doi:10.11676/qxxb2015.059 气象学报

山东中西部后向发展雷暴初步研究*

侯淑梅[1] 俞小鼎[2] 张少林[1] 刘 畅[1] 王 俊[3] 万明波[1]
HOU Shumei[1] YU Xiaoding[2] ZHANG Shaolin[1] LIU Chang[1] WANG Jun[3] WAN Mingbo[1]

1. 山东省气象台,济南,250031
2. 中国气象局气象干部培训学院,北京,100081
3. 山东省人民政府人工影响天气办公室,济南,250031
1. *Shandong Meteorological Observatory*, *Jinan* 250031, *China*
2. *China Meteorological Administration Training Centre*, *Beijing* 100081, *China*
3. *Shandong Weather Modification Office*, *Jinan* 250031, *China*
2014-08-22 收稿,2015-04-23 改回.

侯淑梅,俞小鼎,张少林,刘畅,王俊,万明波. 2015. 山东中西部后向发展雷暴初步研究. 气象学报,73(5):819-836
Hou Shumei, Yu Xiaoding, Zhang Shaolin, Liu Chang, Wang Jun, Wan Mingbo. 2015. A preliminary investigation into the back-development thunderstorms in midwestern Shandong Provience. *Acta Meteorologica Sinica*, 73(5):819-836

Abstract Based on eight year long data from the Jinan Doppler Weather Radar, first of all, the concept for the back-development thunderstorms and rules for their identification are given. Secondly, the 75 back-development thunderstorm cases have been selected by examining the Jinan Doppler Weather Radar data from 2005 to 2012, statistical analysis of the back-development thunderstorms has been conducted over the midwestern area of Shandong Province, and then three major conceptual models of the back-development thunderstorm are proposed. Finally, detailed analysis of the evolution modes and physical mechanism for the back-development thunderstorm are conducted by investigating several typical cases. Some clues on the conditions for the initiation, maintenance and development of the back-development thunderstorms in the midwestern area of Shandong Province are revealed and discussed. The results show that: (1) During the back-development events, the shapes of main echoes are always band-like, their lifespans are between 1 to 5 hour, the maximum reflectivity is over 50 dBz, and there are three types of main echo moving paths including northwest, southwest and local generation. (2) The initiation time of the new echoes are mostly at 16:00 - 17:00 BT, and their initial positions concentrate on the northwestern and central areas of Shandong Province, their intensity goes up to 40 dBz within 30 minutes, lifespan is greater than 1 hour, and 74.7% of the new echoes connect with the main echoes. (3) The major disastrous weather produced by the back-development thunderstorm are hail and wind gust, seldom accompanied by severe rain. (4) There are three types of original source regions for the new echoes: moving with the main echo, extending along one direction, and located between two groups of thunderstorms. In the cases of several groups of thunderstorms present, the original source regions of new echoes would lie between two thunderstorm clusters, so that the two groups of thunderstorms tend to merge with each other. (5) When the propagation direction of main echoes intersects its long axis, the direction of that axis will turn, and the intensity in the part of main echoes located further from the new echo will turn weaker; when the propagation direction of main echoes is parallel with its long axis, the new echoes would develop along the extending part of the main echo long axis, leading then the main echoes to strengthening. And, (6) the synoptic-scale weather system provides conditional unstable atmosphere and abundant water vapor, while the boundary layer convergence lines and gust front are the main lifting mechanisms for initiating the new echoes. The suitable low level (0 - 3 km) vertical wind

* 资助课题:国家自然科学基金项目(41275044)、国家973计划项目(2013CB430103)、山东省气象局课题(2012sdqx04、2014sdqxm21)。
作者简介:侯淑梅,研究方向为天气预报及天气气候学。E-mail:shmh0808@136.com
通讯作者:俞小鼎,主要从事天气雷达应用和临近预报技术研究。E-mail:xdyu1962@126.com

shear is conductive to the continuous generation and strengthening for the new thunderstorms. The original source regions of the new echoes would stagnate in the same place due to the block of terrain. The gust front in the leading edge of the cold pool moves downstream along the terrain by the steering of lower-level wind, and then the original source regions of new echoes would move with the gust front.

Key words Back-development thunderstorms, Midwestern part Shandong Province, Spatial-temporal distribution, Classification of radar echo evolution, Modes of new thunderstorm genesis, Physical mechanisms

摘 要 基于山东济南新一代天气雷达多年资料,首先提出后向发展雷暴的概念,并规定了普查标准。通过普查2005—2012年8年济南多普勒天气雷达资料,选取了75个后向发展雷暴个例,分析了山东中西部后向发展雷暴的统计特征,给出了常见的3种后向发展雷暴概念模型。选取典型个例,分别对3种类型后向发展雷暴的演变方式及其物理机制进行了初步分析,为山东中西部后向发展雷暴的生成和演变提供了初步的认识。结果表明:(1)后向发展雷暴主回波以带状为主,生命史1—5 h,最大反射率因子在50 dBz以上,移动路径有西—西北、西南、原地新生3种类型;(2)新回波初生时间发生在16—17时(北京时)最多,初生地点在鲁西北和鲁中山区一带,强度一般在30 min内超过40 dBz,生命史在1 h以上,74.7%的新生回波与主回波合并或连接;(3)山东省中西部具有后向发展特征的对流系统产生的灾害性天气以冰雹和雷暴大风为主,很少伴随暴雨灾害;(4)新回波的源地特征可以分为随主回波移动、沿同一方向延伸以及位于两雷暴群之间3种类型;多个雷暴群共存时,新回波的源地介于两个回波带之间,使二者逐渐趋为一体;(5)当主回波传播方向与其长轴相交时,其长轴方向转向,距离新回波较远的一侧减弱;当主回波传播方向与其长轴方向一致,新回波源地位于主回波长轴的延长线上时,主回波加强;(6)天气尺度系统为后向发展雷暴提供了条件不稳定的大气层结和丰富的水汽,地面辐合线和冷池前沿阵风锋是产生新雷暴的主要抬升触发机制;适当的低层垂直风切变有利于新雷暴持续产生并加强;地形的阻挡使新回波源地在同一地点停滞,冷池阵风锋在低层风引导下沿地形向下游移动,新回波源地也随之移动。

关键词 后向发展雷暴,山东中西部,时空分布,雷达回波演变分类,新雷暴生成模态,物理机制

中图法分类号 P445 P456

1 引 言

对于一个β中尺度对流系统(MCS),其雷达回波的移动向量是平流和传播的合成(Corfidi, et al, 1996;俞小鼎等,2012)。平流是指中尺度对流系统中任何单体一旦形成基本上沿着风暴承载层的平均风移动,而传播是指中尺度对流系统的某一侧不断有新的对流单体生成导致的回波移动。如果平均风方向(平流方向)与回波传播方向交角小于90°,则称为前向传播;如果平均风方向(平流方向)与传播方向交角大于90°,则称为后向传播。通常平流分量与对流系统云层内的平均气流相关很好,而传播分量具有很大不确定性,有些情况下与低空急流的速度和方向具有较大相关(Corfidi, et al, 1996),多数情况下与雷暴下沉气流形成的冷池与低层环境风廓线结构之间的配置关系密切,具体大小和方向不容易确定(Wilson, et al, 1993; Corfidi, 2003)

Bluestein等(1985)利用俄克拉荷马风暴试验11年的雷达资料,将52例飑线分为断线型、后部扩展型、破碎区域型和嵌入区域型4种,并且认为断线型和后部扩展型是线状对流系统最常见的一种形成方式,也是最容易通过天气雷达识别的。其中的后部扩展型,也有人称其为后向新生型(李娜等,2013),属于俞小鼎等(2012)定义的后向传播类。Schumacher等(2005,2008)认为中尺度对流系统组织模式之一"后向传播"通常是造成极端强降水的重要原因,并发现在一次暴雨个例中后向传播导致中尺度对流系统准静止时间超过8 h,造成超过300 mm的极端强降水。Aylward等(2010)针对具有列车效应的对流风暴,将天气尺度强迫的环境特征分为3种类型。Schumacher等(2009)研究造成极端强降水的准静止中尺度对流系统时发现,生成这些中尺度对流系统的环境场低层相对湿度很高,具有中等强度对流有效位能(CAPE)和很小的对流抑制能量(CIN)。俞小鼎(2012)认为造成北京"7.21"极端强降水的原因之一是西风槽前导致暴雨的中尺度对流系统向西南方向的后向传播和构成该系统的众多对流单体在槽前西南风承载下向东北方向的平流近乎抵消而使中尺度对流系统整体移动异常缓慢;张家国等(2013)认为锋前暖低压倒槽内中尺度对流系统后向传播对2011年6月10日发生于武陵山东侧鄂湘交界(通城附近)特大暴雨的形成和增

强起到非常重要的作用。

以上研究表明,平流和传播,尤其是传播过程,对于中尺度对流系统的发生、发展起着非常重要的作用。山东是强对流天气多发区,许多学者对雹暴、下击暴流、飑线等灾害性天气有过深入细致地研究(王俊等,2011a,2011b;朱君鉴等,2008;俞小鼎等,2006a;刁秀广等,2009,2011),但是对中尺度对流系统的分类研究较少,尤其是没有对后向传播类雷暴进行专门深入细致地研究。日常业务中,经常发现一块尺度较大、强度较强的中尺度对流系统在移动过程中,其尾部会有新的对流单体生成,这种新生单体在对流系统上风方的不断生成导致其后向传播。在此称先前的回波主体为主回波,新生的单体为新回波。新回波强度和尺度常常会迅速增强,在短时间内强度增强到 40 dBz 以上,给所经之处造成灾害。这些新生回波,有的与主回波连接在一起,有的相对独立,有的源源不断地反复生成新的对流单体,有的却始终只有一块新生单体。新回波的这些特性,使其具有很大的不确定性,增加了预报的难度。因此,对后向传播或后向发展类的中尺度对流系统进行深入研究,认识其发生和演变规律,了解其发生和演变的环境场特点,对于雷暴和强对流天气短时临近预报会有重要指导价值。在本研究中,重点通过天气雷达对后向发展雷暴的雷达回波特征进行分析,揭示其演变规律,并加以分类,探讨新回波的产生机制。

2 资料和方法

2.1 资 料

使用的资料主要有高空和地面常规观测资料,部分国家级气象观测站逐时观测资料和部分区域自动站资料,济南齐河多普勒天气雷达 CINRAD/SA (36°48′10″N,116°46′51″E)探测数据,分辨率为 1°×1°、间隔为 6 h 的 NCEP/NCAR 再分析资料(Kalnay, et al,1996)。统计时间为 2005—2012 年共 8 年,每年统计雷暴相对活跃的 5—8 月。

2.2 方 法

本研究所指的后向发展雷暴,与引言中所说的后部扩展型或后向新生型雷暴有相似之处,但也有不同的地方:(1)新生回波不一定要与主回波合并或连接,不像后向新生型那样新生回波必须与主回波合并;(2)主回波在形成阶段其后向新生的回波不在统计范围之内,只有当主回波形状和移动方向基本明确后,其后向有新雷暴生成才列入统计样本。上面提到的后部扩展型是指对流系统在形成过程中,新生单体位于对流系统的后部。本研究所指的后向发展雷暴不完全等同于后部扩展型,其包括的范围更广,因此称这些在主回波的后部有新雷暴生成的雷暴称为后向发展雷暴。由于主回波的形态和移动方向已基本确定,值班预报员的关注重点往往在主回波上,对于其后向是否还能产生新的单体缺乏有效预报能力,经常漏报这些可能迅速变得强大并产生灾害的新生单体。

