

高晓梅,俞小鼎,王令军,等. 山东半岛两次海风锋引起的强对流天气对比. 应用气象学报,2018,29(2):245-256.
DOI: 10.11898/1001-7313.20180210

山东半岛两次海风锋引起的强对流天气对比

高晓梅¹⁾ 俞小鼎^{2)*} 王令军¹⁾ 王新红¹⁾ 王世杰¹⁾ 王晓利¹⁾

¹⁾(山东省潍坊市气象局, 潍坊 261011)

²⁾(中国气象局气象干部培训学院, 北京 100081)

摘 要

利用常规地面和高空观测资料、烟台和青岛多普勒天气雷达资料、加密自动气象站等资料分析 2014 年 7 月 14 日(“7·14”)和 2009 年 6 月 29 日(“6·29”)山东半岛两次海风锋引起的强对流天气。结果表明:“7·14”强对流天气发生于冷涡后部前倾槽的环流形势下,明显的静力不稳定层结、中等大小的对流有效位能及垂直风切变相对偏弱,是此次对流风暴持续时间短且降雹范围较小的原因;“6·29”过程是东北冷涡影响下的强对流天气。海风锋、阵风锋、地面辐合线是两次过程的触发机制,两次过程都出现了高悬的强回波、弱回波区、回波悬垂、钩状回波、中气旋等超级单体回波特征;大冰雹形成期表现为中气旋垂直伸展较大和旋转较强,两次过程的超级单体风暴均由海风锋触发的靠近山脉的风暴发展加强而成,即地形与海风锋结合导致的更强抬升在加强对流风暴并演化为超级单体风暴中起了关键作用。但“6·29”强对流天气过程出现了强中气旋,“7·14”强对流天气过程出现了弱中气旋,因此,前者对流范围更大、强度更强。

关键词: 海风锋; 阵风锋; 超级单体; 地形触发

引 言

海风锋是由海陆间气压梯度力驱动的海面向陆地推进的海风前缘平行于海岸线的狭窄辐合区或辐合线^[1],与锋面的温度场及流场特征类似,但尺度比天气尺度锋面小。海风锋在雷达低仰角(0.5°或 1.5°)基本反射率因子产品中表现为弱的窄带回波^[2-3],且靠近海岸线,长度约为 100~300 km,回波强度仅为 15~25 dBZ。强对流天气一直是人们研究重点之一^[4-9],由海风锋引起的强对流天气因其灾害较大备受关注。Wilson 等^[10-11]发现大多数风暴源于边界层辐合线附近,在两条边界层辐合线的相交处如已存在雷暴,则该雷暴迅速发展;如果不存在雷暴,则深厚湿对流很可能在两条辐合线相交区域形成。王彦等^[12]研究了渤海湾典型海风锋触发形

成的强对流天气,指出雷暴大风的强弱与海风锋和其他辐合线碰撞有关。刘彬贤等^[13]对 2007 年天津一次雷暴天气个例进行诊断,指出雷暴天气是由渤海湾海风锋与阵风锋碰撞形成,碰撞后阵风锋后部的对流回波加强。梁钊明等^[14]对渤海湾海风锋的研究发现,当海风锋与弱冷锋相遇时,在暖湿环境下,相遇交叉处能够产生强对流天气。

以上关于国内海风锋的研究文献主要都是针对天津沿海海风锋的特征分析。山东沿海位于渤海和黄海交界处,山东半岛特别是胶东半岛特殊的地理位置和地形结构造成的海陆风环流经常造成一些对流天气过程。薛德强等^[15]分析了山东半岛海陆风环流的特征,包括海陆风的强度和频数、生消时间、水平及垂直伸展距离等。李庆宝等^[16]分析了 2008 年 8—9 月青岛奥帆赛期间竞赛海域海陆风的发展条件,发现海域的天空状况和地面风向对其影响较

2017-09-06 收到, 2018-01-24 收到再改稿。

资助项目: 国家自然科学基金项目(41775044,41675046),中国气象局预报员专项(CMAYBY2016-041),中国气象局核心业务发展专项(YB-GJXM2017-02),山东省气象局课题(2014sdqxm14,sdyby2017-10)

* 通信作者, 邮箱: xdyu1962@126.com

大。本文利用常规高空地面资料、加密自动气象站资料、烟台和青岛多普勒天气雷达产品对比山东半岛两次海风锋,揭示了其在影响系统、环境背景、雷达回波特征、地形影响、触发机制等方面的共同点和差异,以期对山东海风锋引起的强对流天气及其预报预警提供参考。

1 天气实况

2014年7月14日下午,山东烟台出现雷雨大风和冰雹天气,15:40(北京时,下同)栖霞部分乡镇先后遭受冰雹和雷暴大风袭击,最大冰雹直径为3 cm,同时出现9级阵风($22.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)。

2009年6月29日下午,山东青岛的平度、莱西、即墨、胶州等地先后出现雷雨大风、冰雹和短时强降水天气,最大冰雹直径为3 cm,出现在青岛莱西和即墨。过程最大小时降水量为24.5 mm,出现在胶州。19:00在青岛城区太平角出现9级阵风($22.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)。

2 两次强对流天气环流形势

2014年7月14日08:00 500 hPa 高空图(图1a)显示,欧亚大陆中高纬度为两槽一脊,两个冷涡

中心分别位于里海东北部和东西伯利亚沿海,高压脊位于贝加尔湖西部地区,脊前有冷平流有利于高压脊发展加强。在河套东部有高空槽发展,山东位于冷涡后部偏西气流控制下,高空不断有弱冷空气东移南下影响山东。700 hPa 和 850 hPa 低槽相比500 hPa 槽的位置逐渐偏西,形成明显前倾槽结构,有利于雷暴产生。在850 hPa 陕西南部至山东中部为 20°C 暖脊控制,前倾槽后的高空冷空气和低层暖空气在山东形成了低层暖高层冷的静力不稳定层结。2014年7月14日08:00山东处于低压底部,14:00在潍坊到烟台之间有明显的地面辐合线生成,沿该辐合线有积云发展。FY-2E气象卫星高分辨率可见光云图(图略)显示,2014年7月14日中午在莱州湾东部海区沿着海岸有平行于海岸线的积云线(淡积云带),呈东北—西南向,水平尺度约为150 km,该积云线与雷达回波上弱窄带回波位置重合,对应海风锋辐合线。随后海风锋积云线上的淡积云开始发展为浓积云,13:30出现对流云团,深厚湿对流形成;随后该对流云团产生出流边界(阵风锋),随着对流云团出流边界触发更多对流,该对流云团沿海岸线发展,范围不断扩大;15:00形成中尺度对流系统,云图上出现上冲云顶,中尺度对流系统逐渐发展加强,导致烟台出现强对流天气。

