

马鸿青,丁治英,赵振杰,等.河北一次春季回流暴雨过程及其热力结构分析[J].暴雨灾害,2010,29(3):224-230

# 河北一次春季回流暴雨过程及其热力结构分析

马鸿青<sup>1,2</sup>,丁治英<sup>1</sup>,赵振杰<sup>2</sup>,李智峰<sup>3</sup>,郑翠<sup>4</sup>

(1.南京信息工程大学大气科学系,南京 210044;2.河北省保定市气象局,保定 071000;  
3.河北省临城县气象局,临城 054300;4.河北省荣城县气象局,荣城 071700)

**摘要:**利用常规观测资料和 NCEP  $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料,采用天气动力学诊断方法,对河北中南部春末一次回流暴雨的风场、水汽、热力条件进行了详细分析。结果表明:(1)此次大暴雨发生在地面冷锋后部、近地层超低空急流产生回流的稳定气团中,850—700 hPa 低空西南急流和切变线是其主要影响系统。(2)随高空急流发展,急流中心右前方强辐合引起气流下沉,使低层高压加强、高压南部风速加大,导致山东、河北南部低空东北风加强而产生近地面层超低空东北风急流,与其上层偏南急流相遇在太行山东麓产生耦合形成回流,有利于在河北南部、山东等地形成暴雨中心。(3)强暴雨发生在西南水汽通道北侧边缘,暴雨区水汽主要为西南急流输送;强暴雨区位于水汽通量散度强辐合区与水汽通量散度强辐散区之间的水汽通量散度锋区中,低层风切变辐合对暴雨触发起关键作用。

**关键词:**暴雨;回流;低空急流;热力结构

中图分类号:P458.1+21.1 文献标识码:A 文章编号:1004-9045(2010)03-0224-07

## 1 引言

河北省北有燕山,西有太行山,东部处于华北平原,地理位置  $36^\circ 05' - 42^\circ 40' N$ 、 $113^\circ 27' - 119^\circ 50' E$ ,属温带湿润半干旱大陆性季风气候。全省年平均降水量 350~770 mm,年降水量时空分布极不均匀,总的趋势是东南部多于西北部。全省有两个多雨中心,一为燕山南麓,年降水量 700~770 mm;二为紫荆关、涑水一带,年降水量 600 mm 以上。全省年内降水时段分配也极不均匀,降水变率和强度大,以夏季降水量最多,占全省年降水总量的 65%~75%,一些地区夏季降水往往集中于几次暴雨。

近 30 年来,暴雨研究一直备受关注。早在 20 世纪 80 年代初,孙淑清<sup>[1]</sup>研究指出,低空急流是对中纬度暴雨和强风暴提供热力学和动力学条件的重要天气系统;地面感热和潜热通量对对流系统的强度有影响。到了 90 年代,丁一汇等<sup>[2-3]</sup>通过分析暴雨的天气气候背景、不同尺度天气系统的相互作用及各种物理过程对暴雨的影响,进一步揭示了暴雨雨团与气旋发展之间的对应关系、地形对降水的增幅作用等天气事实;王建捷等<sup>[4]</sup>对 1996 年华南暴雨过程进行高分辨率数值模拟和敏感性试验,结果表明,凝结潜热通过一个类似的 CISK 机制对暴雨发生、发展产生重要作用,低空西南急流为暴雨发生输送潜在不稳定能量。与江淮、华南等南方暴雨研究同步,上世纪 80 年代,丁一

汇等<sup>[5-6]</sup>对华北暴雨进行了分型和统计研究,归纳出华北暴雨的若干天气形势特点;近 10 年以来,孙建华等<sup>[7]</sup>对 9406 号台风登陆北上与西风槽相互作用引发的华北大暴雨进行了诊断分析;冯伍虎等<sup>[8]</sup>对 1996 年 8 月 3—5 日河南、山西、河北等省发生的特大暴雨过程中尺度系统发展结构进行了非静力数值模拟。为了进一步认识暴雨的形成机理,提高河北地区暴雨预报能力,近些年来对于该地区暴雨,气象科技人员又相继做了较多研究,并取得不少成果<sup>[9-14]</sup>。

上述研究主要集中于河北夏季暴雨。然而,在当前社会公众对精细化预报服务水平要求越来越高的形势下,针对该地区春季暴雨研究较少。选择近期河北发生的一些罕见暴雨个例进行分析,对做好该地区暴雨预报和研究具有重要意义。2009 年 5 月 8—10 日河北、山东出现当年最强降水过程,本文利用 NCEP  $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料,着重分析河北中南部暴雨(以下简称“09.5”河北暴雨)的热力结构特征,以便为今后进一步了解暴雨期间大气环流演变、物理量空间变化特征提供有意义的观测结果。

## 2 暴雨过程概况

王西磊等<sup>[15]</sup>分析了山东省 2009 年 5 月 9—10 日大暴雨天气,此过程与“09.5”河北暴雨属同一过程;为避免重复,本文仅对其河北中南部( $36^\circ - 38^\circ N$ 、 $113.5^\circ - 116.5^\circ E$ )的强降水进行研究。5 月 9 日 08 时(北京