普查标准如下:(1)主回波大于 30 dBz,回波尺度超过 40 km,强中心 45 dBz 以上;(2)新回波给山东造成灾害,或者新回波 20 dBz 以上范围大于 20 km×10 km,强度不小于 40 dBz,持续时间超过 20 min;(3)新生单体与主回波的距离在 50 km 以内。当同时满足上述 3 个条件时,统计为 1 个后向发展雷暴个例。根据以上条件,普查济南 SA 雷达组合反射率因子产品,2005—2012 年共得到 75 个后向发展雷暴个例,普查方式为人工主观判断。

2.3 后向发展雷暴模型

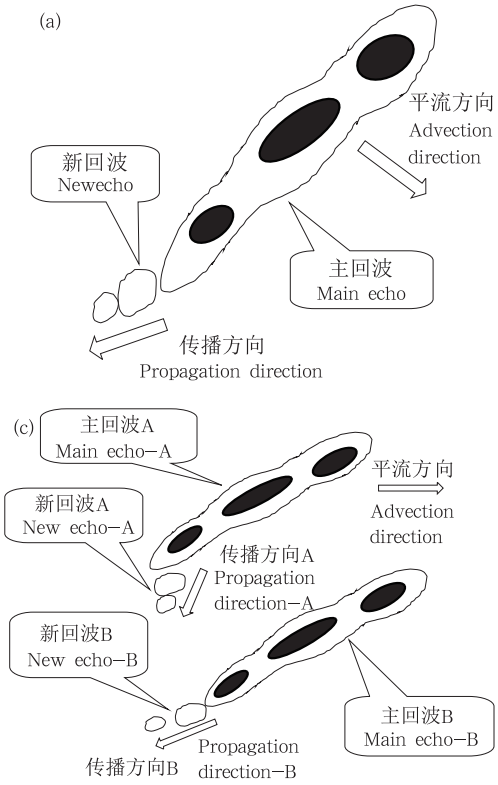
受环境场及周围其他雷暴群的影响,后向发展雷暴有多种形式。在新生地点只生成一块新回波称为非连续新生,在新生地点连续产生多个单体称为连续新生。75 个后向发展雷暴个例中共有 65 例(86.7%)为连续新生,10 例为非连续新生。本研究着重对这 65 个连续新生后向发展雷暴样本进行分析研究,根据这 65 例新回波的源地变化特征,将后向发展雷暴分为 3 种类型:(1)新回波源地随主回波移动;(2)新回波源地沿同一方向延伸;(3)新回波源地位于两雷暴群之间(图 1)。

第 1 种类型,新回波源地相对于主回波的位置不变称为新回波源地随主回波移动(图 1a)。该类共 29 例,有以下两种情况:第 1 种情况共 26 例,主回波移动过程中,其尾部不断有新雷暴生成,新回波源地一直处于主回波的尾部。新回波初生地点在变,但相对于主回波的位置不变。新单体生成后,或合并到主回波,或跟随主回波一起移动。若主回波初始的长轴方向与传播方向垂直,则长轴方向将转向,逐渐趋于与传播方向平行,回波主体趋于带状。第 2 种情况,主回波整体成准静止状态,其尾部不断有新单体生成。新回波的初生地点不变,相对于主

回波的位置也不变。新回波始终在同一地点新生，生成后汇入主回波，边移动边加强，逐渐成为主回波新的中心。此种情况只有 3 例，其中有 2 例发生在章丘附近，可能与章丘处于鲁中山区北坡特殊的地形特征有关。第 2 种情况的主回波有不止一个强中心，而是多个强中心镶嵌在 30 dBz 以上的回波带中。在观察者看来，整个回波带看似为准静止状态，位置强度均无明显变化，其实内部的强中心点像麦浪一样波动，新回波不断生成并替代老回波。因为主回波的平流矢量与传播矢量方向相反，大小相同，使得作为二者矢量和的回波整体移动矢量近乎为零，造成回波停滞(俞小鼎等，2006b，2012a)。

第 2 种类型，主回波的传播方向上产生多个分散的对流单体，称为源地沿同一方向延伸(图 1b，共 11 例)。这些单体初生时尺度小，强度弱，沿同一方向间断排列，并且沿着传播方向不断延伸。随着新生单体强度增强，范围扩大，新生单体逐渐连接成线状，沿着平流方向移动。新回波大多不与主回波合并，随着主回波的移出，新回波带逐渐成为新的主回波。

第 3 种类型，当有两个或多个雷暴群共存时(图 1c，共 25 例)，上游主回波 A 尾部的新生单体位于两个雷暴群之间，其长轴方向逐渐转向，未来或者与下游主回波 B 连接，或者逐渐减弱。下游主回波 B 的传播方向一般为源地随主回波移动型。



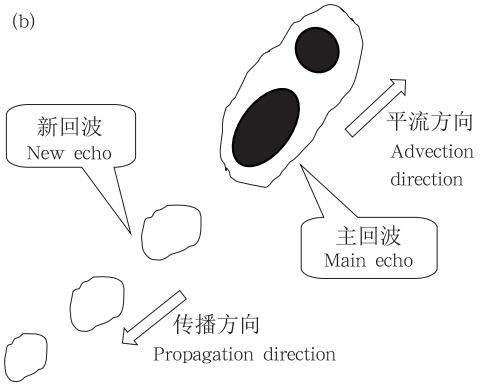


图 1 后向发展雷暴模型

(a. 源地随主回波移动，b. 源地沿同一方向延伸，c. 源地位于两雷暴群之间；轮廓线外圈 30 dBz，内圈 50 dBz)

Fig. 1 Schematic for the back-development thunderstorm model (a. original source region moving with the main echo, b. original source region extending along the same direction, c. original source region located between two groups of thunderstorms; outer contour is 30 dBz, inner contour is 50 dBz)

3 后向发展雷暴的统计特征

3.1 时间分布特征

3.1.1 不同时间尺度变化特征

根据 2005—2012 年的 75 个样本，分别统计了后向发展雷暴的年际变化、月际变化和日变化(图 2)。后向发展雷暴的年际变化(图 2a)显示，2007 年发生频率最高，共出现了 18 次，其次是 2005 年，共出现了 13 次；最少的是 2011 年，只出现了 2 次。后向发展雷暴的月际变化特征(图 2b)表明，7 月出现频率最高，共出现了 29 次，5 月最少，只有 6 次。后向发展雷暴新回波开始时间是指在组合反射率产品上强度大于 5 dBz、尺度大于 3 km×3 km 新生单体出现的第 1 时间。从它的日变化可见(图 2c)，峰值出现在 16—17 时(如无特别说明，时间均为北京时)，为 8 次。这 8 例中有 6 例为连续新生，其中有

5 例属于源地随主回波移动类。谷值出现在 01—02 时和 17—18 时,为 0 次。

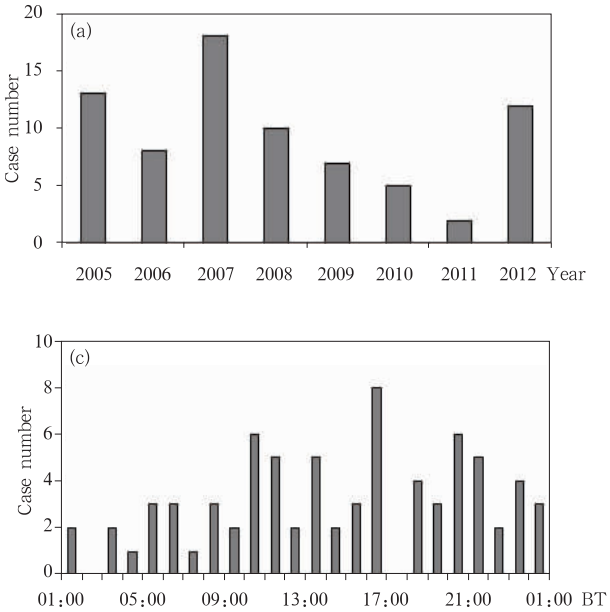


图 2 后向发展雷暴的时间分布特征

(a. 年际变化,b. 月际变化,c. 起始时间的日变化)

Fig. 2 Features of the time distribution of the back-development thunderstorms

(a. inter-annual variation, b. inter-monthly variation, c. daily variation of start time)

3.1.2 持续时间

主回波的生命史(主回波的尺度和强度达到2.2 节中普查标准的前提下,其形状基本固定计为开始时间,30 dBz 回波消失时记为结束时间)均在 1 h 以上,最长的超过 10 h(图 3)。从 1 h 间隔频率看,生命史在 2—3 h 的个例最多,为 25 例。这 25 例中,有 21 例为连续新生,其中源地位于两雷暴群之间个例最多,有 10 例,其次是源地随主回波移动类,有 8 例。总体上看,主回波的生命史大多集中在 1—5 h,共 58 例,占 77.3%,其中在 2—5 h 的个数最多,共有 53 例,占 70.7%。

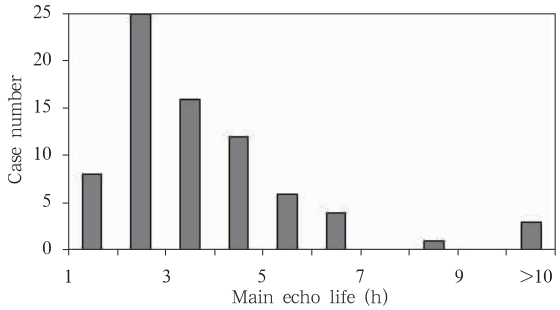


图 3 主回波的生命史

Fig. 3 Lifespan of main echoes

新生回波的生命史分布(图4)表明,新回波从

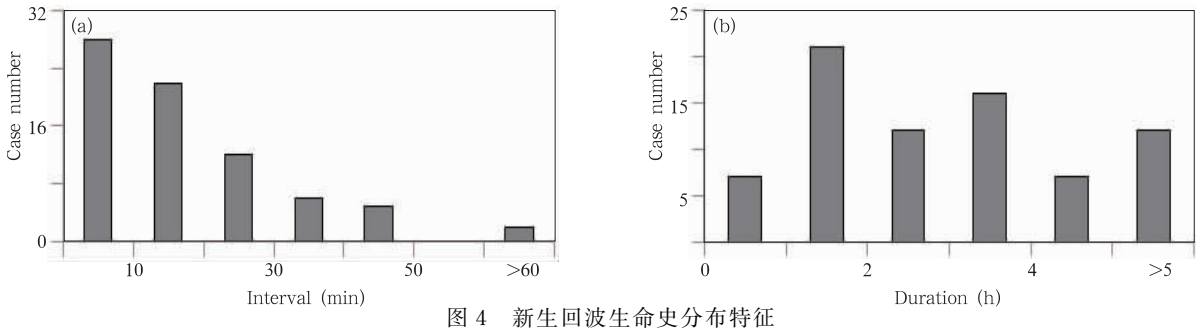


图 4 新生回波生命史分布特征

(a. 新回波初生到强度最强的时间间隔, b. 最强中心持续时间)

Fig. 4 Frequency for new echoes vs. the interval between birth and the strongest (a) and the duration of the strongest center (b)

初生到强度最强的时间间隔(图 4a)在 10 min 之内的个例最多,有 28 例,占 37.3%,在 50—60 min 没有个例。30 min 之内的共有 62 例,占 82.7%。62 例中,有 52 例为连续新生,其中源地随主回波移动类有 24 例,源地沿同一方向延伸有 8 例,源地位于两雷暴群之间有 20 例。可见,绝大多数的新回波能在 30 min 之内强度增强到 40 dBz 以上,说明后向发展雷暴的新回波,发展速度快,强度强,从生成到产生强对流天气往往只需 30 min,而且前两个体扫由于尺度小(一般小于 20 km),很难判断该回波是否能达到预警的程度。因此对这类迅速发展的新生回波的预警难度很大。

