

东高红,何群英,刘一玮,等. 海风锋在渤海西岸局地暴雨过程中的作用[J]. 气象,2011,37(9):1100-1107.

海风锋在渤海西岸局地暴雨过程中的作用^{*}

东高红¹ 何群英¹ 刘一玮¹ 解以扬² 戴云伟³

1 天津市气象台,天津 300074

2 天津气象科学研究所,天津 300074

3 中国气象华云公司,北京 100081

提 要: 利用常规观测资料、地面加密自动站资料、多普勒雷达观测资料及中尺度 TJ-WRF 模式输出资料,对 2009 年 7 月 6 日天津宁河地区出现的暴雨天气过程进行了分析,重点分析了渤海湾海风锋对沿岸局地暴雨的触发机理。结果表明:此次局地暴雨过程是在有利天气背景条件下发生的,暴雨发生地存在局地层结不稳定和较好的水汽条件。海风锋本身有一辐合抬升区,区域内有弱对流存在;当海风锋移到局地存在层结不稳定且水汽充足的区域,其抬升区的辐合上升运动迅速加强,从而触发该地区雷暴的新生发展;海风锋与迎面移来的雷暴相遇,会对雷暴的加速发展起到加强作用。利用中尺度 WRF 模式输出资料进行分析看到,两条辐合线相交处易激发出强雷暴,雷暴出现在近地层大气暖干区的北端、湿空气的交汇处;海风锋对雷暴的新生发展有明显的触发抬升作用。

关键词: 渤海湾海风锋,局地暴雨,触发机理,中尺度 TJ-WRF 模式

The Role of Sea Breeze Front in Local Storm of Bohai Coast

DONG Gaohong¹ HE Qunying¹ LIU Yiwei¹ XIE Yiyang² DAI Yunwei³

1 Tianjin Meteorological Observatory, Tianjin 300074

2 Tianjin Institute of Meteorological Science, Tianjin 300074

3 China Meteorological Huayun Company, Beijing 100081

Abstract: Using the data obtained by conventional observations, ground densified automatic weather stations, Doppler radar observations and mesoscale TJ-WRF model, we analyze the heavy rain occurring on 6 July 2009 at Ninghe District of Tianjin and highlight the trigger mechanism of coastal local storm caused by sea breeze front of the Bohai Gulf. The results show that the heavy rain occurred in the favorable weather conditions, and there were local instability and adequate vapor conditions. Sea breeze front itself has a convergent uplift area where weak convection exists; when sea breeze front moves to the unstable and adequate vapor areas, it will strengthen the convergence positive movement of convergent uplift area and lead to the new storm development. The meeting of the sea breeze front and thunderstorm will play a strengthened role in its development. By analyzing the data obtained by mesoscale WRF model, we can see that at the warm and dry ground in front area near the north end of the wet air interchange, the intersection of the two convergence lines is easy to stimulate strong thunderstorms, and thunderstorm accrues at the intersection of the north of the subaerial warm and dry front zone and humid air. Sea breeze front plays an important role in the development of the thunderstorm.

Key words: sea breeze front in the Bohai Gulf, local heavy rain; trigger mechanism, mesoscale model TJ-WRF

* 公益性行业(气象)科研专项(GYHY200906011),北京城市所基金课题(UMRF201008)和国家科技支撑计划重点项目(2008BAC37B05),(2008BAC37B01)共同资助

2010 年 11 月 23 日收稿; 2011 年 5 月 16 日收修定稿

第一作者:东高红,主要从事雷达气象及天气预报技术研究. Email:qwerty8825@sina.com

引言

强降雨、冰雹、雷暴大风、龙卷等中小尺度天气现象,是伴随对流风暴发生发展的,而对流风暴的发展依赖于大气的热力和动力条件^[1]。边界层辐合线作为风暴发生发展的动力条件之一,是强对流风暴发生、发展临近预报的关键。Wilson等^[2-5]通过研究发现,大多数风暴都起源于边界层辐合线附近,在两条边界层辐合线的相交处,如果大气垂直层结有利于对流发展,则几乎肯定会有风暴在那里生成;如果边界层辐合线相交处本来就有风暴,则该风暴会迅速发展。海风锋作为边界层辐合线的一种,国际上对其的观测研究由来已久,20世纪初Jeffreys^[6]通过研究奠定了海陆风定量理论研究的基础;Banta等^[7]应用多普勒天气雷达能够完整而清晰地捕捉海风锋的三维结构特征。国内对海风锋的观测研究是从20世纪50年代开始,陶诗言等^[8]曾原则地提出海陆风可能对沿海暴雨有触发作用,另有不少学者^[9-14]应用数值模拟或个例分析方法揭示海陆风能够触发强对流天气,而于恩洪等^[15-16]通过5次外场观测试验进行研究表明渤海湾海风锋对强对流天气有触发作用。近年来,随着新一代天气雷达在我国沿海地区的安装与使用,利用雷达观测分析海陆风特征、海陆风演变规律及海风锋与强对流天气发生发展关系的研究不断增多^[17-20],其中王彦等^[17]通过统计分析4次雷达监测到的渤海湾海风锋的特点,对海风锋与强对流天气形成、发展和消散过程的演变特征进行了研究。何群英等^[18]通过对天津出现的一次局地暴雨过程分析指出,天气尺度系统引发的积云对流与海风锋的碰撞是导致强降水出现的重要原因。董海鹰等^[20]则对青岛奥帆赛期间海风锋触发对流降水的特征进行了分析。本文利用天津新一代天气雷达资料、地面加密自动站资料及中尺度WRF模式输出资料,对2009年7月6日发生在渤海西岸的局地暴雨天气过程进行综合分析,重点分析海风峰对局地暴雨发生发展的触发机理,以期为局地强雷暴的临近预报预警提供参考依据。