时,下同)至 5 月 10 日 08 时 24 h 降水实况图上(图 1a),河北省 23 个县市降了暴雨,降水量 50~100 mm 不等;暴雨中心位于邢台(37°N、114.5°E),24 h 降水量达 175.5 mm,创 55 年该站有气象记录以来同期 24 h 降水量历史记录(1958 年 5 月 10 日,52 mm),也突破同期月降水量历史记录(1964 年 5 月,133 mm)。降水主要集中在 9 日 19—23 时,邢台等地有 9 个县市出现

短时暴雨,其中邢台站 9 日 19—20 时 1 h 雨量达 83 mm(图 1b),并伴有雷暴大风天气,瞬时风力 7~8 级。由于降水强度大、雨势猛且降水时间集中,邢台市区出现严重内涝,城市交通受阻,部分道路交通瘫痪,地下通道被淹。当地农业部门统计资料显示,仅邢台市就有 2.533 万公顷冬小麦出现不同程度倒伏,有 0.2 万公顷棉田被淹。

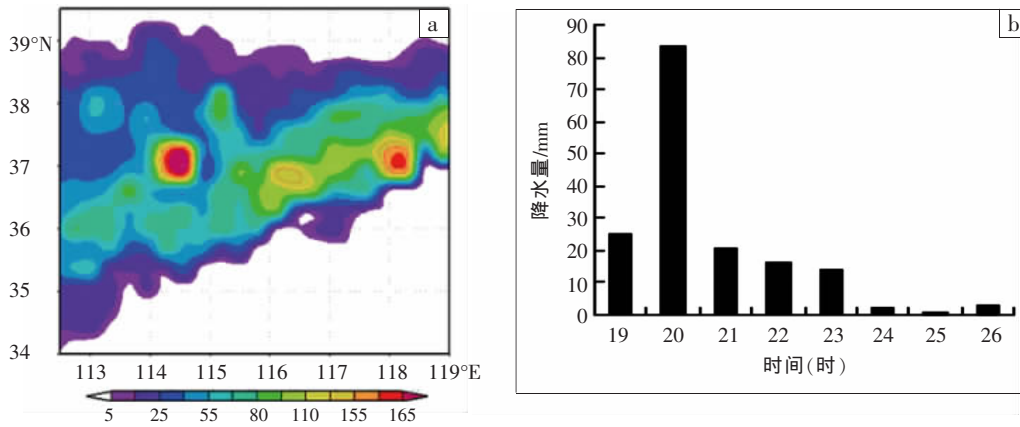


图 1 2009 年 5 月 9 日 08 时至 10 日 08 时 24 h 降水量分布图(a,单位:mm)与邢台站 9 日 18 时至 10 日 02 时逐时降水量变化图(b,单位:mm)

### 3 环流背景分析

#### 3.1 高、低空环流特征

5 月 9 日 08—20 时(图 2a),300 hPa 高空急流呈增强趋势,影响河北的急流中心位于 44°—48°N、108°

—114°E,其中心强度增至  $50 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,且高空急流中心出口区右前侧有明显辐合区(图 2b),辐合区中下沉气流引起低层高压增强,850 hPa 等压面上我国东北西部、内蒙东部和河北北部低层反气旋环流很强(图 2c),高空强辐合造成气流下沉并向南扩散,使高压底部东