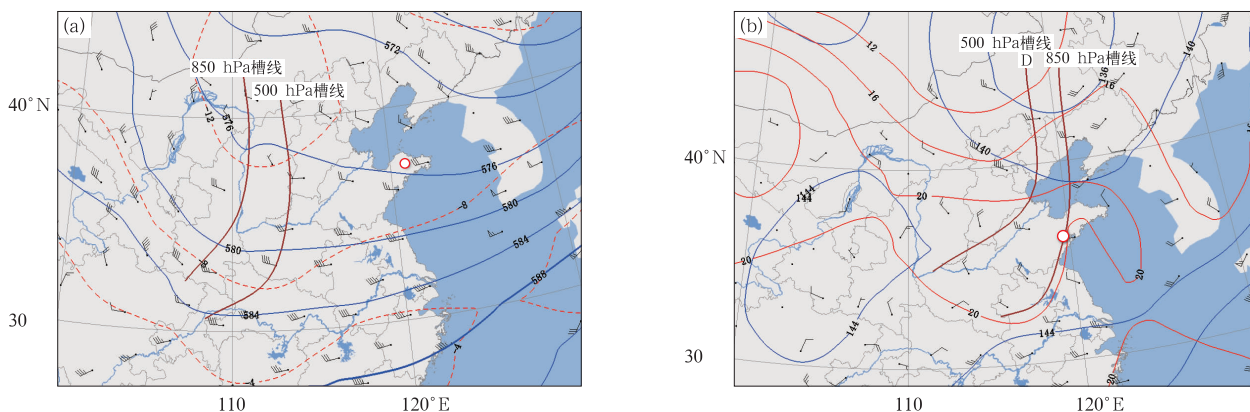


图1 2014年7月14日08:00(a)和2009年6月29日08:00(b)500 hPa天气图
(叠加850 hPa槽线,红色圆圈处为冰雹发生区)

Fig. 1 500 hPa analysis at 0800 BT 14 Jul 2014(a) and 0800 BT 29 Jun 2009(b)
(superimposed 850 hPa trough, the red circle denotes hail area)

2009年6月29日08:00 500 hPa 高空图(图1b)显示,东北冷涡中心位置位于 119°N , 45°E 附近,并略东移南压,涡内冷槽不断摆下,山东处在东北冷涡控制下的西北气流中。700 hPa 和 850 hPa

与其类似,冷涡中心更偏南,江淮切变线稳定少动在江苏中部。在850 hPa 宁夏至山东为东西向的范围较大的 20°C 暖脊控制,低层暖、高层冷的静力不稳定层结建立。2009年6月29日山东处于东北气旋

控制下,14:00 淄博和青岛之间形成明显的地面辐合线,并逐渐向东移动;17:00 辐合线从潍坊—青岛之间进入胶东半岛。随着阵风锋逐渐靠近,原地面辐合线增强,该辐合线触发强对流天气,为青岛平度等地带来大冰雹和雷暴大风天气。FY-2E 气象卫星可见光云图(图略)显示,2009年6月29日中午在潍坊北部沿海出现一条平行于海岸线的与海风锋对应的积云线。随后地面靠近海风锋的辐合线加强,沿海风锋的积云线靠近该辐合线的淡积云带发展成为浓积云;浓积云随辐合线在14:30 移到青岛平度大泽山前,由于山脉抬升不断触发生成对流云团;15:30 该对流云团形成中尺度对流系统,并自西北向东南移动。

3 环境条件

3.1 探空要素

本文 08:00 探空资料为实况,14:00 探空资料为 08:00 探空资料利用 14:00 地面温度和露点温度订正得到(0~6 km 风矢量差为 08:00 高空风和 14:00 地面风计算得到)。本文所选探空站为最接近两次强对流天气发生地的青岛站。2014年7月14日和2009年6月29日青岛站探空图(图略)显示,两次强对流天气过程在 950 hPa 以下有一浅薄逆温层,有利于在低层储存不稳定能量,一旦触发则发生强烈对流天气。温度露点廓线表明:两次过程

750 hPa 以下湿度较大,750 hPa 以上湿度较小,为典型的“喇叭口”状,会出现雷暴大风天气。对流有效位能是对流发生潜势和潜在强度的一个重要指标。由表 1 可知,2014年7月14日对流有效位能从 08:00 的 $230 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 增大到 14:00 的 $1800 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,2009年6月29日对流有效位能从 08:00 的 $170 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 增大到 14:00 的 $1300 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,即 08:00 至 14:00 对流有效位能增幅及 14:00 对流有效位能均较大,有利于不稳定对流天气发展。两次过程的抬升凝结高度均较低,所需的外力抬升作用较小,易形成对流泡。两次过程的平衡高度均较高,分别为 265 hPa 和 220 hPa,其中 2009年6月29日更高些,一旦形成对流泡,在热力作用下上升速度迅速增大,对流泡将发展旺盛^[17]。大气静力稳定度采用 850 hPa 和 500 hPa 温差,更能显示对流天气的不稳定程度。两次对流过程的温度差均在 26°C 以上(表 1),达到了山东出现强对流天气指标。两次过程 850 hPa 与 500 hPa 假相当位温差均超过 15 K。沙氏指数和抬升指数都小于 0,也表明两次过程层结都不稳定。大风指数能更好地反映雷暴大风潜势,其值越大表示出现雷暴大风的可能性越大^[18],两次过程大风指数均约为 $30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。潜在下冲指数是对流层中低层假相当位温最大值与最小值之差^[19],2009年6月29日的潜在下冲指数比 2014年7月14日偏小,表明 2009年6月29日发生大范围对流及对流强度更强的概率更大。

表 1 青岛站探空要素

Table 1 Sounding elements at Qingdao Station

探空要素	2014-07-14T08:00	2014-07-14T14:00	2009-06-29T08:00	2009-06-29T14:00
850 hPa 与 500 hPa 温度差/ $^\circ\text{C}$	29		26	
850 hPa 与 500 hPa 假相当位温之差/K	9	15	11	20
对流有效位能/ $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$	230	1800	170	1300
抬升凝结高度/km	829	950	959	945
0~6 km 风矢量差/ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$	11.4	12.5	21.7	21.1
风暴承载层平均风速/ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$	12.4		18.3	
大风指数/ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$	28		32	
潜在下冲指数	4.2		3.2	
抬升指数/ $^\circ\text{C}$	-0.5	-5.7	-1.4	-1.4
沙氏指数/ $^\circ\text{C}$	-1.4	-1.2	-2.0	-1.8

垂直风切变大小和方向的变化极大影响着对流风暴组织、结构和发展,是强对流天气预报的重要参数^[20]。2014年7月14日和2009年6月29日从低层到高层垂直风切变增大(表 1),2009年6月29日

14:00 0~1 km 风矢量差为 $7.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,0~6 km 风矢量差为 $21.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,增大 $14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。通常将 0~6 km 风矢量差分为弱、中和强 3 个级别^[17]。0~6 km 风矢量差小于 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 为弱垂直风切变,

风矢量差为 $12 \sim 20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (不含 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) 即中等强度垂直风切变, 风矢量差不小于 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 为强垂直风切变。2014年7月14日过程(简称“7·14”过程)为弱到中等强度垂直风切变, 2009年6月29日过程(简称“6·29”过程)为强垂直风切变, 达到 $21.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。随着2009年6月29日高空冷涡南下影响, 强垂直风切变和上升气流之间的相互作用产生了附加抬升作用, 增强中层干冷空气吸入, 加强了风暴中的下沉气流和低层冷空气外流, 出现阵风锋, 加强对流天气并使超级单体风暴长时间维持。