1 降水实况和天气形势分析

1.1 降水实况主要特点

2009年7月6日天津地区出现局地暴雨天气,

降水从中午12时(北京时,未特别说明下同)开始持续到下午17时基本结束,自动站降水量最大为111.7 mm,其中宁河站1小时最大降水量为54.5 mm。图1a为此次降水过程降水量分布情况,图1b为强降水区不同站点降水量随时间的演变。从图中看到,此次降水的特点为:(1)降水影响范围小、局地性强,超过50 mm的降水区域仅在20 km×50 km的范围内,天津其他地区仅有少量降水。(2)降水强度大、持续时间短,降水主要集中在13—16时的3个小时时间内。(3)降水过程中有两个降水峰值,且第一阶段降水的强度强于第二阶段的。

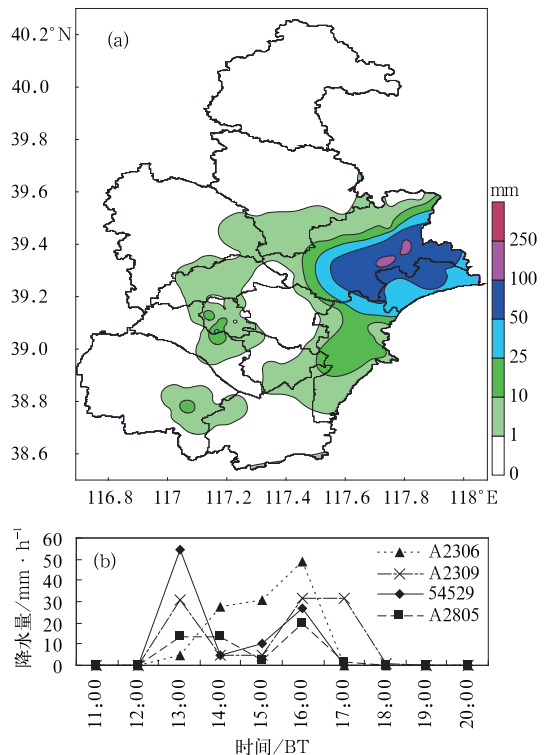


图1 (a) 2009年7月6日降水量分布, (b) 降水区不同站点降水量随时间的变化
Fig. 1 The precipitation distribution on 6 July, 2009 (a) and its time evolution from 4 AWS stations (b)

1.2 天气形势特征

分析2009年7月6日08时天气形势看到,从1000 hPa到500 hPa高度在41°N、119°E附近为一深厚冷涡系统,一高空槽从冷涡中心向南一直延伸到37°N附近,温度槽明显落后于高度槽,槽后为冷平流。从高低空槽区相对位置配置看到(图2),700 hPa槽相对850 hPa槽明显前倾,但却落后于500

hPa 槽,槽区分布呈明显的 700 hPa 前凸型,这使得从中层侵入的冷空气正好叠加在低层 850 hPa 的温度脊上,形成中上层较干冷、低层暖湿的不稳定配置形势。与高空冷涡系统相对应,在 7 月 6 日 08 时的地面图上地面有一低压系统,其中心气压值为 995.3 hPa,一冷锋锋面正压在津京地区(图略)。天津处于冷锋前部弱的低压辐合区里;而且沿天津的静海—东丽—汉沽一线有一东北风与偏南风的中尺度切变存在。

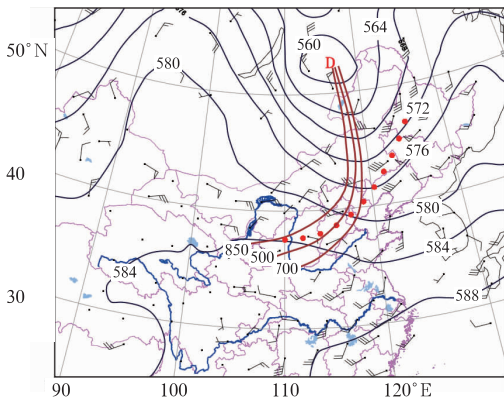


图 2 2009 年 7 月 6 日 08 时 500 hPa 高度与 850 hPa 风场叠加图

粗线为高低空槽线,点虚线为 850 hPa 温度脊

Fig. 2 The overlapped chart of 500 hPa height and 850 hPa wind field at 08:00 BT 6 July 2009

the thick lines show the troughs at 500 hPa, 700 hPa and 850 hPa, the dot-dashed line shows the 850 hPa temperature ridge

