

孙兴池,郭俊建,王业宏,等. 2015. 低涡和副热带高压共同影响下的暴雨落区分析. 气象, 41(4):401-408.

低涡和副热带高压共同影响下的暴雨落区分析^{*}

孙兴池 郭俊建 王业宏 侯淑梅

山东省气象台, 济南 250031

提 要: 应用常规观测资料和 NCEP 1°×1°再分析资料,分析低涡和副热带高压共同影响下的暴雨过程,发现暴雨落区并不与低涡位置及路径一致,因而不能简单的按其位置和路径预报暴雨落区,应着眼于暴雨发生的物理机理,注意分析影响系统的空间结构、发展阶段和地面形势的演变特征。在有锋面系统影响时,初始对流往往由锋面触发,因此,暴雨的第一落区在锋面附近。冷锋触发的暖区暴雨随后出现,不需强的动力辐合条件,可能远离低涡中心,而是位于副热带高压边缘的高温湿舌内。另外,应密切关注周边初生的对流云团及其移入时造成的暴雨。

关键词: 暴雨落区, 850 hPa 低涡, 副热带高压, 锋面系统空间结构, 冷暖空气相互作用

中图分类号: P445 **文献标志码:** A **doi:** 10. 7519/j. issn. 1000-0526. 2015. 04. 002

Analysis of the Common Effect of Vortex and Subtropical High on Rainstorm Fall Area

SUN Xingchi GUO Junjian WANG Yehong HOU Shumei

Shandong Meteorological Observatory, Jinan 250031

Abstract: By using conventional observation data and NCEP 1°×1° reanalysis data, analysis on the common effect of vortex and subtropical high on rainstorm process is done. It is found that the heavy rainstorm fall area is not consistent with the vortex location and path. So, it is not always reasonable to forecast the rainstorm fall area following the location and path of vortexes. Forecasters should do some analysies on the spatial structurcs of impact systems, the developing stages and the evolution characteristics of surface situation. When the impact system is frontal system, the initial convection system is often trigger by the frontal surface. Therefore, the fisrt rainstorm fall area tends to appear near the frontal suface, and then heavy rain in warm zone triggered by the cold front follows, not needing the strong dynamic convergence conditions. The heavy rains may fall far away from the vortex center, but is located in the high temperature and wet tongue on the edge of subtropical high. In addition, more attentions should be paid to the primary convective clouds on the surroundings and the heavy rain brought by the convective clouds.

Key words: rainstorm fall area, 850 hPa vortex, subtropical high, spatial stucture of frontal system, interaction of cold and warm airs

引 言

副热带高压(以下简称副高)的强弱、进退和移

动,与中国东部的天气及早涝等的关系极其密切,是夏半年天气预报中需要着重分析研究的天气系统之一。一般大雨带位于 500 hPa 副高脊线北侧 8~10 个纬度(朱乾根等,2000)。实际业务中,位于副高边

^{*} 全国暴雨团队北方暴雨项目和山东省气象局重点项目(2012sdqxz04)共同资助
2014 年 6 月 27 日收稿; 2014 年 12 月 31 日收修定稿
第一作者:孙兴池,主要从事天气预报和相关技术研究. Email:sdqxts@163.com

缘的暴雨区,常认为在 588~584 dagpm,但这个范围较为宽泛,远不能满足精细化预报的需求。

副高脊线到达 25°N 以北是山东雨季开始的标志(曹钢锋等,1988),山东纬度在 34.5°~38°N,雨季暴雨过程常伴随 588 dagpm 西进北上或南下东退的演变过程,全省各地先后处于副高边缘,据此很难具体确定一次暴雨过程中精细的暴雨落区,关于副高和暴雨落区的精细关系尚待进一步研究。

郭英莲等(2014)认为中层垂直和低层水平锋生均存在时,有利于降雨强度加强,且两者出现的先后时间对暴雨的强度和持续时间有重要影响。孟雪峰等(2013)认为河套气旋在沿着锋区东移过程中,由暖心正压气旋转变为斜压性气旋,降水强度自西向东不断增强,导致北京“7.21”暴雨发生。可见,锋生及湿斜压性在暴雨预报中具有重要意义。山东暴雨的物理量阈值有明显季节差异,且不同范围的暴雨对水汽、动力及对流不稳定条件的要求有所不同(周雪松等,2014)。显然,影响系统的垂直结构、冷(干)暖(湿)空气的相互作用对暴雨具体的落区有重要影响。谌芸等(2012)对北京“7.21”特大暴雨过程的分析认为,在地面锋面影响阶段,地面偏东风和低空西南急流的垂直切变有利于强对流的组织化,锋面触发了更大的短时强降水,从而形成了超强的锋面降水。张芳华等(2014)和蒙伟光等(2012)都强调了在锋面过程中,锋生与降水发展有着紧密关系,锋生对中尺度对流系统的发展起组织作用,即锋面位置对暴雨落区十分重要。