“7·14”和“6·29”强对流过程均出现了雷暴大风, 其形成与强烈的下沉气流及动量下传有关^[21-22]。一般而言, 对应于下沉气流夹卷区的环境水平风越强, 动量下传对于地面大风的贡献越大。雷暴大风强度多数情况下与风暴移动速度呈正相关, 而风暴移动速度与风暴承载层平均风速比较一致, 这间接表明, 动量下传的夹卷层平均风与风暴承载层平均风多数情况呈正相关。考虑到下沉气流夹卷层的位置和厚度随着强对流个例不同有明显变化, 在未找到更合适的参量之前, 本文使用风暴承载层的平均风表达下沉气流夹卷区的动量下传的可能强度。为简单起见, 风暴承载层的平均风由850, 700, 500 hPa和300 hPa平均风矢量的绝对值表示。通过计算, 2014年7月14日08:00青岛探空站风暴承载层平均风速为 $12.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 风暴移动速度为 $6.1 \text{ m} \cdot$

s^{-1} , 是风暴承载层平均风速的50%。2009年6月29日08:00青岛探空站风暴承载层平均风速为 $18.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 风暴移动速度为 $9.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 是风暴承载层平均风速的51%。“6·29”过程风暴承载层平均风速明显大于“7·14”过程, 实况也表明: “6·29”过程对流比“7·14”过程更强, 风暴承载层平均风在一定程度上与代表动量下传强度的夹卷层平均风呈正相关关系, 对雷暴大风天气发生的剧烈程度有一定指示作用。

3.2 大冰雹生成条件

青岛探空站资料(表2)显示, 2014年7月14日和2009年6月29日 0°C 层高度分别为4.1 km和4.6 km, 是较适宜冰雹生长的高度^[23], -20°C 层高度分别为7.1 km和7.8 km, 位于400 hPa附近, 适宜大冰雹生长^[24]。 -20°C 层和 0°C 层的高度差代表过冷水所在的负温区厚度。2014年7月14日和2009年6月29日过冷水所在的负温区厚度分别为2.97 km和3.21 km, 是有利于大冰雹生成的厚度。冰雹融化层高度即湿球温度 0°C 层高度, 是冰雹预报特别是强冰雹预报的重要参数之一^[25-26]。表2显示“7·14”过程和“6·29”过程融化层高度分别为3.4 km和2.95 km, 即前者融化层高度明显高于后者, 说明冰雹在降落过程中融化明显减少, 导致2009年6月29日青岛的降雹范围和持续时间明显超过2014年7月14日。

表2 青岛站高度和湿度条件

Table 2 Height and humidity conditions at Qingdao Station

探空要素	2014-07-14T08:00	2014-07-14T14:00	2009-06-29T08:00	2009-06-29T14:00
地面和850 hPa温度露点差平均值/ $^\circ\text{C}$	6	6	2	2
对流层中上层干空气强度/ $^\circ\text{C}$	19		32	
0°C 层高度/km	4.1		4.6	
-20°C 层高度/km	7.1		7.8	
融化层高度/km	3.4		2.95	
地面露点温度/ $^\circ\text{C}$	19	22	23	23

文献[25]指出降雹与深对流有关, 在对流层下部有足够的潮湿层是达到深对流的必备条件^[27]。2014年7月14日和2009年6月29日地面与850 hPa温度露点差的平均值分别为 6°C 和 2°C (表2), 即低层水汽均较大, 2009年6月29日的水汽已达到饱和。地面露点温度显示两次过程的露点温度较高, 为 $19 \sim 23^\circ\text{C}$, 地面湿度较大。本文用700,

500, 400 hPa平均温度露点差代表对流层中上层的干空气强度。2014年7月14日和2009年6月29日对流层中上层干空气强度都在 15°C 以上(表2), 对流层中上层存在明显干层。这样两次过程上干下湿的对流不稳定层结建立, 其中2009年6月29日对流层中上层更加干冷, 地面和低层更加暖湿, 大气层结愈不稳定, 更有利于大冰雹的生成。

4 海风锋特征与地形触发作用

海陆风环流是沿海地区特有的中尺度天气系统。烟台地面加密观测风场显示 2014 年 7 月 14 日午后烟台北部沿海出现偏北方向的海风,14:00 偏北海风与内陆南风在烟台栖霞北部交汇(图 2a),形成海陆风环流;15:00 海陆风环流略有南压,到达艾山、罗山等山脉附近,由于山脉的抬升触发作用,海风锋在靠近山脉的一侧不断有强雷暴生成;15:20 加强为超级单体风暴。栖霞南部杨础、观里等乡镇因地处艾山、罗山等山脉的南部,受山地阻挡,从南部吹来的偏南风在此稳定,与北部沿海到达此处的偏北海风对峙,有利于触发强雷暴并逐渐加强,导致冰雹发生,并使对流风暴在该地能较长时间维持且

增强发展。

2009 年 6 月 29 日中午海风锋在潍坊北部沿海地面辐合线附近形成(图 2b),随着气温升高海风明显加强,并沿着风暴承载层平均风(偏西北气流)逐渐向东南方向移动;14:20 海风锋前部(右段)风暴到达平度北部大泽山前,在较高的对流有效位能和不稳定层结的有利条件下,山脉向阳坡由于太阳辐射加热产生上坡风形成抬升作用,产生雷暴。另外,海风锋环流对大泽山脉的上坡风有增强作用,雷暴逐渐发展增强;15:09 加强为超级单体风暴,平度 4 个乡镇受到冰雹和雷暴大风天气影响。因此,地形的抬升触发在此次强对流过程中起重要作用。18:00 以后海风明显减弱,海风锋区快速向青岛附近海岸线退却,并迅速减弱消失,对流天气结束。

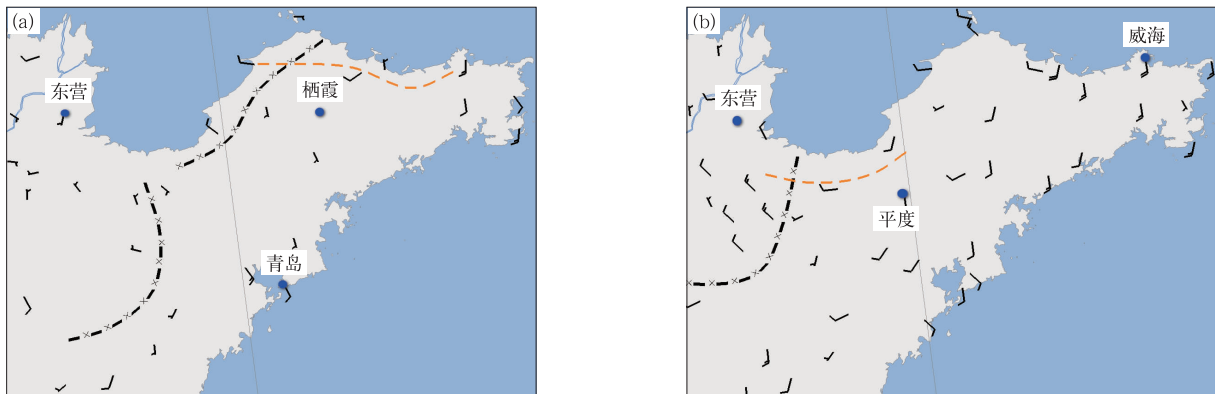


图2 2014年7月14日14:00(a)和2009年6月29日14:00(b)地面风场实况

(黑色虚线为地面辐合线,橘色虚线为海风锋位置)

Fig. 2 The surface wind observation at 1400 BT 14 Jul 2014(a) and 1400 BT 29 Jun 2009(b)
(the black dotted line denotes convergence line of surface, the orange dotted line denotes sea-breeze front)

由此可见,两次过程的超级单体风暴都是由沿着海风锋触发的靠近山脉的那一段深厚湿对流发展加强而成,即地形与海风锋结合导致的更强抬升,在加强原有对流风暴并演化为超级单体风暴过程中起关键作用。