新回波强度达到最大值后会持续一段时间,持续时间最长的为 8 h 26 min,属源地随主回波一起移动类;最短的只有 18 min。从图 4b 可见,持续时间在 1—2 h 的个例最多,为 21 例,占 28.0%。21 例中,有 14 例为连续新生,其中源地位于两雷暴群之间的个例最多,有 7 例。持续时间在 3—4 h 的个例次之,有 16 例,持续时间小于 1 h 和 4—5 h 的个例最少,分别有 7 例。

3.2 主回波和新生回波地理分布特征

在雷达有效探测范围内主回波在各处都会出现,但出现在鲁西北和鲁中地区的几率比其他地区大。主回波的路径主要有 3 条:西—西北路径、西南路径和原地新生(图 5)。

西—西北路径共有 45 例,占 60.0%。45 例中 41 例为连续新生,其中源地随主回波移动有 19 例,源地沿同一方向延伸有6例,源地位于两雷暴群之

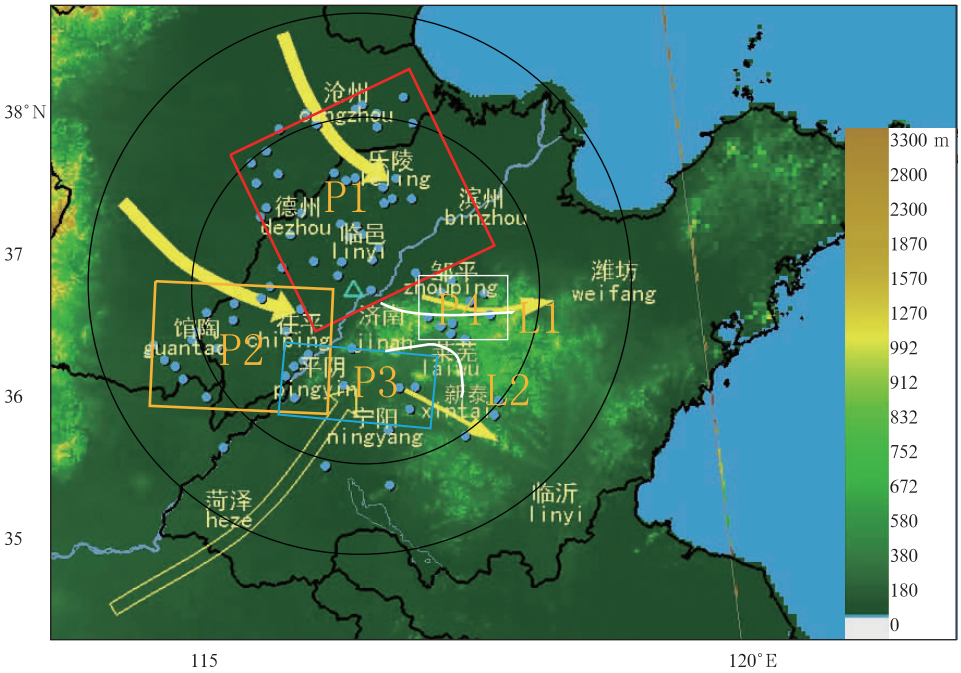


图 5 后向发展雷暴的地理分布

(底图颜色:蓝色为海洋,陆地底色代表地形高度,图右侧为地形高度图例;蓝色圆点是新回波初生地点,三角为齐河雷达站;黑色圆圈是雷达探测范围:外圈半径 230 km,内圈半径 150 km;箭头为主回波路径:黄色实心箭头表示西—西北路,黄色空心箭头表示西南路,黄色细箭头表示原地新生;白色曲线表示原地新生类主回波新生原地 L1 和 L2;方框为新回波初生地集中区域:红色为 P1 区,黄色为 P2 区,蓝色为 P3 区,白色为 P4 区)

Fig. 5 Geographical distribution of the back-development thunderstorms

(blue represents sea, land color represent the height of the terrain with the legend shown at right; blue dot is for birthplace for new echo; blue triangle is the Qihe radar station; black circle is the radar coverage with the outer radius 230 km and the inner radius 150 km; arrow is the path of main echo: shaded yellow arrow represents west to northwest, hollow yellow arrow represents southwest, thin yellow arrow represents local generation; white line L1 and L2 represent the birthplace of main echo for emergence, box represents the centralized locations of birthplace for new echoes: among which red is P1, yellow is P2, blue is P3, and white is P4)

间有 16 例。该类主回波来自河北省,主要影响鲁西北和鲁中地区。回波带进入鲁中山区时,常在鲁中山区的北侧迎风坡激发出新的对流单体,不仅增强了原有回波的强度,还延长了回波的影响时间。该类主回波初期往往是单单体雷暴,在发展演变为多单体风暴的过程中,常有大片层状云降水回波发展,与强大的积云回波相连。从河北省中东部移来的主回波从西北方向进入山东,新单体的初生位置(在组合反射率因子产品上,强度不小于 5 dBz、尺度大于 3 km×3 km新生单体出现的地点,定为新回波的初生地点)一般位于德州、乐陵和临邑一带(图 5,P1 区),也有少数出现在邹平、章丘一带(图 5,P4 区);从河北省南部移来的主回波从西方进入山东,新单体的初生位置主要集中在两个区域,一个位于馆陶、茌平和东阿一带(图 5,P2 区),另一个位于平阴、宁阳和曲阜一带(图 5,P3 区)。

西南路径共有 15 例,占 20.0%。15 例中 12 例为连续新生,其中源地随主回波移动有 5 例,源地沿同一方向延伸有 3 例,源地位于两雷暴群之间有 4 例。该类主回波从河南进入山东,雷达有效探测范围均可能受其影响。回波带进入鲁中山区后,其尾端在鲁中山区南侧常产生新的对流单体,并随主回波一起移动。该类主回波一般带有大片的层状云降水回波。新回波初生地大多集中在鲁中山区南部,即图 5 的 P3 区,也有部分出现在鲁中山区北部济南、章丘、淄川一带(图 5,P4 区)。

原地新生是指主回波在山东境内生成并发展,共有 15 例,占 20.0%。15 例中 12 例为连续新生,其中源地随主回波移动有 5 例,源地沿同一方向延伸有 2 例,源地位于两雷暴群之间有 5 例。该类主回波以孤立单单体雷暴居多,后期出现合并,一般不存在层状云降水回波,主要影响鲁中的东部或南部地区。主回波的初生地点集中在两个区域:一个是济南、章丘到淄川一带,位于鲁中山区北坡(图 5,L1),另一个是泰安、莱芜到新泰一带,位于鲁中山区的南坡(图 5,L2)。此类主回波是由于地形影响而形成,是局地产生的小尺度雷暴单体,但发展速度快,强度强,在短时间迅速发展成多单体强风暴或者超级单体风暴。回波发展初期往往呈准静止状态,达到一定强度后随引导气流移动,多数向偏东方向移动。新生单体的初生位置与主回波相似,大多数集中在图 5 的 P4 区,可能也与地形有关。

3.3 形态及尺度特征

75 例后向发展雷暴个例中,共有 56 例(74.7%)新回波与主回波发生合并或连接,造成合并处强度增强;有 19 例(25.3%)新回波与主回波没有合并。56 个合并个例中有 51 例(91.1%)为连续新生,其中源地随主回波移动有 22 例,源地沿同一方向延伸有 6 例,源地位于两雷暴群之间有 23 例。有的连续新生单体自成一体,有的开始与主回波合并,后期又与主回波分离。

定义回波带长宽比大于 2:1 为带状,否则为块状。主回波有 48 例(64.0%)是带状,27 例是块状。连续新生的后向发展雷暴,趋于发展为带状,甚至发展为飑线。尺度(持续 2 个体扫以上的最大尺度)超过 100 km 的有 28 例。

新回波第 1 次出现时尺度较小,高于 10 dBz 的回波一般 3—5 km,个别超过 10 km。新回波最大尺度大于 30 km 的有 62 例(82.7%),其中 56 例属连续新生,源地随主回波移动、源地沿同一方向延伸和源地位于两雷暴群之间 3 种类型分别有 25 例、9 例和 22 例。可见,连续新生单体容易发展成为尺度较大、强度较强的中尺度对流系统。

新回波的形状(大于 30 dBz 回波的形状)有 47 例为块状,28 例为带状。这些带状回波是由块状发展演变而来。

3.4 强度特征

主回波的最大反射率因子均在 50 dBz 以上,其中有 12 例超过 60 dBz。当新回波生成后,主回波有 26 例呈减弱趋势,49 例(65.3%)主回波的强度不变或增强。一般情况下,主回波远离新回波一侧强度减弱,靠近新回波一侧强度不变或增强。分析其原因,可能是主回波靠近新回波一侧的环境场有利于新雷暴的生成和发展,远离新回波一侧的环境场不利于新雷暴的生成和发展;再者,新回波生成后可能截获了相当一部分水汽供应,导致远离新回波一侧的主回波强度由于水汽供应的明显减少而减弱。

新回波初生时强度一般在 30 dBz 以下,其中有 28 例(37.3%)初生时强度小于等于 20 dBz;有 15 例(20.0%)初生时强度超过 40 dBz,其中 14 例为连续新生,7 例为源地位于两雷暴群之间型。新回波的最强强度为 45—50 dBz,一般不大于主回波的强度。有 64 例(85.3%)新回波强度达到 50 dBz 或以上,其中 6 例强度达到 60 dBz,源地随主回波移动型

和源地位于两雷暴群之间型分别有 3 例。

新回波生成后,有的在原地加强,有的边移动边加强。有 57 例(76.0%)新回波生成后移动速度不小于 30 km/h,说明新生单体大多数是边移动边加强的。有 7 例新回波生成后移动速度不到10 km/h,这些新回波生成后基本在原地发展,强度均超过 50 dBz,持续时间为 1.0—4.5 h,从初生到最强的时间间隔均在 30 min 内,其中有 6 例属于连续新生。

3.5 灾害特征

后向发展雷暴产生的灾害性天气主要是冰雹、雷暴大风和暴雨,一般是两种以上灾害相伴出现,单一灾害的个例较少。主回波有 24 例(32.0%)产生灾害性对流天气,其中 21 例产生冰雹,14 例产生雷暴大风,只有 4 例产生暴雨。24 例中,有 21 例为连续新生,其中 12 例为源地随主回波移动型,8 例为源地位于两雷暴群之间,只有 1 例为源地沿同一方向延伸型。

新回波有 18 例(24.0%)产生灾害性天气,其中 14 例产生冰雹,14 例产生大风,只有 5 例产生暴雨。18 例均为连续新生,其中 11 例为源地随主回波移动型,7 例为源地位于两雷暴群之间型。

可见,山东省中西部具有后向发展特征的雷暴(无论是主回波还是新回波)产生的灾害性天气以冰雹和雷暴大风为主,暴雨并非主要灾害性天气。源地随主回波移动和源地位于两雷暴群之间两种类型的回波易产生灾害性天气。

4 后向发展雷暴的雷达回波演变特征及物理机制

由于天气系统不同,环境场特征千差万别,后向发展雷暴的演变特征具有多种形式。根据 2.3 节的分类,下面通过典型个例,分别对每类的雷达回波演变特征进行分析,同时探讨新回波产生的物理机制。