山东雨季的暴雨过程,常常由副高边缘和 500 hPa 高空槽前西南暖湿气流及低层低涡共同影响造成,低涡是重要的暴雨影响系统。在实际业务中,倾向于根据 850 hPa 低涡的位置预报暴雨落区,认为暴雨区位于 850 hPa 低涡东南象限、低空急流左前侧等。但实际并非完全如此,孙兴池等(2012)的研究表明,由于冷暖空气相互作用的位置不同,低涡的偏北象限出现了更强的暴雨区;而孙兴池等(2013)则分析了在远离低涡中心的副高边缘,由于高温高湿和弱的水汽辐合,存在暴雨区。可见,按 850 hPa 低涡位置预报暴雨落区,往往出现很大偏差,在 850 hPa 低涡与副高共同影响时,更不能追逐低涡而忽视副高以及周围系统的相互作用,必须综合分析高低空系统配置冷暖空气的相互作用和周围系统的影响等,即从暴雨发生的物理机理来分析,包括天气尺度和中尺度机理,才能够提高暴雨落区

的精细化预报水平。

2013 年 7 月 1—2 日和 29—30 日,受副高边缘西南暖湿气流和 850 hPa 低涡影响,山东出现两次较强降水过程,因为 850 hPa 低涡路径偏北,两次均预报暴雨区在鲁西北、鲁中及山东半岛等地区,第一次过程造成了鲁西北暴雨空报。第二次过程,则造成了鲁南暴雨漏报。本文拟对这两次过程进行分析,研究暴雨落区与副高、低涡及冷(干)暖(湿)空气的空间配置、地面形势之间的演变关系,减少按低涡位置预报暴雨落区造成的失误。

1 两次过程降水实况

2013 年 7 月 1 日,副高北上增强,120°E 脊线北跳到 27°N 左右,1—2 日山东出现雨季首场降水过程。雨量分布如图 1a 所示,鲁南地区出现暴雨,部分地区大暴雨,这次过程中 850 hPa 低涡(图 2a 和 2b)从华北中部移向我国东北,距低涡中心更近的鲁西北、鲁中等地为中雨或小雨、局部大雨,山东半岛仅局部出现暴雨。由于根据低涡位置预报山东北部有暴雨,造成了鲁西北暴雨空报。因 2 日下午到夜间的鲁南暴雨与低涡无关,此文不予讨论。

2013 年 7 月 29—30 日,受 850 hPa 低涡、地面弱冷空气和副高边缘西南气流的影响,山东出现较大范围的大到暴雨过程,雨量分布如图 1b 所示,鲁西北、鲁中两地的部分地区和半岛局部降暴雨,鲁南地区则出现了较大范围暴雨,曲阜雨量最大为 106 mm,29 日 20 时 850 hPa 低涡位于鲁西北地区(图 3a),并向东北方向移动,低涡中心所经过的鲁西北、半岛出现较小范围暴雨,而远离低涡中心的鲁南地区则出现了大范围的暴雨,局部大暴雨。同时因为跟踪低涡位置预报暴雨落区,造成了鲁南暴雨漏报。

2 2013 年 7 月 1 日山东入汛首场降水过程暴雨落区分析

2.1 850 hPa 低涡与暴雨落区

山东雨季开始的平均日期为 6 月底 7 月初,主要标志是副高脊线北跳到 25°N 以北且稳定少动。2013 年 7 月 1—2 日,副高脊线北跳到 27°N,其与 500 hPa 高空槽和 850 hPa 低涡共同作用,山东出现暴雨过程,雨季从此开始。从图 2 可见,副高边缘和

850 hPa 低涡之间存在较大范围的低空急流,1 日 20 时,850 hPa 低涡位于太原附近,低涡东南象限的低空西南急流到达华北南部,鲁西北地区位于低空急流左侧,具有很好的动力和水汽辐合条件,1 日 20 时,处于 850 hPa 急流左前侧的河北东部—鲁西北一带(图 2e)受 $-6 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 的水汽通量辐合中心的影响,河北东部出现暴雨或大

暴雨,武强 6 h 雨量达 136 mm,宁晋过程雨量 213 mm,相邻的鲁西北却并没有出现暴雨。可见,850 hPa 低涡东南侧存在低空急流时,急流左前方可能出现动力辐合中心,但未必全是暴雨落区。在暴雨的定点精细预报中,尚需综合分析影响系统的空间结构、冷暖空气的相互作用和地面系统的发展演变等多种因素。