5 多普勒天气雷达特征

5.1 “7·14”海风锋和阵风锋演变过程

2014年7月14日10:00—11:00在山东半岛附近,由于近地面层海陆气象要素日变化差异,地面弱偏南陆风和偏北海风形成了徘徊于海岸线附近的海风锋辐合线。在 0.5° 仰角的雷达反射率因子图

上表现为一条沿山东半岛平行于海岸线的窄带回波,其回波强度较弱,仅 $15\sim 25$ dBZ,长度约为150 km(图3a);由于海风锋辐合线本身的辐合和上升运动,不断触发新雷暴产生,形成多单体雷暴,强度逐渐增强,强回波范围不断扩大,12:58在海风锋辐合线的窄带回波后部(西侧)形成小片强回波,反射率因子达到61 dBZ(图略),对应地面实况在烟台产生雷阵雨天气。13:22海风锋辐合线的窄带回波后部的强回波由于海风锋辐合触发作用使其强度增强范围增大,形成雷暴群,群内很多雷暴单体触发下沉气流,下沉气流到达地面后形成冷空气堆(冷池),其前沿与周围相对暖湿的低层空气之间形成出流边界(阵风锋)(图3b),阵风锋的出现表明后侧海

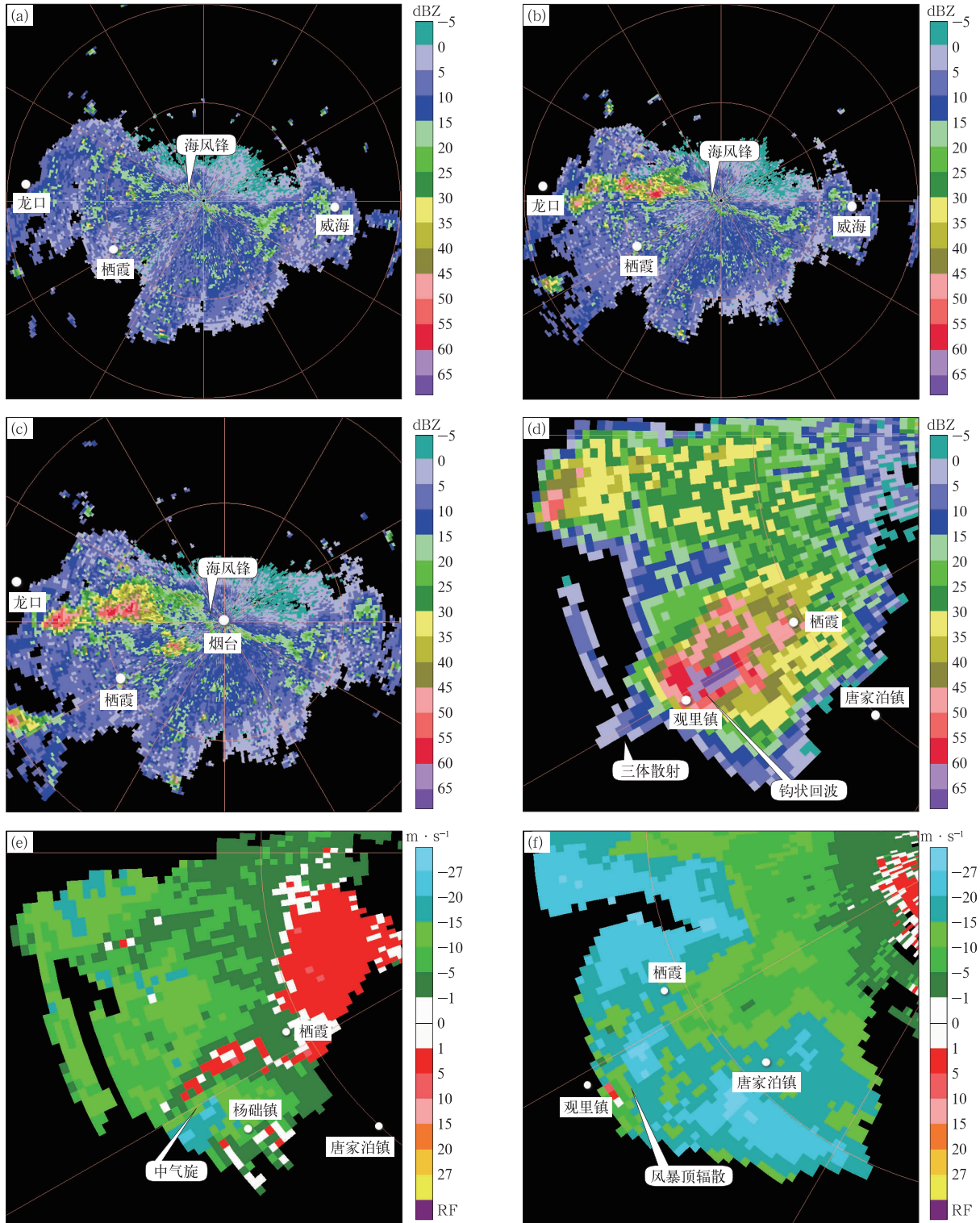


图 3 2014 年 7 月 14 日烟台雷达回波

(a)11:04 0.5°仰角反射率因子,(b)13:22 0.5°仰角反射率因子,(c)13:46 0.5°仰角反射率因子,
(d)15:26 6.2°仰角反射率因子,(e)15:20 4.3°仰角径向速度,(f)15:36 10.0°仰角径向速度

Fig. 3 Reflectivity and radial velocity of Yantai radar on 14 Jul 2014

(a)reflectivity of 0.5° elevation at 1104 BT,(b)reflectivity of 0.5° elevation at 1322 BT,

(c)reflectivity of 0.5° elevation at 1346 BT,(d)reflectivity of 6.2° elevation at 1526 BT,

(e)radial velocity of 4.3° elevation at 1520 BT,(f)radial velocity of 10.0° elevation at 1536 BT

风锋回波发展旺盛^[18]。随后阵风锋与海风锋略有南压；13:34 阵风锋与海风锋主体基本脱离(图略)，阵风锋向偏西方向缓慢移动，在移动过程中不断有雷暴被触发生成。13:46 阵风锋西段与海风锋相遇合并，反射率因子加强为 61 dBZ(图 3c)，强回波范围增大。

海风锋、阵风锋叠加，加强成一条更强的辐合带，进一步触发对流单体，使辐合带上风暴回波加强，同时由于艾山、罗山等山脉的抬升触发，使近地层辐合加强，造成对流单体迅速发展，15:20 加强为超级单体风暴，在栖霞观里镇东北部出现弱回波区，6.2°仰角出现三体散射。15:26 在 4.3°和 6.2°仰角(图 3d)三体散射更加明显，强风暴出现钩状回波。0.5°仰角反射率因子图显示 15:31 在杨础镇东部有明显弱回波区，10.0°仰角反射率因子图在同一位置有 57 dBZ 的强回波(图略)，即低层为弱回波，高层为高悬强回波，出现回波悬垂结构，且 57 dBZ 的强回波扩展到 11.5 km 高度上，远高于 -20℃层高度(7.1 km)。径向速度图显示 15:20 在栖霞观里镇附近的强风暴形成中气旋，与弱回波区相对应处，4.3°仰角显示已出现明显的气旋式切变速度对，其旋转速度为 13.5 m·s⁻¹(图 3e)，按照美国国家天气局中气旋判断属于弱中气旋。15:36 在 10.0°仰