4.1 源地随主回波移动

4.1.1 源地位于主回波尾部

2006 年 6 月 16 日受横槽转竖影响,鲁西北和鲁中北部出现雷雨大风和局地冰雹天气。16 日 20 时 14 分在庆云到沾化一带有多块对流单体形成两条东北—西南向带状多单体风暴,称之为主回波 A,内中有多个 55 dBz 的强中心。主回波 A 向东偏南方向移动。20 时 32 分(图 6a),主回波 A 的后部(传播方向与主回波移动方向交角 180°,与主回波长轴相交),泊头的东部有小块对流单体生成,强度 15 dBz,尺度小于 10 km,称其为新回波 A。主回波 A 继续向东南方向移动,其尾部不断产生新回波。新回波源地随着主回波移动,始终处于主回波尾部(庆云与泊头之间)。新回波 A 范围迅速增大,强度迅速增强。21 时 02 分(图 6b),新回波 A 已发展成为中心强度60dBz、范围30km×50km的强对流

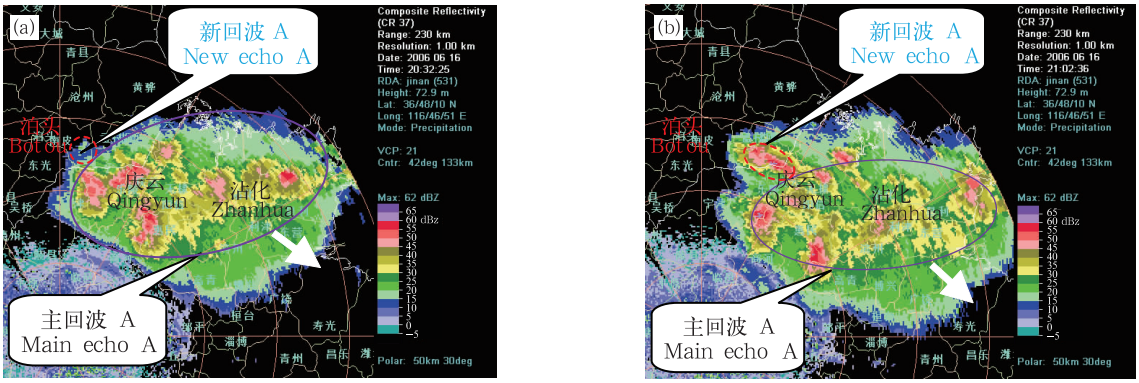


图 6 2006 年 6 月 16 日 20 时 32 分(a)和 21 时 02 分(b)济南 SA 型天气雷达组合反射率因子的演变

(紫色实线圈为主回波范围,红色虚线圈为新回波范围,白箭头为主回波移动方向)

Fig. 6 Jinan SA radar composite reflectivity evolution of the back-development thunderstorm at 20:32 (a) and 21:02 BT (b) 16 June 2006

(the purple solid circle represents the range of main echo, the red dashed circle represents the range of new echo, and the white arrow represents the movement direction of main echo)

单体,并且与主回波 A 相连接。新回波 A 的后部继续重复着新生、加强和合并。主回波 A 东侧逐渐减弱,西侧逐渐加强。22 时 52 分,主回波 A 的长轴由东北—西南向转为西北—东南向,与移动方向和传播方向平行。此次过程的特点是新回波位于主回波的尾部,传播方向(新回波源地)与主回波移动方向相反,与主回波长轴相交,且随主回波一起移动;主回波长轴转向,强度增强。

此例主回波从西北路进入山东,位于地面辐合线后部东北风区域内,新回波的初生地点在泊头与庆云之间。从山东省地面加密自动站资料可见,地面辐合线从 16 日 12 时进入山东后逐渐向南移动。辐合线附近有窄带回波(图 7a),并随辐合线向南移动。研究表明,弱窄带回波一般对应边界层辐合线,如冷锋或干线前沿的辐合线、雷暴出流边界、海风锋辐合线和地形导致的辐合线等(Wilson, et al, 1986, 1993; 张培昌等, 2001; 俞小鼎等, 2006b, 2012a)。说明这期间有弱冷空气侵入山东,在冷、暖空气交界面形成辐合线产生窄带回波。Wilson 等(1986,1993,1997)研究发现,平坦地区暖季多数雷暴都起源于边界层辐合线附近。可见,鲁西北地区窄带回波的出现,预示着该区域可能将有对流天气发生。实际上,与辐合线对应的窄带回波出现 4 h 后,18 时 07 分在河北省的东光、泊头一带(图 7a 窄带回波的西端)生成多块弱的对流单体(图略),逐渐发展成为主回波 A。

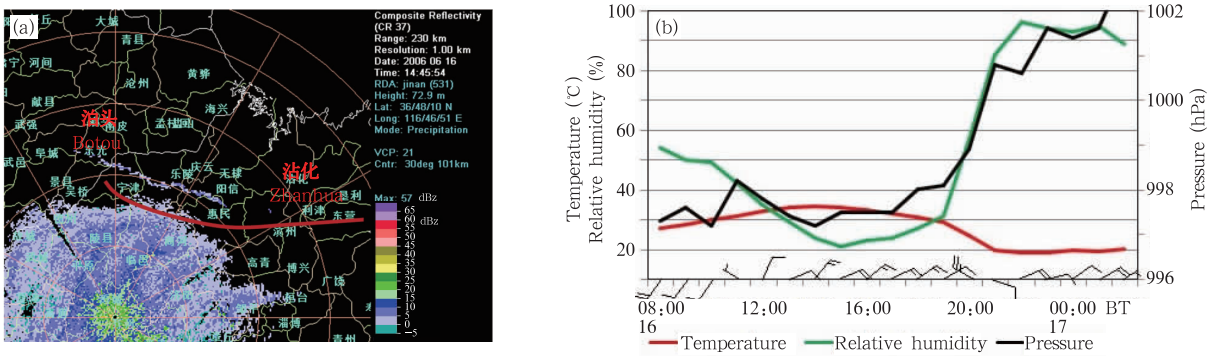


图 7 2006 年 6 月 16 日 14 时 45 分济南 SA 型天气雷达组合反射率因子(a)和 16 日 08 时—17 日 02 时庆云站地面观测要素的演变(b)(图 7a 中棕色实线为 15 时地面辐合线)

Fig. 7 Jinan SA radar composite reflectivity at 14:45 BT 16 June 2006 (a) and the evolution of the surface elements from 08:00 BT 16 June to 02:00 BT 17 June at the Qingyun station (b) (the brown solid line in Fig. 7a is the convergence line at 15:00 BT)

从庆云站的地面因子演变(图 7b)可见,15—19 时,气温缓慢下降,气压缓慢回升,这是日变化和北方弱冷空气入侵共同作用造成的;19—21 时,地面要素发生突变,气温明显下降,气压急剧上升,2 h 变温 −9.4℃,变压 2.7 hPa,相对湿度上升 54%。该站 12 时转为东北风,风速 4 m/s,14 时风速增大到 6 m/s,20 时风速达 10 m/s,且风向为西北风,与环境风场东北风相异。16 日 20 时地面图(图略)上,山东省受准东西向的倒槽控制,辐合线位于鲁中山区附近,冷高压从内蒙古中东部延伸到华北中部,高压主体并没有进入山东。以上种种观测事实表明,19—21 时庆云站气象要素的突变不是冷空气入侵造成的,而是风暴中降水蒸发冷却导致的冷空气不断下沉扩展而形成的近地面冷池的前沿阵风锋经过所导致的。Doviak 等(1984)指出,阵风锋一般发生在 700 m 高度以下。庆云距雷达站的距离约 126 km,0.5°仰角的高度为 1.1 km,因此在雷达图像上无法探测到阵风锋。从 0.5°仰角雷达径向速度图(图略)可见,从 20 时 26—50 分,在主回波 A 的后部,庆云与乐陵之间为辐散,最大正、负速度分别为 1 m/s 和 −5 m/s,这是下沉气流造成的,进一步验证了阵风锋的存在。

对比庆云与其东西两侧的无棣和乐陵两站的气温变化(表 1),16 日 19 时 3 站的气温接近,20—21 时,庆云站的气温明显下降,无棣和乐陵的气温虽也在下降,但下降幅度明显小于庆云。16 日 20 时—17 日 01 时,庆云与无棣和乐陵的温差超过 1℃,最大温差超过 3℃。可见,这期间庆云站一直处于地

面冷池中心。从雷达组合反射率因子的演变(图略)可见,19 时 19 分庆云处于主回波 A 的前沿,19 时 50 分主回波 A 中 50 dBz 回波经过庆云站。在因降水蒸发导致的冷空气补偿下沉气流与尾部入流共同作用下,20 时 32 分在庆云与泊头之间形成新回波 A(图 6a),这正是径向速度图上出现辐散气流的时间。

表 1 2006 年 6 月 16 日 19 时—17 日 02 时庆云、无棣和乐陵气温对比(单位:℃)

Table1 Temperature comparison among the stations of Qingyun, Wudi and Leling from 19:00 BT 16 to 02:00 BT 17 June 2006 (unit:℃)

站点	16 日					17 日		
	19 时	20 时	21 时	22 时	23 时	00 时	01 时	02 时
庆云	29.3	24.7	19.9	19.0	18.8	19.7	19.4	20.3
无棣	29.2	26.1	22.9	21.8	21.9	20.8	20.6	20.7
乐陵	29.7	28.7	21.0	22.0	20.9	20.3	20.9	20.9

Corfidi(2003)指出,无论风暴是前向还是后向传播,实测风、热力因子和冷池阵风锋的移动速度和方向是估测风暴单体传播速度和方向的 3 个要素。因此,弱冷空气入侵与地面冷池前沿阵风锋的共同作用,导致庆云站附近暖湿空气抬升,产生新的雷暴单体。随着主回波的移动,冷池及其前沿阵风锋的位置也随之移动,新回波的初生地点也随之移动,在组合反射率因子图上就表现为新回波源地随主回波一起移动。可见,此次个例弱冷空气入侵和地面冷池前沿阵风锋共同作用是产生新回波的主要动力机制。

Droegemeier 等(1985,1987)通过三维数值模拟试验首次发现,如果存在合适的低层(0—3 km)风垂直切变,近地面冷池前沿的阵风锋能够触发其前面暖湿空气产生较强的垂直上升运动,对触发新的风暴单体非常有利。从济南 SA 雷达速度方位显示风廓线 VWP 产品发现(图略),16 日 08—18 时,2.1 km 以下为西南风,以上为西北风,形成显著的风垂直切变;同时,低层风为暖平流,有利于条件不稳定层结的产生和维持。19 时 50 分,地面转为东南风,说明处于地面倒槽的顶端,不仅增强了地面辐合,而且增大了与中高层西北风的风垂直切变,有利于新对流风暴的发展和维持。

4.1.2 源地位于同一地点

2012 年 7 月 29 日受华北冷涡影响,鲁西北东部和鲁中北部出现雷阵雨。29 日 16 时 32 分在邹平、桓台、广饶到寿光北部有一条东北—西南向的带状回波,称之为主回波 A。主回波 A 向东北方向移动,内有多个 50—55 dBz 的强中心。16 时 50 分(图 8a)在章丘西侧生成多个小块的对流单体,称之为新回波 A。新回波 A 逐渐发展加强向东伸展,17 时 50分(图8b)新回波A已经与主回波A合并,中心