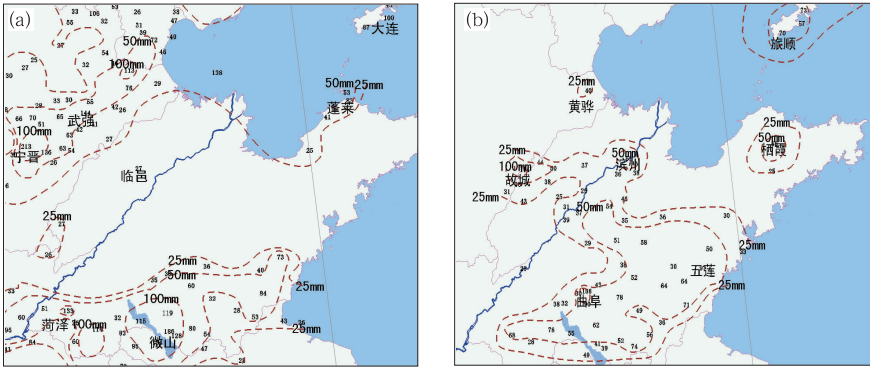


图 1 2013 年 7 月 1 日 08 时至 3 日 08 时(a)和 29 日 08 时至 31 日 08 时(b)山东两次暴雨过程雨量分布(单位:mm)
Fig. 1 Observed accumulated rainfall from 08:00 BT 1 to 08:00 BT 3 July 2013 (a) and observed accumulated rainfall from 08:00 BT 29 to 08:00 BT 31 July 2013 (b) (unit: mm)

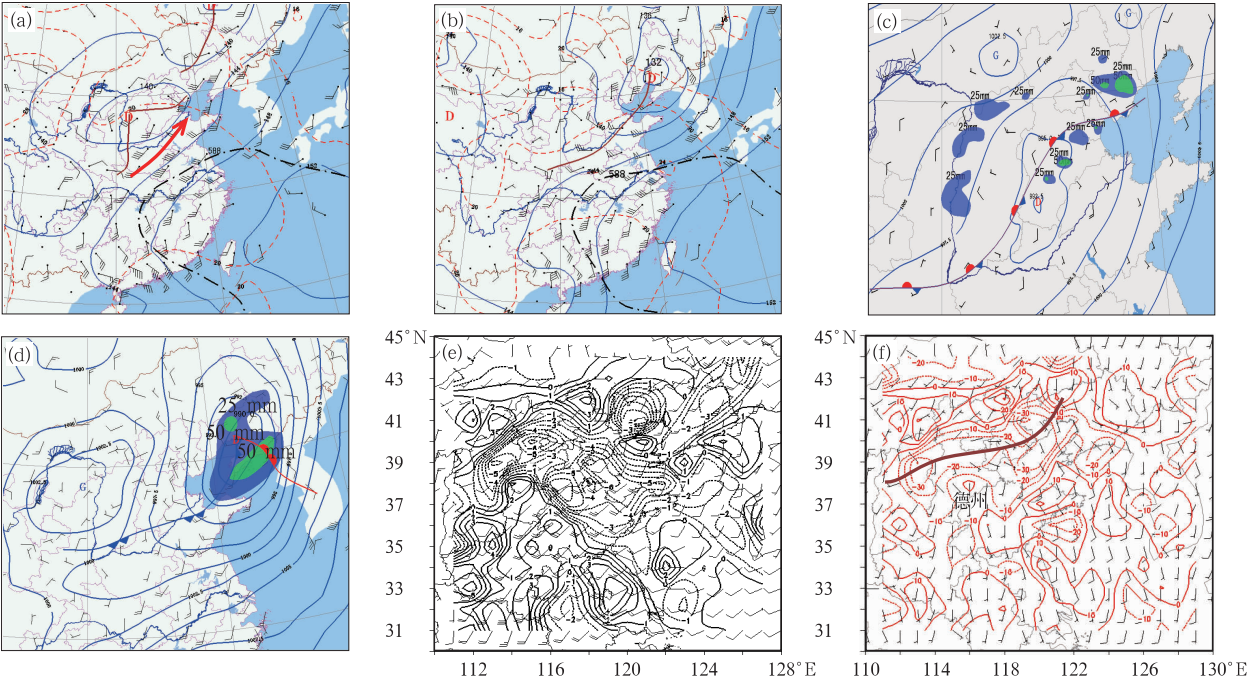


图 2 2013 年 7 月 1 日 20 时(a,c)和 2 日 08 时(b,d)850 hPa 形势和 588 dagpm (a,b),地面形势和 6 h $\geq 25 \text{ mm}$ 雨区(c,d);1 日 20 时 850 hPa 水汽通量散度(e)(单位: $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)和(f)地面散度(单位: 10^{-6} s^{-1})
Fig. 2 Synoptic charts of 850 hPa and 588 dagpm: (a) 20:00 BT 1, (b) 08:00 BT 2 July 2013; surface chart (shadow area for 6 h rainfall $\geq 25 \text{ mm}$): (c) 20:00 BT 1, (d) 08:00 BT 2 July 2013; 850 hPa water vapor flux divergence (e, unit: $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$), surface divergence (f, unit: 10^{-6} s^{-1}) at 20:00 BT 1 July 2013

