

侯淑梅,郭俊建,张磊,等,2017. 西风槽与副高相互作用的暴雨过程动热力场结构特征分析[J]. 气象,43(2):151-165.

西风槽与副高相互作用的暴雨过程 动热力场结构特征分析^{*}

侯淑梅 郭俊建 张磊 郑怡 孙兴池

山东省气象台,济南 250031

提 要: 利用常规气象观测、自动气象站加密观测、NCEP/NCAR($1^\circ \times 1^\circ$, 逐 6 h)再分析以及 FY-2C 卫星云图等资料,分析了 2007 年 8 月 15—18 日发生在山东的一次暴雨过程中,西风槽与副热带高压(以下简称副高)相互作用三个阶段的热力、动力场结构特征。结果表明:整个过程先后经历了副高西进切变线缓慢西移、横槽南压副高减弱和横槽转竖副高南撤三个阶段,三个阶段的共同特征是:中低层有切变线和 θ_{se} 锋区;700 hPa 有低空急流;产生暴雨的对流云团具有后向传播特征,生命史中多次发生合并。三个阶段的不同点是:(1)副高西进过程中,锋区随高度向北倾斜,坡度小,切变线和 θ_{se} 锋区均为后倾,为典型的暖锋降水。暴雨区范围大,强度均匀,位于 850 hPa θ_{se} 锋区与暖脊的交界处的水汽辐合中心附近。饱和区宽广,伸展高度高。低层气旋性辐合、切变线辐合、锋面抬升是触发暴雨的动力机制,低空急流是暴雨增强机制。(2)副高减弱过程中,干冷空气分别从低层和中层侵入 θ_{se} 暖脊, θ_{se} 锋区随高度先向北后向南,呈交错倾斜现象,坡度大,为典型的强对流降水,上升运动最为激烈。暴雨区范围小,强度大,分布不均,位于 θ_{se} 暖脊垂直方向轴线附近。饱和区狭窄,伸展高度高。锋面抬升运动是触发对流性强降水的主要动力机制,对流层中层干冷空气入侵是强降水的增强机制。(3)副高南撤过程中, θ_{se} 锋区随高度向南倾斜,坡度大,呈前倾特征,为典型的高空槽降水。暴雨区狭长分散,强度弱,位于 850 hPa 切变线上、 θ_{se} 暖舌靠近锋区一侧。饱和区狭窄,伸展高度低。低层切变线辐合抬升是触发强降水动力机制,中层干侵入是降水增强机制。

关键词: 副热带高压,结构特征,动力机制,后向传播,饱和区

中图分类号: P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2017.02.003

Analysis of Dynamic and Thermal Field Structure Characteristics on Rainstorm Area in Interaction Process Between Westerly Trough and Subtropical High

HOU Shumei Guo Junjian ZHANG Lei ZHENG Yi SUN Xingchi

Shandong Meteorological Observatory, Jinan 250031

Abstract: Based on the conventional observations, AWS, NCEP/NCAR ($1^\circ \times 1^\circ$, by 6 h) reanalysis and FY-2C satellite data, this paper investigated the dynamic and thermal field structure characteristics throughout the three interaction stages between westerly trough and subtropical high (SH) in the rainstorm which occurred in Shandong from 15 to 18 August 2007. The results indicated that there are three stages sequentially throughout the whole process. Firstly, SH advanced westward accompanied with the shear line shifting westward at a snail's pace; secondly, the transversal trough moved southward with the SH weakening; thirdly, the trough transformed from transversal into upright with SH southward retreating. The three stages share some features in common: There was a shear line and a θ_{se} frontal zone in the mid and low levels, and a low level jet (LLJ) at 700 hPa. Besides, the convective cloud cluster had the

^{*} 国家自然科学基金项目(41275044)、山东省自然科学基金资助项目(ZR2016DM20)、山东省气象局课题(2016sdqxz01、2014sdqxm21、2014sdqxm22 和 2012sdqxz04)及环渤海区域科技协同创新基金项目(QYXM201505)共同资助

2015 年 12 月 11 日收稿; 2016 年 12 月 23 日收修定稿

第一作者:侯淑梅,主要从事天气预报及灾害性天气机理研究. Email:shmh0808@163.com

feature of back-propagating, causing the rainstorm to merge several times in its life. The difference of the three stages lies in that: (1) In the first stage, the slope of θ_{se} frontal zone was gentle and north tilted with shear line and frontal zone backward tilted, so it was typical warm front precipitation. With the saturation region extending broad and upward to 300 hPa, the rainstorm area got extensive and uniform distributed, wavering around the water vapor convergence center in the junction of θ_{se} frontal zone and the warm ridge at 850 hPa. So, the low cyclonic convergence, shear line convergence and frontal uplift are the dynamic mechanism of the rainstorm, while the LLJ is the enhancement mechanism. (2) In the second stage, the θ_{se} frontal zone was sharp-sloped and intersected-gradient by leaning northward and southward in turn with height, and the cold-dry air invaded into the warm ridge from the low and mid layers respectively, thus creating typical severe convection precipitation and furious upward movement. Also, with the saturation region extending upward to 200 hPa and getting narrow, the distribution of the rainstorm area became non-uniform, the intensity was high and range got small, located around the θ_{se} warm ridge vertical axis. Hence, the main dynamic mechanism of the Xintai strong convection precipitation is frontal uplift, and the enhancement mechanism is the invasion of cold-dry air in the middle troposphere. (3) In the third stage, the θ_{se} frontal zone was sharp-sloped and south tilted, having a forerake characteristics, which resulted in the typical upper trough precipitation. With the saturation region extending narrow and upward to 500 hPa, the rainstorm area became long, narrow, dispersive and in a low intensity, located at the 850 hPa shear line which also was an position near the frontal zone in the θ_{se} warm tongue. Thus, dynamic mechanism of the rainstorm is the shear line convergence, and the enhancement mechanism is the invasion of dry air in the middle troposphere.

Key words: subtropical high, structure characteristics, dynamic mechanism, back propagation, saturation region

引 言

西太平洋副热带高压(以下简称副高)是影响我国夏季降水的重要天气系统,其强弱变化、北进南退对我国的旱涝和雨带分布影响很大,许多学者从不同侧面分析研究了我国不同地区暴雨和强对流等灾害性天气过程中副高的重要作用(周雨华等,2006;王秀荣等,2008;李国翠等,2012;支树林等,2015)。司东等(2008)的研究表明,副高西伸对应着华南暴雨,东退对应着暴雨间歇期,同时华南强降水和印度季风区降水的共同作用可使副高加强西伸。副高异常偏强时,在 500 hPa 无低值系统的情况下,850 hPa 持续强劲的东南风急流能触发产生暴雨(顾清源等,2009)。冷春香和陈菊英(2003)指出,长江流域梅汛期的旱涝与副高强弱和东西位置关系密切,副高西北侧西南气流增强了局地上升运动,为江淮流域的暴雨创造了大尺度背景流场(赵兵科等,2005),副高不同的结构特征,导致暴雨区的水汽供应条件和产生强烈上升运动的大尺度背景场存在差

异(金荣花等,2007)。上海地区副高型强对流易发生在副高的北侧,除需要有较好的层结不稳定条件外,对抬升条件也有较高要求,如边界层整层在上海附近存在中尺度辐合线(尹红萍和曹晓岗,2010)。赵彩萍和赵桂香(2012)研究山西中部一次致灾暴雨时发现,500 hPa 副高强盛,由块状转为带状以及对应 200 hPa 图上东西向反气旋的稳定存在是低空横切变线形成和维持的背景因素。在西风带冷空气条件基本相同的条件下,35°N 附近副高 588 dagpm 线在 110°~125°E 维持时间越长、副高中心强度越强,辽宁暴雨的强度越大、降雨维持时间越长(陈传雷等,2013)。副高是华北暴雨的主导系统(周鸣盛,1993),北京地区大降水($\geq 25 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$)天气有 72% 出现在 7—8 月,其中直接受副高影响的大降水占 46%(刘还珠等,2007)。北京“7·21”暴雨日当天,和同类暴雨日平均场相比,副高西伸更强(赵洋洋等,2013),副高与西风带高压脊叠加形成“高压坝”,使西风槽东移减慢(孙建华等,2013)。郭锐和付宗钰(2013)分析华北两次副高边缘暴雨过程卫星云图表明,整个云系位于高空槽前 580 dagpm 线与