角径向速度图显示该超级单体出现风暴顶辐散(图 3f)，辐散强度约为 0.013 s⁻¹，15:47 中气旋的旋转速度依然维持在 13~15 m·s⁻¹。上升气流强盛，这与栖霞观里镇和杨础镇相继出现直径达 3 cm 的大冰雹且持续时间较长相对应。该超级单体风暴一直持续到 15:58，反射率因子超过 66 dBZ，持续约 40 min，给栖霞 106 个村带来明显强冰雹和雷暴大风天气。16:04 后风暴强度减弱，对应地面的冰雹和强风天气结束。

5.2 “6·29”海风锋和阵风锋演变过程

2009 年 6 月 29 日中午在潍坊北部沿海形成一条海风锋辐合线。在 0.5°仰角反射率因子图上表现为一条沿莱州—昌邑—潍坊的窄带回波(图 4a)，反射率因子仅 18 dBZ，长度约为 110 km；海风锋生成后向东南方向移动，14:20 海风锋前部(右段)风暴到达平度大泽山前，由于山脉的抬升不断触发雷暴生成加强；14:33 风暴反射率因子达到 72 dBZ(图 4b)，且强回波范围一直扩大；15:09 加强为超级单体风暴，平度崔召镇的反射率因子达 83 dBZ，强风暴出现弱钩状回波。超级单体继续加强，15:27 反射率因子达 86 dBZ，在海风锋前侧(右侧)触发阵风锋(图略)，随后阵风锋与海风锋向东南方向移动，阵风锋移动慢，海风锋移动快；15:46 0.5°仰

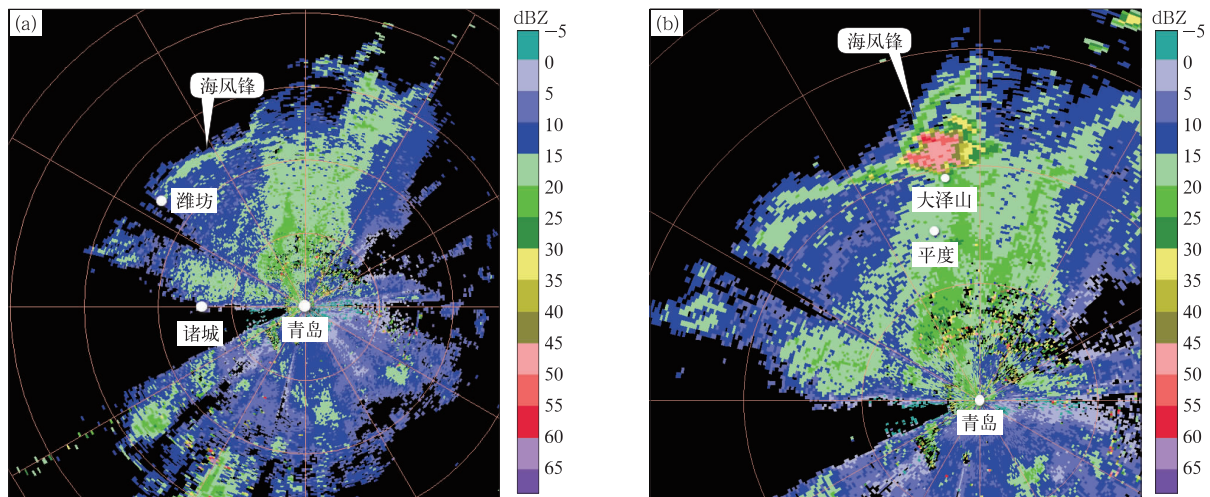


图 4 2009 年 6 月 29 日青岛雷达回波

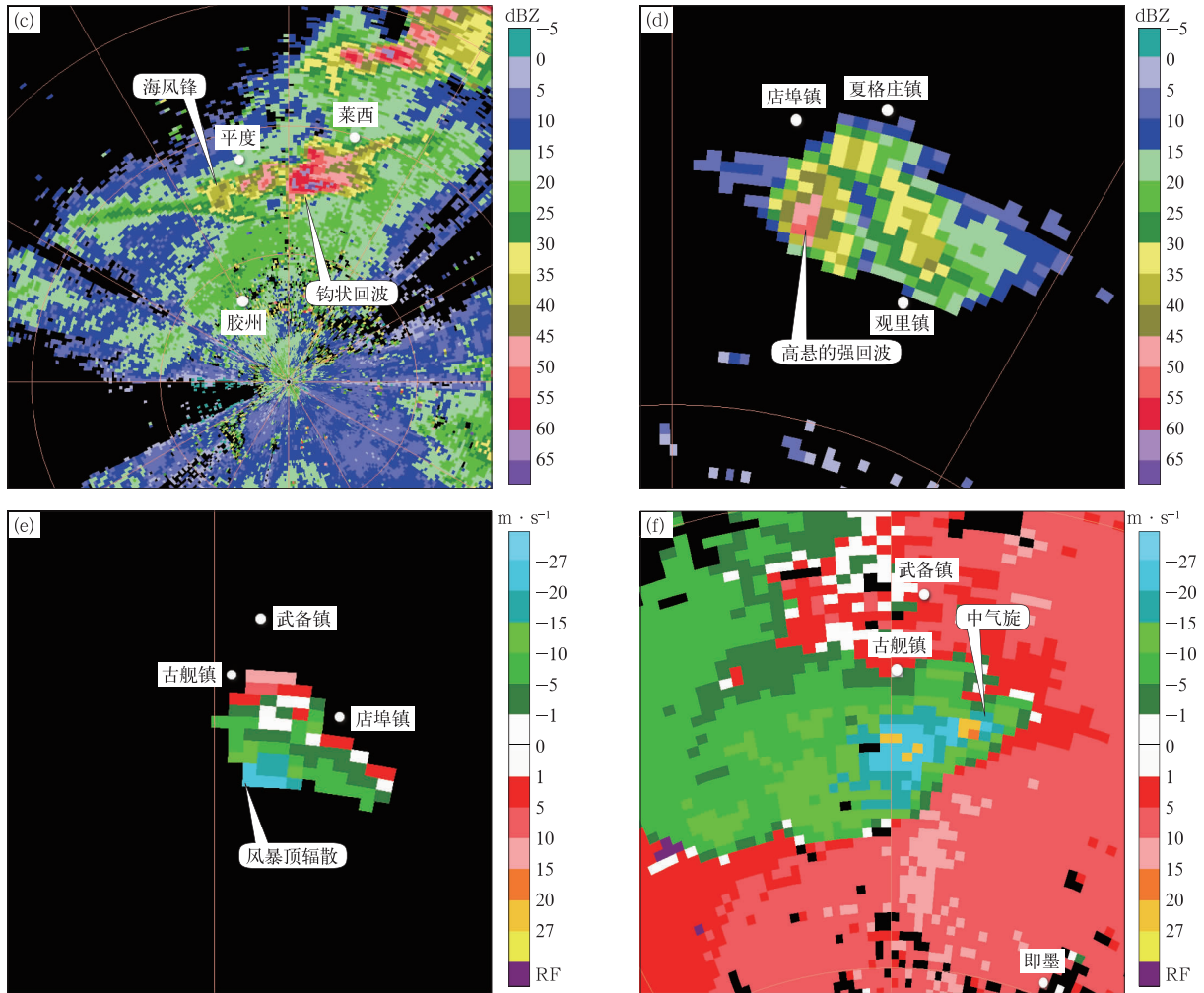
(a)13:56 0.5°仰角反射率因子，(b)14:33 0.5°仰角反射率因子，(c)15:46 0.5°仰角反射率因子，
(d)15:52 9.9°仰角反射率因子，(e)15:34 9.9°仰角径向速度，(f)15:46 0.5°仰角径向速度