2 探空形势及物理量场诊断分析

2.1 探空资料分析

从 7 月 6 日 08 时北京探空资料看到(图略),850 hPa 以上风随高度由 WSW 风顺转为 NW 风,为弱的暖平流,925 至 850 hPa 之间风由 NNW 风随高度逆转为 WSW 风,说明 925 与 850 hPa 高度之间有弱的冷空气侵入;而底层 1000 hPa 高度为东风。从温度层结曲线分布看到,在 925 hPa 高度以下有弱的逆温层,逆温层的存在不仅阻断了上面的弱冷空气向下渗透,而且使底层从东面来的湿空气在此得到积累,为对流的发展不断积累能量。另外从图上看到,300 hPa 以下大气的湿度很大接近饱

合,且有正的不稳定能量。从计算出的对流参数值看到:对流有效位能为 $724.8 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,对流抑制为 $0.8 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,且抬升凝结高度较低,同时 K 指数高达 42,沙氏指数为 -4.84 ,这说明虽然对流有效位能不大,但对流抑制很小,雷暴发生发展的层结不稳定条件和水汽条件已经具备,一旦有触发抬升机制使该地的上升运动加强冲破逆温层,不稳定能量将得到强烈释放,该地区就会有强对流天气出现。

2.2 物理量场诊断分析

层结不稳定条件、水汽条件和触发抬升条件是暴雨发生的三个必要条件,缺一不可。从暴雨发生前天气实况形势场的物理量诊断来看,7 月 6 日 08 时从低层到高层为一致的垂直上升区,上升速度最大值位于 300 hPa 高度附近,为 $-24 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$;对应散度场 350 hPa 以下为辐合区,大值区在 400 hPa 高度附近,略低于最大上升区的高度(图略)。从 K 指数及 θ_{sc} 垂直分布看(图略),天津位于 K 指数大值区的东侧, θ_{sc} 能量锋区的南侧。而从水汽输送来看,天津处于 700 hPa 偏南水汽辐合区的北端,这一特征在 925 hPa 高度尤为明显。上述分析表明,天津地区出现暴雨的前两个条件已经具备,如果有好的触发抬升机制,该地区发生暴雨天气的可能性很大。

3 暴雨发生地的中尺度条件分析

3.1 不稳定条件

天津本地没有探空资料,在实际预报中,预报员通常使用北京探空资料。但实际上津京两地的天气差异较大,经常是北京狂风大作而天津风平浪静或天津电闪雷鸣而北京艳阳高照,所以在分析强对流天气特别是天津局地暴雨天气时不能简单地直接使用北京探空资料。

天津与北京相距仅 120 km,当两地受同一天气系统控制且天气形势较为稳定少变时,两地边界层以上的大气结构差异不大,可以使用 850 hPa 以上北京探空资料,而 850 hPa 以下的边界层受海陆风环流、地形、城市热岛环流等的影响,使得局地热力动力条件差异较大,所以两地的天气特别是局地的强对流天气差异较大。基于这种认识,当京津两地受同一天气系统控制且天气形势较为稳定少变时,

我们采用天津地区的自动气象站资料与 850 hPa 以上的北京探空资料相衔接,形成新的逐时探空资料,通过计算强对流天气条件下天津局地相关物理参数分布,来分析出现在天津的局地强对流天气过程^[18],以期找出强天气发生地局地的动热力不稳定条件。

由图 1 知,此次局地暴雨的降水落区主要在天津宁河县,所以下面我们主要关注该地区强对流参数的变化。从计算出的对流有效位能的分布看到(图略),08 时宁河附近的对流有效位能值最大约为 $2000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,明显高于直接应用北京探空资料计算出的 CAPE 值,而且该地的 CAPE 值随时间迅速增大,到雷暴发生前的 12 时已达到 $3000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以上(图 3);而对流抑制从 08 时开始出现减小,到 12 时基本为零。另外,雷暴出现前 K 指数一直为 42,沙氏指数为 -4.6 ,与北京探空资料计算出的值基本一样;抬升指数 LI 却随时间迅速降低,到 12 时宁河附近的 LI 值达到 -8°C 以下(图 3)。且强天气威胁指数 $SWEAT$ 在 11 时也达到 300 以上,已达到美国发生强雷暴的临界值。而到强降水发生后,该地的 CAPE 值迅速减小,同时 LI 值迅速增大(图 3)。分析表明,暴雨发生前该地处于高能区且具备强的不稳定条件。