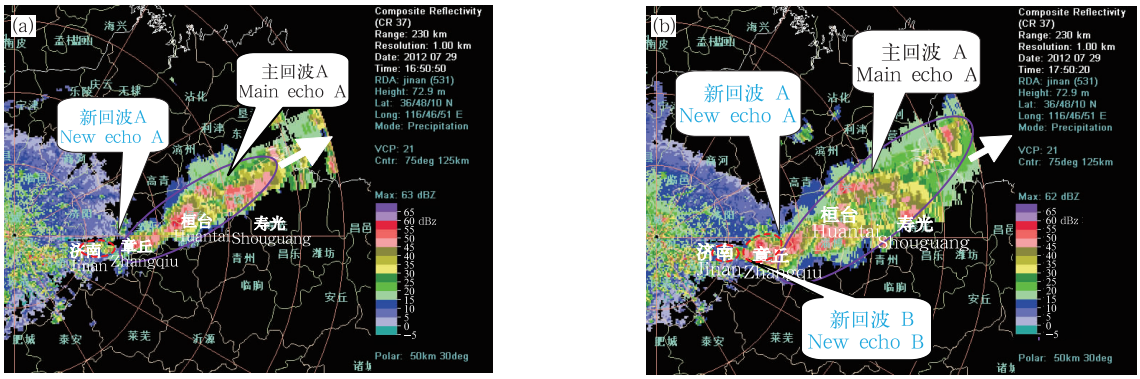


图 8 2012 年 7 月 29 日 16 时 50 分(a)和 17 时 50 分(b)济南 SA 型天气雷达组合反射率因子的演变(说明同图 6)

Fig. 8 Jinan SA radar composite reflectivity evolution of the back-development thunderstorm at 16:50 BT (a) and 17:50 BT (b) 29 July 2012 (meanings of all the symbols are the same as that in Fig. 6)

最大强度高达 60 dBz。章丘的西侧仍然不断有新回波生成,称之为新回波 B。此次过程的特点是新回波的生成源地不变,一直位于章丘的西侧,处于鲁中山区的北坡。新回波生成后,向东移动与主回波合并。主回波紧邻新回波一侧强度加强,远离新回波一侧强度减弱。传播方向与主回波移动方向相反,与主回波长轴近似平行。

29 日 08 时章丘站对流有效位能(CAPE)为 1920 J/kg,对流抑制能量(CIN)为 205 J/kg,抬升凝结高度只有 904.8 hPa。用 14 时地面气温和露点订正后,对流有效位能高达 3074 J/kg,对流抑制能量只有 60 J/kg。说明当天该站上空具有充足的对流有效位能和较小的对流抑制能量,只需较小的动力抬升即有可能产生对流天气,一旦启动对流,将产生强烈的垂直运动。14 时,850 hPa 以下水汽辐合中心位于鲁中山区北侧(图略),正是图 8 中回波带的位置,章丘站正处于水汽辐合中心控制之下;同时,700 hPa 以下 θ_{se} 暖脊呈东北—西南向位于鲁西北地区东部、鲁中山区北侧到河南省北部,西南气流将暖湿空气源源不断地输送到章丘站一带。16 时 32 分—19 时 01 分,章丘附近回波顶高 14—17 km,即 150 hPa 以上,08 时 150 hPa 气温为 -59℃。因此,章丘站附近对流云底部不断有暖湿空气输送,保持底部的高温高湿,高层强烈的辐射冷却使云顶温度降低,有利于该站上空对流有效位能消耗之后继续重建,保证对流在同一地点能维持较长时间。

29 日 14 时地面辐合线位于鲁西北地区,地处鲁中山区北坡的邹平、桓台气温分别为 36.6℃、37.1℃,比周边测站气温高 1—2℃,积聚了较高的能量。15 时两站附近有热对流发展,17 时,地面辐合线移到鲁中山区北坡沿山一带(图 9a),章丘站处于辐合线上,3 h 降温的大值中心 -6℃位于邹平附近。辐合线前部为西南风,后部为东北风,受地形阻挡,鲁中山区北坡沿山一带为西北偏西风。锋面和地形的双重作用,在鲁中山区北坡产生较强的抬升力,加之充足的热力条件,致使该处源源不断地产生新的雷暴单体,发展演变成主回波 A。18 时,冷池中心位于章丘站,该站 1 h 气温下降 7.7℃,气压上升 0.9 hPa,相对湿度上升 27%(图 9b)。受山脉阻挡,18—19 时辐合线一直处于鲁中山区北坡沿山地带,与山脉走向一致;冷池中心一直堆积在章丘站附近。辐合线东侧西南暖湿空气源源不断向此地输送,导致章丘站附近不断产生新的雷暴单体。随着下沉冷空气的增多,在地面东北风的引导下,冷池沿山脉向西南移动,济南站 20—21 时气温急剧下降,1 h气温分别下降 3.3 和 3.7℃,新雷暴的初生地点也由章丘站转到济南站附近,章丘附近雷暴趋于减弱。

有研究表明,在中等强度低层(0—3 km)风垂直切变环境条件下,低层环境风垂直切变与地面冷池相互作用是对流激发的重要机制(陈明轩等,2012;王婷婷等,2011)。根据18时雷达VWP产

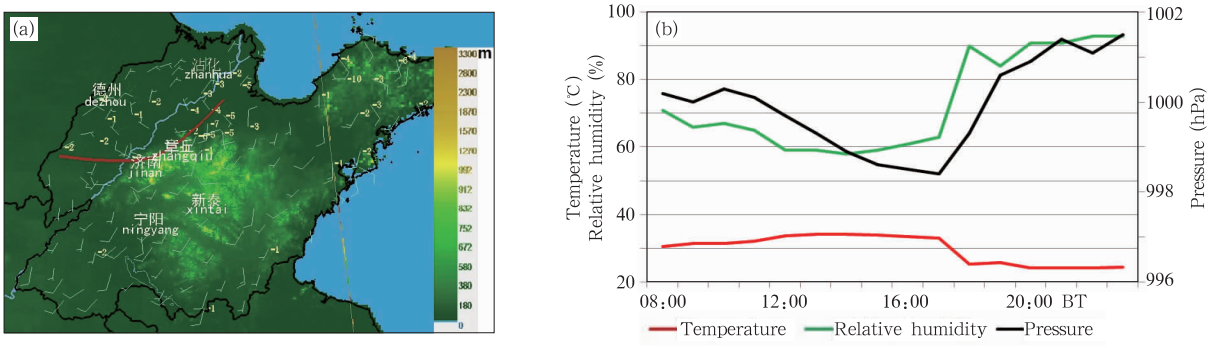


图 9 2012 年 7 月 29 日 17 时地面风(单位:m/s)、3 h 变温(单位:℃)和辐合线(a)以及 29 日 08—23 时章丘站地面要素的演变(b)(图 9a 中棕实线为辐合线,填图为 3 h 变温;底图颜色同图 5)

Fig. 9 Wind (unit: m/s), 3 h variation of the temperature (unit: ℃) and the convergence line at 17:00 BT 29 July 2012 (a), and the evolution of the surface elements from 08:00 BT to 23:00 BT 29 July 2012 at the Zhangqiu station (b) (the brown solid line in Fig. 9a is for the convergence line, plotting is for the 3 h variation of temperature, color for background is the same as that in Fig. 5)

品,用两个固定高度间风矢量差的绝对值代表风垂直切变大小(俞小鼎等,2012),得到低层 0—3 km 风垂直切变为 7 m/s,属中等强度的风垂直切变(俞小鼎等,2012),与上述研究结果一致。可见,在较好的热力条件下,锋面、地形、冷池前沿阵风锋和风垂直切变共同作用,是产生雷暴并使之维持的动力机制;地形的阻挡,导致地面冷池和辐合线长时间在山前维持,是新雷暴源地不变的重要原因;冷池在地面东北气流引导下,沿山脉向西偏南方向移动,新回波源地随之移动。

4.2 源地沿同一方向延伸

2008 年 8 月 10 日,受华北冷涡影响,鲁西北和鲁中北部出现雷阵雨天气。10 日 22 时 17 分在河北省的衡水、枣强、清河一带有对流云发展,称其为主回波 A。11 日 00 时 45 分(图 10a)主回波 A 已发展成 80 km×50 km、中心强度 50 dBz 的对流风暴,向偏北方向移动。距离主回波 A 尾部约 10 km 处生成一小块新的对流单体,称之为新回波 A。之后,在主回波 A 的南侧,沿着偏南方向迅速生成多个对流单体。这些对流单体排列成线状,发展迅速,统称为新回波 A。11 日 01 时 46 分(图 10b),新回波 A 逐渐连接合并成为一条中心强度 55 dBz 的线状中尺度对流系统,其前端与主回波 A 连接,其南—西南方仍然连续不断地有新回波生成并逐渐与其连接,使新回波 A 强度增强、范围扩大。此例新回波在主回波的尾部新生,新生地点在主回波移动方向的反向延长线上延伸。主回波逐渐移出并减弱,新回波迅速加强并逐渐成为新的主回波,其移动方向的反向延长线上持续不断有新回波生成。

10日20时地面倒槽从鲁西南向北延伸到河北省北部(图略),冷高压位于内蒙古中部到河北省北部。从雷达 VWP 产品可见,21 时 03 分(图略)地面为东北风,0.6—2.1 km 为南风,2.1 km 以上为西北风,低层暖平流有利于条件不稳定层结和对流有效位能的维持。此时雷达站北侧,在河北省海兴、山东省庆云、沾化到商河一带有多个对流风暴。22 时 35 分(图 11a),从地面到对流层高层风向依次为东北—北—西北,说明冷空气已完全入侵,冷锋抬升暖湿空气产生雷暴。此时图 10a 中的主回波 A 处于发展阶段。11 日 00 时 01 分,地面转为东南风,00 时 57 分(图 11b)东南风上升到 0.6 km 高度,说明近地面暖湿平流增强,不仅向雷暴区输送暖湿空气,提高了大气的条件不稳定度,有利于对流有效位能消耗之后的重建,而且增大了低层(0—3 km)的垂直风切变,环境条件更加有利于新生雷暴的维持和加强。此时新回波 A 已生成,并开始发展。可见,冷空气入侵后,地面再次建立暖湿平流,暖湿空气沿冷垫爬升是产生此次新雷暴并维持发展的原因。

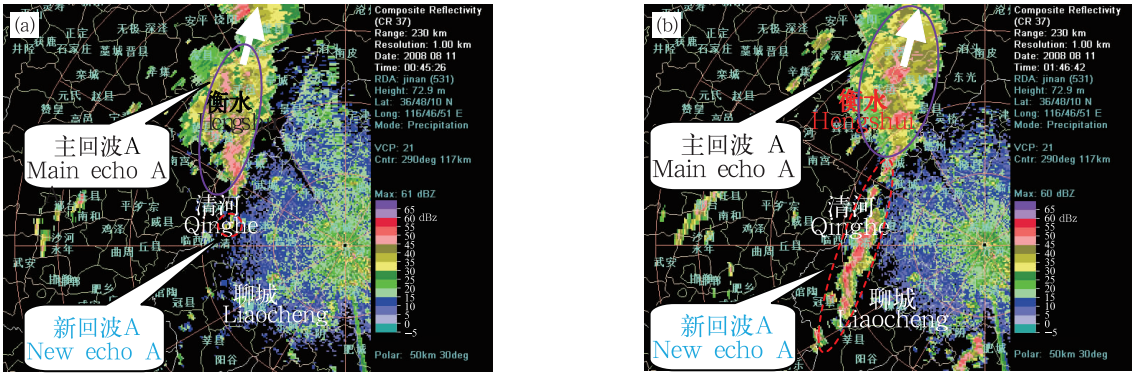


图 10 2008 年 8 月 11 日 00 时 45 分(a)和 01 时 46 分(b)济南 SA 型天气雷达组合反射率因子的演变(说明同图 6)

Fig. 10 Jinan SA radar composite reflectivity evolution of the back-development thunderstorm at 00:45 BT (a) and 01:46 BT (b) 11 August 2008

