尉英华,陈宏,何群英,等,2019. 渤海西岸偏东风对天津局地大暴雨的影响分析[J]. 气象,45(1):61-72. Wei Y H,Chen H,He Q Y,et al,2019. Influence of easterly winds from west coast of Bohai Sea on local heavy rainfall in Tianjin[J]. Meteor Mon,45(1):61-72(in Chinese).

渤海西岸偏东风对天津局地大暴雨的影响分析*

尉英华[1] 陈 宏[1] 何群英[1] 林晓萌[1] 张 辉[2]

1 天津市气象台,天津 300074

2 天津市宝坻区气象局,天津 301800

提 要: 利用加密自动气象站、多普勒天气雷达和风廓线雷达等高时空分辨率资料,分析 2017 年 7 月 6 日天津一次局地大暴雨过程的中尺度对流系统发展演变特征,讨论渤海西岸边界层偏东风的垂直结构、温湿特性及其对局地大暴雨的作用。结果表明:局地大暴雨由两个暖区中尺度对流系统和一个低涡切变线系统造成,偏东风作用下的暖区第二个中尺度对流系统主导了局地大暴雨的形成。大暴雨中心两侧的温湿特征均呈"东高西低"分布,偏东气流具有暖湿特性,为暖区对流暴雨的发生发展提供了有利的环境条件。由于海陆地形差异,偏东气流自渤海向内陆推进过程中呈现明显的风速扰动特征,不仅导致水汽辐合,同时有利于上升运动发展。其中,0.6 km 以下偏东风的中尺度扰动对局地大暴雨的触发和维持起重要作用,风速辐合强迫产生的上升气流是 γ 中尺度对流单体的重要触发机制,而强降水冷池出流与不断增强的暖湿偏东入流相互作用形成地面中尺度辐合线,使对流系统得以稳定维持,40 dBz 以上强降水回波持续近 3 h,平均 6 min 降水量达 6.8 mm。此外,局地大暴雨的雨强变化与东风急流波动关系密切,急流的建立、发展、减弱和消失分别对应降水的陡增、峰值、减弱和陡降四个阶段。

关键词: 边界层,偏东风,中尺度辐合,冷池,急流

中图分类号: P458 **文献标志码:** A **DOI:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2019.01.006

Influence of Easterly Winds from West Coast of Bohai Sea on Local Heavy Rainfall in Tianjin

WEI Yinghua[1] CHEN Hong[1] HE Qunying[1] LIN Xiaomeng[1] ZHANG Hui[2]

1 Tianjin Meteorological Observatory, Tianjin 300074

2 Baodi Meteorological Office of Tianjin, Tianjin 301800

Abstract: Based on the high spatio-temporal resolution data of automatic weather stations, Doppler weather radar and wind profiler radar, we analyzed the development of the mesoscale convective systems during the heavy rainfall in Tianjin on 6 July 2017, and discussed the structural characteristics of easterly flow from the Bohai Sea and its influence on the local heavy rainfall. The results are as follows: The local heavy rainfall was caused by two warm-zone mesoscale convective systems and a vortex shear line system. Among them, the second mesoscale convective system in warm area dominated the formation of local heavy rainfall, and it was closely related to the easterly flow in the boundary layer. The easterly flow during this heavy rainfall had warm and wet characteristics, which was conductive to the occurrence and development of heavy rainstorms. At the same time, the wind speed from the Bohai Sea to the inland showed obviously disturbance, leading to the convergence of water vapor in the boundary layer and the development of the

* 国家自然科学基金项目(41575049)、天津市自然科学基金项目(16JQNJC07500)、中国气象局预报员专项(CMAYBY2018-005)及天津市气象局气象预报预警创新团队共同资助

2018 年 2 月 10 日收稿; 2018 年 8 月 26 日收修定稿

第一作者:尉英华,主要从事强对流预报技术研究. Email:weiyinghua1980@163.com

通信作者:何群英,主要从事暴雨预报技术研究. Email:he_qunying123@sina.com

ascending movement. Furthermore, the mesoscale disturbance of easterly flow below 0.6 km played an important role in the triggering and maintaining mechanism of the heavy rainfall. Under the convergence system caused by the wind speed disturbance, the updraft flow was forced, triggering the occurrence of the meso-γ-scale convection. On the other hand, the outflow of cold pool caused by the heavy rainfall and the increasing easterly inflow interacted each other and formed the convergence, and the meso-scale convective system was maintained stably, resulting in the strong precipitation echo above 40 dBz lasting nearly 3 h, with an average precipitation of 6.8 mm per 6 min. In addition, the change of rain intensity was closely related to the fluctuation of the easterly jet in the boundary layer. The establishment, development, weakening and disappearance of the jet corresponded to the four phases of steep increasing, peak, weakening and steep dropping of precipitation.

Key words: boundary layer, easterly wind, mesoscale convergence, cold pool, jet

引 言

暴雨容易引发洪涝、泥石流和山体滑坡，是影响我国的主要灾害性天气之一，常给社会经济和人民生命财产安全带来严重危害，其分析和预报一直是气象工作者关注的重点。国内许多学者(孙建华等，2015；喻谦花等，2016；孔凡超等，2016；苏爱芳等，2016；祁海霞等，2017；杨舒楠等，2017；雷蕾等，2017；王坚红等，2017；赵强等，2017；田付友等，2018)对不同地区暴雨天气的发生机理进行了广泛而深入的研究，指出暴雨是多种尺度天气系统相互作用的结果。近年来，随着气象观测资料和数值模式的快速发展，不少学者开始关注边界层气象条件变化对暴雨的影响，其中偏东风活动具有很强的地域性，往往给一些地方带来较强降水，因而成为研究焦点之一。Stuart and Grumm(2006)认为美国东海岸的东风异常可以增强大气低层的强迫和锋生，有助于提高降水效率。徐双柱等(2006)分析了热带气旋北部东风急流对暴雨过程的影响，指出暖气团中的东风急流主要起到水汽和能量输送作用，而冷暖空气交汇过程中的东风急流还起到抬升作用。徐明等(2015)分析了川西高原东侧对流暴雨过程中的偏东风垂直结构和温湿特征，指出偏东气流在暴雨的触发和加强中扮演着重要角色。孙继松和杨波(2008)、张文龙等(2013)、雷蕾等(2014)、吴庆梅等(2015)、王丛梅等(2018)研究了边界层偏东风与地形的相互作用，认为偏东风遇山脉抬升对华北局地暴雨的触发作用非常显著。

天津紧邻渤海湾，受特殊的海陆地形影响，降水常常与边界层偏东风相伴。从季节上来讲，已有的研究针对冷季与偏东风相伴随的回流降雪天气较多(易笑园等，2010；孙密娜等，2013；黄鹤等，2013；何群英和孙一昕，2017)，而对偏东风作用下产生的暖季暴雨相关研究较少。本文选取2017年7月6日发生在天津西北部的一次局地大暴雨天气过程，综合使用多种资料分析大暴雨的中尺度对流系统发展演变特征，并通过垂直结构、温湿特性及其与中尺度辐合系统对应关系，探讨渤海西岸偏东风扰动对暖区局地大暴雨的作用。

所用资料包括ECMWF ERA Interim(0.125°×0.125°)再分析资料、多普勒天气雷达和变分多普勒天气雷达分析系统(VDRAS)热动力反演资料、风廓线雷达资料等。其中，多普勒天气雷达资料来源于天津塘沽站(39.04°N、117.72°E)CINRAD/SA雷达，海拔高度69.8 m；变分多普勒天气雷达分析系统(VDRAS)热动力反演资料由北京城市气象研究所提供(陈明轩等，2011)，时间分辨率为18 min，空间分辨率为5 km×5 km；风廓线数据来源于天津宝坻站的L波段风廓线雷达，高模式分辨率为120 m，低模式分辨率为60 m。

1 降水概况

2017年7月6日，天津出现了一次大范围降水天气过程，雨量分布不均，区域性降雨带中存在罕见的强局地大暴雨中心。图1为6日11时至7日05时(北京时，下同)加密自动观测站累计降水量分布和逐小时雨量变化。以宝坻区的新开口站为中心的方圆30 km区域内，加密自动站有20站次降水量超过100 mm，4站次降水量超过200 mm，最大站点累计降水量为243.5 mm。对于200 mm以上的