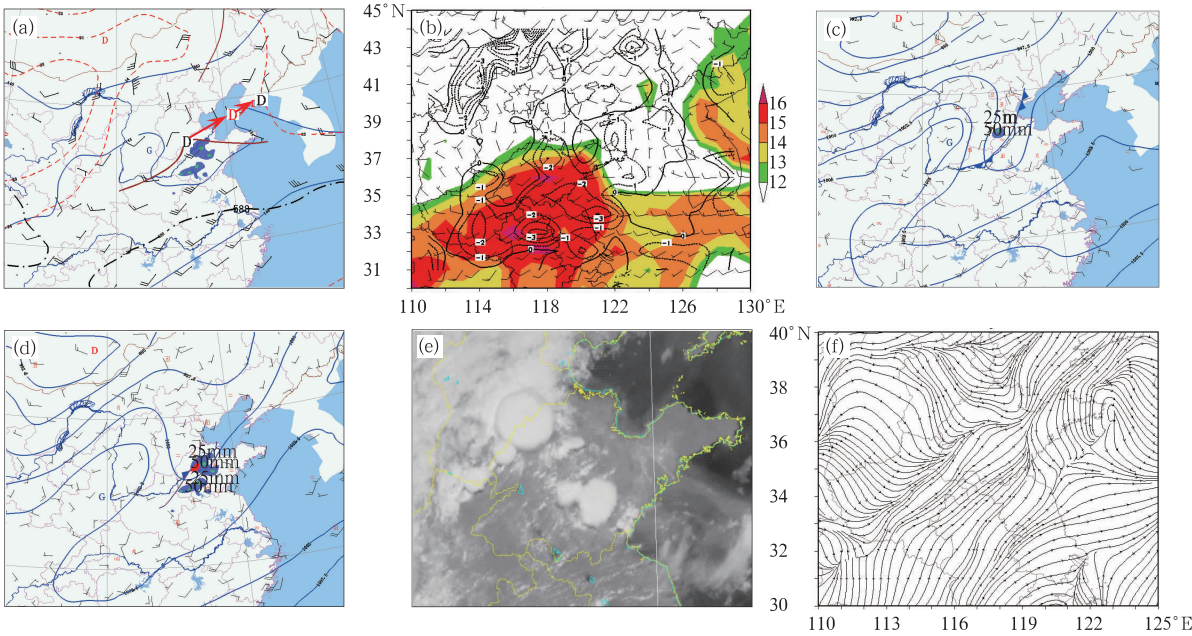


图 3 2013 年 7 月 29 日 20 时(a)850 hPa 天气图(箭矢为低涡路径,影区为 6 h $\geq$ 25 mm 雨区),
(b)850 hPa 比湿(阴影区,单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)和水汽通量散度(单位: $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$),
29 日 14 时(c)和 20 时(d)地面形势和 6 h $\geq$ 25 mm 雨区(阴影区),
(e)13 时可见光云图,(f)14 时地面流场

Fig. 3 (a) 850 hPa synoptic charts at 20:00 BT 29 July 2013

(The arrow vector shows vortex path, shadow area is for 6 h rainfall $\geq$ 25 mm);

(b) 850 hPa specific humidity (shadow area, unit: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$) and water vapor flux
divergence (unit: $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) at 20:00 BT 29; (c) 14:00 BT and (d)
20:00 BT 29 July 2013 surface chart (shadow area for 6 h rainfall $\geq$ 25 mm);

(e) FY-2E meteorological satellite visible cloud image at 13:00 BT 29 July 2013;
(f) surface stream fields at 14:00 BT 29 July 2013

2.2 地面形势与暴雨落区

这次过程为高空槽携带的弱冷空气和副高共同作用,1 日 20 时,850 hPa(图 2a)可见涡后有冷温度槽,地面低压后部尾随完整的冷高压,由于冷空气势力弱,地面锋面停滞少动,1 日 20 时地面静止锋位置如图 2c 所示,1 日下午暴雨区位于地面低压中心北侧倒槽顶部,此阶段地面静止锋的位置和空间结构决定了暴雨落区的位置。在 1 日 20 时地面风场及辐散场上(图 2f),与地面静止锋对应的地面辐合线位于华北中部(图 2f), $> -20 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 较强辐合带沿地面辐合线分布,而位于华北南部的鲁西北一带辐合较弱,山东德州附近为弱辐散区,1 日 14—20 时,6 h $\geq$ 25 mm 雨区(图 2c,阴影区)与静止锋造成的地面强辐合带对应,可见暴雨最先由静止锋触发产生,此阶段远离地面静止锋的鲁西北未降暴雨。

