

井喜, 井宇, 陈闯, 等. 2014. 黄土高原  $\beta$  中尺度致洪暴雨特征及成因. 气象, 40(10):1183-1193.

# 黄土高原 $\beta$ 中尺度致洪暴雨特征及成因<sup>\*1</sup>

井喜<sup>1</sup> 井宇<sup>2</sup> 陈闯<sup>3</sup> 屠妮妮<sup>4</sup> 万红卫<sup>1</sup> 陈焕武<sup>5</sup>

1 陕西省榆林市气象局, 榆林 719000

2 陕西省气象台, 西安 710014

3 陕西省气象科学研究所, 西安 710014

4 中国气象局成都高原气象研究所, 成都 610071

5 陕西省佳县气象局, 佳县 719200

**提 要:** 利用 MICAPS 资料、多普勒气象雷达资料和 NCEP 资料等, 对 2012 年 7 月 26 日 20:00 至 27 日 20:00 黄土高原发生的一次  $\beta$  中尺度致洪暴雨过程的特征及成因做了分析。结果表明: 近地层能量比低值舌的活动是两次强降水产生的触发机制之一; 暴雨过程两个强降水时段都对应邻近暴雨区的北方 1 km 以内的边界层大于  $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  偏东风相对风暴气流的建立, 而邻近暴雨区的北方 1 km 以内的边界层大于  $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  偏东风相对风暴气流减弱消失、或范围大幅度缩小, 则对应强降水的减弱或停止; 涡度收支分析表明, 第一次强降水前, 由于水平平流项的作用在 300 hPa 附近形成很强的负涡度收支; 第二次强降水前, 主要是扭转项和垂直输送项的作用, 同时在 450~300 hPa 形成很强的正涡度收支; 视热源与视水汽汇分析表明: 第一次强降水前, 视热源在 300 hPa 附近出现比较强的冷却层; 第二次强降水前, 800~500 hPa 视水汽汇远大于视热源, 形成正的加热层; 500~200 hPa 视热源远大于视水汽汇, 形成峰值接近  $11 \text{ K} \cdot (6 \text{ h})^{-1}$  的很强的加热层; 而在 200~130 hPa 由于视热源的作用, 形成冷却层。

**关键词:** 黄土高原, 中尺度, 暴雨, 成因

**中图分类号:** P458

**文献标志码:** A

**doi:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2014.10.003

## Characteristics and Causes of Meso- $\beta$ Scale Flood-Causing Rainstorm on Loess Plateau

JING Xi<sup>1</sup> JING Yu<sup>2</sup> CHEN Chuang<sup>3</sup> TU Nini<sup>4</sup> WAN Hongwei<sup>1</sup> CHEN Huanwu<sup>5</sup>

1 Yulin Meteorological Office of Shaanxi, Yulin 719000

2 Shaanxi Meteorological Observatory, Xi'an 710014

3 Shaanxi Institute of Meteorological Science, Xi'an 710014

4 Chengdu Institute of Plateau Meteorology, CMA, Chengdu 610071

5 Jiaxian Meteorological Station of Shaanxi Province, Jiaxian 719200

**Abstract:** MICAPS data, Doppler radar data, NCEP data, etc. are used to analyze the characteristics and causes of a meso- $\beta$  scale flood-causing rainstorm on Loess Plateau from 20:00 BT 26 to 20:00 BT 27 July 2012. The results show that the activity of low energy ratio tongue in the surface layer is one of the trigger mechanisms for the two severe raifalls. The two periods of torrential rains both correspond to the establishment of easterly winds relative to storm airflow faster than  $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  that is adjacent to the north of the storm zone within 1 km of the boundary layer, while easterly winds relative to storm airflow within 1 km of the boundary layer close to the north of the storm zone get weakened and vanished, or the range drastically reduces, causing the severe precipitation to lesson or stop correspondingly. Analysis on

\* 中国气象局预报员专项项目(CMAYBY2013-068)资助

2013 年 5 月 10 日收稿; 2014 年 7 月 16 日收修定稿

第一作者: 井喜, 主要从事短期天气预报工作. Email: jingxiailihua@126.com

vorticity revenue and expenditure shows that before the first rainstorm the dominant factor is horizontal advection item in the formation of strong negative vorticity revenue and expenditure near 300 hPa. Before the second rainstorm, the dominant factors are twisting item and vertical transportation item in the formation of strong positive vorticity revenue and expenditure in the 450—300 hPa at the same time. Analysis on apparent heat source and apparent moisture sink shows that before the first rainstorm, the appearance of apparent heat source near 300 hPa is quite strong cooling layer. Before the second rainstorm, positive heating layer is formed for the apparent moisture sink is much larger than the apparent heat source in the 800—500 hPa. The formation of strong heating layer whose peak is close to  $11 \text{ K} \cdot (6 \text{ h})^{-1}$  for the heat source is much larger than apparent moisture sink in the 500—200 hPa. Due to the role of the apparent heat source, cooling layer is formed in 200—130 hPa.