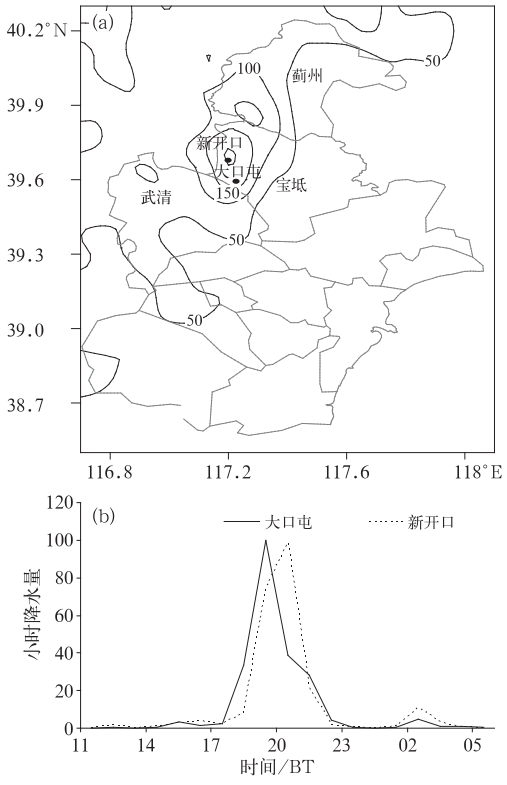


图 1　2017 年 7 月 6 日 11 时至 7 日 05 时累计降水量分布(a)和逐小时降水量变化(b)(单位：mm)

Fig. 1　Accumulated precipitation (a) and hourly rainfall (b) from 11:00 BT 6 to 05:00 BT 7 July 2017 (unit: mm)

大暴雨站，短时强降水集中出现在 6 日 18—21 时，大于 20 和 50 mm·h^{-1}的短时强降水分别占总降水量的 76.9%和 50.4%，最大雨强达 100.0 mm·h^{-1}。此次局地大暴雨范围小、雨强大，具有明显的中尺度对流性降水特征，无论从过程雨量还是小时雨强来看，均为宝坻区历史罕见的极端降水天气过程，给宝坻区带来了严重的洪涝灾害，多个乡镇农作物受灾严重。

2　环流背景和环境条件

7 月 6 日 14 时(图 2a)，500 hPa 中高纬经向型环流显著，副热带高压主体控制长江流域及其以南地区，高空冷涡位于 45°N 附近的蒙古国中部，天津处于深厚的冷涡低压槽前控制，925～500 hPa 均为暖平流，无明显冷空气侵入特征；地面图上，天津处于大尺度低压带前部，内蒙古东部、河北南部分别存在一个低压中心，后者低压倒槽缓慢东移并影响天津地区。6 日 20 时(图 2b)，高空冷涡移动缓慢，500 hPa 高空槽及 850 hPa 低空切变线均位于山西中部，冷空气仍未侵入天津地区，强降雨位于槽前暖区一侧。7 日 02 时(图 2c)，低涡切变线快速东移，冷暖空气交汇再次产生降水，由于局地能量已被释放，该阶段降水强度并不大。从天气尺度系统的配置演变来看，局地大暴雨过程具有明显阶段性特征，

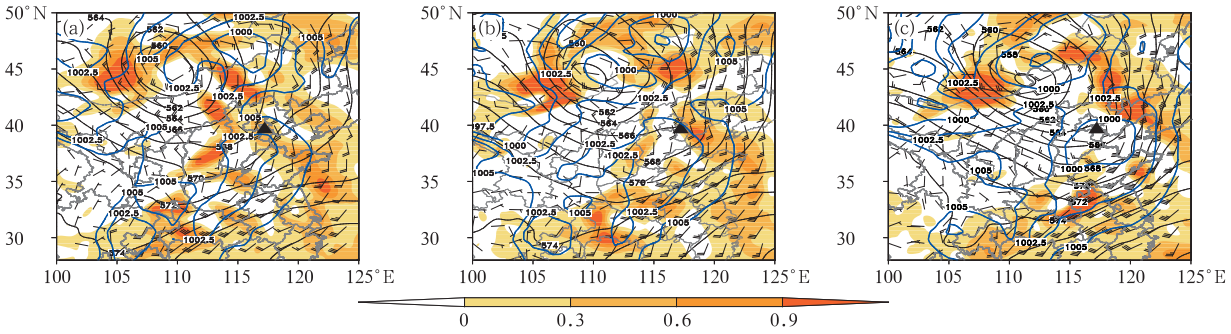


图 2　2017 年 7 月 6 日 14 时(a)，20 时(b)，7 日 02 时(c)500 hPa 高度场(黑色线，单位：dagpm)和温度平流(阴影，单位：10^{-4} K·s^{-1})、850 hPa 风场(单位：m·s^{-1})及海平面气压场(蓝色线，单位：hPa)

(▲代表局地大暴雨中心位置)

Fig. 2　Geopotential height (black contour, unit: dagpm) at 500 hPa, temperature advection (shaded area, unit: 10^{-4} K·s^{-1}) at 500 hPa, wind field (unit: m·s^{-1}) at 850 hPa and sea level pressure (blue contour, unit: hPa) at 14:00 BT 6 (a), 20:00 BT 6 (b), 02:00 BT 7 (c) July 2017

(▲ indicates the center of local heavy rainfall)

由 6 日午后至傍晚的暖区降水和 7 日凌晨的低涡切变线降水造成，最强降雨出现在 6 日 18—21 时的暖区降水阶段。

因天津未设探空站，本文采用北京和乐亭探空资料来估计大暴雨区上空大气层结状况（图 3）。6 日 08 时，北京和乐亭近地面至 850 hPa 为一致的偏东或东南风，距离天津最近的北京探空站近地面露点温度达 24℃，600 hPa 以下温度露点差均小于 2℃，抬升凝结高度（LCL）低至 0.3 km，配合较大的对流有效位能（CAPE）达 681.7 J·kg^{-1}。在湿层和暖云层深厚、对流不稳定性较强且对流抑制几乎为零的条件下，周边大气环境条件有利于短时强降水的发生。值得注意的是，6 日 20 时乐亭站 1000～850 hPa 偏东气流明显加强，北京站则减弱，两者之间存在明显的风速扰动。由于该阶段冷空气尚未侵入天津，可以认为地面倒槽顶部的偏东气流扰动与暖区对流暴雨关系密切。因此，研究渤海西岸偏东风的垂直结构和温湿特性，尤其是偏东风扰动与对流触发、维持之间的关系，对于分析局地大暴雨的产生原因尤为必要。

3 偏东气流结构特征及作用

3.1 垂直结构和温湿特征

以大暴雨中心（39.68°N、117.20°E）为例，如图 4a 所示，6 日 02:00 近地层为弱的东南风控制，925～850 hPa 盛行偏南或西南气流，此时偏东气流浅薄且强度较弱；6 日 14:00，偏东气流加强并向上伸展至850 hPa高度，925 hPa以下东风分量增大至