2 日 08 时,850 hPa 低涡和地面低压快速移至辽宁,并发展为温带气旋,此阶段地面气旋中心南侧暖区出现暴雨,6 h 雨量丹东最大为 124 mm。

可见,暴雨落区随着地面形势而演变,由静止锋触发的暴雨区位于倒槽顶部,而当温带气旋生成时,气旋中心南侧暖区出现暴雨。由于地面资料具有更高的时空分辨率,在根据 850 hPa 低涡位置、风场结构及低空急流的位置预报暴雨落区时,配合分析地面形势的发展,有助于暴雨落区的更精细预报。

2.3 影响系统的空间结构与暴雨落区

由图 2c 和 2d 可见,1 日 20 时和 2 日 08 时分别为地面静止锋和温带气旋影响阶段,为了研究这两个阶段暴雨落区的分布特征及形成机制,制作了这两个时刻地面低压中心(分别位于 37°N 、 115°E , 41°N 、 122°E)经向剖面图(图 4)。

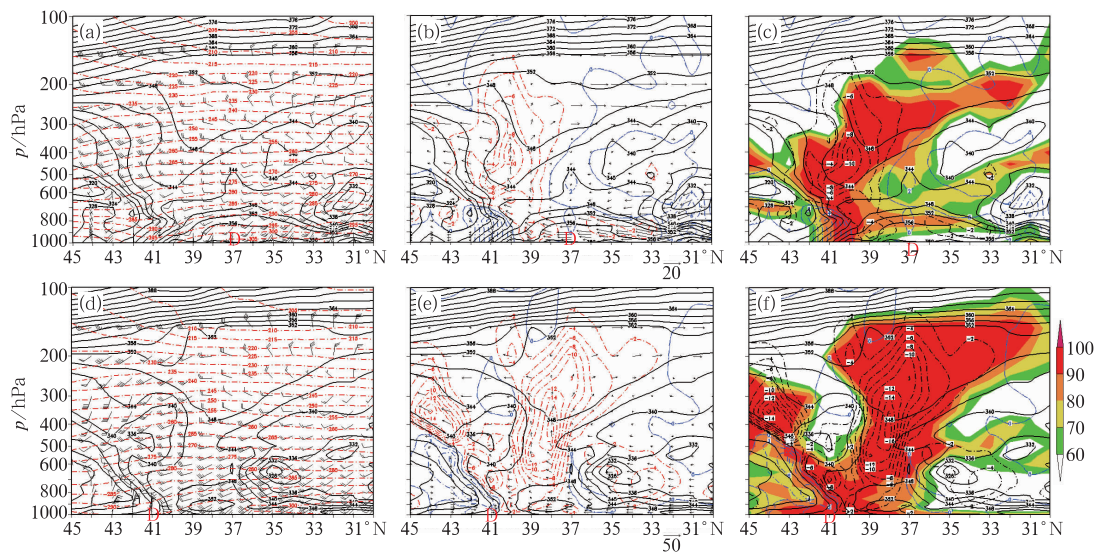


图 4 2013 年 7 月 1 日 20 时沿 115°E(a,b,c)和 2 日 08 时沿 122°E(d,e,f) 暴雨区经向剖面

(a,d) θ_e (单位:K)和温度(虚线,单位:℃), (b,e) θ_e (单位:K)和垂直速度 (点划线;蓝色:下沉,红色:上升;单位: 10^{-3} hPa · s $^{-1}$), (c,f) θ_e (单位:K)和相对湿度(单位:%)

Fig. 4 Cross sections along rainstorm area at 20:00 BT 1 (a, b, c) and 08:00 BT 2 (d, e, f)

(a, d) θ_e (unit: K) and temperature (dashed line, unit: ℃), (b, e) θ_e (unit: K) and vertical velocity (dotted line; blue: subsidence, red: ascent; unit: 10^{-3} hPa · s $^{-1}$);

(c, f) θ_e (unit: K) and relative humidity (unit: %)

从图 4a 可见,40°~42°N,800 hPa 以下 θ_e 密集,800 hPa 以上高空锋区向后倾斜,等温线稍下凹,冷空气较弱,而 40°N 以南则是庞大的高温高湿气团,静止锋位于 40°N 附近,此时地面低压还仅仅是热低压,低压中心附近低层 θ_e 达 356 K,为潜在对流不稳定。而锋区(θ_e 密集处)远在其北侧 3 个纬距处,由冷暖空气辐合和锋面抬升造成的上升运动位于地面静止锋(图 4b)对应的 θ_e 密集区上,低压中心及南侧整层为下沉运动。相应的,锋区附近整层相对湿度 $\geq 90\%$ (图 4c),对流旺盛,而 39°N 以南相对湿度较小,此阶段暴雨由静止锋引起,暴雨区位于地面锋面附近,处于静止锋南侧的鲁西北地区雨量较小。