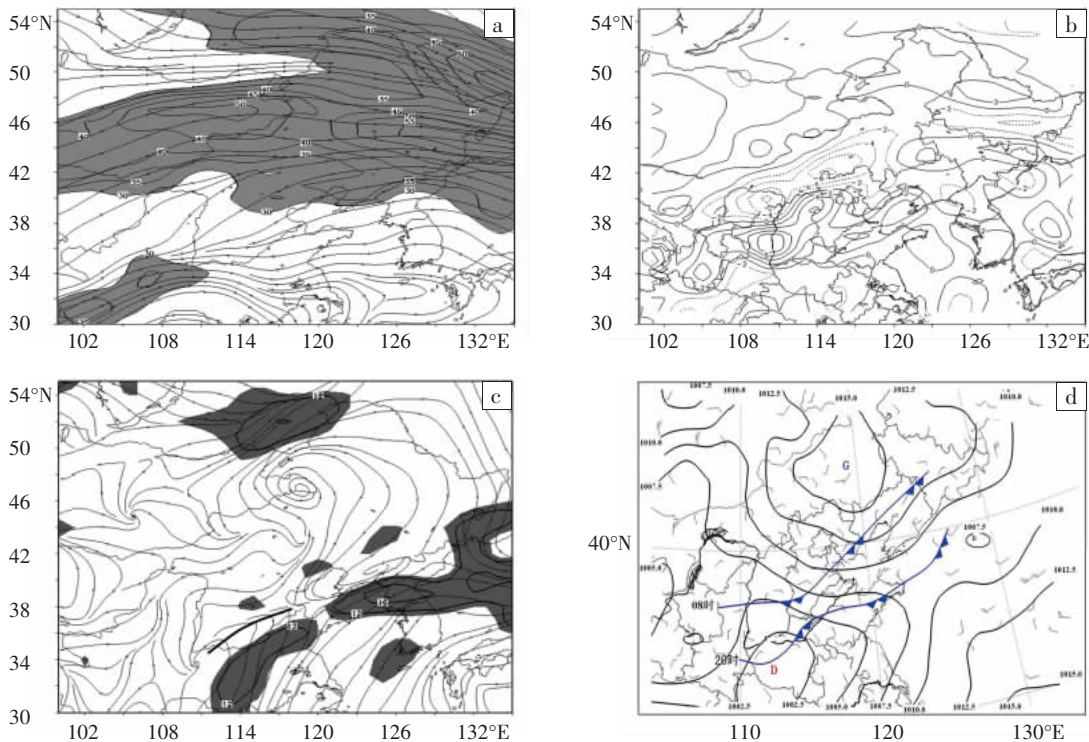


图 2 2009 年 5 月 9 日 20 时高空 300 hPa 流场(a)和散度场(b)、850 hPa 流场(c)以及地面形势场(d)  
图 a 中阴影区风速  $\geq 30 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ;图 c 中,短黑线为 850 hPa 横切变线,阴影区风速  $\geq 10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ;散度单位:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$

北风风速迅速加大,导致河北南部近地面层低空东风加强,形成超低空急流(图 3b、c),850 hPa 上可见这支超低空急流  $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  以上大风轴,大风轴上有多处  $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  以上大风核(图 2c)。

值得注意的是,在河北北部偏东超低空急流(或低层偏东大风轴)出现的同时,太平洋上高压加强西伸,其高压脊控制华东,在此高压北部的湖北、河南、河北南部、山东到朝鲜也形成一支强大的西南急流,河北南部急流中心强度达到  $14 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  以上。河北南部正好处在南北两支大风区的中间地带,即低空东北大风与偏南急流的风切变线上,受低空东北急流和偏南急流共同影响,低层气流强烈辐合造成这次大暴雨天。暴雨区出现在切变线南部、西南急流北侧。

这次暴雨过程的触发机制是,来自渤海的水汽在低空(或超低空)东风急流引导下向西输送,到达太行山东麓时遇地形阻挡而抬升,与上层强大西南急流引导的暖湿气流合并,再随西南急流一起上升东移,在切变线强烈风速辐合和凝结潜热释放的作用下,大量水汽倾泄到河北南部和山东地区而触发大暴雨。

### 3.2 地面形势分析

9日14时,随着河套西侧倒槽发展加强,蒙古冷高压由西北向东南方向移动过程中转为自西向东移动为主,冷空气南压速度变缓。随着地面冷锋南移到

河北南部,地面气旋性中心逐渐向西南移至河南境内,14—20时(图 2d)河北大部受冷锋后部控制,暴雨发生时地面风向已转为东北风。可见,“09.5”河北暴雨发生在地面冷锋后部近地层稳定区域。

## 4 风场空间结构分析

“09.5”河北暴雨过程不同时刻沿  $37^\circ\text{N}$  经暴雨中心的纬向风( $u$ )剖面图上,5月9日14时(图 3a),低层  $113^\circ\text{—}116^\circ\text{E}$  之间吹东风,风速很小,仅  $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,其西侧吹西风,辐合区偏向河北西部,对应地面蒙古冷高压偏北,东风分量较小。此时,高空西风急流已形成,  $40 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  以上急流中心位于 150 hPa 附近。14—20时(图 3b),高空西风急流进一步加强,急流中心范围扩大,并向低层发展,高空最大风切变下移到 300 hPa。低空急流的形成与维持同高低空环流的耦合发展有关,是大气环流演变的产物,同时与暴雨生成有密切联系<sup>[16]</sup>。随着高空急流发展,急流中心右前侧辐合导致气流下沉,引起低层高压加强,其底部北风加大,东北气流加强。900—1000 hPa 附近近地面层,可清楚看到一支中心为  $14 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  的超低空急流,同时在图 3c、d 上也可看到这支超低空东风急流的西伸过程,当其到达太行山东麓时,东风急流风速中心上移,中心高度到达 850—800 hPa,说明东风急流受太行山阻挡后而