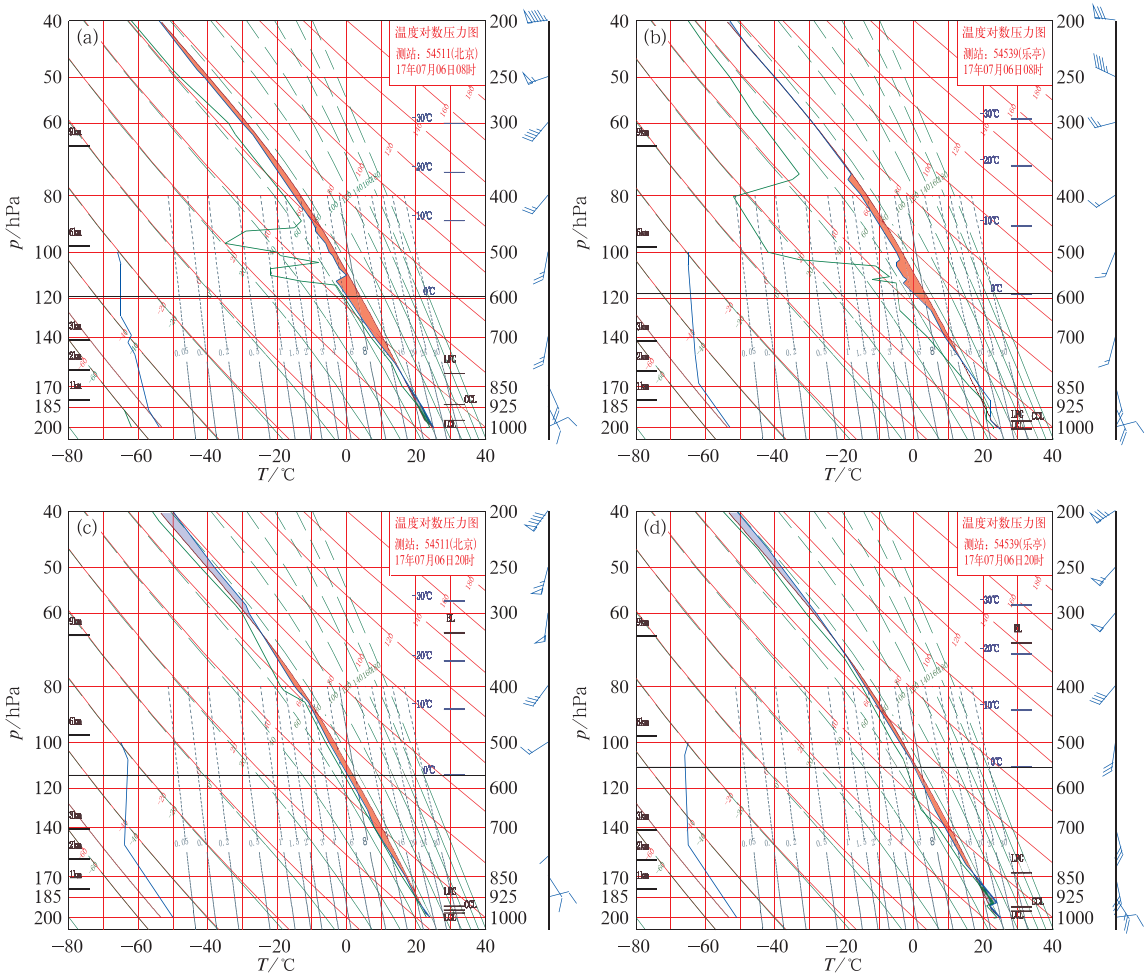


图 3 2017 年 7 月 6 日 08 时(a,b)，20 时(c,d)北京(a,c)和乐亭(b,d)T-log$p$ 图

Fig. 3 T-log$p$ diagram of Beijing (a, c) and Laoting (b, d) at 08:00 BT (a, b), 20:00 BT (c, d) 6 July 2017

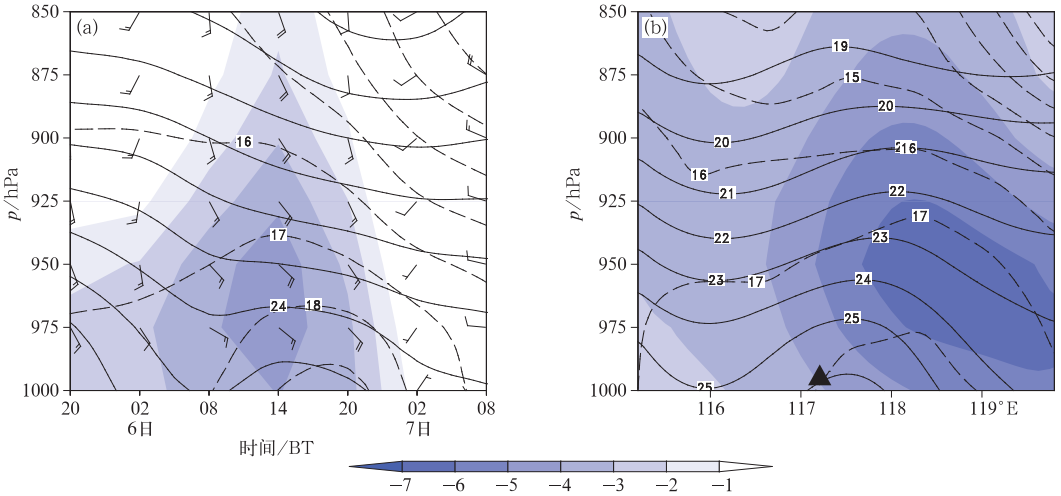


图 4　2017 年 7 月(a)5 日 20 时至 7 日 08 时大暴雨中心点(39.68°N、117.20°E)温度(实线，单位：℃)、比湿(虚线，单位：g·kg^{-1})和纬向风速(阴影，单位：m·s^{-1})时间-高度剖面，(b)6 日 14 时沿 39.7°N 的温度(实线，单位：℃)、比湿(虚线，单位：g·kg^{-1})和纬向风速(阴影，单位：m·s^{-1})垂直剖面

(▲代表局地大暴雨中心位置)

Fig. 4　(a) Time-height cross section of temperature (solid line, unit: ℃), specific humidity (dashed line, unit: g·kg^{-1}), and zonal wind speed (shaded area, unit: m·s^{-1}) at the location of heavy rainfall (39.68°N, 117.20°E) from 20:00 BT 5 to 08:00 BT 7 July 2017, (b) longitude-height cross section of temperature (solid line, unit: ℃), specific humidity (dashed line, unit: g·kg^{-1}), and zonal wind speed (shaded area, unit: m·s^{-1}) along 39.7°N at 14:00 BT 6 July 2017

(▲ indicates the center of local heavy rainfall)

4 m·s^{-1}，近地层比湿亦增大至 19 g·kg^{-1}；6 日 20 时，东南气流伸展高度快速降低且强度减弱，随后由弱西南风转为西北风。需要指出的是，大暴雨阶段低层虽受偏东气流控制，但与雷蕾等(2014)、吴庆梅等(2015)指出的北京两次暴雨过程中偏东风“冷垫”作用有着明显的差异。图 4b 给出了 6 日 14 时沿 39.7°N 的纬向风速、温度和比湿的垂直剖面，与“冷垫”类的偏东风向西侵入造成“西高东低”温度分布不同，本次过程大暴雨中心东侧(117.20°～118.00°E)925 hPa 以下处于暖脊、湿舌控制，其西侧为冷槽区，温湿特征均呈“东高西低”分布，表明偏东气流具有暖湿特性，有利于对流暴雨的发生发展。

3.2　动力抬升和水汽辐合

强烈的上升运动和充分的水汽供应对于大暴雨的产生至关重要。6 日 14 时(图 5a)，边界层虽为风向一致的东南气流，但风速在水平分布上表现出明显不连续性，975 hPa 大于 11 m·s^{-1}的风速大值区位于 119°E 附近的渤海中部，海洋与陆地、平原与山区的地形差异使东南气流自渤海向内陆推进过程中逐渐减弱，表现为带状分布的等风速线密集带。散度场辐合区与等风速线密集带位置对应，强辐合区位于山脉迎风坡一侧的北京—天津—秦皇岛一线，表明动力辐合与地形差异造成的东南气流风速扰动关系密切。沿 39.7°N 的垂直速度和水汽通量散度剖面(图 5b)可以看出，大暴雨中心与上升运动大值区对应，中心值为 −0.45 Pa·s^{-1}；同时对应 925 hPa 以下强的水汽通量辐合区，辐合中心位于 975 hPa。20:00，渤海东南气流减弱至 4～8 m·s^{-1}，风速辐合随之减弱，强降水时段趋于结束。可见，东南气流的风速扰动对于降水区的动力抬升和水汽辐合作用非常显著。