2 日 08 时,地面低压中心由 37°N、115°E 向东北移动到 41°N、122°E,并发展为东北气旋,由图 4d~4f 可见,地面气旋中心上空 500 hPa 出现 336 K 的 θ_e 低值区,这是气旋发展成熟阶段的标志:从气旋后部对流层中上层有干侵入到暖湿输送带之上。潜在对流不稳定释放,气旋中心南侧(图 4e)暖区 38°N 附近出现强上升运动,造成该处整层相对湿度 $\geq 90\%$ (图 4f),从而出现暖区暴雨。另外,气旋中心北侧相对湿度 $\geq 90\%$ 发展到 250 hPa,整层具有

较高的相对湿度,该处的上升运动由锋面抬升引起。可见,在地面温带气旋阶段,除了位于气旋中心北侧由锋面抬升作用造成的暴雨区外,由于侵入到暖湿输送带上引起的暖区暴雨,位于气旋中心南侧,对应低层向上凸起的高温高湿舌(图 4e)。

综上所述,2 日 08 时之前,虽然鲁西北处于 850 hPa 低涡东南侧、低空急流的左前方较强的水汽通量辐合区,但山东北部并未如期出现暴雨。究其原因,除了考虑低涡及低空急流的位置,暴雨落区与地面形势演变密切相关。1 日 20 时之前地面静止锋未曾进入山东,由锋面辐合产生的暴雨并未影响山东。2 日 08 时,为温带气旋影响阶段,虽然气旋中心南侧暖区出现暴雨,但地面气旋中心和 850 hPa 低涡已远离山东,暴雨区主要在辽宁,仅半岛北部受到影响。因此,在根据 850 hPa 低涡预报暴雨落区时,应加以分析影响系统的空间结构和地面形势演变特征,当地面受冷锋(或静止锋)影响,且高空存在后倾明显的斜压锋区时,暴雨区位于锋面附近,且由于后倾槽作用,锋后存在暴雨区。表现在天气图上,500 hPa 有冷温度槽配合的高空槽,且 500 hPa 槽落后于 700、850 hPa 槽或切变线,这是一种主要的降水形势。

总之,暴雨落区的预报一定要关注地面锋面系统的位置及发展阶段。此次过程中,7月1日静止锋未曾影响山东,静止锋附近的暴雨区也未如期出现在鲁西北。锋面影响时,还可能触发副高边缘暖区暴雨,如2013年7月29日,850 hPa低涡从鲁西北移至黄海北部(图3a),29日14时,地面冷锋后首先出现暴雨区,造成鲁西北、鲁中北部短时暴雨。15时弱冷锋南下时,则触发了鲁南大范围暴雨(图1b),而距低涡中心更近的山东北部暴雨范围