Fig. 4 Reflectivity and radial velocity of Qingdao radar on 29 Jun 2009

(a)reflectivity of 0.5° elevation at 1356 BT, (b)reflectivity of 0.5° elevation at 1433 BT,

(c)reflectivity of 0.5° elevation at 1546 BT, (d)reflectivity of 9.9° elevation at 1552 BT,

(e)radial velocity of 9.9° elevation at 1534 BT, (f)radial velocity of 0.5° elevation at 1546 BT



续图4

角反射率因子图显示钩状回波更加明显,位于莱西店埠镇的强回波达 86 dBZ(图 4c),出现明显弱回波区。15:52 海风锋和阵风锋后段(左侧)叠加,长度约 200 km(图略),对应低层 0.5° 仰角弱回波区的同一位置在 9.9° 仰角反射率因子图出现高悬强回波(图 4d),强度达 53 dBZ,即出现回波悬垂结构,53 dBZ 的强回波扩展到 12.5 km 高度以上,远高于 -20°C 层高度(7.8 km),上升气流强盛。

径向速度图显示,15:09 在崔召镇附近的强风暴形成中气旋, $0.5^\circ\sim 2.4^\circ$ 仰角径向速度图(图略)显示已出现明显的气旋式切变速度对,其旋转速度约为 $14.5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,属于弱中气旋。15:34 在 9.9° 仰角径向速度图上该超级单体出现风暴顶辐散(图 4e),辐散强度约为 0.011 s^{-1} 。海风锋和阵风锋叠加后产生强辐合,15:46 在 $0.5^\circ\sim 2.4^\circ$ 仰角径向速度图上店埠镇附近的弱中气旋增强为强中气旋,旋转速度增大到 $21\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (图 4f),该强中气旋自北

向南缓慢移动持续到 16:22,旋转速度维持在 $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上,风暴反射率因子超过 75 dBZ,持续超过 30 min,对应地面实况是 15:46 开始莱西和即墨相继出现雷雨大风和直径为 3 cm 的大冰雹天气。该时段正是超级单体发展最强盛的时段。16:22 阵风锋和海风锋脱离,随之中气旋强度略有减弱;16:34 阵风锋逐渐消失。表明海风锋和阵风锋碰撞后产生强辐合,导致超级单体风暴加强,中气旋也加强。因此,海风锋和阵风锋叠加的过程是中气旋增强的过程,两者脱离后中气旋减弱。

5.3 风暴参数及属性

5.3.1 回波顶高、风暴单体高度及强度演变特征

风暴最大反射率因子及其所在高度变化趋势(图 5a)显示,2014 年 7 月 14 日降雹期间风暴最大反射率因子不低于 57 dBZ,出现直径为 3 cm 大冰雹时段风暴最大反射率因子也最强;风暴单体高度变化较大($1.7\sim 7.2\text{ km}$)。当风暴单体高度从

15:42 的 6.9 km 降至 1.7 km 时, 栖霞出现大冰雹。风暴单体高度从 15:48 的 1.7 km 升至 15:54 的 3.9 km 时强冰雹已经结束。表明降雹发生在风暴单体高度突降期, 即风暴单体高度突降表示开始出现大冰雹, 风暴单体高度升高表示大冰雹已结束。由回波顶高演变趋势(图 5a)可知, 降雹期间回波顶高均超过 9.4 km(9~11 km), 最大值为 11 km, 出现在 15:20, 正是栖霞发生降雹前 20 min, 栖霞降雹期间回波顶高处在下降, 从 15:42 的 10.6 km 降至 15:54 的 9.4 km。

2009 年 6 月 29 日降雹期间(图 5b)风暴最大反射率因子为 62~71 dBZ, 莱西和即墨发生大冰雹期间正是风暴最大反射率因子最大的时段。风暴单体高度不高, 最高仅 6.2 km。莱西出现大冰雹时风暴单体高度从 15:44 的 6.1 km 降至 15:52 的 1 km, 回波顶高从 12.6 km 下降至 12.3 km; 即墨发生大冰雹时风暴单体高度从 15:58 的 3.4 km 降至 16:10 的 0.9 km, 回波顶高从 12.7 km 降至 7.1 km。

两次降雹都发生在风暴最大反射率因子所在高度和回波顶高下降期、风暴最大反射率因子大值期。

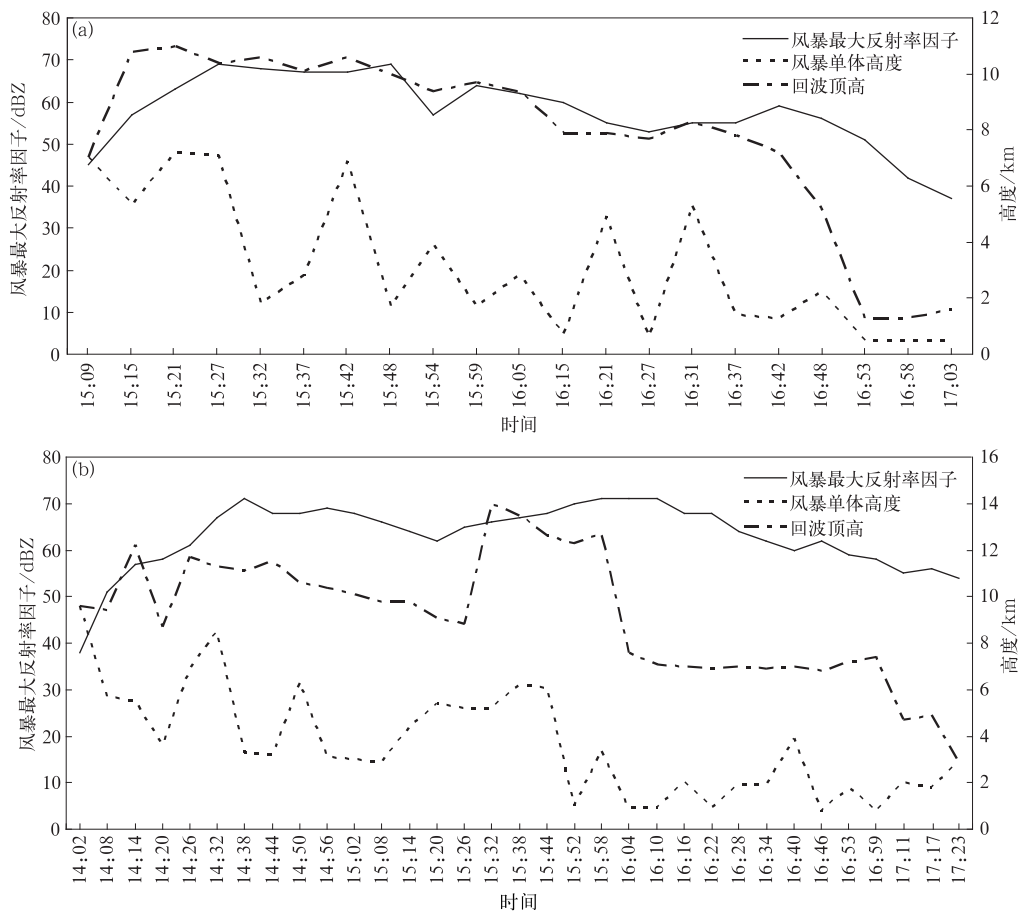


图 5 2014 年 7 月 14 日(a)和 2009 年 6 月 29 日(b)回波顶高、风暴单体高度及最大反射率因子演变

Fig. 5 Temporal evolution of echo top, storm with cell top and maximum reflectivity on 14 Jul 2014(a) and 29 Jun 2009(b)