4　中尺度对流系统触发和维持机制

4.1　中尺度对流系统演变特征

暴雨并非瞬间事件，需要一段时间的累积，雷达

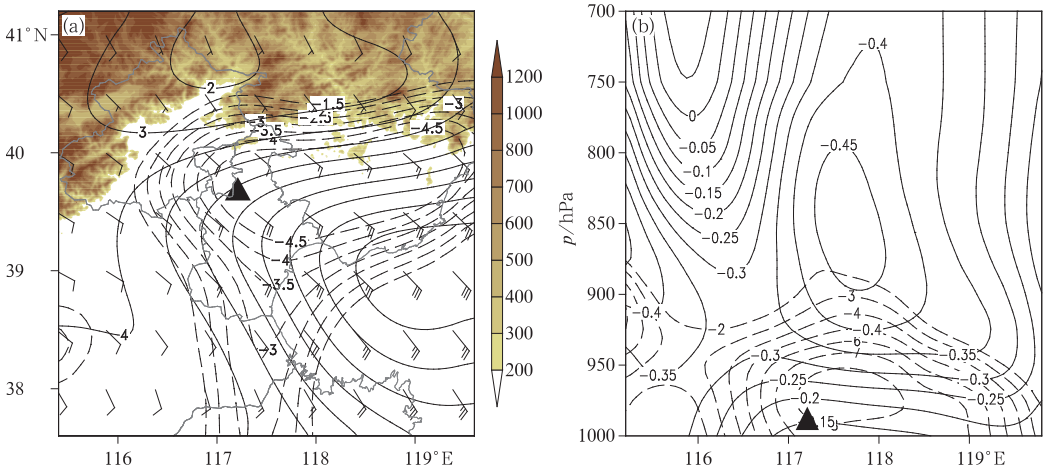


图 5 2017 年 7 月 6 日 14 时的(a)975 hPa 风场(单位：m·s^{-1})、全风速(实线，单位：m·s^{-1})、散度(虚线，单位：10^{-5} s^{-1})和地形高度(阴影，单位：m)分布，(b)沿 39.7°N 的垂直速度(实线，单位：Pa·s^{-1})和水汽通量散度(虚线，单位：10^{-7} g·hPa^{-1}·m^{-2}·s^{-1})纬向剖面

(▲代表局地大暴雨中心位置)

Fig. 5 (a) Distribution of wind field (unit: m·s^{-1}), wind speed (solid line, unit: m·s^{-1}), divergence (dashed line, unit: 10^{-5} s^{-1}) at 975 hPa and terrain height (shaded area, unit: m), (b) longitude-height cross section of vertical velocity (solid line, unit: Pa·s^{-1}), vapor flux divergence (dashed line, unit: 10^{-7} g·hPa^{-1}·m^{-2}·s^{-1}) along 39.7°N at 14:00 BT 6 July 2017

(▲ indicates the center of local heavy rainfall)

反射率因子可以清晰地反映该时段内的降水演变特征。以局地大暴雨中心的新开口站(39.68°N、117.20°E)为代表，利用塘沽多普勒天气雷达和地面自动观测站得到的逐 6 min 反射率因子及降水量演变(图 6)分析表明，局地大暴雨中尺度对流活动具有明显的阶段性特征。6 日 13—17 时，新开口站上空以层积混合云回波为主，大于 40 dBz 的回波仅持续 2～3 个体扫，与之对应的 6 min 降水量并不明显。6 日 18—21 时，新开口站上空表现为 40～50 dBz 的积状云对流回波特征，最强反射率因子达 55 dBz，强回波位于 5 km 以下高度，质心低，具有暖云降水特点，每 6 min 平均降水量达 6.8 mm，最大达 16.9 mm。7 日 01—03 时，低涡切变线东移，反射率因子仍以层积混合云回波为主，由于局地能量的释放，该阶段对流强度明显减弱，雨强仅为 5 mm·h^{-1}。中尺度对流活动的阶段性特征与大尺度天气系统演变对应，降水由两个暖区中尺度对流过程(6 日 13—17 时、6 日 18—21 时)和一个低涡切变线对流过程(7 日 01—03 时)构成，其中暖区第二个中尺度对流系统主导了局地大暴雨的形成。

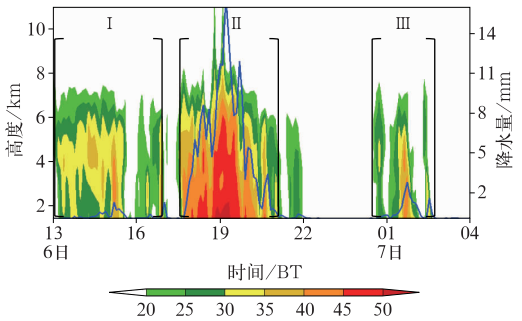


图 6 2017 年 7 月 6 日 13 时至 7 日 04 时新开口站逐 6 min 雷达反射率因子(阴影，单位：dBz)时间-高度剖面和降水量变化曲线(蓝线，单位：mm)

Fig. 6 Time-height cross section of reflectivity (shaded area, unit: dBz) and series of precipitation (blue line, unit: mm) at Xinkaikou Station by 6 min interval from 13:00 BT 6 to 04:00 BT 7 July 2017

暖区第一个中尺度对流过程(6 日 13—17 时)和低涡切变线对流过程(7 日 01—03 时)由河北触发后移入天津，两者发生、发展均有一定的可预见性，且造成的降水强度并不明显。暖区第二个中尺

度对流过程(6 日 18—21 时)由天津本地触发的新生对流与河北移入的残余对流合并发展,在前期不稳定能量一定程度释放的情况下,仍产生强度如此之大的短时强降水是预报员难以预料的。6 日 17 时(图 7a),天津仍存在暖区第一个中尺度对流过程的残余回波(A 和 B),但强回波呈离散分布状态并缓慢北移,降水强度并不明显;17:12(图 7b)—17:24(图 7c),武清区东部 γ 中尺度对流单体 C 新生并在短时间内强烈发展;17:36(图 7d)—17:48(图 7e)新生对流 C 先后与河北移入的残余对流 A、B 合并增强,形成由多个强度大于 50 dBz 的小单体组成的 β 中尺度对流系统。期间,天津东海岸 γ 中尺度对流单体 D(图 7b,7c)新生,并向西北方向移动与β中尺度对流系统合并,进一步使强回波呈准