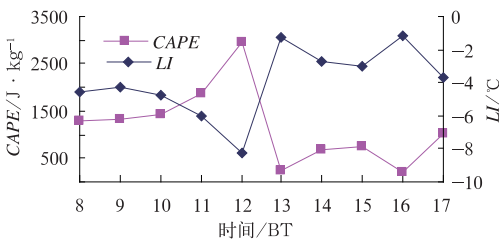


图 3 宁河站 CAPE(单位: $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$)和 LI (单位: $^\circ\text{C}$)的逐时变化图

Fig. 3 The hourly variations of CAPE (unit: $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$) and LI (unit: $^\circ\text{C}$) at Ninghe Station from 08:00 to 17:00 BT 6 July 2009

3.2 水汽条件

从计算出的比湿的分布情况看到(图略),降水前在天津的武清站西侧和宁河站附近各有一个比湿大值区,随时间推移大湿区的范围迅速扩大,而且二者之间逐渐打通。从水汽通量的分布看到,在东南海上有一水汽通量大值区,宁河处于水汽通量大值

区的西端,这说明在近地面有大量的水汽由海上向该地输送。分析武清站西侧存在大湿区的原因应为此次强降水出现前几小时上游地区一直存在降水的关系。

上述分析说明,7月6日局地暴雨发生前,存在局地强的层结不稳定及充足的水汽,只要有触发抬升条件出现,该地就会发生强的雷暴天气。

4 海风锋对局地暴雨发生、发展的作用

4.1 从地面风场分析海风锋的特征

从天津的地面加密风场观测资料看到,从7月6日早晨开始在天津中南部地区一直有一东北—西南向中尺度切变。到10时前后在渤海湾沿岸又出现一条与海岸线近似平行的东北风—东南风之间的切变,对应雷达观测为海风锋(图 5b)。两条辐合线相向移动,其北端于12时左右在宁河境内相交,对应降水实况,相交处正好是此次局地暴雨的落区位置。从宁河站的气温随时间的演变看到(图略),在11—12时这一时间段,由于海风锋的影响,该地区的气温由之前的持续升温转为小幅降温,同时相对湿度也转为增大,随后该地的风向由 ENE 方向转为 ESE 向,这表明了海风锋过境前后该地气象要素的变化。

4.2 雷达观测海风锋与雷暴回波的发展演变

连续跟踪观测7月6日雷达 0.5° 仰角基本反射率因子产品看到,从08时开始离渤海海岸 20 km 处有一条海风锋(称为海风锋 A),呈 NNE—SSW 走向,其在向岸边缓慢移动的过程中方向逐渐转为 ENE—WSW,强度略有加强,半小时后其南半段上岸,北半段距岸边 10 km 左右。之后,其南北两段在雷达站附近断裂,其南段(仍称为海风锋 A)上岸后强度有所加强,宽度变宽,并在继续向西推进的过程中转为近南北向;而其北段基本停滞不动并重新演变为一条沿海岸线呈 SW—NE 向的新海风锋(称为海风锋 B)。同时 09:30 时在距海岸大约 40 km 远处又有一条近似呈 S—N 走向的海风锋出现(称为海风锋 C),其移速明显快于海风锋 B,半小时后其北端与海风锋 B 相交,相交处有弱的回波生消。到 11:00 时在海风锋 A 的北端有回波单体新生并

迅速发展,6 分钟后回波的强度已达到 50 dBz;与此同时海风锋 B 与海风锋 C 的移速加快,海风锋 B 上岸。另外 11:00 时前后在距海风锋 B 约 30 km 远的天津西北部雷达观测到一条地面辐合线,图 4a 为 11:12 时 0.5° 仰角基本反射率因子图,从图上可以清楚地看到三条海风锋及地面辐合线。随时间推移辐合线内侧有多个回波单体新生发展,到 11:36 时(图 4b)雷达已观测不到地面辐合线,但其后侧生成的多个回波单体迅速发展东移随后与海风锋 B 在宁河上空相遇,回波单体被迫抬升而得以迅速加强为中心强度为 55 dBz 的强回波。随后回波继续发展并逐渐合并,到 12:30(图 4c)其又和迎面移来的海风锋 C 的北端相遇,回波得以再次加强并逐渐发展成为一中心强度达 55 dBz,东北—西南向强回波带,从而造成宁河 1 小时 54.5 mm 的强降水。

4.3 海风锋对雷暴的触发抬升机理分析

Wilson 等^[2-5]研究指出大多数雷暴的触发机制位于地面附近,与边界层辐合线有关;后来其进一步给出与边界层辐合线相联系的抬升区示意图,指出对于移动的边界层辐合线,其抬升区范围大致为辐合线向前 10 km、向后 15 km。我们根据雷达观测,从海风锋随时间的发展演变看到,海风锋的强度基本维持在 25~30 dBz,过海风锋做反射率因子垂直剖面看到海风锋的伸展高度基本为 0.5 km,且在其前侧一直有弱的回波对流存在,强度为 0~15 dBz,伸展高度 3~4 km(图 4d)。这说明海风锋本身有辐合抬升区,在辐合抬升区内一直有弱的对流发展,当其移动到一大气层结不稳定和水汽条件适合的区域内,其区域内的辐合抬升将会得到加强,从而触发雷暴的新生和发展。