较小。

3 2013年7月29日降水过程暴雨落区分析

3.1 850 hPa低涡与暴雨落区

7月29日20时,850 hPa低涡位于鲁西北(图3a),并无温度槽配合,低涡附近无冷暖空气交

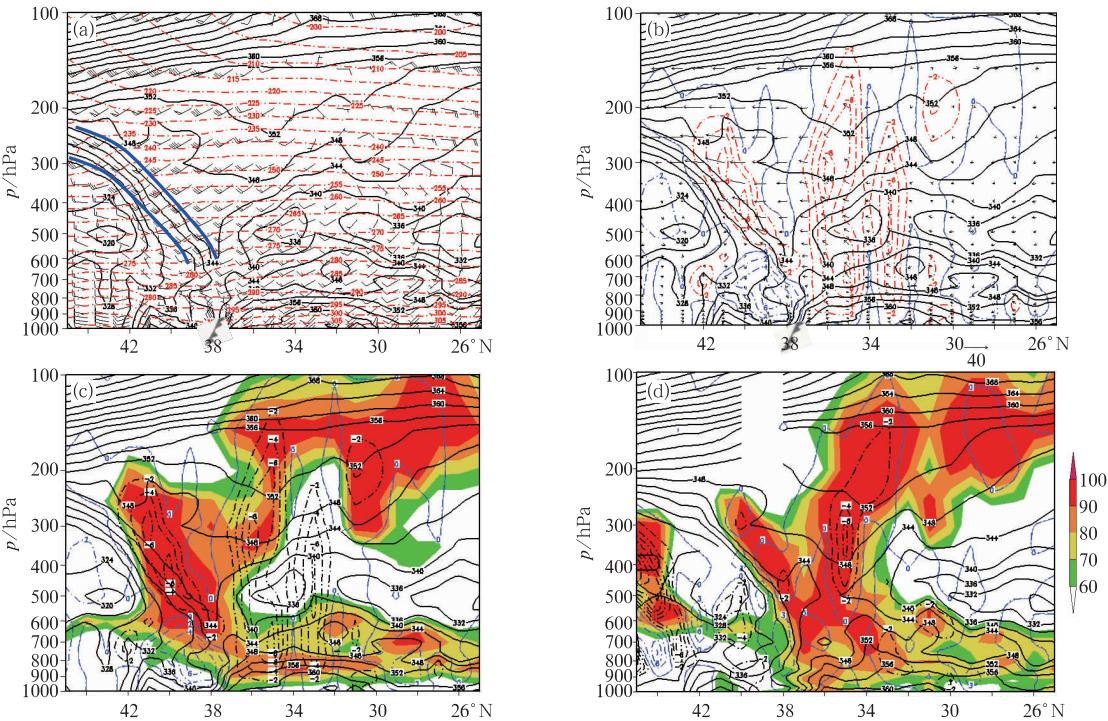


图5 2013年7月29日14时故城(116°E)垂直剖面、 θ_e (单位:K)和温度(虚线,单位:°C),

(b) θ_e (单位:K)和垂直速度(点划线;蓝色:下沉,红色:上升;单位: 10^{-3} hPa $\cdot$ s $^{-1}$),29日14时(c)和

20时(d) θ_e (单位:K)、相对湿度(单位:%)和垂直速度(点划线;蓝色:下沉,红色:上升;单位: 10^{-3} hPa $\cdot$ s $^{-1}$)

Fig. 5 Cross sections along 116°E at Gucheng of (a) θ_e (unit: K) and temperature (dashed line, unit: °C), (b) θ_e (unit: K) and vertical velocity at 14:00 BT 29 July 2013 (dotted line; blue: subsidence, red: ascent; unit: 10^{-3} hPa $\cdot$ s $^{-1}$); cross sections of θ_e (unit: K) and relative humidity (unit: %) at (c) 14:00 and (d) 20:00 BT 29 July 2013

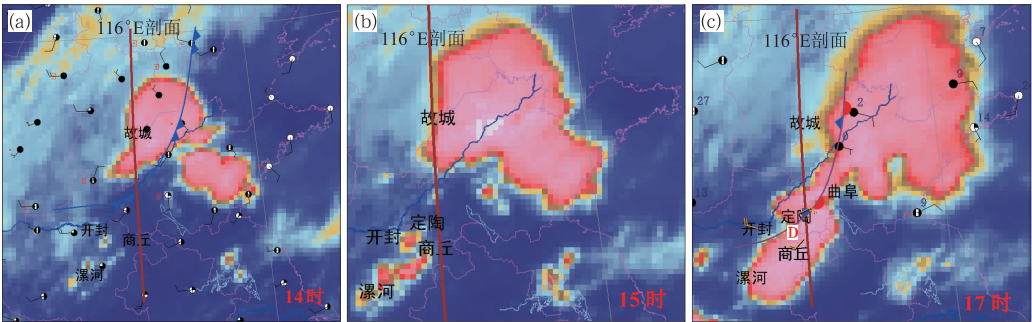


图6 2013年7月29日14时(a)、15时(b)和17时(c)卫星云图与地面风及锋面的位置

Fig. 6 FY-2E satellite infrared cloud image, surface wind field and frontal surface at (a) 14:00 BT, (b) 15:00 BT and (c) 17:00 BT 29 July 2013 positions

汇且风速较小,低涡中心附近为水汽通量辐散(图3b);而副高边缘的徐州西南风为 $14\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,水汽辐合区位于较大西南风前方的鲁东南地区,可见,低涡中心不一定是辐合区,而与风场、温度场结构(冷暖空气交汇)相关,按低涡中心的位置预报暴雨落区并不可靠。

29日14时前后,地面冷锋进入鲁西北,地面流场(图3f)可见两个辐合区,一个位于鲁西北,与地面冷锋对应;另一个位于鲁中东南部,是由于西南风和东南风的风向辐合造成。在13时可见光云图上(图3e),鲁西北地区出现沿锋面分布的准圆形对流泡,由其造成的强降水处于冷锋后部的北风中(图3c),河北故城6h雨量为114mm,相邻的德州1h雨量是43mm。鲁中东南部的对流云系造成了短时强降水,新泰市加密站1h雨量达53.8mm。至29日20时,冷锋停滞少动,演变为静止锋,14—20时,静止锋前暖区出现较大范围暴雨,邹城6h雨量最大为86mm(图3d),20时以后雨强减弱。

