0628, and on elevation 6.2° at (c₁/c₂) 13:52 and (c₃/c₄) 14:14 BST for storm 0624, respectively

平均径向速度 PPI 图。可以看出 0927 风暴中层(图 8a₂、8a₄)的右前侧气旋式旋转,正负径向速度差值约 35 m/s,右后侧同时存在反气旋式旋转。0624 风暴中层(图 8c₂、8c₄)同样右前侧气旋式旋转,右后侧同时存在反气旋式旋转,气旋式旋转入流出现速度模糊,正负径向速度差值约 57 m/s。对 0624 风暴,由于内部气流的强烈旋转挤压,使得在风暴中层左后侧强度图上形成倒“V”字结构。0624 风暴旋转范围和强度要大于 0927 风暴,双涡管式旋转结构明显,这种深厚的内部环流结构可与环境风相持,形成近似刚体的风暴柱,环境风绕风暴而过,不会吹穿风暴,使得风暴维持一段时间。0628 风暴(图 8b₂、8b₄)右前侧是气旋式旋转,为单涡式的气旋旋转结构。

因此,强对流风暴流场除了垂直方向的对流结构外,风暴中层水平气流表现为不同的旋转结构,旋转有单涡式的气旋式旋转,也有双涡管式旋转结构。

6 结语和讨论

本文应用济南 CINRAD/SA 天气雷达资料,对发生在山东的 0927、0628、0624 风暴过程进行了详细分析,0927 和 0624 风暴受华北冷涡影响,地面中尺度气旋性辐合触发了不稳定能量的释放,0628 受浅槽后的西北气流影响,地面中尺度辐合线触发了不稳定能量的释放。

3 次风暴发展旺盛成熟阶段移动路径偏离风暴承载层平均风右侧 30°—70°,都属右移风暴。0927 和 0624 风暴向地面 3 h 负变压中心移动,为强风暴路径的临近预报提供了路径线索。3 次风暴形成阶段表现为不同的演变特征:0927 风暴表现为多单体传播型,0628 风暴表现为单单体自身发展型,0624 风暴表现为群发单体合并型。发展旺盛成熟阶段都表现为超级单体结构特征。

3 次超级单体风暴垂直流场结构有相似性:低层气旋性辐合,中层近似于气旋性旋转上升,高层气流辐散;中气旋是超级单体重要特征。中层水平流场结构存在较大差异:0927 和 0624 风暴为双涡管式旋转结构,0628 为单涡式的气旋旋转结构;0927 和 0624 风暴双涡管式旋转结构也存在差异,0624 风暴旋转强度及范围明显强于 0927 风暴。

3 次风暴主体均未经过相应的气象台站,缺乏详细的实况资料,给风暴分析带来一定的难度。对于单涡式和双涡管式旋转结构如果能进行数值模拟加以验证将是更为理想的。

References

- Burgess D W, Lemon L R. 1990. Severe thunderstorm detection by Radar//Radar in Meteorology. Amer Meteor Soc, 619-627
- Cao Gangfeng, Zhang Shanjun, Zhu Guanzhong, et al. 1988. Shandong Weather Analysis And Forecast (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 191-208
- Cerniglia C S, Snyder W R. 2002. Development of warning criteria for severe pulse thunderstorms in the northeastern United States using the WSR-88D. Eastern Technical Attachment, No. 2002-03, 14pp
- Edwards R, Thompson R L. 1998. Nationwide comparisons of hail size with WSR-88D vertically integrated liquid water (VIL) and derived thermodynamic sounding data. Wea Forecast, 13:277-285
- Hu Ling. 2004. Analysis of supercell hailstorm characteristics with Doppler radar measurements. Symposium of PRC-USA Nowcasting Forecast Technology for Severe Convective Weather (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 173-176
- Eagleman J R, Lin W C. 1977. Severe thunderstorm internal structure from dual-Doppler radar measurements. J Applied Meteorology, 16(10):1036-1048
- Li Yaodong, Liu Jianwen, Gao Shouting. 2004. On the progress of application for dynamic and energetic convective parameters associated with severe convective weather forecasting. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 62(4):401-409
- Liao Yufang, Yu Xiaoding, Guo Qing. 2003. Case study of a series of severe convective storms based on China new generation weather radar data. J Appl Meteor Science (in Chinese), 14(6):656-662
- Lu Hancheng, Yang Guoxiang. 2000. Mechanism and Forecast of Mesoscale Weather (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 107-108
- Kropfli R A, Miller L J. 1975. Thunderstorm flow patterns in three dimensions. Mon Wea Rev, 103:70-71
- Segman R. 1970. ESSA Doppler radar system. Weatherwise, 23: 70-73
- Yu Xiaoding, Wang Yingchun, Chen Mingxuan, et al. 2005. Severe convective weather warnings and its improvement with the introduction of the NEXRAD. Plateau Meteor (in Chinese), 24 (3):456-463
- Yu Xiaoding, Yao Xiuping, Xiong Tingnan, et al. 2006. Principle

and Operation Application of Doppler Weather Radar (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 314pp

Zhang Hongfa, Zuo Hongchao, Qie Xiushu, et al. 2002. Analysis of echo characteristics of Pingliang hailstorm. *Acta Meteor Sinica* (in Chinese), 60(1):110-115

Zhang Peichang. 2001. *Weather Radar Principle* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 511pp

Zheng Yuanyuan, Yu Xiaoding, Fang Chong, et al. 2004. Analysis of a strong classic supercell storm with Doppler weather radar data. *Acta Meteor Sinica* (in Chinese), 62(3): 317-328

附中文参考文献

曹钢锋, 张善君, 朱官忠等. 1988. 山东天气分析与预报. 北京: 气象出版社, 191-208

胡玲. 2004. 超级单体雹暴的多普勒雷达特征分析. 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, 173-176

李耀东, 刘健文, 高守亭. 2004. 动力和能量参数在强对流天气预报中的应用研究. *气象学报*, 62(4):401-409

廖玉芳, 俞小鼎, 郭庆. 2003. 一次强对流系列风暴个例的多普勒天气雷达资料分析. *应用气象学报*, 14(6):656-662

陆汉成, 杨国祥. 2000. 中尺度天气原理和预报. 北京: 气象出版社, 107-108

俞小鼎, 王迎春, 陈明轩等. 2005. 新一代天气雷达与强对流天气预警. *高原气象*, 24(3):456-463

俞小鼎, 姚秀萍, 熊廷南等. 2006. 多普勒天气雷达原理与业务应用. 北京: 气象出版社, 314pp

张鸿发, 左洪超, 郗秀书等. 2002. 平凉冰雹云回波特征分析. *气象学报*, 60(1):110-115

张培昌. 2001. 天气雷达原理. 北京: 气象出版社, 511pp

郑媛媛, 俞小鼎, 方口等. 2004. 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*, 62(3): 317-328