从上面的分析知,宁河地区处于极不稳定状态并有充足的水汽,而且 11:00 时海风锋 A 的北段已有回波新生发展,我们沿图 4a 中的 1 线位置连续做垂直剖面看到,11:00 时在海风锋辐合抬升区的弱对流处有雷暴单体被激发出来并迅速发展,6 分钟后雷暴单体的回波强度就加强到 50 dBz(图 4e)。这说明当海风锋移到存在强的层结不稳定及有充足水汽的地区,就会触发出新的雷暴,这一分析与 Wilson 等的研究一致。

另外我们沿图 4a 中的 2 线位置连续做垂直剖面看到,海风锋 B 抬升区弱对流回波的高度达到近 6 km,而且在地面辐合线的内侧上空也有弱的对流

发展或雷暴单体新生发展(这应该也是边界层辐合线的触发导致雷暴的发展,本文对此不作讨论)。此时海风锋的弱对流与地面辐合线触发的雷暴单体间的距离约为十几千米(图 4f),半小时后东移的雷暴单体与海风锋 B 相遇,雷暴单体被抬升而得到发展,到 12:30 其又和迎面移来的海风锋 C 相遇,雷暴再次得以加强发展。从此时的径向速度图上看到在宁河上空有一中气旋生成。我们过中气旋中心(图 4c 中直线位置)做反射率因子及径向速度剖面图看到,海风锋的弱回波与雷暴单体回波已经相遇,雷暴单体回波随高度向海风锋一侧出现倾斜,且在低层近海风锋一侧出现弱回波区(图 4g),这说明海风锋对雷暴单体有抬升加强作用;同时说明沿海风锋一侧为入流方,海风锋带来的大量湿空气随入流气流进入到雷暴体内,使得雷暴单体迅速发展增强,这也与 Wilson 等的研究一致。另外从径向速度剖面图上看到(图略)雷暴的低层有弱的中气旋,上层为反气旋,2~5 km 之间存在一个明显的中层径向辐合 MARC。表明雷暴低层的气旋式旋转不断把海风锋带来的湿空气夹卷进雷暴体内并输送到高层,使其得以继续发展。

4.4 利用中尺度 WRF 模式资料分析海风锋对雷暴的作用

中尺度 TJ-WRF 模式是天津气象科学研究所与北京大学合作引进并正式业务运行的一套数值预报业务化系统。该系统采用 ARPS-ADAS 数据同化系统,背景场资料使用 NECP 预报模式 GFS 资料(分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, 3 小时一次)。TJ-WRF 模式的积分区域中心在北京附近(40.0°N 、 115°E), X、Y 方向格点数分别为 401 和 369,垂直方向 51 层,边界层内大致有 11 层;水平分辨率 5 km,积分步长 30 秒,预报时效 48 小时,每 3 小时输出一次预报结果,对于降水量资料,每 1 小时输出一次预报结果。表 1 为 WRF 的主要参数设置。

表 1 TJ-WRF 模式的主要设置

Table 1 The main setting of mesoscale TJ-WRF model

参数	模式设置
微物理方案	WSM 6 类冰雹方案
辐射方案	长短波辐射(RRTM/Dudhia 方案)
边界层方案	YSU 方案
近地面层方案	Monin-Obukhov 方案
陆面过程方案	Noah 陆面过程方案