副高外围 588 dagpm 线之间;对流云团集中发展于云带靠近副高边缘晴空区一侧,稳定性降水集中高空槽前(即云带后部),混合性降水位于两个云系之间。

副高脊线的短期变化与西风带天气系统互相联系并相互制约(朱乾根等,2009),中高纬度槽脊变化引起的东亚沿海负涡度的增加是副高连续北抬的关键因素(康志明等,2013)。山东地处中纬度,造成山东暴雨的四种主要天气系统都与副高有密切关系(阎丽凤和杨成芳,2014)。副高边缘是否维持输送到山东的偏南暖湿气流输送带是山东夏季多雨或少雨的必要条件,副高边缘的暖湿输送带维持时,山东将多雨,副高的强度和位置可能是 500 hPa 高度场中影响山东降水最强的信号(高安春,2004)。当副高位置偏北,西伸势力偏强时,极易对中纬度西风槽产生阻挡现象,西风槽受副高阻挡减速约占 38%(牛淑超,1986)。副高异常偏强,低层切变线、地面辐合线在鲁西北停滞少动,降水持续时间较长,是“09·05”区域性暴雨形成的必要条件(杨学斌等,2012)。近年来,山东对于与副高有关的暴雨研究取得了一些成果,高留喜等(2011)认为,在副高南退过程中,“8·17”特大暴雨降水分布与地形关系密切,尼山“V”形山谷特殊地形降水增幅约 50%。孙兴池等(2015)的分析表明,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,而是位于副高边缘的高温湿舌内。以上的研究成果,虽然都提出副高在暴雨过程中的重要作用,但多数是强调副高边缘高温高湿不稳定的环境条件为产生暴雨提供了有利的背景条件。西风槽与副高相互作用过程中,暴雨区的结构特征差异以及产生暴雨动力机制等,没有针对性的阐述。

2007 年 8 月 15—18 日,山东省出现大范围的降雨天气过程,15 日 20 时至 18 日 20 时累加降水量见图 1a(本文如无特别说明时间均为北京时),50 mm 以上降水区主要出现山东省中部。最大降水量为 269.3 mm,出现在新泰(图 1b),降水时间集中在 17 日 08—14 时,6 h 降水量高达 138.2 mm,其中 12 时小时降水量为 36 mm。此次降雨过程时间长,范围广,强度大,大暴雨引起山洪暴发,新泰柴汶河河水暴涨,东部河堤被冲垮,华源煤矿发生溃水淹井事故,造成巨大的生命和财产损失(周雪松等,

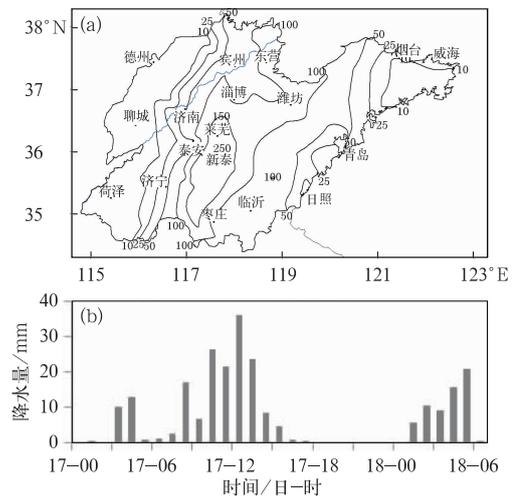


图1 2007年8月15日20时至18日20时累计降水量(a)和8月17日00时至18日06时新泰站逐小时降水量(b)(单位:mm)

Fig. 1 Distribution of total precipitation from 20:00 BT 15 to 20:00 BT 18 August 2007 (a) and hourly precipitation from 00:00 BT 17 to 06:00 BT 18 August 2007 at Xintai Station (b) (unit: mm)

2012)。分析形势发现,副高进退过程中与西风槽相互作用是造成此次暴雨的主要环流背景。因此,分析副高进退过程中暴雨区动热力场的结构特征,有助于认识不同阶段产生暴雨的动力机制,提高对此类暴雨的预报能力。

本文所用资料为:分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 、间隔为 6 h 的 NCEP/NCAR 再分析资料(Kalnay et al, 1996);山东省区域自动气象站加密观测资料、常规观测资料;FY-2C 卫星云图资料。

根据中央气象台降水等级划分标准,6 h 降水量达 25.0~59.9 mm 为暴雨,本文将 6 h 降水量达 25 mm 称为暴雨区,作为本文研究的重点。

1 暴雨落区与天气背景

1.1 副高西进,切变线缓慢西移

2007 年 8 月 15 日 20 时(图略),500 hPa 副高强盛,呈南北向,块状控制黄海、朝鲜半岛及其以东地区;中纬度西风槽东移过程中受副高阻挡,停滞于华北到华中一带。700 和 850 hPa 切变线位于鲁东南—苏北—皖东一带,鲁东南为风向风速辐合中心。

16 日 08 时(图 2a),副高西进,588 dagpm 线控制山东半岛东部、江苏中南部和浙江省,500 hPa 高空槽仍然停滞在京津地区—冀鲁交界—河南省中部—湖北、湖南一带;700 hPa(图略)切变线与 500 hPa 位置相同;850 hPa(图 2b)切变线由苏北移到鲁中一带。切变线以东东南风风速较大,700 hPa 以下均达急流强度,且急流宽度增大,达 3~5 个经距,不仅为暴雨区提供了充足的水汽,而且有利于暴雨区不稳定大气层结的建立。此时地面倒槽北上(图 2c),控制鲁南地区,鲁东南一带为东南风与东北风的辐合区。15 日夜间在鲁东南出现区域性暴雨,最大暴雨点蒙阴,16 日 02—08 时 6 h 降水量高达 64.0 mm。

之后副高继续西进,16 日 20 时(图略)588 dagpm 线控制鲁中以东地区,700 与 850 hPa 切变线均移到鲁西北到鲁西南一带,低空急流减弱,地面倒槽仍控制鲁南地区。16 日 08—20 时暴雨区呈南北狭长带状,位于 588 dagpm 线的边缘、700 和 850 hPa 切变线东侧、地面倒槽顶端偏东风区域内。

17 日 08 时(图略)副高继续西伸,588 dagpm 线控制黄河下游以东地区。700 与 850 hPa 切变线位于冀鲁交界处,低空急流继续减弱,地面倒槽南缩到安徽中部。16 日 20 时至 17 日 08 时暴雨区亦随天气系统减弱,变得零散且范围小。

1.2 横槽南压,副高减弱

16 日 08 时(图 2a),河西走廊到蒙古国中部暖高压脊经向发展,副高西伸加强,其间在东北地区到华北北部一带建立一个低槽。然后,蒙古国中部暖高压脊持续加强并向东北方向伸展,促使脊前北风变为东北风,冷空气往西流,低槽中冷温度槽经向度也增大。17 日 08 时新建低槽演变为横槽,14 时(图略)东北风风速增大,冷平流加强,导致横槽东移南压,副高北界随之南落,588 dagpm 线由 08 时东北—西南向从菏泽到烟台转为准东西向由菏泽到青岛。500 hPa 以下副高势力明显减弱,700 hPa 的 316 dagpm 线向东退缩到黄海中部到成山头一带;850 hPa 的 152 dagpm 线退缩到韩国,同时在鲁西北到冀东地区出现 16℃冷中心,温度梯度增大。说明 08—14 时,横槽南压,副高强度减弱,浅薄冷空气侵入山东,干冷与暖湿空气在山东境内处于博弈阶段。此阶段只在鲁中的南部出现小范围暴雨点,新泰站的最大雨强出现在此阶段。暴雨区位于 588 dagpm 线附近、700 和 850 hPa 切变线右侧、

850 hPa 冷暖中心之间、925 hPa 辐合中心,暴雨区范围小,但强度大。

1.3 横槽转竖,副高南撤

17 日 20 时,随着冷空气向南侵入,冷温度槽伸到黄淮地区;横槽西段槽后转为偏北风,风力增大,冷平流减弱,预示着横槽将转竖。18 日 08 时,500 hPa(图 2d)横槽转竖东移,位于辽宁省中部—山东省中部—河南省北部一带,副高南撤到苏皖北部,完全退出山东。700 和 850 hPa(图略)高空槽位于鲁西北,略落后于 500 hPa 槽,无低空急流。此时地面倒槽(图略)控制着鲁中以南地区。17 日 20 时至 18 日 08 时出现区域性带状暴雨区,降水强度较弱,暴雨点分散不连续。暴雨区位于 500 hPa 槽线上、700 和 850 hPa 槽前、地面倒槽顶端。

综上所述,17 日 08 时之前,副高加强西伸,500 hPa 西风槽受阻停滞,700 与 850 hPa 切变线缓慢西移,西风槽随高度后倾。初期,副高外围风速增大,低空急流较强,携带暖湿空气在鲁东南一带辐合上升产生暴雨,为典型的暖锋降水。暴雨区范围较大,强度较强,为区域性暴雨;暴雨区位于 500 hPa 高空槽与 588 dagpm 线之间。随着副高继续西进,低空急流减弱,暴雨区范围减小,从区域性转为南北狭长带状,进而转为分散性暴雨,降水强度也随之减弱。

17 日 08—20 时,横槽南压,副高减弱,西风槽随高度后倾,浅薄冷空气入侵,为典型的强对流降水。暴雨区位于 588 dagpm 线附近。暴雨区范围小,但区域集中,强度大。

17 日 20 时至 18 日 08 时,横槽转竖东移,冷空气入侵,副高南撤,西风槽前倾,为高空槽降水。暴雨区呈区域带状,降水强度均匀,但分散不连续,暴雨区位于 500 hPa 槽线附近。无论副高西进还是南撤,暴雨区均位于 700 与 850 hPa 切变线右侧、低空急流左侧、地面倒槽顶端附近。

2 暴雨过程动热力场水平结构

2.1 副高西进暴雨过程

16 日 02 时(图略),850 hPa 切变线位于鲁东南沿海到江苏北部,位于 θ_{se} 锋区前沿, θ_{se} 高能区与高湿区同位相。16 日 08 时,副高继续西伸,切变线与