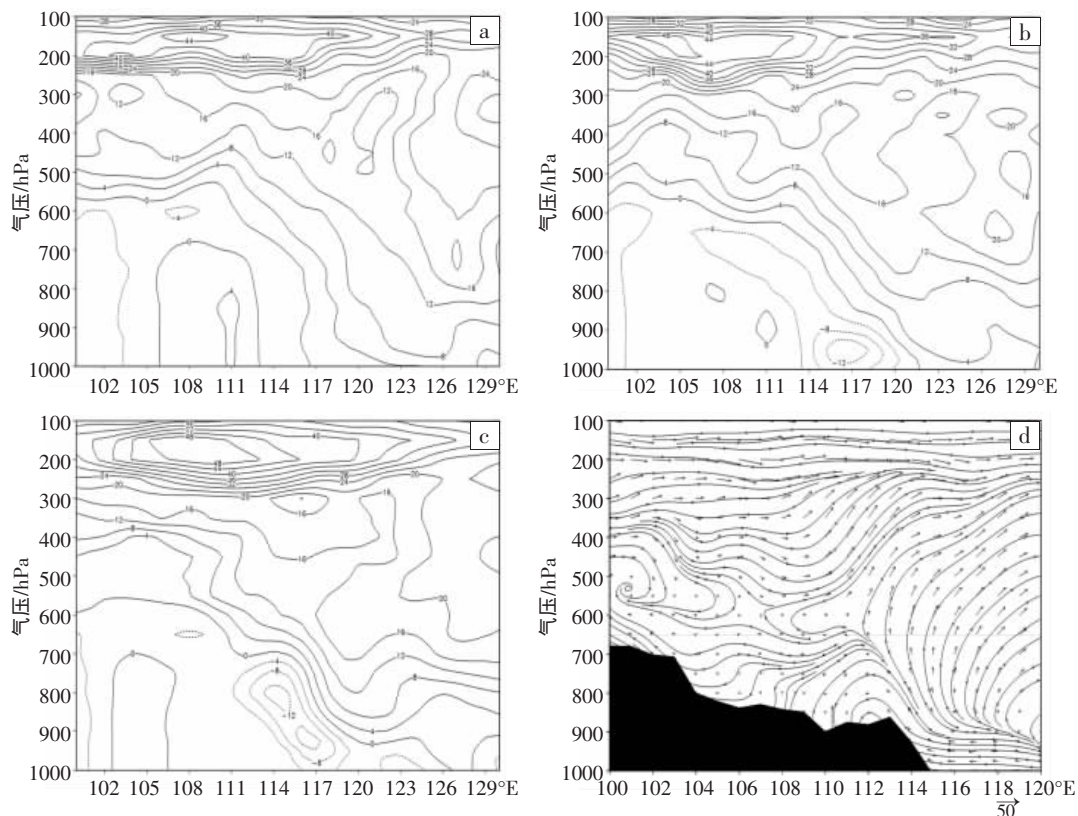


图 3 2009 年 5 月 9 日 14 时(a)、20 时(b)和 10 日 08 时(c)沿  $37^\circ\text{N}$  经暴雨中心的纬向风( $u$ )垂直剖面图和 9 日 20 时沿  $37^\circ\text{N}$  的  $u$ 、 $w$  合成流场(d, 阴影区为地形)

单位:  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ; 垂直速度正值表示上升运动,  $w$  被放大 30 倍

抬升,东风急流上升后向其东部暴雨区回流的特征也可从经暴雨中心的纬向剖面图上得到佐证(图3d)。9日20时至10日08时,114°—120°E范围边界层水平风切变在凝结潜热作用下增强,降水落区不再位于太行山东侧<sup>[7]</sup>,而向东转到沿切变区域,强降水主要出现在河北南部和山东地区。因此,就近地面超低空急流影响而言,“09.5”河北暴雨过程实际是一次回流暴雨过程。

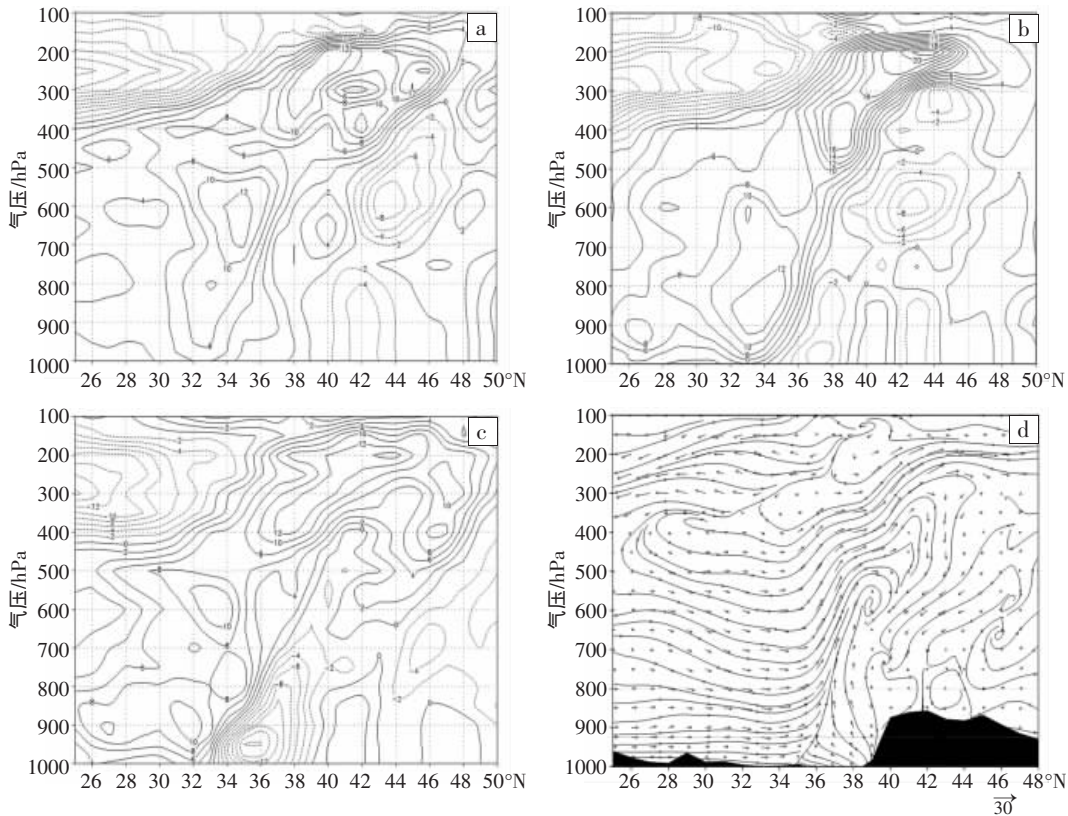


图4 2009年5月9日14时(a)、20时(b)和10日08时(c)沿114.5°E经暴雨中心的经向风( $v$ )垂直剖面图和9日20时沿114.5°E的 $v$ 、 $w$ 合成流场(d,阴影区为地形)