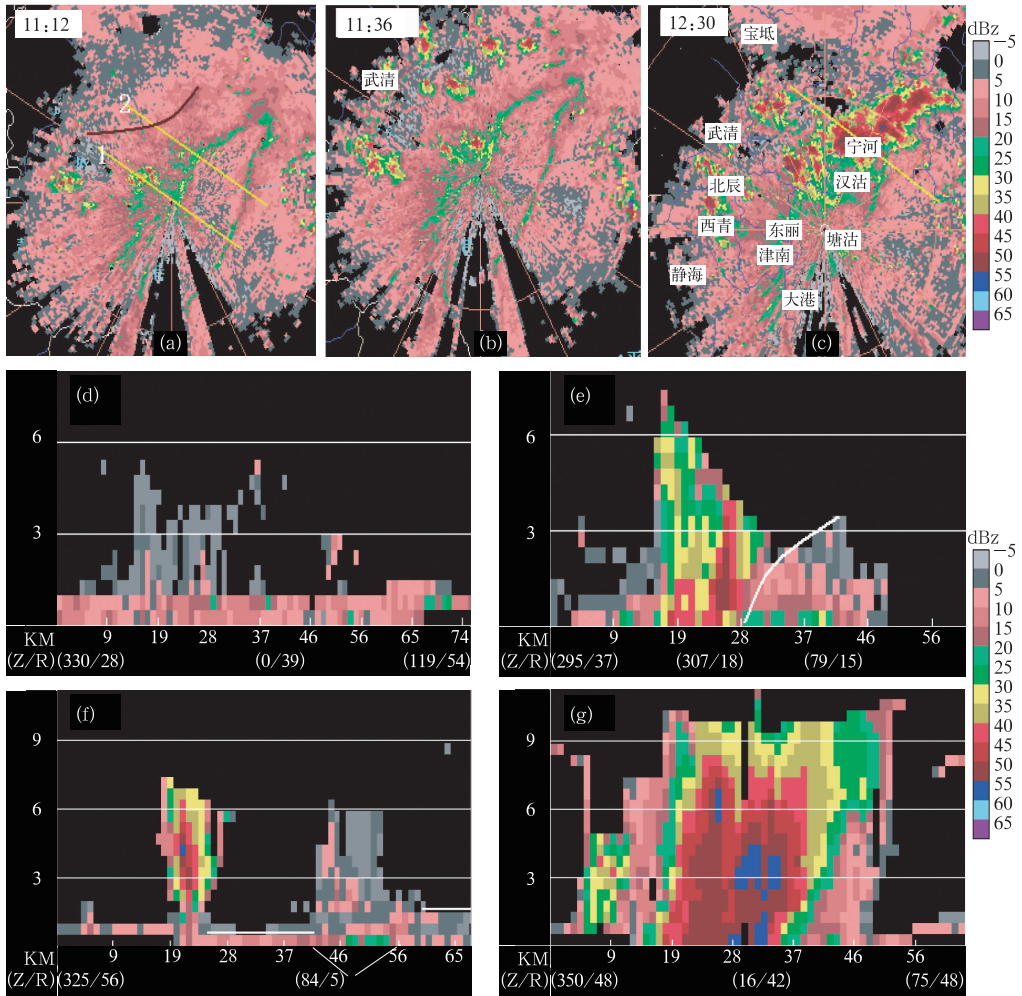


图 4 2009 年 7 月 6 日雷达反射率因子图(a~c)和垂直剖面图(d~g)

(a)图中棕色线位置为地面辐合线,(d)为 08:48 时过海风锋做的垂直剖面, (e)为 11:06 时沿(a)中直线 1 做的反射率因子垂直剖面,(f)沿直线 2 做的下一时刻的垂直剖面,(g)为沿(c)中直线做的垂直剖面

Fig. 4 Tianjin radar reflectivity (a-c) and vertical cross section images (d-g) on 6 July 2009

The brown line position in (a) is the ground convergence line; The vertical cross section in (d) is perpendicular to the sea breeze front at 08:48 BT; The vertical cross section in (e) is along the line 1 in (a) at 11:06 BT; The vertical cross section in (f) is along the line 2 in (a) at 11:12 BT; The vertical cross section in (g) is along the line in (c)

本次过程模拟起始时间为 2009 年 7 月 6 日 08 时,将 TJ-WRF 模式预报的降水量与落区和降水实况进行对比看到,预报的降水量和观测实况大体相同,只是降水落区位置略有偏差(图略),模拟的风场、地面辐合线及海风锋位置也与实况基本相同(图 5a、b)。这说明 WRF 模式输出的产品资料是可用的,下面我们就用 WRF 模式模拟的预报产品来分析海风锋对雷暴的作用。

从 7 月 6 日 10 时的模式模拟资料看到,在底层 1000 hPa 上有两条辐合线,一条位于天津西部,有

风场的辐合;一条位于渤海湾沿岸,有风速的辐合(图 5a),对应地面风场分别为中尺度地面辐合线和海风锋(图 5b)。分析温度及比湿的分布看到,地面辐合线后侧为下沉气流造成的湿冷池,海风锋后侧为从海上来的相对冷的湿气团,两者之间为相对暖干的大气,并有一温度脊存在。两条辐合线相向移动,到 11 时二者的北端在宁河附近上空相遇,其位置正好位于大气暖干区的北端,且相交处出现强的风场辐合(图 5c),到 12 时两个湿冷的大湿区已经打通(图 5d)。我们沿图 5c 中斜线位置做风场与垂

直速度剖面(图 5e)看到,底层在两条辐合线相交处有明显的东南和西北风的辐合;117.4°E 以东为东南风,高度延伸至 900 hPa 高度以下,此高度之上为西南风,我们在东南风转为西南风的高度处画出一条锋面,这应是海风锋锋区的空间伸展高度(图 5e 中直线位置)。117.4°E 以西为下沉气流形成的西北风,其遇到海风锋,被迫沿海风锋锋区向上爬升,使该地的垂直上升运动明显加强,强的上升运动又