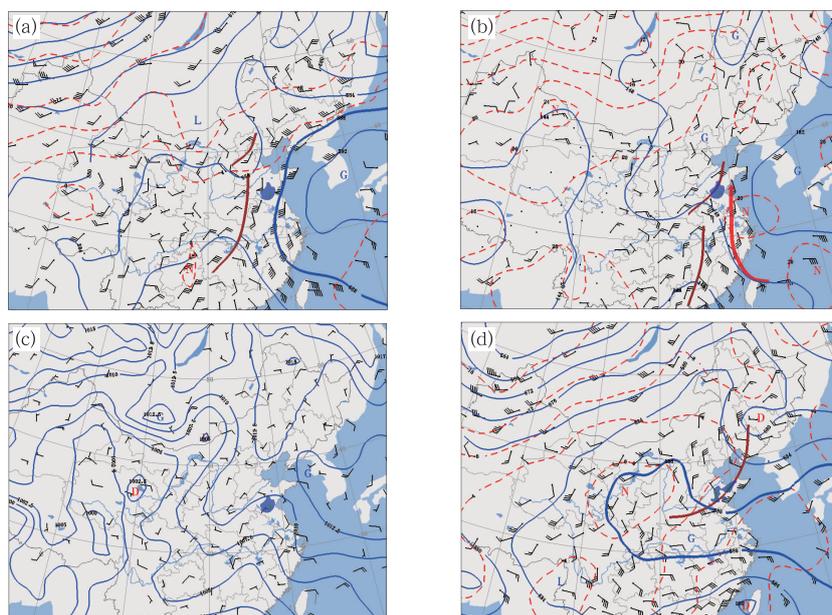


图 2 2007 年 8 月 16 日 08 时 500 hPa(a)、850 hPa(b)、地面图(c)和 18 日 08 时 500 hPa(d)图
 (——高空图为高度场,地面图为气压场; - - - 温度场; ——切变线; →低空急流;
 ●图 a, b, c 为 16 日 02—08 时降水区,图 d 为 17 日 20 时至 18 日 08 时降水区,
 其中蓝色 ≥ 25 mm、绿色 ≥ 50 mm、红色 ≥ 100 mm)

Fig. 2 The 500 hPa (a, d), 850 hPa (b) and surface (c) charts
 at 08:00 BT 16 (a, b, c) and 18 (d) August 2007

(—— height in high level chart, pressure in surface chart; - - - temperature; —— shear line;
 → low level jet; ● rain area from 02:00 to 08:00 BT 16 August in Figs. 2a, 2b, 2c,
 rain area from 20:00 BT 17 to 08:00 BT 18 August in Fig. 2d, precipitation in blue ≥ 25 mm,
 precipitation in green ≥ 50 mm, precipitation in red ≥ 100 mm)

锋区随之西移,850 hPa 切变线西移到鲁东南到山东半岛西部(图 3a),处于 θ_{se} 暖舌与锋区交界处。同时,低空急流加强北上,前沿伸到鲁东南沿海地区,水汽辐合区随之北移,位于切变线附近(图 3b)。辐合中心水汽通量散度值为 $-5 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,从暴雨区上游(南侧)移到暴雨区下游(北侧),这与孔凡超等(2016)分析冀中特大暴雨时,暖区暴雨发生过程中低层水汽通量辐合急剧加强的结论相似。700 hPa(图略)切变线比 850 hPa 偏后,位于鲁西北到鲁西南一带,切变线右侧为强盛的偏南风低空急流和 θ_{se} 高能舌。统计表明(曾波等, 2016),中尺度对流系统(Mesoscale Convective System, MCS)发生前,副高加强西伸,中低层有一条东北—西南向风速加强带,伴随着自西南往中东部地区充足的水汽供应。16 日 02—08 时暴雨区位于 850 hPa 切变线右侧气旋式风向风速辐合最强处、 θ_{se} 高能舌西侧紧贴锋区的位置、水汽辐合区中心及其右侧,位于 700 hPa 急流轴左侧高能舌内。暴雨

区 850 hPa 比湿达 $14 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。此阶段的特点是整层暖湿空气增强,水汽辐合中心移经暴雨区,低层气旋性辐合抬升是触发暴雨的动力机制,低空急流对暴雨起到增强作用。

随着副高的进一步西进,16 日 14 时 850 hPa 切变线西移至山东中部(图 3c),处于 θ_{se} 锋区内,鲁中以东处于 344 K 的 θ_{se} 高能区控制之下。切变线附近是水汽辐合中心(图 3d),辐合中心水汽通量散度为 $-4 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。切变线随高度仍为后倾。08—14 时暴雨区位于 850 hPa 切变线附近 θ_{se} 锋区内、水汽辐合中心附近、700 hPa θ_{se} 锋区右侧低空急流左侧。暴雨区呈东北—西南向狭长带状,降水强度减小。此阶段切变线辐合和锋面抬升是产生暴雨的动力机制。

17 日 08 时(图 3e),暖湿空气进一步增强,348 K 的高能中心位于鲁中到鲁南地区,内部出现 $15 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的高湿中心。 θ_{se} 锋区呈东北—西南向位于沿黄河地区,锋区梯度增大。水汽辐合中心水汽通量

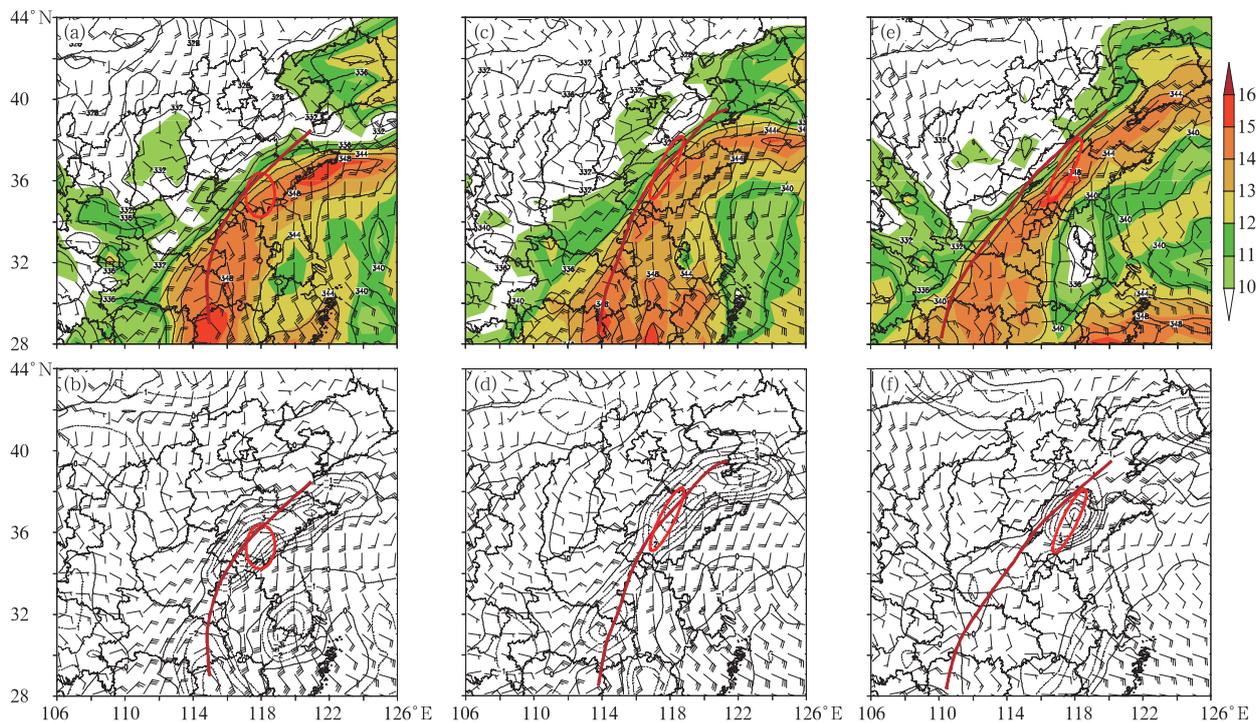


图 3 2007 年 8 月 16 日 08 时(a,b)、14 时(c,d)、17 日 08 时(e,f)850 hPa θ_{sc} (黑实线,单位:K)、比湿(阴影区,单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)、水汽通量散度(虚线,单位: $10^{-7} \text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)及水平风场(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)分布图
(— 切变线, ○ 6 h 暴雨区)

Fig. 3 Distribution of θ_{sc} (black solid line, unit: K), specific humidity (shaded area, unit: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$), moisture flux divergence (dashed line, unit: $10^{-7} \text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) and horizontal wind field (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) at 850 hPa at 08:00 BT 16 (a, b), 14:00 BT 16 (c, d), 08:00 BT 17 (e, f) August 2007
(— shear line, ○ 6 h heavy rain area)