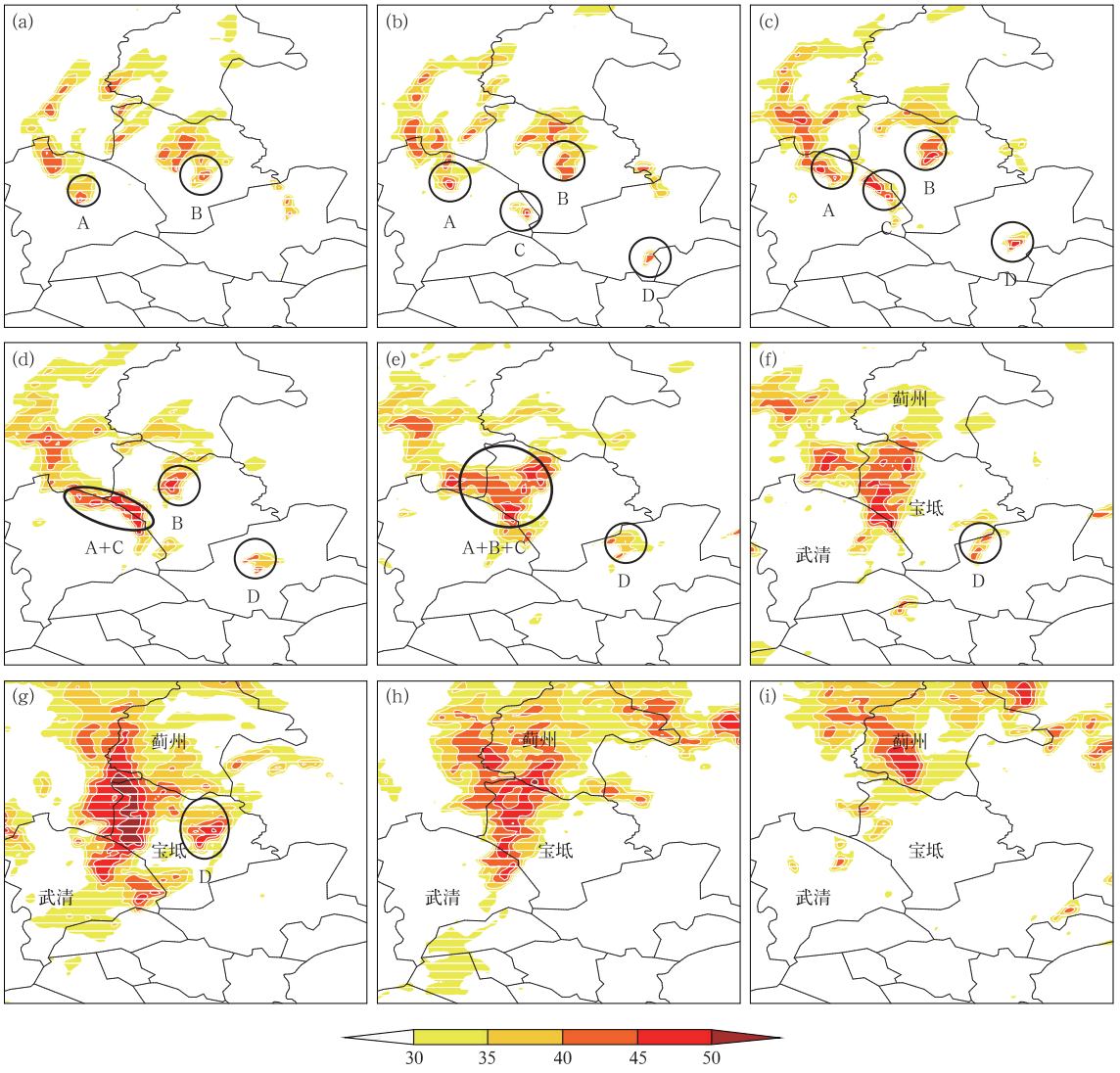


图 7　2017 年 7 月 6 日 17—21 时塘沽多普勒雷达 0.5°仰角反射率因子(阴影,单位:dBz)

(a)17:00,(b)17:12,(c)17:24,(d)17:36,(e)17:48,(f)18:00,

(g)19:00,(h)20:00,(i)21:00

(A,B:第一个中尺度对流过程的残余回波;C,D:第二个中尺度对流过程中的新生对流回波)

Fig. 7　Reflectivity (shaded area, unit: dBz) at 0.5° elevation detected by Doppler radar in Tanggu from 17:00 BT to 21:00 BT 6 July 2017

(a) 17:00 BT, (b) 17:12 BT, (c) 17:24 BT, (d) 17:36 BT, (e) 17:48 BT, (f) 18:00 BT, (g) 19:00 BT, (h) 20:00 BT, (i) 21:00 BT

(A and B indicate the residual echo of the first mesoscale convective process, C and D indicate the newborn cells of the second mesoscale convective process)

静止的动态平衡状态而持续存在近3 h。20:30 以后,对流逐渐减弱并北移,强降水趋于结束。中尺度对流系统发展演变分析表明,局地大暴雨由 β 中尺度对流系统造成,不断发生发展的单体合并使对流系统位置稳定、强度维持,是导致局地短时强降水持续近 3 h 的主要原因,而天津本地 γ 中尺度新生对流的发生发展在 β 中尺度对流系统建立过程中扮演着重要角色。

4.2 偏东风扰动对新生对流的触发作用

前面对中尺度对流系统的发展演变分析中,天津本地 γ 中尺度对流单体的新生和发展极为关键,讨论偏东风扰动与新生对流触发之间的关系,对于深入了解偏东风对局地大暴雨的作用尤为必要。

边界层是地表与大气之间水汽和能量交换的重要场所,其内部的温、湿、风场等条件变化往往对局地暴雨的产生发挥重要作用(孙继松等,2006)。天津本地对流新生前,受低压倒槽影响,地面为一致的偏东风,无明显风向切变,但表现出较强的纬向风速扰动特征。17:00(图 8a),天津沿海和中部均存在中尺度的等风速线密集带,地面散度场辐合区与等风速线密集带位置一致,辐合中心值分别为 -3.0×10^{-4} 和 -2.0×10^{-4} s^{-1},表明偏东气流风速扰动是地面中尺度辐合系统形成的重要原因;17:06—17:12,γ 中尺度对流单体 C(图 8b,蓝色框内)在偏东气流风速辐合区内新生;17:12—17:30(图 8c,蓝色框内),等风速线密集带随着偏东气流增强而向西推进,新生对流所在位置辐合加强,对流快速发展,随后在辐合区上空与河北移入的残余回波合并。期间,天津东海岸的偏东气流风速扰动区内也有对流新生并发展,且地面辐合均早于对流回波出现,可以认为偏东气流风速扰动形成的中尺度辐合系统对局

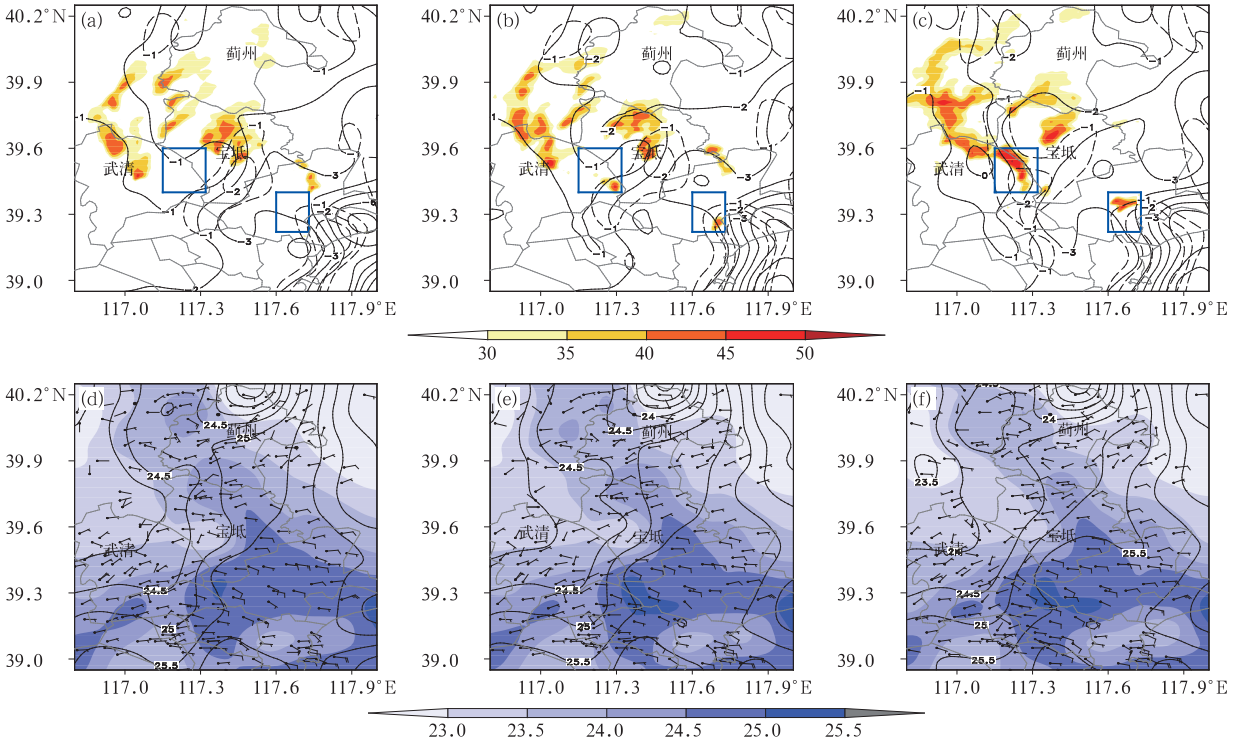


图 8 2017 年 7 月 6 日 17:00(a,d),17:10(b,e),17:30(c,f)地面自动气象站纬向风速(实线,单位:m·s^{-1})、散度(虚线,单位:10^{-4} s^{-1})和 0.5°仰角反射率因子(阴影,单位:dBz)分布(a,b,c),风场(单位:m·s^{-1})、温度(实线,单位:℃)和露点温度(阴影,单位:℃)分布(d,e,f)