(meanings of all the symbols are the same as that in Fig. 6)

沿新回波区 116°E 做剖面(图 12)可见,10 日 20 时(图 12a),344 K θ_{se} 暖脊伸展到 38°N 上空850 hPa,38°N 以北 900 hPa 以下为北风,冷空气楔从近地面层侵入到 θ_{se} 暖脊,冷暖交绥区的上空形成较强

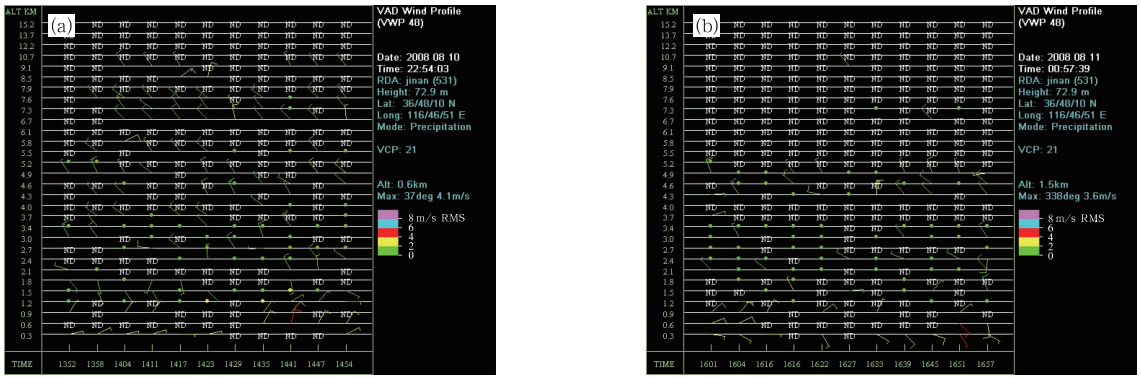


图 11 2008 年 8 月 10 日 21 时 52 分—22 时 54 分(a)和 11 日 00 时 01 分—00 时 57 分(b)济南雷达速度方位显示的风廓线(VWP)产品(横坐标为世界时)

Fig. 11 Jinan SA radar VAD wind profile from 21:52 to 22:54 BT 10 (a) and from 00:01 to 00:57 BT 11 (b) August 2008 (*X*-axis is time in UTC)

的上升运动。22 时 17 分形成的主回波区位于冷空气楔的前沿。上升运动区随高度向北倾斜,有利于上升气流中形成的降水质点脱离上升气流,因而不会因拖曳作用减弱上升气流的浮力,有利于雷暴进一步加强和发展(俞小鼎等,2006b)。

11 日 02 时(图 12b),冷空气楔向南推进到 37°N,θ_{se}锋区梯度增大。锋区前沿既是 θ_{se}暖脊,也是南北风的交界面,主回波区和新回波区均位于 θ_{se}锋区内。主回波上空 900 hPa 以上均为南风,主回波的平流方向向北,900 hPa 以下冷空气向南推,造成 θ_{se}锋面暖空气一侧(主回波的南侧)不断产生新的雷暴。可见,低层冷空气向南楔入 θ_{se}暖脊,锋面抬升暖湿空气,是此次后向发展雷暴的动力因素,二者交绥点的暖区一侧为新回波初生地。从1000 hPa θ_{se}演变(图略)可见,地面辐合线位于锋区前沿,主回波位于辐合线后部北风区内,辐合线附近、冷空气的前沿与暖空气交绥处是新回波的易发地,新回波区的延伸方向即是南方暖湿空气的来源方向。

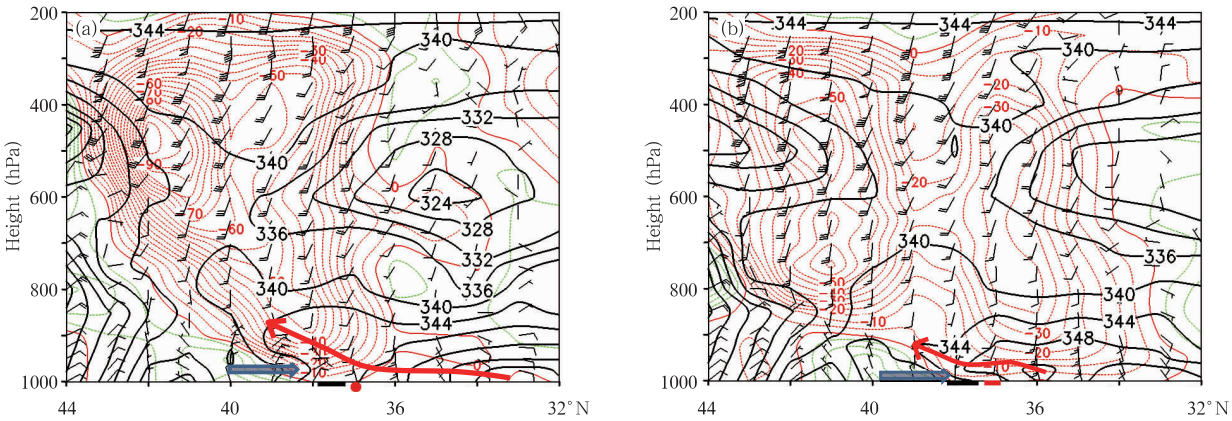


图 12 2008 年 8 月 10 日 20 时(a)和 11 日 02 时(b)沿 116°E θ_{se}(黑色实线,单位:K)及垂直速度(虚线,单位:10^{-4} hPa/s)的经向剖面(红色虚线为上升速度,绿色虚线为下沉速度,风矢为水平风;红色单线箭头代表 θ_{se}暖脊,蓝色实心箭头代表冷空气楔移动方向;图 a 的黑色实心长方形为 11 日 00 时 45 分的主回波区,红色圆点代表该时刻的新回波初生地;图 b 的黑色实心长方形为 11 日 01 时 46 分的主回波区,红色实心长方形为该时刻的新回波区)

Fig. 12 Vertical cross-session along 116°E of θ_{se} (black solid line, unit: K) and the vertical velocity (dashed line, unit: 10^{-4} hPa/s) at 20:00 BT 10 (a) and 02:00 BT 11 (b) August 2008 (red dashed line is upward and green is downward, wind arrow is horizontal wind; red line arrow is the warm ridge of θ_{se}, shaded blue arrow is the moving direction of cold air; black shaded rectangle is the area of main echo, and red dot is the birthplace for new echo at 00:45 BT 11 August 2008 in the Fig. 12a; black shaded rectangle is the area of main echo, and red shaded rectangle is the area of new echo at 01:46 BT 11 August 2008 in the Fig. 12b)

4.3 源地位于两雷暴群之间

受冷涡影响,2010 年 6 月 17 日山东省大部分地区出现雷雨大风,局部冰雹天气,造成严重灾害。

阶段一(源地位于两个雷暴群之间):17 日 17 时 49 分雷达探测区域有 3 个雷暴群,一个分布在雷达北侧南皮到沧州附近,中心强度 55 dBz,范围 30 km×80 km,呈南北向带状,称其为主回波 A;第 2 个位于雷达站附近陵县到平原一带,中心强度 55 dBz,范围 25 km×50 km,呈北东北—南西南向带状,称其为主回波 B;第 3 个呈块状,位于雷达南侧平阴一带,中心强度 55 dBz,范围 20 km×20 km ,称之为主回波 C。3 个雷暴群均向东移动。18 时 19 分(图 13a),在主回波 A 与 B 之间生成多个小块对流单体,每块尺度均小于5km,中心强度20—30dBz。

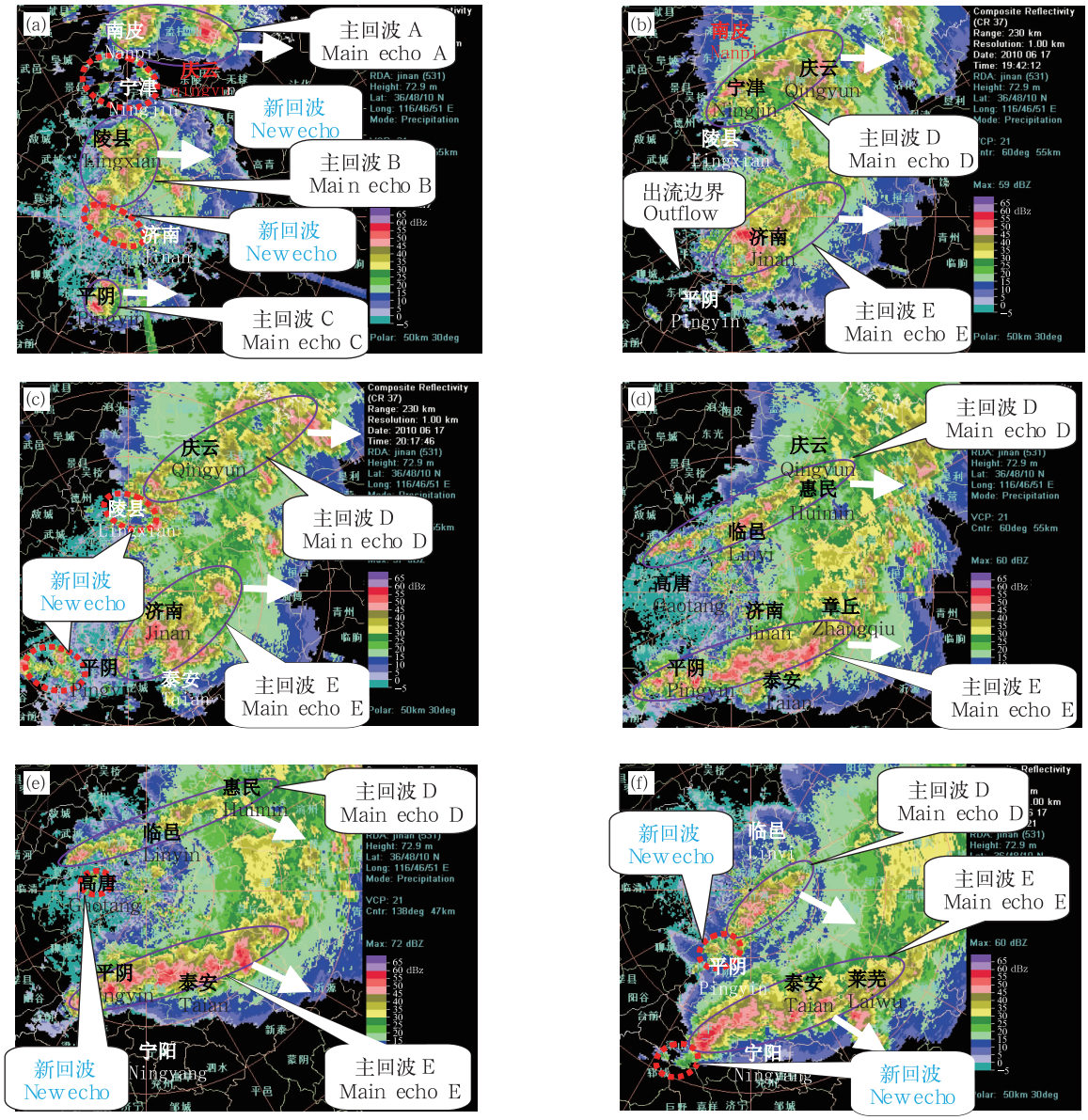


图 13 2010 年 6 月 17 日济南雷达组合反射率因子的演变
(a. 18 时 19 分, b. 19 时 42 分, c. 20 时 17 分, d. 20 时 53 分, e. 21 时 17 分, f. 22 时 22 分;说明同图 6)