散度值为 $-6 \times 10^{-7} \text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 位于锋区附近(图 3f), 切变线处于 θ_{sc} 锋区前部。700 与 850 hPa 变化趋势相同。925 hPa 河北省干冷空气向南侵入, 328 K 的 θ_{sc} 低中心位于冀鲁交界处。可见, 近地层干冷空气侵入, θ_{sc} 锋区梯度增大, 850 hPa 暖湿空气进一步增强, 被锋面抬升, 是产生暴雨的动力机制。暴雨区呈东北—西南向狭长带状, 位于 850 hPa 切变线右侧 θ_{sc} 锋区与高能舌交界处、水汽辐合中心附近, 位于 700 hPa θ_{sc} 锋区与高能舌交界处、低空急流左侧。

综上所述, 在副高西进过程中, 850 hPa 系统配置特征见表 1: 切变线和 θ_{sc} 锋区均随高度后倾, 并随着副高西进而西移, 但切变线比 θ_{sc} 锋区移速快, 切变线先后位于 θ_{sc} 暖舌与锋区交界处、 θ_{sc} 锋区内、 θ_{sc} 锋区后部; 锋区梯度随时间增强; 水汽辐合区一直位于 θ_{sc} 暖舌与锋区交界处, 先后位于切变线上和切变

线右侧; 暴雨区不一定发生在切变线上, 而是位于 θ_{sc} 锋区与暖脊的交界处水汽辐合中心附近, 暴雨区范围逐渐减小, 强度减弱; 低层气旋性辐合、切变线辐合和锋面抬升是触发暴雨的动力机制。

从 FY-2C 卫星云图可见, 15 日 20 时(图略), 我国东部 $115^{\circ} \sim 120^{\circ}\text{E}$ 为副高外围的切变线云系, 云系在偏南气流的引导下向偏北方向移动, 山东省处于切变云系的北部。随着偏南风速的增大, 南方暖湿空气向北移动的过程中, 被北方干冷空气抬升, 形成对流云。23:30, 在安徽北部有小块对流云发展北上, 进入山东, 范围逐渐扩大。16 日 02 时(图 4a), 在鲁南—苏北一带形成一条西北—东南向、由多单体构成的对流云带, 称为云带 A。云带 A 的尾部不断有小块对流单体生成、发展并合并, 呈后向传播特征。云带 A 内的单体边界清晰, 从水汽图像可以看到对流云团周边的暗区。03 时, 在云带 A 的尾部、

江苏北部有尺度 30 km 左右的小块对流单体生成,称为单体 P。单体 P 生成后,范围快速扩大,强度迅速增强,04 时,其范围已达 100 km×70 km,云顶最低亮温达 -51.1℃,其北部进入临沂枣庄交界处,造成 20 mm·h⁻¹ 的降水。之后,单体 P 继续扩大并向东北方向移动。05 时(图 4b),单体 P 与云带 A 的尾部合并为一体,形成一条结构更加紧密完整的对流云带,云顶亮温为 -58.3℃,造成临沂站 06 时小时降水量达 31.2 mm。从区域自动站 1 h 变压资料可见,02 时(图 4a),在枣庄一带为 -0.9 hPa 的负变压中心,同时在临沂西部还有另一个 -0.7 hPa 的次负变压中心。对流云先是在负变压中心新生,并逐渐向偏北方向的次负变压中心移动并发展。说明南方暖湿气流北上,导致地面减压,形成中尺度低

压,辐合上升产生对流。05 时(图 4b),对流云在临沂西部降水产生的下沉气流导致地面局地增压,在临沂西部出现正变压区,与北上暖湿空气形成的负变压区之间形成锋面。云带 A 刚好处于锋面附近。从区域自动站风场资料可见(图略),15 日夜间鲁东南一直处于东南风—东北风—北风的气旋式辐合区内。可见,南方暖湿空气北上,被北方干冷抬升,同时与降水产生的出流之间形成锋面,地面气旋性辐合加剧上升运动的发展,激发对流云团发生、发展,造成鲁东南区域性暴雨。

综上所述,副高西进过程中,暖湿空气增强,锋区梯度增大,低层辐合和锋面抬升是触发暴雨的动力机制,低空急流为暴雨区输送充足水汽。

表 1 副高西进过程中 850 hPa 结构特征

Table 1 Structure characteristics at 850 hPa in the advancing westward process of subtropical high

	16 日 08 时	16 日 14 时	16 日 20 时
天气系统 上下层配置	后倾	后倾	后倾
θ_{sc} 锋区	除鲁东南和半岛南部以外山东大部,梯度 9℃·(100 km) ⁻¹ ,随高度后倾	山东中部,梯度 10℃·(100 km) ⁻¹ ,随高度后倾	山东中西部,梯度 12℃·(100 km) ⁻¹ ,随高度后倾
切变线	θ_{sc} 暖舌与锋区交界	θ_{sc} 锋区内	θ_{sc} 锋区后部
水汽辐合区	θ_{sc} 暖舌与锋区交界,切变线上气旋式风向、风速辐合区	θ_{sc} 暖舌与锋区交界,切变线上气旋式辐合区	θ_{sc} 暖舌与锋区交界,切变线右侧侧风辐合区
暴雨区	区域性,降水强度大。位于切变线右侧气旋式风向风速辐合、侧风辐合最强处, θ_{sc} 高能舌西侧紧贴锋区的位置,水汽辐合区中心及其右侧,比湿 14 g·kg ⁻¹	东北—西南向狭长带状,降水强度减小。位于切变线附近 θ_{sc} 锋区内、水汽辐合中心附近	东北西南向狭长带状。位于切变线右侧 θ_{sc} 锋区与高能舌交界处,位于水汽辐合中心附近
动力机制	低层气旋性辐合	低层切变线辐合和锋面抬升	锋面抬升

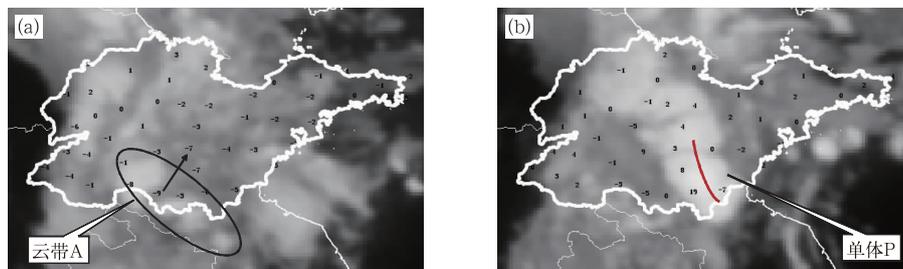


图 4 2007 年 8 月 16 日 02 时(a)和 05 时(b)FY-2C 红外云图及
区地面自动站 1 h 变压(单位:0.1 hPa)
(图 4a 中椭圆内为对流云带 A,箭头为对流云发展方向;图 4b 中曲线为正负变压分界线)
Fig. 4 Infrared image of FY-2C satellite and 1 h variation for pressure of
AWS (unit: 0.1 hPa) at 02:00 BT (a), 05:00 BT (b) 16 August 2007
(Ellipse is convective band A, arrow is the development direction for convective cloud,
curved line is boundary between positive and negative variation for pressure)

2.2 副高减弱暴雨过程

17 日 08 时 1000 hPa θ_{sc} 锋区位于鲁西北到鲁中地区, 348 K 的高能舌控制鲁东南和山东半岛及其以东洋面, 切变线位于锋区右侧偏高能舌一侧。14 时(图 5a), 暖湿空气增强北抬, 352 K 的高能舌控制鲁南到山东半岛南部一带。同时, 东北地区冷空气南侵, 经渤海侵入 θ_{sc} 暖脊。新泰站位于暖脊的顶点, 正是冷空气侵入暖脊的位置, 同时又处于对头风的辐合区内, 动力、热力条件均有利于该地产生强降水。从新泰站相关物理量场时间剖面图(图 5b)可见, 从 16 日 08 时开始, 该站 900 hPa 以下 θ_{sc} 呈上升趋势, 16 日 20 时, 348 K 的湿舌控制该站上空 850~925 hPa, 同时在 700~600 hPa 附近有一个 340 K 的 θ_{sc} 低中心, 下暖上冷的不稳定大气层结开始建立。此时该站上空 925 hPa 以上出现弱的上升运动。17 日 02 时, 对流层中层干区向低层伸展, 340 K 干中心高度下降到 800~700 hPa, 在 850 hPa 附近与低层的暖舌之间形成锋区, 加剧了干湿空气的交绥。此时该站上空上升运动加强, 从地面到 200 hPa 均为弱的上升运动, 新泰站降水开始。17 日 08 时, 低层暖舌加强, 暖湿空气向上抬升, 344 K 暖舌顶点高度抬升到 600 hPa, 中层 340 K 的干中心消失, 上升运动达到最强, 整个对流层为一致的上升气流, 上升运动中心为 $-10 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$, 位于 800~600 hPa, 新泰站降水强度增大, 强降水时间集中在 08—13 时。14 时, 暖湿空气强度减弱, 暖脊顶出现向下的凹陷, 上升运动随之减弱, 且高度降

低, 强降水结束。

综上所述, 副高减弱过程中 1000 hPa 系统配置特征见表 2: 切变线随高度后倾, θ_{sc} 锋区随高度垂直; 切变线位于 θ_{sc} 暖舌内, 水汽辐合区位于切变线上; 暴雨区范围小, 强度大, 位于切变线上靠近北风一侧、 θ_{sc} 高能舌顶端、水汽辐合区西侧; 锋面抬升是产生暴雨的动力机制。