5.3.2 中气旋特性

图 6 给出了两次对流过程由海风锋和阵风锋触发生成的中气旋的特性。2014 年 7 月 14 日风暴内中气旋维持时间较短(图 6a), 仅 30 min。中气旋厚度较薄, 最厚仅 3.3 km; 中气旋底部位于较高位置

(4~7 km 的中高空), 顶部位于 6~8 km 高度。从最大切变看, 栖霞发生大冰雹期间风暴强度较强, 约为 0.05 s^{-1} , 表明出现大冰雹时风暴内旋转上升气流强烈, 旋转深度较厚, 有利于对流风暴发展加强, 出现强烈灾害性天气。2009 年 6 月 29 日(图 6b)风

暴内中气旋维持 90 min, 15:03—16:41 伴随有风暴。出现直径为 1 cm 小冰雹的时段内中气旋底部较高, 位于 6 km 高度附近, 出现大冰雹时段中气旋底部较低, 顶部不高(最高仅 7.6 km), 厚度大部为 2.0 km。出现小冰雹时最大切变偏小, 0.005 ~

0.007 s^{-1} , 出现大冰雹时最大切变明显增大, 为 0.03~0.04 s^{-1} , 旋转深度较浅。以上分析表明, 小冰雹一般产生在中气旋底部较高、厚度较薄、旋转强度很弱的时段。大冰雹正相反, 发生大冰雹时处于中气旋底部较低、厚度较厚、旋转强度较强的时段。

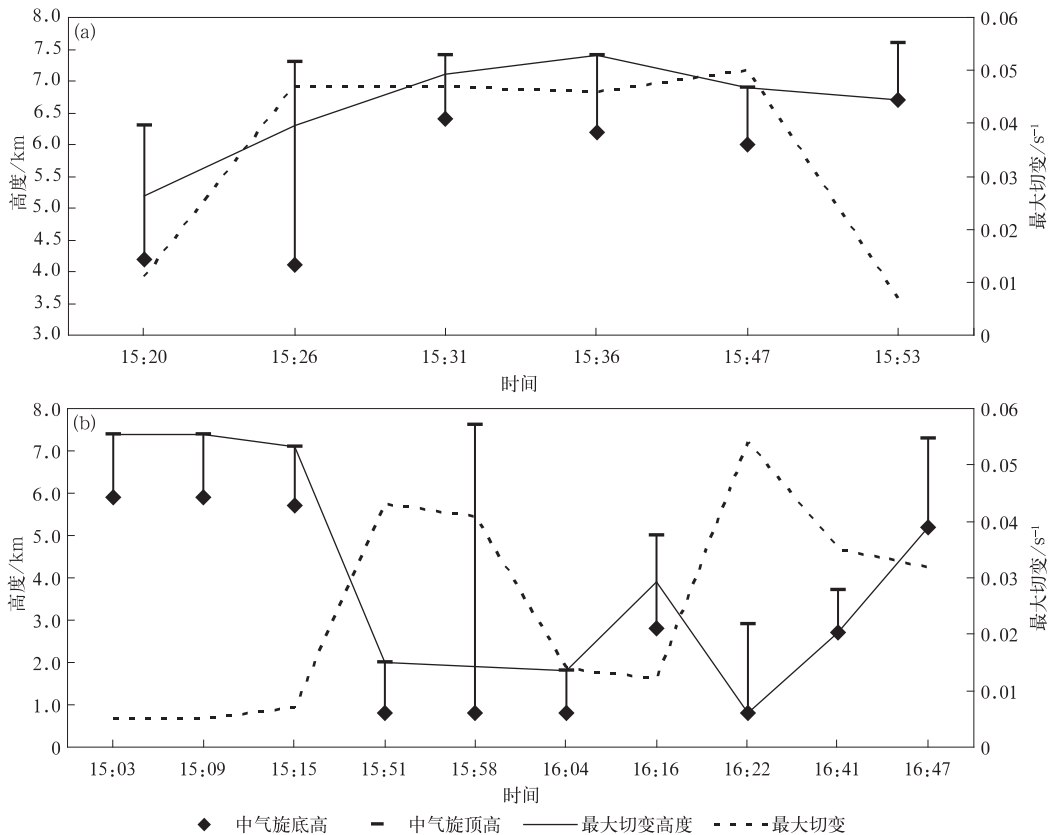


图6 2014年7月14日(a)和2009年6月29日(b)中气旋底高、中气旋顶高、最大切变及所在高度演变趋势

Fig. 6 Temporal evolution of base height, top height, maximum shear and the height of maximum shear with mesocyclone on 14 Jul 2014(a) and 29 Jun 2009(b)

6 结论

本文主要对山东两次海风锋引起的“7·14”和“6·29”强对流过程进行分析, 讨论了山东海风锋在环流形势、环境背景、雷达回波结构和触发机制等方面特征, 得到以下主要结论:

1) “7·14”强对流天气发生于冷涡后部前倾槽形势下, 中高层干冷空气强、低层暖湿空气弱, 导致静力不稳定层结和中等大小的对流有效位能; 垂直风切变为弱到中等强度, 相对偏弱。“6·29”过程是典型东北冷涡影响下的强对流天气, 强垂直风切变

是超级单体风暴长时间维持的重要因素。海风锋、阵风锋、地面辐合线等边界层辐合线是两次对流过程的触发机制。

2) 两次过程的对流有效位能均超过 $1300 J \cdot kg^{-1}$, 温度露点廓线出现了典型的“喇叭口”状。850 hPa 和 500 hPa 温度差和假相当位温之差、沙氏指数、抬升指数、大风指数、潜在下冲指数、风暴承载层平均风等环境参数的大小对两次强对流天气发生的剧烈程度有较好的指示作用。在两次对流过程中, 多普勒天气雷达均探测到高悬的强回波、弱回波区、回波悬垂等雹暴特征以及钩状回波、中气旋等超级单体风暴的典型回波特征。不同的是“6·29”过

程出现强中气旋,“7·14”过程出现弱中气旋,因此,“6·29”过程影响范围更大、强度更强。

3) 两次过程的超级单体风暴都是由沿着海风锋靠近山脉的那一段深厚湿对流发展加强而成,即地形与海风锋结合导致的更强抬升起关键作用。两次过程均为海风锋触发雷暴,强雷暴产生下沉气流,形成阵风锋。阵风锋与海风锋合并,加强成一条更强的辐合线,触发新的对流;另外,阵风锋向原来的地面辐合线移近,使原有辐合线加强,触发新的雷暴,强雷暴发展合并加强成超级单体风暴,带来剧烈的强对流天气。

4) 两次降雹都发生在风暴最大反射率因子所在高度和回波顶高的下降期、风暴最大反射率因子大值期;两次过程 50 dBZ 以上的强回波都扩展到远高于-20℃层高度之上;冰雹融化层高度较低、0℃层和-20℃层厚度相对较小,有利于产生大冰雹的条件。