Fig. 8 (a, b, c) Distribution of zonal wind speed (solid line, unit: m·s^{-1}), divergence (dashed line, unit: 10^{-4} s^{-1}) and reflectivity (shaded area, unit: dBz) at 0.5° elevation, (d, e, f) distribution of wind field (unit: m·s^{-1}), temperature (solid line, unit: ℃) and dew-point temperature (shaded area, unit: ℃) observed from automatic weather stations at 17:00 BT (a, d), 17:10 BT (b, e), and 17:30 BT (c, f) 6 July 2017

地新生对流的触发和发展起到了重要作用。同时，风速辐合区两侧的温、湿差异显著(图 8d,8e,8f)，表现为等温线、等露点温度线密集带，且温度和露点温度均呈东高西低分布，偏东气流具有暖湿特性，为对流新生和组织化发展提供了有利的环境条件。

为了进一步深入探讨新生对流的触发机制，本文利用北京城市气象研究所提供的变分多普勒天气雷达分析系统(VDRAS)反演资料，给出了沿东南气流方向的水平风速、散度和垂直速度剖面。17:18(图 9a)，东南气流存在明显的风速扰动，北京太行山迎风坡(Ⅰ)水平风速在垂直分布上呈同位相波动，风速辐合和山区地形相互作用形成有效的上升气流；而天津风速扰动略呈倾斜结构，其西部(Ⅱ)风速辐合上升运动层较深厚，对应图 7b 中由河北移入的残余降水回波区 A，而中部(Ⅲ)东南气流在垂直分布上呈反位相波动，风速辐合仅位于 0.6 km 以下高度，低层辐合、中层辐散的垂直结构强迫出一支浅薄的上升气流，此时 γ 中尺度对流单体 C 在风速辐合上升气流的触发作用下新生，山区地形对天津新生对流触发作用并不明显。17:36(图 9b)，1.0 km 以下偏东气流加强，风速扰动造成的辐合上升气流增强并向上伸展，γ 中尺度对流单体 C 快速发展。可见，0.6 km 以下偏东气流风速扰动造成的辐合上升运动是新生对流的重要触发机制，且偏东气流扰动增强与新生对流发展存在明显的对应关系。

4.3　偏东气流与冷池的相互作用

随着中尺度对流系统快速合并发展，降水强度陡增，雨滴蒸发冷却在近地面形成冷池(图 10a)。冷池初期气流辐散特征并不明显，其东侧出现东北风和偏东风的风向切变，并与散度场上增强的中尺度辐合区对应，辐合中心值达 -3.0×10^{-4} s^{-1}，且冷池与暖湿偏东气流之间的温度梯度、湿度梯度比前期明显增大。18:50(图 10b,10e)，冷池周边开始出现辐散气流特征，同时偏东入流加强并向西推进，风速增至 4～5 $m\cdot s^{-1}$，冷池西风出流与增强的偏东暖湿入流相遇，地面中尺度辐合系统进一步发展加强并稳定维持。20:30 以后，偏东气流快速减弱，风速小于 2 $m\cdot s^{-1}$，对流系统随之减弱北移。

沿东南气流方向的 VDRAS 水平风速 V_{SE}、散度和 V_{SE}-w 合成风场垂直剖面中(图 11a)，受降水拖曳作用影响，强降水区 0.5 km 以下高度存在一支下沉辐散气流，其东南入流一侧为强劲的辐合上升气流。由于 VDRAS 资料起始高度层为 0.2 km，垂直结构并未表现出闭合环流特征，但结合地面自动站风场在对流系统成熟阶段出现的偏西风出流，可以认为冷池出流和偏东入流之间存在一个次级垂直环流，有利于中尺度对流系统的发展和维持。20:24(图 11b)强降水区 0.5 km 以下仍表现为下沉辐散气流特征，但暖湿偏东入流明显减弱，辐合上

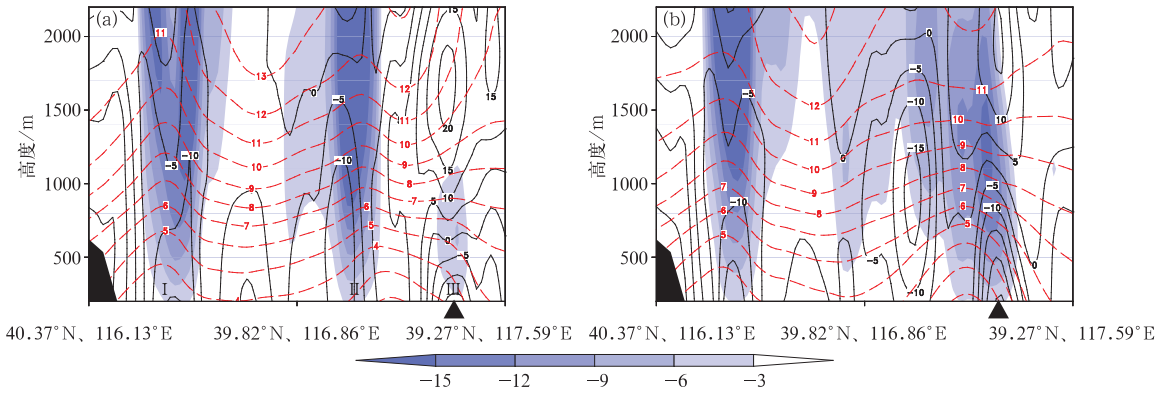


图 9　2017 年 7 月 6 日 17:18(a)，17:36(b)沿东南气流方向的 VDRAS 水平风速(红色线，单位：$m\cdot s^{-1}$)、散度(黑色线，单位：10^{-5} s^{-1})、垂直速度(阴影，单位：10^{-2} $m\cdot s^{-1}$)剖面

(▲代表新生对流位置)

Fig. 9　Cross sections of horizontal wind speed (red contour, unit: $m\cdot s^{-1}$), divergence (black contour, unit: 10^{-5} s^{-1}) and vertical velocity (shaded area, unit: 10^{-2} $m\cdot s^{-1}$) of VDRAS along the direction of southeast flow at 17:18 BT (a), 17:36 BT (b) 6 July 2017

(▲indicates the position of newborn convection)

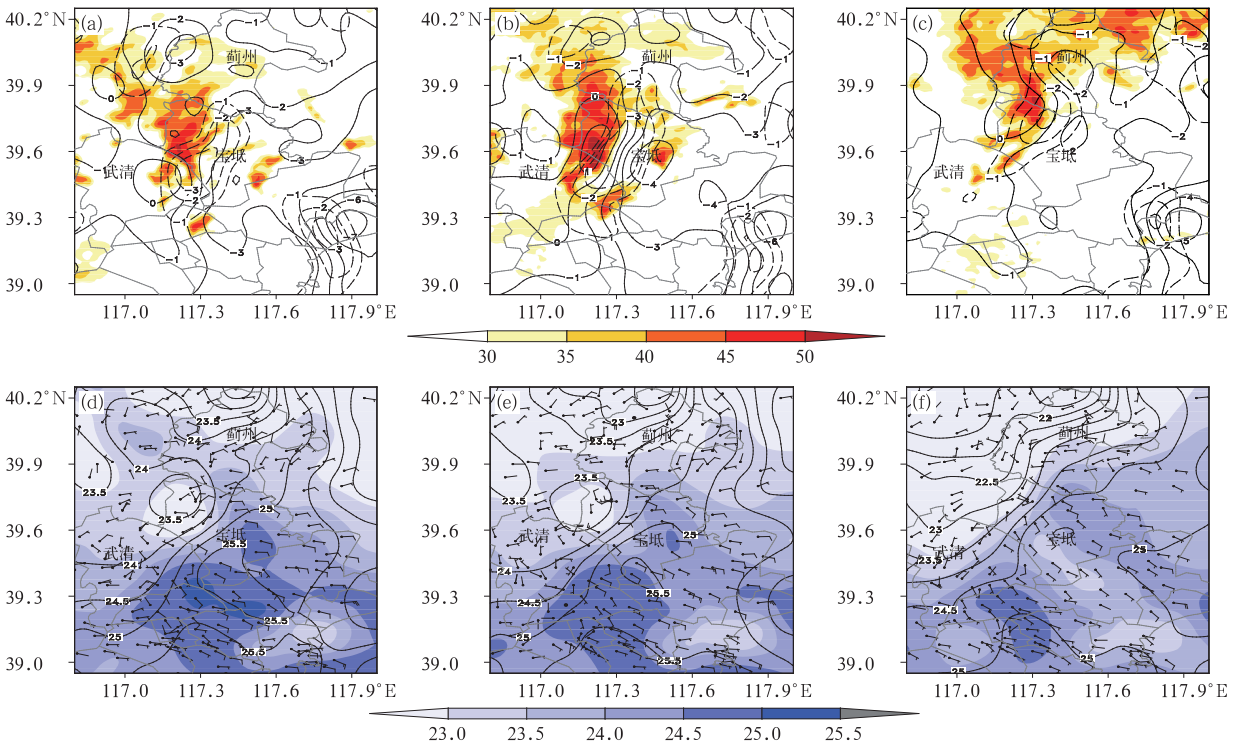


图 10 同图 8，但为 2017 年 7 月 6 日 18:10(a,d)，18:50(b,e)，20:40(c,f)