从 FY-2C 卫星云图可见, 04 时(图略)在济宁附近生成一小块对流单体, 称之为云团 A。云团 A 范围迅速扩大, 并向东北方向移动。17 日 06 时可见光云图可见(图 6a), 云团 A 移动到新泰附近, 尺度 80 km 左右, 其西南侧(尾部)又生成两小块对流单体, 称之为云团 B。云团 A、B 之间有明显的暗区, 说明对流发展非常旺盛。云团 B 生成后, 范围和强度均迅速增大, 其后部持续有小块对流单体生成, 并与之合并。09 时(图 6b)云团 B 移动到泗水、新泰一带, 已增长为尺度 120 km 的圆形 MCC, 其云顶亮温最低达 -54.9°C 。云团 B 的云顶覆盖在云团 A 之上, 边界清晰, 在其西侧仍有明显的暗影, 造成泗水站 09 时小时降水量高达 46.5 mm。之后云团 B 继续向东北方向移动, 与云团 A 逐渐合并为一体。11 时, 在云团 B 的西南侧又生成一小块对流单体, 并很快与云团 B 合并。14 时之后, 云团 B 减弱, 边界模糊, 逐渐与周围云系合并, 对流特征逐渐消失。可见, 造成新泰强降水的云团在向东北方向移动过程中, 其尾部一直维持着较强的上升运动, 不断有新的对流单体生成、合并, 具有后向传播特征, 导致云团强度增强, 形成 MCC, 造成新泰强降水。

表 2 副高减弱过程中 1000 hPa 结构特征

Table 2 Structure characteristics at 1000 hPa in the weakening process of subtropical high

天气系统上下层配置	θ_{sc} 锋区	切变线	水汽辐合区	暴雨区	动力机制
17 日 14 时 后倾	山东中部, 随高度垂直, 梯度 $10^\circ\text{C} \cdot (100 \text{ km})^{-1}$	θ_{sc} 暖舌内	切变线上气旋式辐合区	小范围, 强度大。位于切变线上靠近北风一侧、 θ_{sc} 高能舌顶端、水汽辐合区西侧	锋面抬升

从济南多普勒雷达径向速度图可见(图略), 17 日 09:03, 新泰站上空为气旋式辐合区, 其正负速度差达 $19 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。之后随着降水回波向东北方向移动, 不断地有新的气旋式辐合区移动到该站上空。此种特征在 0.5° (相当于 900 hPa) 和 1.5° (相当于 700 hPa) 仰角均有表现, 并且一直持续到 13:32。之后逐渐消失。可见低层小尺度气旋式辐合是新泰强降水的动力抬升机制。

由此可见, 近地面层来自西北太平洋的暖湿空

气增强北上, 同时北方冷空气南压, 两者在山东中部相遇, θ_{sc} 锋区梯度增大, 低层小尺度气旋式辐合和锋面抬升运动是触发新泰等地对流性强降水的主要动力机制; 对流层中层干冷空气入侵, 大气不稳定性增大, 是新泰强降水的增强机制。暴雨区位于 1000 hPa 切变线上靠近北风一侧 θ_{sc} 暖舌顶点。对流层中层干空气向下伸展, 对流层低层暖湿空气向上伸层, 干湿空气交绥剧烈, 上升运动增强, 产生强降水; 暖湿空气势力减弱, 暖舌顶向下凹陷, 上升运

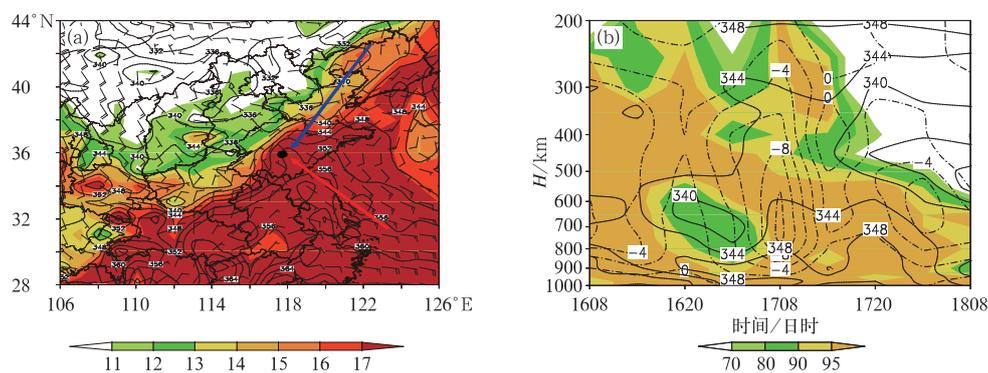


图 5 2007 年 8 月 17 日 14 时 1000 hPa θ_{se} (黑实线,单位:K)和比湿(阴影区,单位: $g \cdot kg^{-1}$)分布(a),新泰站 16 日 08 时至 18 日 08 时 θ_{se} (黑实线)、上升速度(虚线,单位: $10^{-3} hPa \cdot s^{-1}$)、相对湿度(阴影区,单位:%)时间剖面图(b)
(\rightarrow 暖湿空气方向, \rightarrow 冷空气方向, \bullet 新泰站)

Fig. 5 Distribution of θ_{se} (black solid line, unit: K), specific humidity (shaded area, unit: $g \cdot kg^{-1}$) at 1000 hPa at 14:00 BT 17 August 2007 (a) and time-height profile at Xintai Station from 08:00 BT 16 to 08:00 BT 18 August 2007 (b, black solid line, θ_{se} , unit: K; dashed line, vertical velocity, unit: $10^{-3} hPa \cdot s^{-1}$; shaded area, relative humidity, unit: %)
(\rightarrow direction of warm moist air, \rightarrow direction of cold air, \bullet Xintai Station)

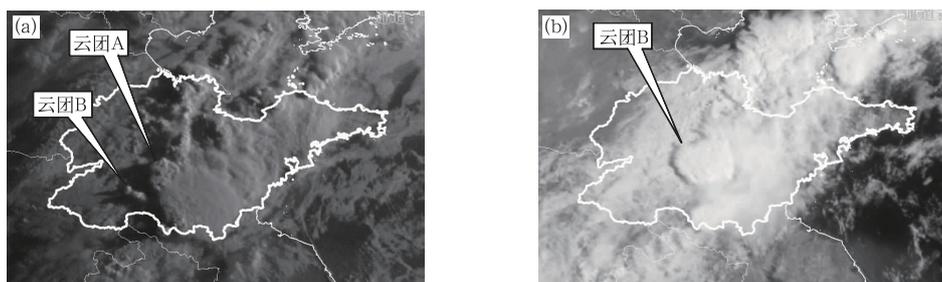


图 6 2007 年 8 月 17 日 06 时(a)和 09 时(b)FY-2C 可见光云图

Fig. 6 Visible image of FY-2C satellite at 06:00 BT (a) and 09:00 BT (b) 17 August 2007

动减弱,强降水结束。

2.3 副高南撤暴雨过程

17 日 20 时, θ_{se} 高能舌进一步北抬, 山东省中部整层处于 θ_{se} 高能舌控制。18 日 08 时, 东北地区冷空气南压, 850 hPa(图 7a)切变线东移南压至鲁中的东部, 处于 θ_{se} 锋区上, 切变线右侧是 344 K 高能舌, 控制山东半岛到鲁东南地区。水汽辐合中心位于切变线右侧高能舌内, 水汽通量散度中心值为 $-2 \times 10^{-7} g \cdot cm^{-2} \cdot hPa^{-1} \cdot s^{-1}$ 。冷空气强度由低层到高层强度增强, 700 hPa 冷空气从东北地区入侵(图 7b), 在鲁西北形成一个 320 K 的 θ_{se} 低中心; θ_{se} 锋区前沿压到山东半岛西部, 锋区狭窄, 梯度

高达 $13 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot (100 \text{ km})^{-1}$, 远远大于 850 hPa。500 hPa 形势与 700 hPa 相似, 588 dagpm 线南撤到黄海中部。可见 17 日夜间, 500 hPa 冷空气入侵导致副高南撤, 冷空气叠置在低层暖舌之上, 大气不稳定性增强。低层切变线辐合抬升是触发暴雨的动力机制, 大气不稳定性增强是降水增强机制。张小玲等(2010)的研究表明, 冷锋型(高空槽)暴雨的直接制造者 MCS 主要活跃在沿 850 hPa θ_{se} 舌区的轴线附近。17 日夜间暴雨区位于 850 hPa 切变线上、 θ_{se} 高能舌靠近锋区一侧水汽辐合中心附近, 比湿为 $14 g \cdot kg^{-1}$, 处于 700 和 500 hPa θ_{se} 锋区内。