单位:  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ;垂直速度正值表示上升运动, $w$ 被放大30倍

环流垂直剖面图上,5月9日20时(图3d、图4d),36°—44°N之间垂直环流圈清晰可见,环流中心北部为下沉支,下沉支正好位于高空急流右前部辐合区中,有利于低层东北气流加强,东北气流西伸过程中在太行山东麓遇山脉阻挡后与偏南急流相遇而抬升。地形抬升、气流辐合使两支气流共同构成上升支,有利于上升运动加强,暴雨首先在太行山东麓触发,然后随西南急流东移,进而影响河北南部和山东地区。这进一步证实,高空急流中心右前方辐合下沉在地面层形成的超低空急流受地形作用上升并与西南急流合并后产生回流是导致河北南部和山东地区出现大暴雨的重要原因。

## 5 热力空间结构分析

### 5.1 水汽通量特征

5月9日08时,对流层低层850 hPa西南水汽通

同样,经向风( $v$ )剖面图上,14—20时(图4a、b),34°N附近南风风速梯度加大,即偏南风急流增强,河北中南部位于低空偏南风急流左侧,其边界层逐渐转为偏北风,水平风切变增大,辐合加强,上升运动发展,从而触发强暴雨。9日20时至10日08时(图4c), $16\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 偏北风低空急流形成并向南伸展,河北中南部出现强偏北风控制的辐散流场,暴雨直接影响系统在河北南部消失,降水趋于结束。

道自南向北在河北东部建立,最大水汽通量达 $20\text{ g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}$ (图略);河北中南部位于水汽通道大值区西侧边缘、干湿交界的湿度锋区中。西南低空急流引导中国南部海域的水汽源源不断向北输送,9日08时至10日14时,水汽通道位置变化不大,但河北中南部风向在暴雨开始前后明显转变。暴雨开始前,西北风逐渐转为西南风,说明暖湿切变北抬。到9日14时(图5a),受山脉地形影响,河北南部开始出现偏南风风速辐合,并伴随水汽辐合。14—20时(图5b),随着高空急流加强,低层东北高压底部东北风加大,偏南风与偏北风在河北南部形成强水平风切变,同时东北风引导渤海部分水汽经太行山地区与西南急流输送的水汽汇合,并随西南急流东移,再加上切变辐合与太行山地形强迫抬升形成的辐合同时加强,为触发“09.5”河北暴雨提供了良好的水汽和热力动力条件。9日20时