Fig. 13 Jinan SA radar composite reflectivity evolution of the back-development thunderstorm at 18:19 (a), 19:42 (b), 20:17 (c), 20:53 (d), 21:17 (e) and 22:22 BT (f) 17 June 2010
(meanings of all the symbols are the same as that in Fig. 6)

在主回波 B 与 C 之间,于 18 时 01 分生成的两小块单体已发展成为中心强度 50 dBz、尺度 20 km 的块状回波。之后,在主回波 A 与 B 和 B 与 C 之间不断生成小块对流单体,并逐渐加强增大;同时主回波 B 逐渐分裂,北部与主回波 A 合并,南部与主回波 C 合并。19 时 42 分(图 13b)3 个雷暴群逐渐演变为两个,均为东北—西南向带状,北侧回波带位于宁津、庆云、无棣一线,中心强度 50 dBz,称之为主回波 D,南侧回波带位于长清、济南到济阳一线,中心强度 60 dBz,称之为主回波 E。主回波 E 的尾部在长清到聊城一带产生出流边界,预示着未来在出流边界方向将有新的对流单体生成(Wilson, et al, 1993,1997)。此阶段特点是新回波初生地点位于两个雷暴群之间,并逐渐连接两个雷暴群,使之逐渐趋为一体,传播方向与主回波移动方向垂直(二者交角近 90°)。

阶段二(源地转向):20 时 17 分(图 13c),主回波 D、E 的长轴均为东北—西南向。主回波 D 的强度减弱,强中心断裂,强中心之间有弱回波区连接;其尾部(西南侧)陵县一带生成多块对流单体,尺度小于 5 km,强度 20—30 dBz。主回波 E 西侧相距 40 km 处生成多块对流单体,这些单体 20 时 05 分生成,此时已发展成为中心强度 45—50 dBz、尺度 30 km 左右的对流单体群。之后,主回波 D 与 E 的西—西南侧不断生成新的对流单体且迅速发展,分别与主回波 D 与 E 合并。阶段一主回波 A 与 B 的传播方向均位于南侧,阶段二的传播方向均转到主回波的西南侧,新回波的源地发生转向。可见,新回波的源地相对于主回波的位置不是固定不变的,可能在以主回波主轴尾部为中心方向的 ±45°范围内发生摆动。此时,传播方向与主回波带长轴方向一致,主回波呈发展趋势。20 时 53 分(图 13d),主回波 D 与 E 已分别发展成东北—西南向的飑线,中心强度 50—55 dBz。两条飑线平行,相距约 100 km。此阶段的特点是新回波初生地点位于主回波尾部的西南或西侧,传播方向与主回波长轴方向一致,与主回波移动方向的交角为 135—180°,带状回波加强为飑线。

阶段三(源地随主回波移动):21 时 17 分(图 13e),主回波 D 在临邑一带断裂,北段减弱东移,南段(仍称之为主回波 D)尾部的南侧高唐一带生成一小块对流单体。新回波源地从阶段二位于主回波西南侧转到南侧,发生二次转向。主回波 D 南段逐渐与新回波合并,其长轴由东北—西南向逆转为北东北—南西南向。同时,新回波的源地又逐渐转到其西南侧,处于主回波 D 长轴的延长线上,并随主回波一起移动。主回波 D 尾部与主回波 E 之间的距离缩短到约 20 km。主回波 E 与主回波 D 相似,其西南侧不断产生新的对流单体并与之合并,新回波源地与主回波长轴方向一致。由雷达风廓线产品可知,此时 3—5 km 由原来的偏西风转为西北风,主回波 D、E 的移动方向也随之由东移转为东南移。22 时 22 分(图 13f),主回波 D、E 分别演变为北东北—南西南和东东北—西西南方向的回波带,强度不断加强,新回波源地分别与二者的长轴方向一致。此阶段的特点是,主回波 D 的新回波源地经历两次转向,主回波 D 的长轴随之转向;主回波 E 的长轴方向基本不变,传播方向与主回波长轴方向一致,主回波加强。在 4.1.1 节中所描述的对流系统出现与该结论相同的特征。

综上所述,后向发展雷暴的传播方向与主回波移动方向的夹角介于 90°—180°。新回波的出生源地有的紧邻主回波尾部,有的与主回波尾部相距 10—50 km;有的在同一位置不变,有的随主回波一起移动,有的沿同一方向向远处延伸。新回波生成后,有的与主回波连接、合并,并逐渐取代主回波,有的自成一体,成为新的主回波。当有多个雷暴群共存时,新回波的初生地点位于雷暴群之间,中部雷暴群断裂并分别与南北两侧雷暴群合并。当两个雷暴群并行时,上游方向雷暴群的长轴逆转,其尾部与下游雷暴群之间距离缩短。当主回波传播方向与主回波长轴相交时,主回波长轴方向转向,远离新回波一侧强度减弱;当主回波传播方向与主回波长轴方向一致时,新回波源地位于主回波长轴的延长线上时,主回波加强。

17 日 08 时 500 hPa 华北冷涡位于内蒙古中部,850 hPa 暖温度脊从河南经鲁西南、鲁中伸向山东半岛。山东省内陆地区白天最高气温 34—37℃,大气静力不稳定度较大,积累了充足的对流有效位能。20 时,冷空气入侵鲁西北,850 hPa 暖温度脊转为东西向控制鲁西南地区,鲁西北和鲁中成为冷暖交绥的主要区域。

17 日 14 时 1000 hPa 等压面(图略)θ_{se}暖脊从鲁西南向北伸到河北省中东部,辐合线位于 θ_{se}暖脊

顶端,辐合线附近风速 4—6 m/s,辐合较弱,山东省处于倒槽东侧东南风气流控制。20 时(图 14a),北方冷空气侵入河北省东部到山东省西北部,θ_{se}暖脊被挤压成双峰脊。新回波的初生地就发生在冷空气侵入 θ_{se}暖脊的侵入点。辐合线位于鲁西北地区,辐合线东侧东南风风速为 6—10 m/s,比 14 时明显增大,有利于暖湿空气向辐合线处输送。可见,北方冷空气侵入河北与山东交界处,冷暖空气交绥,辐合增强,暖湿空气抬升产生雷暴,冷空气侵入 θ_{se}暖脊的侵入点是新回波的易发地。

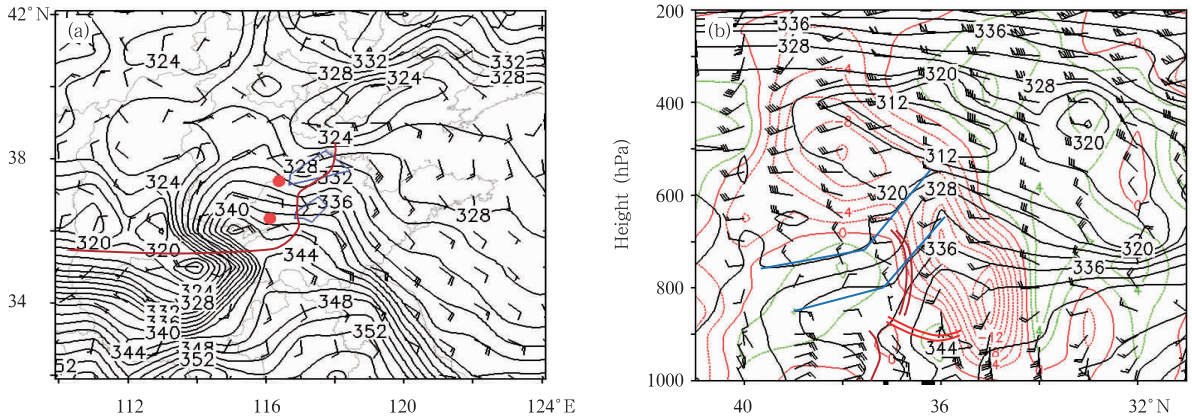


图 14 2010 年 6 月 17 日 20 时 1000 hPa θ_{se}分布(a)以及沿 116°E θ_{se}和垂直速度(虚线,单位:10^{-3} hPa/s)的经向剖面(b)

(黑色实线为 θ_{se},单位:K,红色虚线为上升速度,绿色虚线为下沉速度,风矢为水平风;单棕实线为地面辐合线,双棕实线为高空槽,双红实线为风向突变层,蓝色实线为 θ_{se}锋区;蓝色多边形为主回波区,红色圆点为新回波初生地,黑色实心长方形为新回波区,时间均为 20 时 17 分)

Fig. 14 Horizontal distribution of θ_{se} on 1000 hPa (a), and the vertical cross-session along 116°E of θ_{se} and the vertical velocity (dashed line, unit: 10^{-3} hPa/s) (b) at 20:00 BT 17 June 2010

(black solid line represents θ_{se}, unit: K, red dashed line is upward and green is downward, wind arrow is horizontal wind; brown solid line is for the convergence line, the double brown solid line is for the trough of height, double red solid line is for the black discontinuous layer of wind direction, blue solid line is the front of θ_{se}; blue polygon is for the area of main echo, red dot is the birthplace for new echoes, and shaded rectangle is for the area of new echo; all at 20:17 BT)

沿新回波初生地 116°E 做垂直剖面可见,14 时(图略),700 hPa 以下 θ_{se}暖脊由南向北伸,脊的顶端伸到 38°N。θ_{se}锋区呈准水平状态位于 700—600 hPa附近。新回波初生地(以下简称新回波区)上空是典型的下暖上冷的不稳定大气层结。700 hPa以上西南风风速较大,有利于向新回波区输送暖湿空气。20 时(图 14b),北方冷空气从对流层中层南下,强盛的 θ_{se}暖脊由地面向上伸展到 600 hPa,θ_{se}锋区由水平转为倾斜。新回波区以北,600 hPa 以下为偏北风,说明冷空气主体在对流层中层以下侵入到 38°N 以北地区。37°N(北侧新回波区)上空 850—750 hPa 为西北风,36°N(南侧新回波区)上空 900 hPa以下为东北风,说明冷空气在对流层中层从上到下倾斜着从北向南扩散。上升运动区沿着南北风交界面倾斜上升,从另一侧面证实冷空气倾斜而下。新回波区位于 θ_{se}暖脊顶点北侧的 θ_{se}锋区下方,是冷暖空气交绥剧烈的地方。从风场的垂直结构上还可以发现,两个新回波区上空在 900 hPa 出现风向突变,低层风垂直切变增大,导致该处易产生新的雷暴单体。

从地面加密自动站资料可见(图略),19 时长清、聊城和平阴均为西南风,处于辐合线尾端的前部,冷池中心位于平阴;20 时 3 站均转为东北风,处于辐合线尾端的后部,说明 20 时地面辐合线刚刚经过平阴,冷池中心在东北风引导下移到平阴西南侧的阳谷。对流风暴中由降水导致的下沉气流将环境较干的空气夹卷进去,致使降水粒子因蒸发或升华剧烈降温,进而导致雷暴内下沉气流温度远低于环境温度,落地时形成冷池,冷池向四周流出的强烈出流的前缘,称为阵风锋(张培昌等,2001)。19 时 42 分雷达观测的阵风锋位于平阴北侧长清到聊城一带(图 13b),应该是由于冷空气入侵产生的地面辐合线与冷池前沿阵风锋二者叠加共同造成的。20 时 17 分(图 13c)新回波就发生在平阴及其西侧,处于地面辐合线的尾部,主回波位于地面辐合线附近。可见冷池前沿阵风锋与辐合线后部入侵的弱冷空气