进一步促使底层辐合的加强,局地强的辐合上升从而触发该地不稳定能量的释放导致强降水的发生。通过和前一时刻剖面图(图略)对比看到,海风锋的空间伸展高度明显加大,其前侧辐合处的垂直上升速度也明显加强(图 5e 中箭头位置),由 1 小时前的 700 hPa 高度附近抬升至 600 hPa 高度,上升运动中心的最大垂直速度也由 $0.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 加强为 $0.45 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,这进一步证实了海风锋的触发抬升作用。由

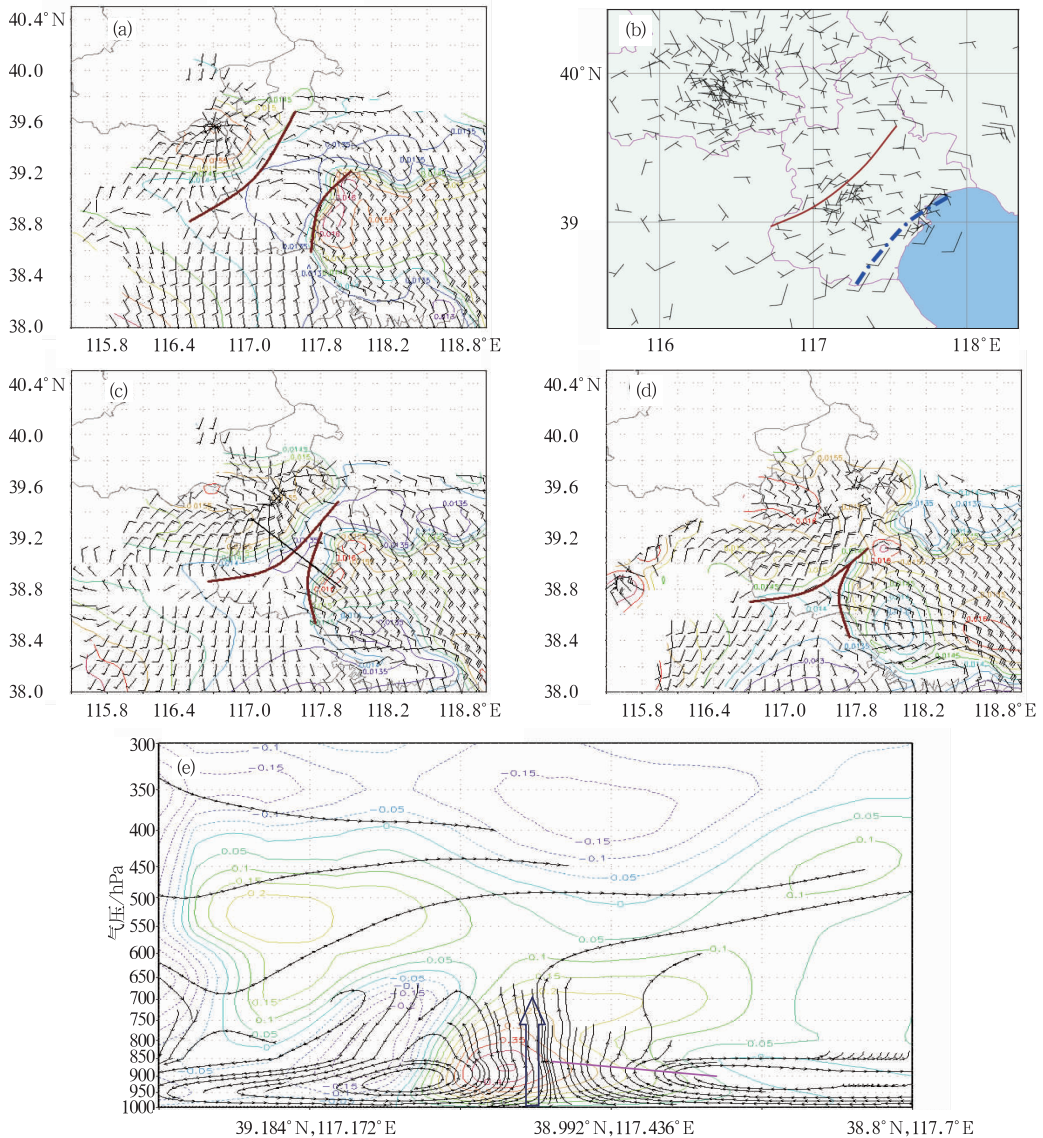


图 5 (a)、(c)、(d)分别为 WRF 模式模拟的 10—12 时 1000 hPa 风场叠加比湿(单位: $\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$), (b)为 10 时地面加密风场实况,(e)为沿(c)中直线做的风场与垂直速度剖面
图中风速扩大 10 倍、垂直速度向上为正、单位为: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$

Fig. 5 The distributions of 1000 hPa wind field and specific humidity (units: $\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$) at (a) 10:00 BT, (c) 11:00 BT and (d) 12:00 BT, respectively (b) The surface wind field at 10:00 BT, (e) The cross section is the wind and vertical velocity profile along the line in (c) wind speed is magnified by ten times, upward vertical velocity is positive (units: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