至 10 日 08 时(图 5c),河北南部东北风进一步加强南压,其南部西南气流和东北气流之间形成切变辐合区并东移到山东半岛,河北中南部强暴雨过程结束。可

见,河北中南部暴雨区近地层水汽部分由东风气流输送,但其与西南急流汇合后,仍靠西南急流输送。因此,西南急流对这次暴雨过程的水汽输送起主要作用。

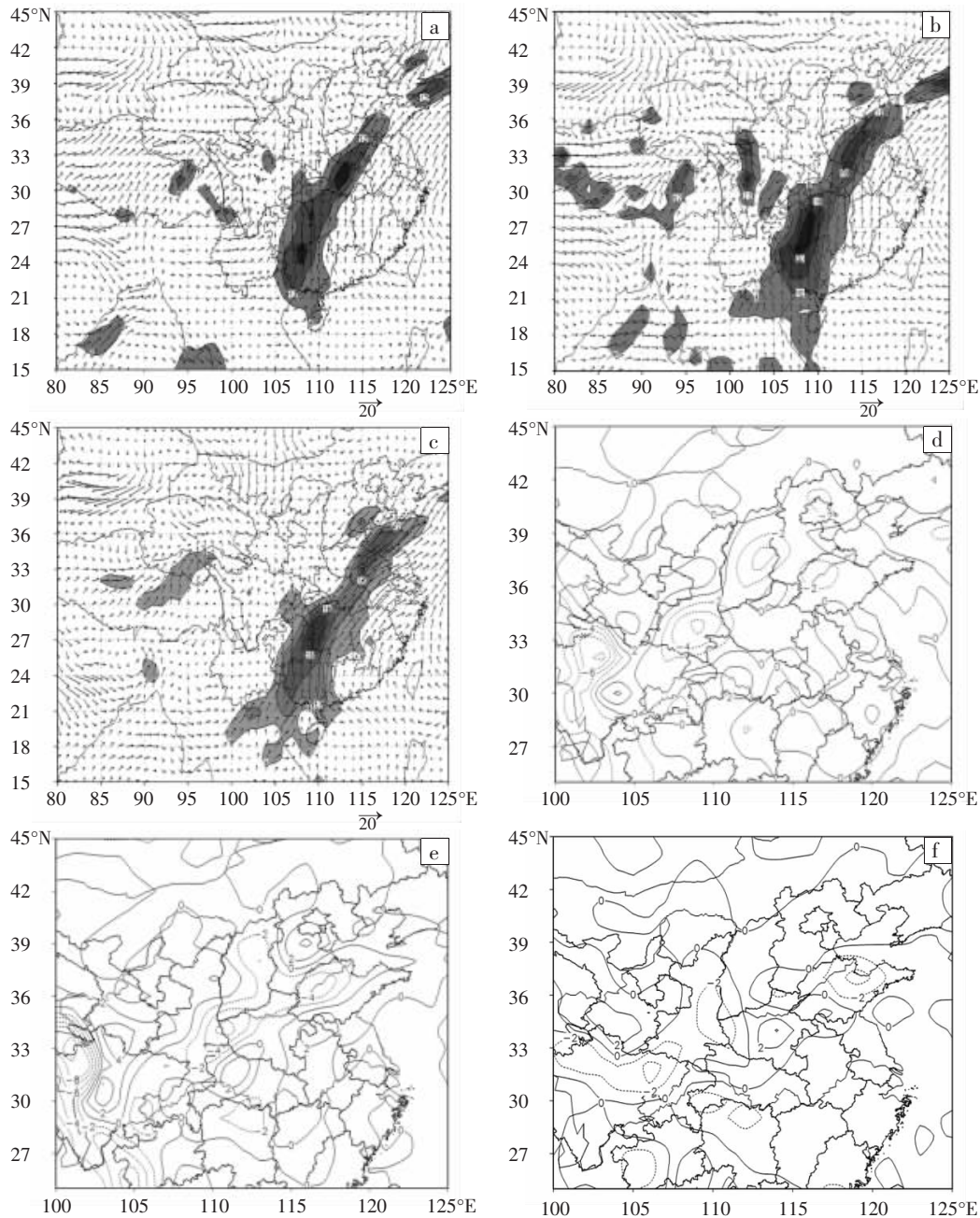


图 5 2009 年 5 月 9 日 14 时(a,d)、20 时(b,e)和 10 日 08 时(c,f) 850 hPa

水汽通量场与风场叠加图以及 850 hPa 水汽通量散度图

单位: 水汽通量  $\text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$ , 水汽通量散度  $10^{-8} \text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。阴影区水汽通量值  $\geq 8$

上述分析表明,暴雨等强对流不一定出现在水汽通量大值中心轴上,“09.5”河北暴雨就发生在水汽通道边缘、干湿交界处,其中低层风切变的抬升和辐合起关键作用。此次春季短时暴雨的水汽主要依靠西南急流和东北急流输送。这与华北夏季暴雨略有不同,华北夏季暴雨水汽输送除来自孟加拉湾外,还包括西太平洋及高纬西风带的水汽输送,前者对华北暴

雨有一定的加强作用,后者对华北暴雨产生具有重要作用<sup>[18]</sup>。

## 5.2 水汽通量散度特征

5 月 9 日 14 时,对流层低层 850 hPa 辐合最明显(图 5d),最大辐合中心位于山西与河北中南部交界处,中心值为  $-4 \times 10^{-8} \text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$ ,这很可能是低层东风气流遇到太行山阻挡后辐合上升的结果。对流层中

部 500 hPa 河北中南部也为水汽通量辐合区(图略),但对流层高层 250 hPa 为弱辐散区(图略)。这种低层水汽辐合、高层水汽辐散的配置恰好表明暴雨即将在河北中南部被触发,之后随西南急流北抬,就可解释河北南部回流(对近地层而言)暴雨的成因。14—20 时(图 5e),河北北部水汽通量辐散区加强南压,暴雨发生在水汽通量辐合区与辐散区之间水汽通量散度锋区中。10 日 08 时(图 5 f),北部辐散区扩大,水汽通量辐合区随着低层切变线东移而移到山东半岛,河北中南部强对流降水结束。

### 5.3 $\theta_{se}$ 分布特征与能量锋区锋生

对流层低层  $\theta_{se}$  水平分布图上,5 月 9 日 14—20 时(图 6a、b),有一  $\theta_{se}$  为 340 K 的高能舌向河北南部伸展,同时河北北部低能舌向河北中南部延伸,河北南部  $\theta_{se}$  梯度加大, $\theta_{se}$  能量锋区建立。分析不同时刻沿

114.5°E 经暴雨中心的  $\theta_{se}$  垂直剖面图发现,9 日 14—20 时(图 6c、d),由于对流层中低层偏南暖湿气流增强,20 时  $\theta_{se}$  高能区由 34°N 向北推进到 36°N,且边界层冷空气随东北气流加强并在河北中北部堆积南下,使河北中南部上空(37°—38°N)等  $\theta_{se}$  梯度增大。可见,这支  $\theta_{se}$  能量锋在南北暖冷空气作用下是锋生的。10 日 08 时,等  $\theta_{se}$  线随高度近乎垂直,表现为对流性中性层结(图 6a),到 10 日 14—20 时,随着北方冷空气从低层向南侵入,锋区在加强的同时逐渐向北倾斜,大气层结仍处于稳定状态(图 6d、e)。根据湿位涡守恒理论,该  $\theta_{se}$  能量锋锋生地区垂直涡度将会得到发展,上升运动增强,有利于强降水在  $\theta_{se}$  密集区内发展。到 10 日 08 时后,随着边界层冷空气进一步南压, $\theta_{se}$  密集区向南推至 32°—36°N,河北中南部降水随之减弱。