叠加,抬升辐合线前部暖湿空气是产生新雷暴的动力机制。对比加密自动站资料与雷达回波的演变发现,20—23 时辐合线尾端南风转北风的位置就是新回波的初生地。

综上,华北冷涡为强对流天气提供了有利的天气背景,地面中尺度辐合线是对流产生、维持和发展的重要动力因素;地面辐合线尾端南风转北风处是新回波源地;冷池前沿阵风锋与地面辐合线尾端重合,增强了对暖湿空气的抬升,不仅增强了对流的强度,而且延长了强对流的维持时间;900 hPa 风向突变增大了低层风垂直切变,有利于对流风暴的加强和维持。

5 结 论

根据日常强对流天气临近预报预警业务中观测到的雷暴迅速新生发展的现象,提出了后向发展雷暴的概念。基于 2005—2012 年 8 年山东济南 SA 新一代天气雷达观测到的 75 例后向发展雷暴样本,给出了常见的 3 种后向发展雷暴生成发展的概念模型。讨论了山东中西部后向发展型雷暴的时空分布特征、雷达回波演变特征及其产生的物理机制,主要结论如下:

(1)山东省中西部后向发展雷暴发生频率 7 月最高,产生的灾害性天气以冰雹和雷暴大风为主,很少伴随暴雨灾害。

(2)主回波 64.0%是带状,生命史通常在 1—5 h,最大反射率因子在 50 dBz 以上;新回波生成后,主回波远离新回波一侧强度减弱,靠近新回波一侧强度不变或增强。主回波的移动路径有西—西北(60.0%)、西南(20.0%)和原地新生(20.0%)3 种:西—西北路主要影响鲁西北和鲁中地区,西南路径可能影响雷达有效探测范围的所有地区,这两条路径回波为积云与层状云混合降水回波,原地新生类主回波主要影响鲁中的东部或南部地区,一般为积云降水回波。

(3)新回波初生时水平尺度通常在 3—5 km,大多呈块状结构,初生时间在 16—17 时最多,初生地点在鲁西北和鲁中山区一带;初生时强度一般在 30 dBz以下,30 min 之内强度达到 40 dBz 以上,最强强度能持续 1—2 h。大多数新生雷暴的生命史在1 h以上,76.0%移动速度达到或超过 30 km/h,86.7%会在初生源地附近连续产生新生回波;74.7%的新回波会与主回波合并或连接,并在合并或连接处强度增强,其中 91.1%属连续新生。

(4)新回波的源地特征可分为 3 种类型:随主回波移动、沿同一方向延伸以及位于两雷暴群之间;同一天气过程中上述几种类型可能相继出现,新回波的源地相对于主回波的位置不是固定不变的,可能在以主回波主轴尾部为中心方向的 ±45°范围内发生摆动。

(5)多个雷暴群共存时,新回波的源地介于两个主回波带之间,使二者逐渐趋为一体。两个雷暴群并行时,上游方向雷暴群的长轴逆时针旋转,其尾部与下游雷暴群之间距离缩短。

(6)当主回波传播方向与其长轴相交时,主回波长轴方向转向,远离新回波一侧强度减弱;当主回波传播方向与其长轴方向一致时,新回波源地位于主回波长轴的延长线上,主回波强度加强。

(7)天气尺度系统提供了条件不稳定大气层结和丰富的水汽条件,地面辐合线和冷池前沿阵风锋是产生新雷暴的主要抬升触发机制,适当的低层风垂直切变有利于新雷暴持续产生并加强,冷空气侵入 θ_{se}暖脊的侵入点是新回波的易发地。

(8)各类型后向发展雷暴新回波产生机制既有相同之处,也各具特色:①源地随主回波一起移动:雷暴主要发生在平原地区,冷空气入侵与冷池前沿阵风锋共同作用,抬升暖湿空气激发对流,主回波和新回波源地随引导气流移动;②源地位于同一地点:受地形影响,地面辐合线和冷池在山前停滞,导致在冷暖交绥激烈的地方不断产生新的雷暴单体;新雷暴的源地在同一地点能持续 1 h 以上;低层引导气流引导冷池沿山脉向下游移动,新回波源地随之移动;③源地沿同一方向延伸:冷空气入侵后,低层再次建立暖湿平流,暖湿空气沿冷垫爬升产生新雷暴,暖湿空气的来源方向是新回波区的延伸方向;④源地位于两雷暴群之间:冷池前沿阵风锋与辐合线叠加增强了对流的强度,延长了对流的持续时间,辐合线尾端南风转北风处是新回波源地。

参考文献

陈明轩,王迎春. 2012. 低层垂直风切变和冷池相互作用影响华北地区一次飑线过程发展维持的数值模拟. 气象学报,70(3):371-386. Chen M X, Wang Y C. 2012. Numerical simulation study of interactional effects of the low-level vertical wind shear with the cold pool on a squall line evolution in North China. Acta Meteor Sinica, 70(3): 371-386 (in Chinese)

刁秀广,朱君鉴,刘志红. 2009. 三次超级单体风暴雷达产品特征及气流结构差异性分析. 气象学报,67(1):133-146. Diao X

G, Zhu J J, Liu Z H. 2009. Analysis of three supercell storms with Doppler weather radar data. Acta Meteor Sinica, 67(1): 133-146 (in Chinese)

刁秀广，赵振东，高慧君等. 2011. 三次下击暴流雷达回波特征分析. 气象，37(5)：522-531. Diao X G, Zhao Z D, Gao H J, et al. 2011. Doppler radar echo features of three downbursts. Meteor Mon, 37(5): 522-531 (in Chinese)

李娜，冉令坤，高守亭. 2013. 华东地区一次飑线过程的数值模拟与诊断分析. 大气科学，37 (3)：595-608. Li N, Ran L K, Gao S T. 2013. Numerical simulation and diagnosis study of a squall line in eastern China. Chinese J Atmos Sci, 37 (3): 595-608 (in Chinese)

王俊，盛日锋，陈西利. 2011a. 一次弓状回波、强对流风暴及合并过程研究 Ⅱ：双多普勒雷达反演三维风场分析. 高原气象，30 (4)：1078-1086. Wang J, Sheng R F, Chen X L. 2011a. Case study of bow echo, severe convective storm and merger process II: Analysis on three-dimensional wind field retrieved by dual Doppler radar. Plateau Meteor, 30(4): 1078-1086 (in Chinese)

王俊，俞小鼎，邰庆国等. 2011b . 一次强烈雹暴的三维结构和形成机制的单、双多普勒雷达分析. 大气科学，35 (2)：247-285. Wang J, Yu X D, Tai Q G, et al. 2011b. Analysis on the three-dimensional structure and formation mechanism of a severe hailstorm with single- and dual-Doppler radar data. Chinese J Atmos Sci, 35 (2): 247-285 (in Chinese)

王婷婷，王迎春，陈明轩等. 2011. 北京地区干湿雷暴形成机制的对比分析. 气象，37 (2)：142-155. Wang T T, Wang Y C, Chen M X, et al. 2011. The contrastive analysis of formation of dry and moist thunderstorms in Beijing. Meteor Mon, 37 (2): 142-155 (in Chinese)

俞小鼎，姚秀萍，熊廷南等. 2006a. 多普勒天气雷达原理与业务应用. 北京：气象出版社，94，95，138-142. Yu X D, Yao X P, Xiong T N, et al. 2006a . Doppler Weather Radar Principle and Applications. Beijing: China Meteorological Press, 94, 95, 138-142 (in Chinese)

俞小鼎，张爱民，郑媛媛等. 2006b . 一次系列下击暴流事件的多普勒天气雷达分析. 应用气象学报，17(4)：385-393. Yu X D, Zhang A M, Zheng Y Y, et al. 2006b. Analysis on a series of downburst events with Doppler weather radar data. J Applied Meteor Sci, 17(4): 385-393 (in Chinese)

俞小鼎，周小刚，王秀明. 2012a. 雷暴与强对流临近天气预报技术进展. 气象学报，70(3)：311-337. Yu X D, Zhou X G, Wang X M. 2012a. The advances in the nowcasting techniques on thunderstorms and severe convection. Acta Meteor Sinica, 70 (3): 311-337 (in Chinese)

俞小鼎. 2012b. 2012 年 7 月 21 日北京特大暴雨成因分析. 气象，38(11)：1313-1329. Yu X D. 2012b. Investigation of Beijing extreme flooding event on 21 July 2012. Meteor Mon, 38(11): 1313-1329 (in Chinese)

张家国，黄小彦，周金莲等. 2013. 一次梅雨锋上中尺度气旋波引发的特大暴雨过程分析. 气象学报，71(2)：228-238. Zhang J G, Huang X Y, Zhou J L, et al. 2013. Analysis of an excessive rainstorm event initiated by a mesoscale cyclonic wave along the Meiyu front. Acta Meteor Sinica, 71(2): 228-238 (in Chinese)

张培昌，杜秉玉，戴铁丕. 2001. 雷达气象学. 北京：气象出版社，304-305，401-409. Zhang P C, Du B Y, Dai T P. 2001. Radar Meteorology. Beijing: China Meteorological Press, 304-305, 401-409 (in Chinese)

朱君鉴，刁秀广，曲军等. 2008. 4.28 临沂强对流灾害性大风多普勒天气雷达产品分析. 气象，34 (12)：21-26. Zhu J J, Diao X G, Qu J, et al. 2008. Study on the damage wind with Doppler radar products in Linyi, Shandong on 28 April 2006. Meteor Mon, 34 (12): 21-26 (in Chinese)

Aylward R P, Dyer J L. 2010. Synoptic environments associated with the training of convective cells. Wea Forecasting, 25(2): 446-464

Bluestein H B, Jain M H. 1985. Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring. J Atmos Sci, 42(16): 1711-1732

Corfidi S F, Meritt J H, Fritsch J M. 1996. Predicting the movement of mesoscale convective complexes. Wea Forecasting, 11 (1): 41-46

Corfidi S F. 2003. Cold pools and MCS propagation: Forecasting the motion of downwind-developing MCSs. Wea Forecasting, 18 (6): 997-1017

Doviak R J, Zrnić D S. 1984. Doppler Radar and Weather Observations. New York: Academic Press, 303-312

Droegemeier K K, Wilhelmson R B. 1985. Three-dimensional numerical modeling of convection produced by interacting thunderstorm outflows. Part I: Control simulation and low-level moisture variations. J Atmos Sci, 42(22): 2381-2403

Droegemeier K K, Wilhelmson R B. 1987. Numerical simulation of thunderstorm outflow dynamics. Part I: Outflow sensitivity experiments and turbulence dynamics. J Atmos Sci, 44(8): 1180-1210

Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP / NCAR 40-year reanalysis project. Bull Amer Meteor Soc, 77 (3): 437-471

Schumacher R S, Johnson R H. 2005. Organization and environmental properties of extreme-rain-producing mesoscale convective systems. Mon Wea Rev, 133(4): 961-976

Schumacher R S, Johnson R H. 2008. Mesoscale processes contributing to extreme rainfall in a midlatitude warm-season flash flood. Mon Wea Rev, 136(10): 3964-3986

Schumacher R S, Johnson R H. 2009. Quasi-stationary, extreme-rain-producing convective systems associated with midlevel cyclonic circulations. Wea Forecasting, 24(2): 555-574

Wilson J W, Schreiber W E. 1986. Initiation of convective storms at radar-observed boundary-layer convergence lines. Mon Wea Rev, 114(12): 2516-2536

Wilson J W, Mueller C K. 1993. Nowcasts of thunderstorm initiation and evolution. Wea Forecasting, 8(1): 113-131

Wilson J W, Megenhardt D L. 1997. Thunderstorm initiation, organization, and lifetime associated with Florida boundary layer convergence lines. Mon Wea Rev, 125(7): 1507-1525