综上所述, 副高南撤过程中 850 hPa 系统配置特征见表 3: 切变线随高度低层后倾中层前倾, 呈现

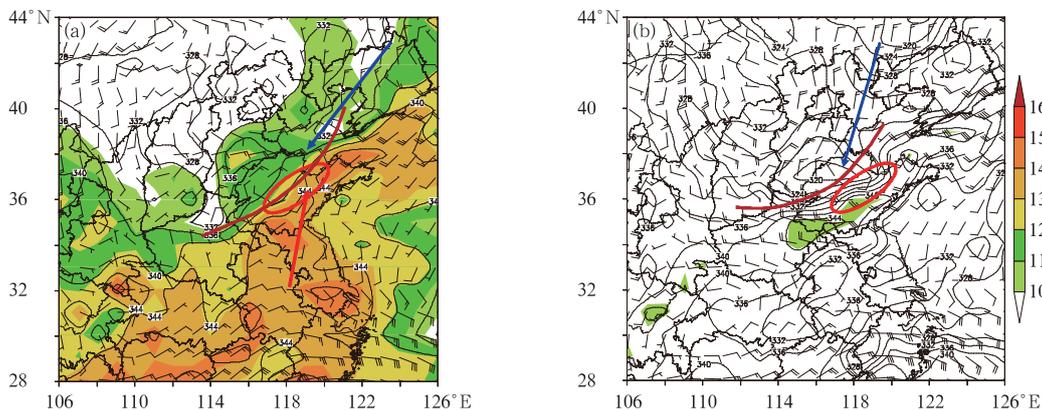


图 7 2007 年 8 月 18 日 08 时 850 hPa(a)和 700 hPa(b) θ_{se} (黑实线,单位:K)和比湿(阴影区,单位: $g \cdot kg^{-1}$)

(— 切变线, ○ 6 h 暴雨区, → 暖湿空气方向, → 冷空气方向)

Fig. 7 Distribution of θ_{se} (black solid line, unit: K), specific humidity (shaded area, unit: $g \cdot kg^{-1}$) at 850 hPa (a) and 700 hPa (b) at 08:00 BT 18 August 2007

(— shear line, ○ 6 h heavy rain area, → direction of warm moist air, → direction of cold air)

交错倾斜现象, θ_{se} 锋区则为前倾;切变线位于 θ_{se} 锋区内,水汽辐合区位于切变线右侧高能舌内;暴雨区呈东北—西南向带状,位于切变线上、 θ_{se} 高能舌靠近锋区一侧;切变线辐合是产生暴雨的动力机制。

从卫星云图的演变可见(图略),17日22时,淄博一带有小块云团加强,称之为云团A。云团A向东北移动过程中,逐渐发展加强,其尾部不断有新的

对流单体生成。18日00时,云团A尾部生成新的云团B,尺度不足50 km,但云顶亮温已达 $-40.1^{\circ}C$ 。云团B发展迅速,01:30,其后部又生成新的对流单体云团C。此时云团A、B、C已连接在一起,云顶亮温为 $-42.7^{\circ}C$,造成青州小时雨强32.7 mm。

表 3 副高南撤过程中 850 hPa 结构特征

Table 3 The structure characteristics on 850 hPa in the retreating southward stage of subtropical high

天气系统 上下层配置	θ_{se} 锋区	切变线	水汽辐合区	暴雨区	动力机制
18日08时 500与700 hPa为前倾,700与850 hPa为后倾	山东中部,梯度 $7^{\circ}C \cdot (100 km)^{-1}$, 随高度前倾	θ_{se} 锋区内	切变线右侧 气旋式辐合区	东北西南向带状,强度中 等;位于切变线上靠南风 一侧, θ_{se} 高能舌靠近锋区 一侧,水汽辐合区内	切变线辐合

由此可见,东北地区冷空气南压,导致切变线东移。低层切变线辐合抬升是触发强降水的动力机制,大气不稳定性增强是降水增强机制。暴雨区位于850 hPa切变线上、 θ_{se} 暖舌靠近锋区一侧。

3 暴雨过程动热力场垂直结构

3.1 副高西进暴雨过程

沿 $118^{\circ}E$ 作 θ_{se} 、温度、垂直速度和相对湿度垂直剖面图,从8月15日20时(图略)图上可以看出,

$35^{\circ}N$ 以北为庞大的干空气团控制,锋区随高度向北倾斜。随着暖湿空气北上,16日02时(图8a),锋面被推到 $34^{\circ}N$ 以北,锋面坡度减小,梯度增大。暴雨区上空北风层次变薄,900 hPa 以上均为南风,且风速较大,700 hPa 达急流强度。同时,暖湿空气被锋面抬升,锋区以南被广大的湿区和上升运动区所覆盖(图8b),上升运动中心为 $-6 \times 10^{-3} hPa \cdot s^{-1}$,位于暴雨区上空的700~600 hPa,鲁东南降水强度增大,蒙阴站07时3 h降水量高达58.5 mm。水汽饱和区(相对湿度 $\geq 90\%$)宽广,范围随高度增大,向上伸展到300 hPa以上,500 hPa饱和区的宽度为11

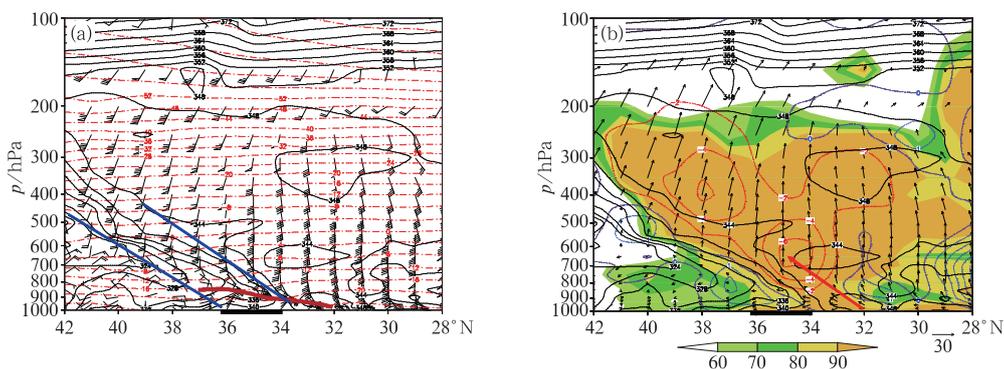


图 8 2007 年 8 月 16 日 02 时沿 118°E 经向剖面图

(a) θ_{se} 、温度、风矢, (b) θ_{se} 、垂直速度 (阴影区为相对湿度, 单位: %)

(—— θ_{se} , 单位: K, - - - - 温度, 单位: °C, 垂直速度, 单位: $10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$, 红色为上升, 蓝色为下沉,
 ——— θ_{se} 锋区, ——— 切变线, ——— 暖湿空气方向, ——— 暴雨区)

Fig. 8 The vertical cross-section along 118°E at 02:00 BT 16 August 2007

(a) θ_{se} , temperature, wind and (b) θ_{se} , vertical velocity (shaded area is relative humidity, unit: %)

(—— θ_{se} , unit: K, - - - - temperature, unit: °C, vertical velocity, unit: $10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$, red for rising up, blue for falling down,
 ——— θ_{se} front zone, ——— shear line,
 ——— direction of warm moist air, ——— heavy rain area)

个纬距。说明在暴雨区前部,有广大的降水区。

16 日 08 时锋区北推到 35°N 以北,暴雨区上空大气层结趋于稳定。上升运动区随着锋区北移,强度略有减弱,饱和区范围变窄,说明雨区范围将减小。随着副高继续西伸,16 日白天到夜间沿 117°和 118°E 的剖面图呈现与上述类似的特征。

综上所述,副高西进过程中,暴雨区上空要素场

垂直特征见表 4: θ_{se} 锋区随高度向北倾斜,坡度较小,梯度为 $8 \text{ }^\circ\text{C} \cdot (100 \text{ km})^{-1}$,850 hPa 以下为不稳定大气层结;饱和区宽广,范围随高度增大,厚度为 1000~300 hPa;最大上升速度高达 $-6 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$,位于 700~600 hPa;900~300 hPa 均为上升运动区。

表 4 副高西进过程中暴雨区上空垂直特征

Table 4 Vertical characteristics on heavy rain area in the advancing westward process of subtropical high

饱和区范围	饱和区厚度	上升运动厚度	最大上升速度	最大上升速度位置	θ_{se} 锋区结构	θ_{se} 锋区梯度
宽广,随高度增大	1000~300 hPa	900~300 hPa	$-6 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$	700~600 hPa	随高度向北倾斜,坡度较小	$8 \text{ }^\circ\text{C} \cdot (100 \text{ km})^{-1}$

由此可见,暴雨区中低层最初是由于干空气控制,为东北风,中上层为南风。副高西进过程中,中上层南风增强,并向下伸展,暖湿平流增强,推动干空气北移;锋区坡度减小,梯度增大;暴雨区转为受 θ_{se} 锋区控制。暖湿空气北进过程中被锋面抬升,首先是锋区前端的对流降水,继而暖湿空气沿锋面产生斜升运动,是典型的暖锋降水过程。因锋面坡度较小,暴雨区范围大,强度均匀。低层气旋性辐合与锋面抬升是产生强降水的动力机制,这与前面的分析结果一致。700 hPa 出现上升运动时降水开始,上升运动增强后降水强度随之增大;近地面浅薄的不稳定层结消失后,降水趋于停止。