Fig. 10 Same as Fig. 8, but at 18:10 BT (a, d), 18:50 BT (b, e), 20:40 BT (c, f) 6 July 2017

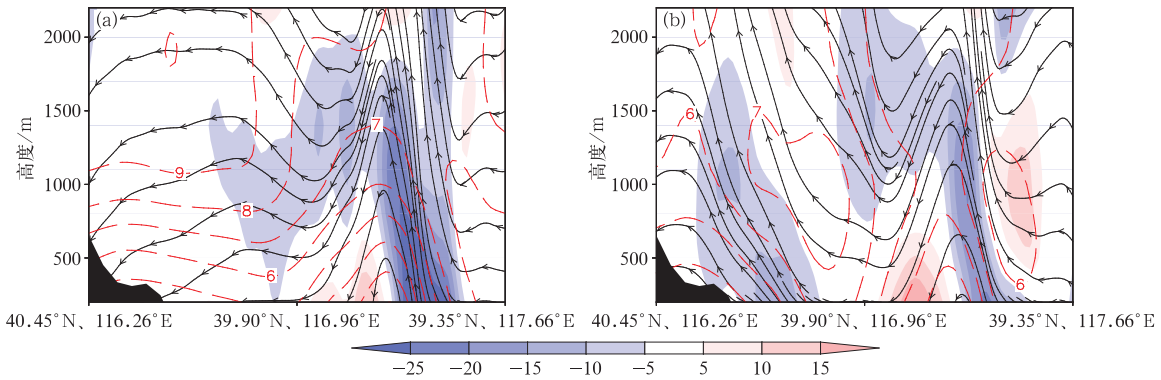


图 11 2017 年 7 月 6 日 18:42(a)，20:24(b)沿东南气流方向的 VDRAS 水平风速(红色线，单位：m·s^{-1})、散度(阴影，单位：10^{-5} s^{-1})、$V_{SE}-w$(w 放大 50 倍)合成风场的垂直剖面

Fig. 11 Cross sections of horizontal wind speed (red contour, unit: m·s^{-1}), divergence (shaded area, unit: 10^{-5} s^{-1}) and $V_{SE}-w$ (w amplified 50 times) of VDRAS along the direction of southeast flow at 18:42 BT (a), 20:24 BT (b) 6 July 2017

升运动随之减弱，对流趋于结束。可见，中尺度对流系统的稳定维持很大程度上由强降水冷池出流和暖湿偏东入流相互作用产生的地面中尺度辐合线所致。

5 偏东急流波动与雨强的关系

局地大暴雨的产生与边界层偏东气流扰动关系密切，但因观测时间密度太低，常规观测资料未反映出明显急流特征，位于大暴雨中心东南侧约 10 km 的宝坻站风廓线雷达监测到了精细的偏东风急流活动。图 12 为 7 月 6 日 17:00—20:30 宝坻站逐 6 min 风廓线和降水量演变，降水量取累计雨量大于 200 mm 的四站平均值。6 日 17:18—17:36，偏东气流增强并达到急流标准，浅薄东风急流建立初期向上伸展至0.8 km高度，最大风速16 m·s^{-1}，急

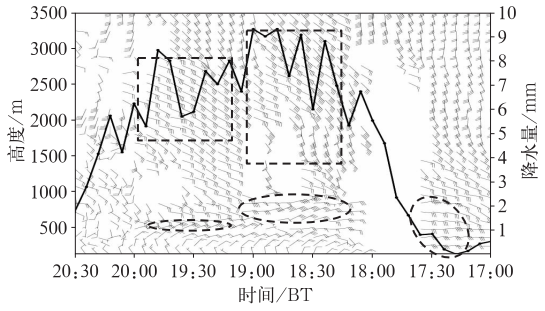


图 12　2017 年 7 月 6 日 17:00—20:30 宝坻站逐 6 min 风场(单位：m·s^{-1})和降水量
(虚线为急流层)

Fig. 12　Wind (unit: m·s^{-1}) of different heights observed by wind profiler at Baodi Station, and precipitation (solid line) by 6 min interval from 17:00 BT to 20:30 BT 6 July 2017
(dashed line: the jet layer)

流的建立预示着强的水汽输送，6 min 降水量随之陡增至 4～7 mm。18:00—19:00，东风急流再次活跃并向上伸展至 1.0 km，同时 1.5～3.5 km 东南低空急流建立，最大风速增至 20 m·s^{-1}，急流强度和厚度达到最强盛期，6 min 雨势再次增强至 7～10 mm。19:00—20:00，急流维持存在，但强度和厚度均减弱，雨强相应下降。20:00—20:30，东风急流减弱消失，降水强度随之陡降。

以上分析表明，东风急流对局地大暴雨的发生发展有着非常重要的作用，急流波动与雨强变化关系密切，其建立、发展、减弱和消失分别对应降水的陡增、峰值、减弱和陡降四个阶段。此外，降水峰值阶段风随高度增加而迅速顺转增强，对于温湿适宜的降水区而言，近地层垂直风切变的存在有利于对流的组织和增强，从而促进降水的发展和持续。

6　结　论

本文综合使用多种资料分析了 2017 年 7 月 6 日天津一次局地大暴雨过程中渤海西岸偏东风的垂直结构、温湿特性及其对暖区局地大暴雨的作用，得到以下主要结论：

(1) 局地大暴雨过程由两个暖区中尺度对流系统和一个低涡切变线系统造成，偏东风作用下的暖区第二个中尺度对流系统主导了局地大暴雨的形成，对流系统具有暖云降水特点，并伴有明显的回波合并效应，40 dBz 以上强降水回波持续近 3 h，平均 6 min 降水量达 6.8 mm。

(2) 偏东气流具有暖湿特性，为暖区对流暴雨的发生发展提供了有利的环境条件。由于海陆地形差异，偏东气流自渤海向内陆推进过程中呈现明显的风速扰动特征，风速扰动与辐合上升运动大值区对应，中心值为 −0.45 Pa·s^{-1}，同时对应低层强的水汽通量辐合区，辐合中心位于 975 hPa，对于降水区的动力抬升和水汽辐合作用非常显著。

(3) 边界层 0.6 km 以下偏东风的中尺度扰动对局地大暴雨的触发和维持起重要作用。风速扰动强迫出的辐合上升气流是 γ 中尺度对流发生发展的重要触发机制，而中尺度对流系统的稳定维持很大程度上由强降水冷池出流和暖湿偏东入流相互作用产生的地面中尺度辐合线所致。

(4) 东风急流波动与雨强变化关系密切，其建立、发展、减弱和消失分别对应降水的陡增、峰值、减弱和陡降四个阶段，且边界层急流与近地面风形成明显的风矢量差，垂直风切变的存在有利于对流的组织和增强。

参考文献

陈明轩，王迎春，高峰，等，2011. 基于雷达资料 4DVar 的低层热动力反演系统及其在北京奥运期间的初步应用分析[J]. 气象学报，69(1)：64-78. Chen M X，Wang Y C，Gao F，et al，2011. A low-level thermal-dynamical retrieval system based on the radar data 4DVar and a preliminary analysis of its applications in support of the Beijing 2008 Olympics[J]. Acta Meteorological Sinica，69(1)：64-78(in Chinese).