参考文献

- [1] Dailey P S, Fovell R G. Numerical simulation of the interaction between the sea-breeze front and horizontal convective rolls. Part I: Offshore ambient flow. *Mon Wea Rev*, 1999, 127: 858-878.
- [2] 王彦, 于莉莉, 李艳伟, 等. 边界层辐合线对强对流系统形成和发展的作用. *应用气象学报*, 2011, 22(6): 724-731.
- [3] 刘运策, 庄旭东. 珠江三角洲地区由海风锋触发的强对流天气过程分析. *应用气象学报*, 2001, 12(4): 433-441.
- [4] 陈淑琴, 章丽娜, 俞小鼎, 等. 浙北沿海连续 3 次飏线演变过程的环境条件. *应用气象学报*, 2017, 28(3): 357-368.
- [5] 郑永光, 周康辉, 盛杰, 等. 强对流天气监测预报预警技术进步. *应用气象学报*, 2015, 26(6): 641-657.
- [6] 王秀明, 俞小鼎, 朱禾. NCEP 再分析资料在强对流环境分析中的应用. *应用气象学报*, 2012, 23(2): 139-146.
- [7] 段亚鹏, 王东海, 刘英. “东方之星”翻沉事件强对流天气分析及数值模拟. *应用气象学报*, 2017, 28(6): 666-677.
- [8] 王宁, 王婷婷, 张硕, 等. 东北冷涡背景下一次龙卷过程的观测分析. *应用气象学报*, 2014, 25(4): 463-469.
- [9] 陈元昭, 俞小鼎, 陈训来, 等. 2015 年 5 月华南一次龙卷过程观测分析. *应用气象学报*, 2016, 27(3): 334-341.
- [10] Wilson J W, Mueller C K. Nowcast of thunderstorm initiation and evolution. *Wea Forecasting*, 1993, 8: 113-131.
- [11] Wilson J W, Megenhardt D L. Thunderstorm initiation, organization and lifetime associated with Florida boundary layer convergence lines. *Mon Wea Rev*, 1997, 125: 1507-1525.
- [12] 王彦, 李胜山, 郭立, 等. 渤海湾海风锋雷达回波特征分析. *气象*, 2006, 32(12): 23-28.
- [13] 刘彬贤, 王彦, 刘一玮. 渤海湾海风锋与阵风锋碰撞形成雷暴天气的诊断特征. *大气科学学报*, 2015, 38(1): 132-136.
- [14] 梁钊明, 高守亭, 王彦. 渤海湾地区碰撞型海风锋天气过程的资料诊断分析. *气候与环境研究*, 2013, 18(5): 607-616.
- [15] 薛德强, 郑全岭, 钱喜镇, 等. 山东半岛的海陆风环流及其影响. *南京气象学院学报*, 1995, 18(2): 293-299.
- [16] 李庆宝, 苗世光, 刘学刚, 等. 边界层流场和地形特征对青岛奥帆赛场午后海风影响的研究. *气象学报*, 2010, 68(6): 985-997.
- [17] 伍志方, 庞古乾, 贺汉青, 等. 2012 年 4 月广东左移和飏线内超级单体的环境条件和结构对比分析. *气象*, 2014, 40(6): 655-667.
- [18] 王秀明, 俞小鼎, 周小刚, 等. “6.3”区域致灾雷暴大风形成及维持原因分析. *高原气象*, 2012, 31(2): 504-514.
- [19] 刘建文, 郭虎, 李耀东, 等. 天气分析预报物理量计算基础. 北京: 气象出版社, 2005: 187-188.
- [20] 俞小鼎, 姚秀萍, 熊廷南, 等. 新一代天气雷达原理与应用讲义. 北京: 气象出版社, 2004: 101-185.
- [21] 俞小鼎, 周小刚, 王秀明. 雷暴与强对流临近天气预报技术进展. *气象学报*, 2012, 70(3): 311-337.
- [22] Doswell III C A, Brooks H E, Maddox R A. flash flood forecasting: An ingredients based methodology. *Wea Forecasting*, 1996, 11: 560-581.
- [23] 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等. 天气学原理和方法. 北京: 气象出版社, 2007: 424-434.
- [24] 陆汉城, 杨国祥. 中尺度天气原理和预报(第二版). 北京: 气象出版社, 2004: 274-275.
- [25] Johns R H, Doswell III C A. Severe local storms forecasting. *Wea Forecasting*, 1992, 7: 588-612.
- [26] 俞小鼎. 关于冰雹的融化层高度. *气象*, 2014, 40(6): 649-654.
- [27] 张一平, 牛淑贞, 席世平, 等. 雷暴外流边界与郑州强对流天气. *气象*, 2005, 31(8): 54-56.

Comparative Analysis of Two Strong Convections Triggered by Sea-breeze Front in Shandong Peninsula

Gao Xiaomei¹⁾ Yu Xiaoding²⁾ Wang Lingjun¹⁾ Wang Xinhong¹⁾ Wang Shijie¹⁾ Wang Xiaoli¹⁾

¹⁾ (Weifang Meteorological Bureau of Shandong Province, Weifang 261011)

²⁾ (China Meteorological Administration Training Center, Beijing 100081)

Abstract

Using surface and high conventional observations, radar echo data and automatic weather station data of Yantai and Qingdao, two strong convections triggered by sea-breeze front in Shandong Peninsula on 14 July 2014 and 29 June 2009 are analyzed. The convection on 14 July 2014 occurs under circulation patterns of forward-tilting trough in the back of cold vortex, where dry and cold air at middle and upper layer is strong, warm and humid air at low layer is weak, leading to obvious static instability stratification and moderate convective available potential energy. The vertical wind shear is from weak to moderate, therefore the duration of supercell is short, and the range of hail is small. The convection on 29 June 2009 appears under circulation patterns of a typical northeast cold vortex, and strong vertical wind shear is a principal factor in the maintenance of supercell. Sea-breeze front, gust front and convergence line of surface are triggering systems. The high convective available potential energy, temperature and pseudo equivalent potential temperature difference between 850 hPa and 500 hPa, average wind speed of storm bearing layer, wind indices, and potential downside indices are indicative to the intensity of convection. Both processes have supercell storms, showing similar echo characteristics, such as hanging strong echoes, weak echoes regions, echo pendency, hook echoes and mesocyclones. The difference is that there is a strong mesocyclone on 29 June 2009, while the mesocyclone on 14 July 2014 is much weaker, so the former has a larger convection range and stronger intensity. The collision process between sea-breeze front and gust front enhances the mesocyclone, and when one factor weakens the mesocyclone weakens too. Two hail processes appear in the decline phase of cell top and echo top, maximum period of a storm with maximum reflectivity. The strong radar echoes over 50 dBZ in both processes extend to much higher than the height of -20°C . Lower melting level, suitable height of 0°C , thick depth of negative temperature layer are important to large hails. In addition, the formation period of large hails are in the period of low base height, deep thickness, severe rotation intensity of mesocyclone and is simultaneous with the strong period of mesocyclone. Therefore, the size of hail is related to base height, thickness, and rotation intensity of mesocyclone. Supercell storms of two processes occur to storms of the sea-breeze front which is close to the mountains. The stronger uplift triggering caused by combination of terrain and sea-breeze front is critical to strengthen original convective storms and evolve into supercell storms.

Key words: sea-breeze front; gust front; supercell; terrain triggering