3.2 副高减弱暴雨过程

沿 117.73°E 新泰站上空作 θ_{se} 、温度、垂直速度和相对湿度垂直剖面图,从 17 日 08 时(图 9a)图上可以看出, θ_{se} 暖脊控制 35°~37°N,其长轴呈垂直向上发展,344 K 脊的顶点向上伸到 600 hPa。暖脊北侧 37°~42°N 是强大的干冷空气团,两者之间的 θ_{se} 锋区梯度为 $8 \text{ }^\circ\text{C} \cdot (100 \text{ km})^{-1}$,坡度较大;800 hPa 以下锋区随高度向北倾斜,800~500 hPa 锋区随高度向南倾斜。切变线处于锋区内部,随高度向北倾斜,前沿伸到新泰站,后部有冷平流。由此可以看出,700 hPa 以下,暖湿空气强盛,向北向上发展,达

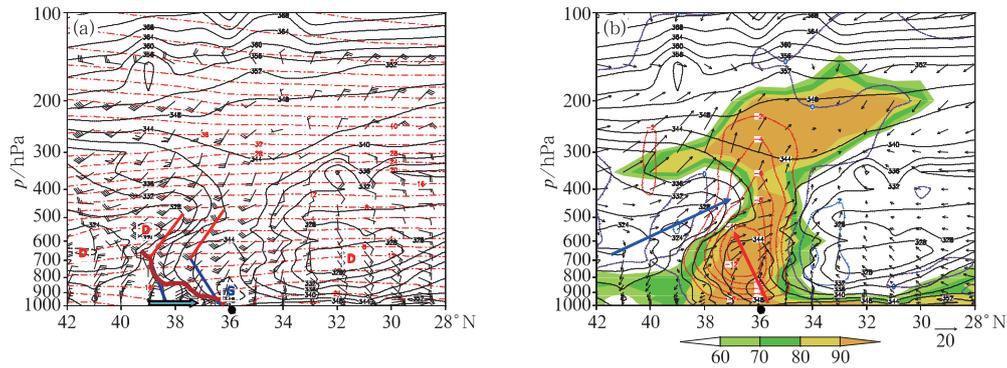


图 9 同图 8, 但为 8 月 17 日 08 时沿 117.73°E(新泰)经向剖面图

(——— θ_{sc} 锋区(蓝色和红色分别表示锋区随高度向北和向南倾斜),
 ———> 干空气方向, ———> 冷空气方向, ● 新泰站, 其余同图 8)

Fig. 9 Same as Fig. 8, but for 117.73°E (Xintai) at 08:00 BT 17 August 2007

(——— θ_{sc} front zone, blue and red represent the front lean northward and southward with height,
 ———> direction of dry air, ———> direction of cold air, ● Xintai Station. The rest with Fig. 8)

到旺盛阶段,新泰站受 θ_{sc} 暖脊的控制。干冷空气分别从低层和中层侵入暖脊;近地面层冷空气楔向南侵入暖脊,辐合上升;700~500 hPa 干空气向南伸到 θ_{sc} 暖脊的上部,不稳定性增大,加剧上升运动的发展。刘会荣和李崇银(2010)发现济南“7·18”暴雨过程中干空气侵入现象有两种表现形式:对流层顶附近向下的干空气侵入和对流层低层由北向南的干空气侵入,干侵入一方面有利于低层辐合高层辐散,导致上升运动的发展;另外一方面还对锋区的形成和移动具有重要作用。新泰站的干侵入特征与济南“7·18”暴雨相似,导致新泰站上空整个对流层为一致的上升运动区(图 9b),上升运动中心为 $-12 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$,位于新泰站上空 θ_{sc} 暖脊顶点靠近锋

区一侧,预示着该站即将发生强降水。从图 9b 还可以发现,200 hPa 以下为水汽饱和区,饱和区范围狭窄,只有 2 个纬距宽,说明降水区范围较小。可见,锋面抬升运动是触发新泰等地对流性强降水的主要动力机制,中层干空气侵入,增强了降水强度。暴雨区位于 θ_{sc} 暖脊垂直方向的轴线附近。

综上所述,副高减弱过程中,暴雨区上空要素场垂直特征见表 5:受 θ_{sc} 暖脊控制, θ_{sc} 锋区低层随高度向北倾斜,中上层向南倾斜;饱和区狭窄,范围随高度减小,厚度为 1000~200 hPa;最大上升速度高达 $-12 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$,位于 800~600 hPa;1000~200 hPa 均为上升运动区。

表 5 副高减弱过程中暴雨区上空垂直特征

Table 5 Vertical characteristics of heavy rain area in the weakening process of subtropical high

饱和区范围	饱和区厚度	上升运动厚度	最大上升速度	最大上升速度位置	θ_{sc} 锋区结构	θ_{sc} 锋区梯度
狭窄,随高度减小	1000~200 hPa	1000~200 hPa	$-12 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$	800~600 hPa	800 hPa 以下随高度向北倾斜,800~500 hPa 随高度向南倾斜;坡度较大	$8 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot (100 \text{ km})^{-1}$

14 时(图略),南北两侧的干空气向中间夹击, θ_{sc} 暖脊宽度变窄,顶点下降;饱和区宽度随之变窄,并在 500 hPa 出现断裂。锋区转为随高度向南倾斜,梯度减弱,上升运动减弱。说明此时干冷空气势力增强,向南入侵,暖湿空气势力减弱,降水强度将减弱。新泰站强降水发生在锋区南侵的过程中。

可见,副高减弱过程中,近地面冷暖空气交绥,锋面抬升运动是触发新泰等地对流性强降水的主要动力抬升机制, θ_{sc} 暖脊的顶部干侵入增强了锋区梯度,是降水增强机制。上升运动激烈,贯穿整个对流层,降水强度在三个阶段中最强。饱和区范围狭窄,但伸展高度达 200 hPa。强降水位于 θ_{sc} 暖脊垂直方

向的轴线附近。

3.3 副高南撤暴雨过程

沿 117.68°E 莱芜站上空作 θ_{sc} 、温度、垂直速度和相对湿度经向剖面图,从 17 日 20 时(图略)图上可以看出,锋区位于 36°~38°N,随高度向南倾斜,35°~37°N 处于 θ_{sc} 暖脊控制,脊的轴线垂直向上位于 36°N 上空,低层切变线位于 θ_{sc} 锋区以北 38°~39°N,随高度垂直。18 日 02 时(图 10a),干冷空气增强并向南推进,同时向低层扩展。低层切变线向南推进到 37°~38°N,随高度向北倾斜;对流层中层 500~400 hPa 在 38°~37°N 上空形成 324 K 的低中

心。在干冷空气的推动下, θ_{sc} 暖脊随高度向南倾斜,344 K 暖脊顶点降至 800 hPa;同时西南风风速增大,锋区梯度增大。 θ_{sc} 锋区及其前部 θ_{sc} 暖脊区均为上升运动区(图 10b),上升运动中心为 $-6 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$,位于 θ_{sc} 暖脊顶与 θ_{sc} 锋区交界一带,比 17 日 20 时增强。饱和区与 θ_{sc} 暖脊位置大致相同,也随高度略向南倾斜,范围狭窄,只有 1 个纬距,且高度较低,仅在 500 hPa 以下。对比实况发现,莱芜站 18 日 01—03 时均出现小时雨强大于 20 mm 的短时强降水。对流层中层干冷空气推动 θ_{sc} 暖脊向南倾斜,上升运动增强,强降水开始;干冷空气覆盖 θ_{sc} 暖脊顶部, θ_{sc} 暖脊顶高降低,上升运动减弱,强降水结束。

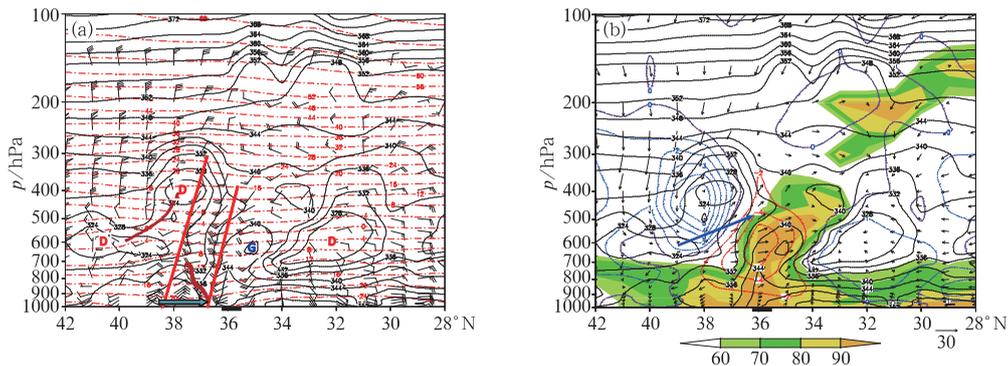


图 10 同图 8,但为 8 月 18 日 02 时沿 117.68°E(莱芜)经向剖面图

(———> 干空气方向, ———> 冷空气方向,其余同图 8)

Fig. 10 Same as Fig. 8, but for 117.68°E (Laiwu) at 02:00 BT 18 August 2007

(———> direction of dry air, ———> direction of cold air. The rest with Fig. 8)

综上所述,副高南撤过程中,暴雨区上空要素场垂直特征见表 6:受 θ_{sc} 暖脊控制, θ_{sc} 锋区随高度向南倾斜;饱和区狭窄,范围随高度减小,厚度仅为 1000

~500 hPa;最大上升速度为 $-6 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$,位于 700~500 hPa;1000~300 hPa 均为上升运动区。