前面的分析知,降水前该地存在明显的层结不稳定,而该地辐合上升运动的加强为雷暴的发生提供了有利的动力条件,从而触发了该地不稳定能量的强烈释放,促使了雷暴的新生发展。分析表明正是海风锋的触发导致了此次局地暴雨过程的发生。而中尺度 TJ-WRF 模式可以很好地模拟出此次过程中海风锋与地面辐合线相交并在交汇处触发雷暴的新生发展这一现象。

5 小 结

利用天津新一代天气雷达资料、地面加密自动站资料及中尺度 TJ-WRF 模式输出资料对 2009 年 7 月 6 日发生在渤海西岸的局地暴雨天气过程进行综合分析,得出以下几点结论:

(1) 此次局地暴雨过程是在有利天气背景条件下发生的,暴雨发生地存在局地层结不稳定和较好的水汽条件。

(2) 海风锋本身有一辐合抬升区,区域内有弱对流存在,当海风锋移到局地存在层结不稳定且水汽充足的区域,其抬升区的辐合上升运动迅速加强,从而触发该地区雷暴的新生和发展;海风锋与迎面移来的雷暴相遇,对雷暴的加速发展起到加强作用。

(3) 分析中尺度 TJ-WRF 模式模拟资料看到,两条辐合线相交处易激发出强的雷暴,雷暴出现在近地层暖干大气的北端、湿空气的交汇处;海风锋对雷暴的新生发展有明显的触发抬升作用。

参考文献

- [1] 陆汉成,杨国祥. 中尺度天气原理和预报[M]. 北京:气象出版社,2000:251-288.
- [2] Wilson J W, Schreiber W E. Initiation of convective storms by radar observed boundary layer convergence lines[J]. Mon Wea Rev,1986,114:2516-2536.
- [3] Wilson J W, Foote G B, Fankhauser J C, et al. The role of

boundary layer convergence zones and horizontal rolls in the initiation of thunderstorms: A case study[J]. Mon Wea Rev, 1992, 120:1758-1815.

- [4] Wilson J W, Mueller C K. Nowcast of thunderstorm initiation and evolution[J]. Weather and Forecasting,1993,8: 113-131.
- [5] Wilson J W, Megenhardt D L. Thunderstorm initiation, organization and lifetime associated with Florida boundary layer convergence lines[J]. Mon Wea Rev,1997,125:1507-1525.
- [6] Jeffreys H. On the dynamics of wind[J]. Quart Roy Meteor Soc,1922,(48):29-46.
- [7] Banta R M, Dollvier L and Leviason D H. Evolution of the Monterey Sea2Breeza Layer as observed by Pulsed Doppler radar[J]. Atmos Sci, 1993,(50):3959-3982.
- [8] 陶诗言,等. 中国之暴雨[M]. 北京:气象出版社,1980.
- [9] 金皓,王彦昌. 三维海陆风的数值模拟[J]. 大气科学,1991,15(5):25-32.
- [10] 刘黎平,邵爱梅,葛润生,等. 一次混合云暴雨过程风场中尺度结构的双多普勒雷达观测研究[J]. 大气科学,2004,28(2): 278-283.
- [11] 付秀华,李兴生,吕乃平,等. 复杂地形条件下三维海陆风数值模拟[J]. 应用气象学报,1991,2(2):113-119.
- [12] 常志清,吴增茂,高山红. 青岛海陆风三维结构的数值模拟[J]. 青岛海洋大学学报,2002,32(6):877-883.
- [13] 刘运策,庄旭东,李献洲. 珠江三角洲地区由海风锋触发的强对流天气过程分析[J]. 应用气象学报,2001,12(4): 433-441.
- [14] 山义昌,刘桂才,张秀珍,等. 鲁北沿海强对流天气多发的成因及临近预报[J]. 气象,2003,29(11):20-24.
- [15] 于恩洪,陈彬. 渤海湾西部海陆风的空间结构[J]. 气象学报,1987,45(3):379-381.
- [16] 陈彬,于恩洪. 渤海湾西部海陆风的天气气候特征[J]. 海洋通报,1989,8(1):23-27.
- [17] 王彦,李胜山,郭立,等. 渤海湾海风锋雷达回波特征分析[J]. 气象,2006 32(12):23-27.
- [18] 何群英,解以扬,东高红,等. 海陆风环流在天津 2009 年 9 月 26 日局地暴雨过程中的作用[J]. 气象,2011,37(3):291-297.
- [19] 卢焕珍,赵玉洁,俞小鼎,等. 雷达观测的渤海湾海陆风辐合线与自动站资料的对比分析[J]. 气象,2008,34(9):57-64.
- [20] 董海鹰,邵玲玲,李德萍,等. 青岛奥帆赛期间海风锋触发的对流性降水特征[J]. 气象,2008,34(专刊):47-53.