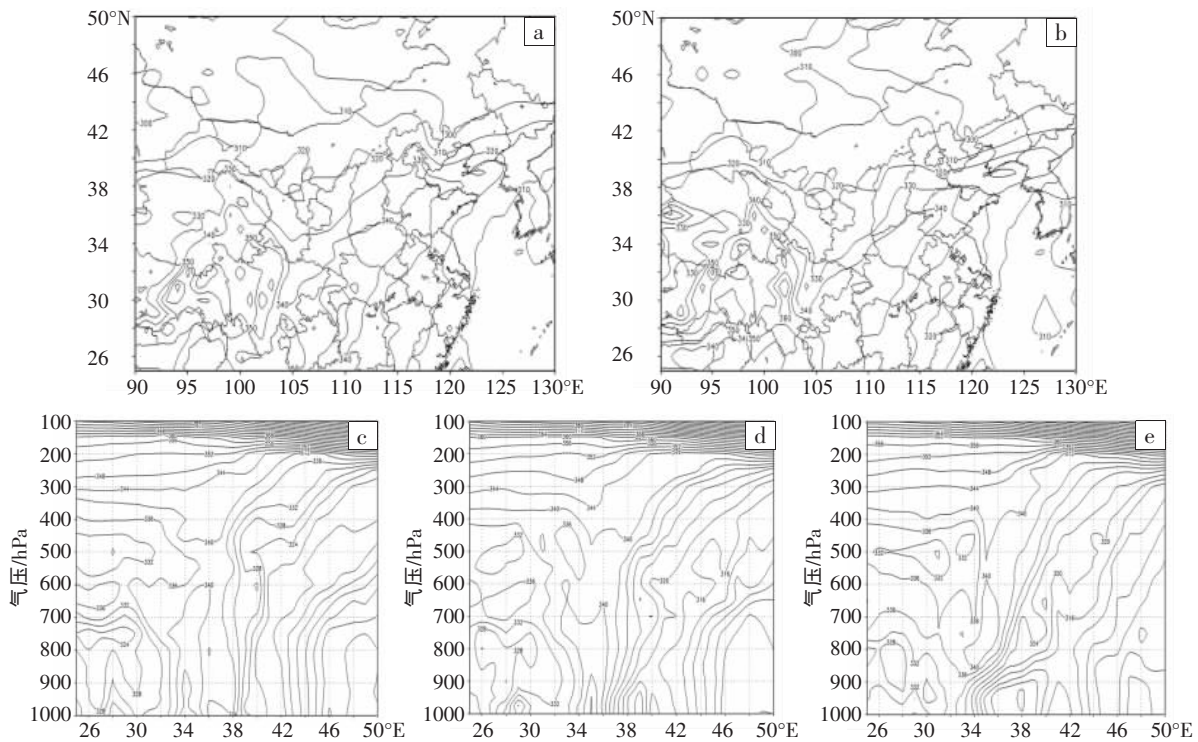


图 6 2009 年 5 月 9 日 14 时(a)、20 时(b) 850 hPa  $\theta_{se}$  分布图,以及 9 日 14 时(c)、20 时(d)和 10 日 08 时(e)沿 114.5°E 经暴雨中心的  $\theta_{se}$  垂直剖面图(单位: K)

上述分析表明, $\theta_{se}$  能量锋锋生在这次暴雨发生发展中起到重要作用。就这一过程而言,引起  $\theta_{se}$  能量锋锋生的因素很多,除上述分析的北部冷空气南下、南部暖湿空气北上等锋区外界因素外,锋区内部因素也不可忽视。如在切变线上空暖湿气流造成凝结潜热释放使其下层降高、辐合加大,引起锋生;在垂直环流上,锋区北部冷空气下沉,而在其南部暖湿空气沿冷空气垫爬生,环绕这一  $\theta_{se}$  能量锋区存在一正环流也是引起  $\theta_{se}$  能量锋锋生的原因之一。可见,这次大暴雨过程实际上也是  $\theta_{se}$  能量锋区锋生的结果。

## 7 结论

(1)此次短时大暴雨发生于地面冷锋后部的稳定气团中,850—700 hPa 低空西南急流和切变线是其主要影响系统。高空急流中心右前方辐合下沉在地面层形成的超低空急流受地形作用上升并与西南急流合并后产生回流是导致河北南部和山东地区出现大暴雨的重要原因。

(2)暴雨发生在西南水汽通道北侧边缘、水汽通量强辐合区与水汽通量强辐散区之间水汽通量锋区中。

(3)暴雨区水汽部分来源于东风气流输送,当东风气流与西南急流汇合后,仍靠西南急流输送。西南急流在这次暴雨过程中对水汽输送起主要作用。

(4) $\theta_{se}$  能量锋区锋生在这次暴雨过程中起到重要作用;锋区南北气流加强的外部因素,以及锋区中辐合加强以及环绕锋区有正环流形成等内部因素才是引起锋生的主要原因。