表 6 副高南撤过程中暴雨区上空垂直特征

Table 6 Vertical characteristics on heavy rain area in the retreating southward process of subtropical high

饱和区范围	饱和区厚度	上升运动厚度	最大上升速度	最大上升速度位置	θ_{sc} 锋区结构	θ_{sc} 锋区梯度
狭窄,随高度减小	1000~500 hPa	1000~300 hPa	$-6 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$	700~500 hPa	随高度向南倾斜;坡度较大	$6 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot (100 \text{ km})^{-1}$

可见,对流层中层干冷空气增强向南移动并向低层扩展,与 θ_{sc} 暖脊交绥,锋区梯度增大,低层切变线南移。低层切变线辐合抬升是触发强降水的动力机制,中层干侵入是降水增强机制。降水强度小于副高西进,强降水位于 θ_{sc} 锋区前沿与 θ_{sc} 暖脊轴线之间的区域。饱和区范围较窄,且垂直厚度在 500 hPa

以下。

4 结 论

此次暴雨过程中,西风槽与副高相互作用,先后经历了副高西进切变线缓慢西移、横槽南压副高减

弱和横槽转竖副高南撤三个阶段。三个阶段的共同特征是:中低层有切变线和 θ_{sc} 锋区,700 hPa有低空急流,产生暴雨的对流云团均具有后向传播特征,生命史中多次发生合并。但是三个阶段暴雨区上空切变线与锋区的分布特征不同,产生暴雨的动力机制不同,暴雨落区也不同。

(1) 副高西进过程中,南支暖湿气流增强北上,锋区随高度向北倾斜,梯度增大,坡度减小,为典型的暖锋降水。西风槽和 θ_{sc} 锋区均随高度后倾。暴雨区范围大,强度均匀,位于850 hPa θ_{sc} 锋区与暖脊交界处的水汽辐合中心附近。饱和区宽广,范围随高度增大,伸展高度达300 hPa;上升运动厚度为900~300 hPa;最大上升速度为 $-6 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ 。产生暴雨的对流云团 TBB 为 $-58.3 \sim -51.1^\circ\text{C}$ 。低层气旋性辐合、切变线辐合、锋面抬升是触发暴雨的动力机制,低空急流是暴雨增强机制。700 hPa 出现上升运动时降水开始,上升运动增强后降水强度随之增大;近地面浅薄的不稳定层结消失后,降水趋于停止。

(2) 副高减弱过程中,暖湿空气强盛, θ_{sc} 暖脊垂直向上,干冷空气分别从低层和中层侵入暖脊。 θ_{sc} 锋区随高度先向北后向南,呈交错倾斜现象,坡度大,为典型的强对流降水。切变线随高度后倾, θ_{sc} 锋区随高度垂直。暴雨区范围小,强度强,分布不均,位于1000 hPa切变线上靠近北风一侧、 θ_{sc} 暖脊垂直方向轴线附近。饱和区狭窄,范围随高度减小,但伸展高度达200 hPa;上升运动厚度为1000~200 hPa,最大上升速度为 $-12 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ 。产生新泰强降水的对流云团 TBB 为 -54.9°C 。锋面抬升运动是触发新泰等地对流性强降水的主要动力机制,对流层中层干冷空气入侵是强降水的增强机制。对流层中层干空气向下伸展,对流层低层暖湿空气向上伸展,上升运动增强,产生强降水;暖湿空气势力减弱,暖舌顶向下凹陷,上升运动减弱,强降水结束。

(3) 副高南撤过程中,东北地区冷空气南压,低层切变线东移, θ_{sc} 锋区随高度向南倾斜,坡度大,为典型的高空槽降水。切变线随高度呈现交错倾斜现象, θ_{sc} 锋区随高度前倾。暴雨区狭长分散,强度弱,位于850 hPa切变线上、 θ_{sc} 暖舌靠近锋区一侧。饱和区狭窄,范围随高度减小,且垂直厚度在500 hPa

以下;上升运动厚度为1000~300 hPa,最大上升速度为 $-6 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ 。产生暴雨的对流云团 TBB 为 $-42.7 \sim -40.1^\circ\text{C}$ 。低层切变线辐合抬升是触发强降水动力机制,中层干侵入是降水增强机制。对流层中层干冷空气推动 θ_{sc} 暖脊向南倾斜,上升运动增强,强降水开始;干冷空气覆盖 θ_{sc} 暖脊顶部, θ_{sc} 暖脊顶高降低,上升运动减弱,强降水结束。

参考文献

- 陈传雷,孙欣,李玉鸣,等,2013. 2010年辽宁主汛期暴雨过程副高、急流及层结特征分析[J]. 气象科技,41(1):146-152.
- 高安春,2004. 夏季西太平洋副热带高压对山东降水的影响[D]. 青岛:中国海洋大学.
- 高留喜,王彦,万明波,等,2011. 2009-08-17山东特大暴雨雷达回波及地形作用分析[J]. 大气科学学报,34(2):239-245.
- 顾清源,肖逸祥,黄楚惠,等,2009. 低空急流在副高西北侧连续性暴雨中的触发作用[J]. 气象,35(4):59-67.
- 郭锐,付宗钰,2013. 华北两次副高边缘暴雨过程卫星云图释用[J]. 气象科技,41(6):1095-1100.
- 金荣花,蒙嘉川,裴海瑛,2007. 两次区域性暴雨过程副高三维结构对比分析[J]. 气象,33(4):40-46.
- 康志明,桂海林,王小光,2013. 2009年夏季西太平洋副热带高压北抬原因初探[J]. 气象,39(1):46-56.
- 孔凡超,赵庆海,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.
- 冷春香,陈菊英,2003. 西太平洋副高在1998年和2001年梅汛期长江大涝大旱中的作用[J]. 气象,29(6):7-11.
- 李国翠,李国平,岳艳霞,等,2012. 副高边缘暴雨过程中的GPS可降水量和假相当位温分布特征[J]. 南京信息工程大学学报:自然科学版,4(2):125-131.
- 刘还珠,王维国,邵明轩,等,2007. 西太平洋副热带高压影响下北京区域性暴雨的个例分析[J]. 大气科学,31(4):727-734.
- 刘会荣,李崇银,2010. 干侵入对济南“7.18”暴雨的作用[J]. 大气科学,34(2):374-386.
- 牛叔超,1986. 盛夏副热带高压对中纬度西风槽阻挡作用和预报问题的初步探讨[J]. 山东气象,6(3):26-28.
- 孙建华,赵思雄,傅慎明,等,2013. 2012年7月21日北京特大暴雨的多尺度特征[J]. 大气科学,37(3):705-718.
- 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[J]. 气象,41(4):401-408.
- 王秀荣,王维国,刘还珠,等,2008. 北京降水特征与西太副高关系的若干统计[J]. 高原气象,27(4):822-829.
- 阎丽凤,杨成芳,2014. 山东省灾害性天气预报技术手册[M]. 北京:气象出版社:7.
- 司东,温敏,徐海明,等,2008. 2005年6月华南暴雨期间西太平洋副高西伸过程分析[J]. 热带气象学报,24(2):169-175.
- 杨学斌,湛芸,代玉田,2012. 山东一次区域性暴雨中尺度特征分析

- [J]. 气象科技, 40(4):627-634.
- 尹红萍, 曹晓岗, 2010. 盛夏上海地区副热带高压型强对流特点分析[J]. 气象, 36(8):19-25.
- 曾波, 湛芸, 李泽椿, 2016. 中国中东部地区夏季中尺度对流系统发生前环境场特征[J]. 高原气象, 35(2):460-468.
- 张小玲, 陶诗言, 孙建华, 2010. 基于“配料”的暴雨预报[J]. 大气科学, 34(4):754-756.
- 赵兵科, 姚秀萍, 吴国雄, 2005. 2003 年夏季淮河流域梅雨期西太平洋副高结构和活动特征及动力机制分析[J]. 大气科学, 29(5):771-779.
- 赵彩萍, 赵桂香, 2012. 山西中部一次致灾暴雨中尺度特征[J]. 气象科技, 40(5):807-813.
- 赵洋洋, 张庆红, 杜宇, 等, 2013. 北京“7. 21”特大暴雨环流形势极端性客观分析[J]. 气象学报, 71(5):817-824.
- 支树林, 陈娟, 包慧濛, 2015. 一次副热带高压边缘上大暴雨的中尺度特征分析[J]. 气象, 41(10):1203-1214.
- 周鸣盛, 1993. 我国北方 50 次区域性特大暴雨的环流分析[J]. 气象, 19(7):14-18.
- 周雪松, 阎丽凤, 孙兴池, 等, 2012. “2007. 8. 17”山东大暴雨的数值模拟和诊断分析[J]. 气象, 38(8):960-970.
- 周雨华, 黄小玉, 黎祖贤, 等, 2006. 副高边缘暴雨的多普勒雷达回波特征[J]. 气象, 32(1):12-17.
- 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等, 2009. 天气学原理和方法: 第 4 版[M]. 北京: 气象出版社: 481.
- Kalnay E, Kanamitsua M, Kistler R, et al, 1996. The NCEP/NCAR 40 year reanalysis project[J]. Bull Amer Meteor Soc, 77(3):437-472.