3.2 暴雨形成机制分析

3.2.1 地面冷锋触发初始暴雨

2013年7月29—30日过程受500hPa高空槽、副高边缘暖湿气流及850hPa低涡的共同影响,由14时暴雨中心故城(37.3°N 、 116°E)的经向垂直剖面图可见(图5a),700hPa以上为向冷区倾斜的 θ_e 密集区,700~200hPa高空锋区清楚,但低层冷空气很弱,700hPa以下等温线呈水平分布,地面没有明显的干冷气堆(θ_e 低值区),因而在地面图上冷锋后部没有尾随的冷高压。高空锋区后部干冷空气下沉,到达地面时和 36°N 以南的暖湿空气形成锋面,表现为 37°N 附近的 θ_e 密集区。14时,由弱冷锋强迫抬升触发的上升运动位于地面锋后和高空锋区的南侧,700~200hPa厚度层为整层上升运动,且相对湿度在90%以上(图5c),由地面弱冷锋触发的上升运动沿高空锋区继续强迫抬升造成锋后暴雨。

3.2.2 暖区暴雨产生的原因

以上分析表明,由于冷锋的强迫抬升作用,造成冷锋后部较强的上升运动和700~200hPa高度层相对湿度 $\geq 90\%$,使得29日14时暴雨最先出现在锋后冷区中,图5a为14时雨量中心故城沿 116°E 经向剖面图,而 116°E 剖面基线如图6所示,河南商

丘(34.5°N 、 115.7°E)也位于 116°E 附近,即剖面图上 34.5°N 处(图5a),对应商丘的位置。

图5b显示,锋面以南暖区($32\sim 36^{\circ}\text{N}$)同样存在较强上升运动,层结为潜在对流不稳定,500hPa θ_e 为336K的干空气,相对湿度 $< 60\%$,低层则高温高湿, θ_e 在360K以上,可见由于潜在对流不稳定释放造成了较强上升运动,但29日14时锋前暖区整层相对湿度较小(图5c),尚无降水。从卫星云图和地面风场的配置(图6a)也可见,此时,地面冷锋未到达开封,河南商丘位于锋前暖区,无降水,但已存在较强上升运动(图5b和5c, 34.5°N 附近),15时商丘附近出现初始对流(图6b)。17时,地面冷锋南下,定陶、开封转北风,与商丘西南风形成气旋性环流,对流云系发展加强,商丘附近对流云系强度和范围急剧增大(图6c),并向东北方向移至鲁西南,与之前位于山东中北部的锋面云系合并,云滴碰并使对流显著加强(图6c),18时,曲阜1h雨量为45.2mm,济宁张黄1h雨量为62.7mm。至20时, $34^{\circ}\sim 36^{\circ}\text{N}$ 暖区整层相对湿度达90%以上(图5d),14—20时,位于暖区的鲁西南一带出现暴雨。

可见,暴雨的产生还与周围系统影响有关,河南对流云系北上加强造成了鲁西南暴雨,应缜密分析影响系统的演变特征,关注上游初始对流的生成及动向。

4 结 论

(1)低涡是产生暴雨的重要天气系统,但不能简单的按其位置和路径预报暴雨落区,应注意分析影响系统的空间结构、发展阶段和地面形势的演变特征。

(2)在有锋面系统影响时,初始对流往往由锋面触发,因此,暴雨的第一落区在锋面附近。常见的天气形势是携带冷空气的500hPa高空槽落后于低层低涡,垂直方向上具有向后倾斜的高空锋区,其造成的上升运动位于地面冷锋后部,因而暴雨首先出现在地面冷锋过境转北风时。

(3)山东雨季的暴雨过程,低涡往往位于副高边缘,由于大气高温高湿,应关注潜在不稳定能量释放产生的暖区暴雨落区。由冷锋触发的暖区暴雨,不

需强的动力辐合条件,可能远离低涡中心,或是位于副高边缘的高温湿舌内。

(4) 应密切关注周边初生的对流云团及其移入时造成的暴雨。

参考文献

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

湛芸,孙军,徐珺,等. 2012. 北京 721 特大暴雨极端性分析及思考(一)观测分析与思考. 气象,38(10):1255-1266.

郭英莲,王继竹,李才媛,等. 2014. 锋生作用对 2011 年梅汛期湖北暴雨的影响. 气象,40(1):86-93.

蒙伟光,戴光丰,张艳霞,等. 2012. 华南局地锋生及对流系统发展的

模拟分析研究. 气象学报,70(3):387-401.

孟雪峰,孙永刚,萨日娜,等. 2013. 河套气旋发展东移与北京 721 暴雨的关系. 气象,39(12):1542-1549.

孙兴池,王西磊,周雪松. 2012. 纬向切变线暴雨落区的精细化预报. 气象,38(7):779-785.

孙兴池,吴炜,周雪松,等. 2013. 经向切变线暴雨落区分析. 气象,39(7):832-841.

张芳华,陈涛,杨舒楠,等. 2014. 一次冬季暴雨过程的锋生和条件对称不稳定分析. 气象,40(9):1048-1057.

周雪松,吴炜,孙兴池. 2014. 山东暴雨天气学预报指标的统计特征分析. 气象,40(6):744-753.

朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等. 2000. 天气学原理和方法. 北京:气象出版社,343.