本文在修改过程中得到了原武汉中心气象台正研级高工彭春华老师的悉心指导,谨致谢意。

#### 参考文献:

- [1] 孙淑清. 低层风场在暴雨发生中的动力作用[J]. 大气科学, 1982, 6(4): 394-403.
- [2] 丁一汇. 1991年江淮流域持续性特大暴雨的研究[M]. 北京: 气象出版社, 1993.
- [3] 85-906 国家科技攻关项目领导小组. 台风、暴雨灾害性天气监测、预报技术研究(总论)[M]. 北京: 气象出版社, 1996.
- [4] 王建捷, 郭肖容. 1996年初次华南暴雨过程的数值模拟及分析[J]. 应用气象学报, 1997, 8(3): 257-268.
- [5] 丁一汇, 李吉顺, 孙淑清, 等. 影响华北夏季暴雨的几类天气尺度系统分析[G]//中国科学院大气物理研究所集刊(第9号), 暴雨及强对流天气的研究. 北京: 科学出版社, 1980: 1-13.
- [6] “华北暴雨”编写组. 华北暴雨[M]. 北京: 气象出版社, 1992: 182.
- [7] 孙建华, 赵思雄. 登陆台风引发的暴雨过程之诊断研究[J]. 大气科学, 2000, 24(2): 223-237.
- [8] 冯伍虎, 程麟生, 程明虎, 等. “96.8”特大暴雨和中尺度系统发展结构的非静力数值模拟[J]. 气象学报, 2001, 59(3): 294-307.
- [9] 王丛梅, 丁治英, 张金艳. 西北涡暴雨的湿位涡诊断分析[J]. 气象, 2005, 31(11): 28-33.
- [10] 张海霞. 台风倒槽影响下邯郸大暴雨过程分析[J]. 河南气象, 2006(3): 43-45.
- [11] 吴彬贵, 姚学祥, 王庆元, 等. 京津冀大暴雨个例中尺度诊断分析[J]. 气象科技, 2007, 35(3): 368-373.
- [12] 张海霞, 崔晓鹏, 康凤琴. 邯郸地区一次登陆台风大暴雨过程观测分析[J]. 高原气象, 2007, 26(5): 980-991.
- [13] 田秀霞, 邵爱梅. 一次河北大暴雨的华北低涡结构和涡度收支分析[J]. 暴雨灾害, 2008, 27(4): 320-325.
- [14] 匡顺四, 王丽荣. “蓝金”模式在一次华北冷涡强降水中的应用[J]. 山东气象, 2009, 29(2): 15-18.
- [15] 王西磊, 吕淑芳, 赵京峰, 等. 2009年5月9-10日山东大暴雨天气分析[J]. 暴雨灾害, 2009, 28(2): 173-178.
- [16] 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等. 天气学原理与方法: 第三版[M]. 北京: 气象出版社, 2000: 192-193, 374-375.
- [17] 孙继松. 气流的垂直分布对地形雨落区的影响[J]. 高原气象, 2005, 24(1): 62-69.
- [18] 梁萍, 何金海, 陈隆勋, 等. 华北夏季强降水的水汽来源[J]. 高原气象, 2007, 26(3): 460-465.

## Thermodynamic Structure of a Returning Flow Heavy Rain in Spring over Hebei Province

MA Hong-qing<sup>1,2</sup>, DING Zhi-ying<sup>1</sup>, ZHAO Zhen-jie<sup>2</sup>, LI Zhi-feng<sup>3</sup>, ZHENG Cui<sup>4</sup>

(1. Institute of Atmospheric Sciences, NUIST, Nanjing 210044; 2. Baoding Meteorological Bureau of Hebei Province, Baoding 071000; 3. Lincheng Meteorological station of Hebei Province, Lincheng 054300; 4. Rongcheng Meteorological station of Hebei Province, Rongcheng 071700)

**Abstract:** Based on conventional weather maps and NCEP  $1^\circ \times 1^\circ$  reanalysis data, dynamic diagnosis is used to analyze the wind field, water vapor and thermodynamic conditions of a returning flow heavy rain event in late spring over central and southern Hebei province in detail. The results show the following: 1) the event occurs at back of the surface cold front and within the stable air mass of returning flow produced by the ultra low-level jets in the surface layer, and the southwesterly low level jet and shear line in 850 hPa and 700 hPa are the main influence system to the event. 2) With the development of upper level jet, the air flow descending is caused by the strong convergence in the right-front side of jet center leading to the reinforcement of high pressure and increase of wind velocity in the south of high pressure in low level, which result in the strengthening of the low-level northeast wind in Shandong province and south of Hebei province to create an ultra-low-level northeast jet at the surface layer. This jet meets the bias south jet in the east of the Taihang mountains to produce coupling and form a returning flow, which is favorable to form the heavy rain center over the south of Hebei province and Shandong province. 3) The regional short-time convective rain occurs in the north edge of vapor channel, and the water vapor of rain region is mainly conveyed by southwest low level jet, and the heavy rain is located in the frontal zone between the strong convergence and strong divergence of water vapor flux, and the wind shear convergence in low level plays a key role to trigger the rain.

**Key words:** Heavy rain; Returning flow; Low-level jet; Thermodynamic structure