何群英，孙一昕，2017. 天津地区一次回流降雪过程结构特征及发生机理分析[J]. 气象与环境学报，33(1)：26-33. He Q Y，Sun Y X，2017. Analysis on the structure and mechanism of a return-flow snow fall event in Tianjin[J]. J Meteor Environ，33(1)：26-33(in Chinese).

黄鹤，于雷，王志超，等，2013. 一次回流降雪过程边界层东风结构分析[J]. 干旱气象，31(4)：756-762. Huang H，Yu L，Wang Z C，et al，2013. Analysis of boundary layer easterly wind structure during a returning flow snowing weather process[J]. J Arid Meteor，31(4)：756-762(in Chinese).

孔凡超，赵庆梅，李江波，2016. 2013 年 7 月冀中特大暴雨的中尺度系统特征和环境条件分析[J]. 气象，42(5)：578-588. Kong F C，Zhao Q M，Li J B，2016. Diagnostic analysis of mesoscale system and environmental conditions during Hebei severe rainstorm[J]. Meteor Mon，42(5)：578-588(in Chinese).

雷蕾，孙继松，何娜，等，2017. “7·20”华北特大暴雨过程中低涡发展演变机制研究[J]. 气象学报，75(5)：685-699. Lei L，Sun J S，He N，et al，2017. A study on the mechanism for the vortex system evolution and development during the torrential rain event in

North China on 20 July 2016[J]. Acta Meteor Sinica,75(5):685-699(in Chinese).

雷蕾,孙继松,王华,等,2014.偏东风冷空气与地形相互作用背景下北京局地强降水成因分析[J].暴雨灾害,33(4):325-332. Lei L, Sun J S, Wang H, et al, 2014. Cause analysis of a local severe precipitation event in Beijing on the background of interaction of easterly cold air and topography[J]. Torrential Rain Disasters, 33(4):325-332(in Chinese).

祁海霞,辜旭赞,白永清,等,2017.2013年湖北一次大暴雨β中尺度分析和模拟诊断[J].气象,43(3):268-277. Qi H X, Gu X Z, Bai Y Q, et al, 2017. Simulation and diagnosis of the evolution characteristics of a meso-β scale heavy rainstorm event in Hubei in 2013[J]. Meteor Mon, 43(3):268-277(in Chinese).

苏爱芳,张宁,黄勇,2016."8·13"黄淮北部暴雨云团的组织结构和触发机制[J].气象,42(8):905-919. Su A F, Zhang N, Huang Y, 2016. Organizational structure and trigger mechanism of rainstorm cloud clusters over North Huanghuai Region on 13 August 2010[J]. Meteor Mon, 42(8):905-919(in Chinese).

孙继松,王华,王令,等,2006.城市边界层过程在北京2004年7月10日局地暴雨过程中的作用[J].大气科学,30(2):221-234. Sun J S, Wang H, Wang L, et al, 2006. The role of urban boundary layer in local convective rain happening in Beijing on 10 July 2004[J]. Chinese J Atmos Sci, 30(2):221-234(in Chinese).

孙继松,杨波,2008.地形与城市环流共同作用下的β中尺度暴雨[J].大气科学,32(6):1352-1364. Sun J S, Yang B, 2008. Meso-β scale torrential rain affected by topography and the urban circulation[J]. Chinese J Atmos Sci, 32(6):1352-1364(in Chinese).

孙建华,李娟,沈新勇,等,2015.2013年7月四川盆地一次特大暴雨的中尺度系统演变特征[J].气象,41(5):533-543. Sun J H, Li J, Shen X Y, et al, 2015. Mesoscale system study of extreme rainfall over Sichuan Basin in July 2013[J]. Meteor Mon, 41(5):533-543(in Chinese).

孙密娜,易笑园,闫志超,等,2013.渤海西岸降雪过程中偏东风在250 m塔层内的特征分析[J].气象与环境学报,29(5):35-42. Sun M N, Yi X Y, Yan Z C, et al, 2013. Analysis of easterly wind during snow within the 250 m tower layer in western coast of the Bohai Sea[J]. J Meteor Environ, 29(5):35-42(in Chinese).

田付友,郑永光,张小玲,等,2018.2017年5月7日广州极端强降水对流系统结构、触发和维持机制[J].气象,44(4):469-484. Tian F Y, Zheng Y G, Zhang X L, et al, 2018. Structure, triggering and maintenance of convective systems during the Guangzhou extreme rainfall on 7 May 2017[J]. Meteor Mon, 44(4):469-484(in Chinese).

王丛梅,俞小鼎,刘瑾,等,2018.弱天气尺度背景下太行山极端短时强降水预报失败案例剖析[J].气象,44(1):107-117. Wang C M, Yu X D, Liu J, et al, 2018. Analysis of a forecast failure case of extreme flash-rain under weak synoptic-scale background in Taihang Mountain[J]. Meteor Mon, 44(1):107-117(in Chinese).

王坚红,杨艺亚,苗春生,等,2017.华南沿海暖区辐合线暴雨地形动力机制数值模拟研究[J].大气科学,41(4):784-796. Wang J H, Yang Y Y, Miao C S, et al, 2017. The numerical study of terrain dynamic influence on warm area heavy rainfall of convergence lines in South China Coast[J]. Chinese J Atmos Sci, 41(4):784-796(in Chinese).

吴庆梅,刘卓,王国荣,等,2015.一次华北暴雨过程中边界层东风活动及作用[J].应用气象学报,26(2):160-172. Wu Q M, Liu Z, Wang G R, et al, 2015. The influence of boundary layer east wind on a North China rainstorm[J]. J Appl Meteor Sci, 26(2):160-172(in Chinese).

徐明,赵玉春,高琦,等,2015.偏东气流诱发川西高原东侧两次对流暴雨过程的对比分析[J].气象,41(12):1477-1487. Xu M, Zhao Y C, Gao Q, et al, 2015. Comparative analysis of easterly air stream triggering two convection rainstorms in the eastern side of Sichuan Plateau[J]. Meteor Mon, 41(12):1477-1487(in Chinese).

徐双柱,王丽,叶成志,等,2006.东风低空急流暴雨的中尺度分析[J].气象,32(2):28-33. Xu S Z, Wang L, Ye C Z, et al, 2006. A meso-analysis of a heavy rainfall in low-level southeaster jet[J]. Meteor Mon, 32(2):28-33(in Chinese).

杨舒楠,路屹雄,于超,2017.一次梅雨锋暴雨的中尺度对流系统及低层风场影响分析[J].气象,43(1):21-33. Yang S N, Lu Y X, Yu C, 2017. Analysis on mesoscale convective system and impact of low-level wind in a Meiyu heavy rainfall event[J]. Meteor Mon, 43(1):21-33(in Chinese).

易笑园,李泽椿,朱磊磊,等,2010.一次β-中尺度暴风雪的成因及动力热力结构[J].高原气象,29(1):175-186. Yi X Y, Li Z C, Zhu L L, et al, 2010. A case study on dynamic and thermal structures and mechanism of β-mesoscale snowstorm[J]. Plateau Meteor, 29(1):175-186(in Chinese).

喻谦花,郑士林,吴蓁,等,2016.局部大暴雨形成的机理与中尺度分析[J].气象,42(6):686-695. Yu Q H, Zheng S L, Wu Z, et al, 2016. The forming mechanism and mesoscale analysis of local heavy rainfall[J]. Meteor Mon, 42(6):686-695(in Chinese).

张文龙,崔晓鹏,王迎春,等,2013.对流层低层偏东风对北京局地暴雨的作用[J].大气科学,37(4):829-840. Zhang W L, Cui X P, Wang Y C, et al, 2013. Roles of low-level easterly winds in the local torrential rains of Beijing [J]. Chinese J Atmos Sci, 37(4):829-840(in Chinese).

赵强,王楠,李萍云,等,2017.两次陕北暴雨过程热力动力机制诊断[J].应用气象学报,28(3):340-356. Zhao Q, Wang N, Li P Y, et al, 2017. Diagnosis of thermal and dynamic mechanisms of two rainstorm processes in Northern Shaanxi[J]. J Appl Meteor Sci, 28(3):340-356(in Chinese).

Stuart N A, Grumm R H, 2006. Using wind anomalies to forecast East Coast winter storms[J]. Wea Forecasting, 21(6):952-968.