**Key words:** Loess Plateau, meso- $\beta$  scale, rainstorm, cause of formation

## 引 言

有关黄土高原的暴雨,我国气象工作者做了一些研究工作:井喜等(2007)对青藏高原一次突发性暴雨的湿位涡做了诊断分析,指出:伴随高原槽东移入河套(或关中),槽后有  $MPV2 < 0$  湿斜压中心生成,槽前有  $MPV2 > 0$  湿斜压中心生成,正负湿斜压中心在暴雨区及其临近上游生成  $MPV2$  等值线密集区,形成了突发性暴雨的 700 hPa 湿斜压场特征;梁生俊等(2012)对西北地区东部两次典型大暴雨两个例做了对比分析,张宏等(2006)对西安市两次突发性暴雨成因做了分析,井宇等(2008)对黄河中游一次 MCC 致洪暴雨做了综合分析,提出一些对预报有指导意义的结论;苑海燕等(2007)揭示了黄土高原突发性局地暴雨的气候特征;刘子臣等(1997)揭示了登陆台风低压外围在黄土高原产生大暴雨的主要机制,刘子臣等(1995)同时对黄土高原上两次低空东北急流大暴雨做了诊断分析,给出黄土高原东北急流暴雨的三股气流模式:850 hPa 上的东北急流与 700 hPa 层以下的偏南气流在河套地区作气旋性交绥,交绥区上方恰是 300 hPa 层南亚高压东北侧脊轴处急流(风速大于  $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ , 小于  $18 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) 的出口处;马鹤年(1978)、杜继稳等(2004)也分别研究了青藏高原东侧暴雨的能量场特征。但综观上述研究,针对黄土高原  $\beta$  中尺度暴雨的研究比较少。本文拟分析发生在 2012 年 7 月 26 日 20:00 至 27 日 20:00 黄土高原陕西佳县的暴雨过程,此次暴雨过程 500 hPa 等压面上没有切变线或低槽等影响系统,暴雨前期垂直速度场上也没有看到比较强的上升运动,这不同于以往的研究(井喜等,2007;梁生俊

等,2012;张宏等,2006;刘子臣等,1997;赵小平等,2014)。因此,如何加强对此类黄土高原  $\beta$  中尺度暴雨的研究,对防灾减灾具有重要意义。

## 1 暴雨概况及研究资料、方法

2012 年 7 月 26 日 20:00 至 27 日 20:00(图 1),黄土高原佳县降大暴雨,24 小时降水量达到 217.2 mm;从表 1 可见,降水主要分布在两个时段:27 日 04:00—06:00 降水量达到 92.8 mm,其中 04:00—05:00 雨强达到 48.5 mm;27 日 08:00—12:00 降水量达到 103.8 mm,其中 9:00—10:00 雨强达到 32.6 mm;由于降水量集中,雨强大,造成全县大部分淤地坝水毁,农田受灾面积近 10 万亩(1 亩  $\approx 666.7 \text{ m}^2$ ),农村住户窑洞出现不同程度损坏达到

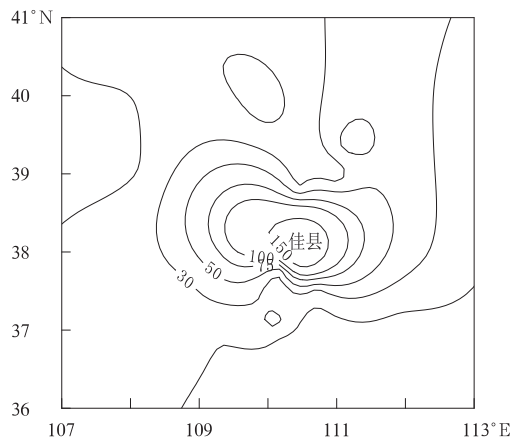


图 1 2012 年 7 月 26 日 20:00 至 27 日 20:00 黄土高原降水量分布(单位: mm)  
Fig. 1 Distribution of rainfall on Loess Plateau from 20:00 BT 26 to 20:00 BT 27 July 2012 (unit: mm)

1300 余孔,部分规模养殖场被冲毁,生猪和羊死亡达 200 余只(头),全县在建项目大部分受损,全县受灾群众达到 10 余万人,直接经济损失约 4.5 亿元。

本文利用陕西省榆林市多普勒气象雷达获得的资料、MICAPS 提供的红外卫星云图、常规探测资料和物理量场以及 NCEP 资料等,对上述  $\beta$  中尺度致洪暴雨从环流背景、生成发展条件和中尺度系统的活动等方面进行了分析研究,并着重探讨了这类暴雨的触发机制。

## 2 暴雨生成发展的条件

### 2.1 环流背景的演变

7 月 26 日 20:00(图略):200 hPa 等压面上,青藏高原强盛,青藏高原北部从喀什—天山山脉—阴山山脉—渤海北部为一支大于  $30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的急流区,河套东部为一槽区,槽前在河北形成散度大于  $2.8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  的强辐散中心,暴雨区散度为  $0.6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ;500 hPa 等压面上,暴雨区处在副热带高压西侧的西南气流当中,为  $0.8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  的辐散区;850 hPa 等压面上,暴雨区处在副热带高压西侧

的  $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  东南气流当中,为  $0.2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  的弱辐散区;高、中、低空形势的配合,看不出有下暴雨的迹象。

7 月 27 日 02:00(图略),200 hPa 等压面上,暴雨区受偏西气流影响,为弱辐散;500 hPa 等压面上,暴雨区受  $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  西西南气流影响,并生成弱辐合;850 hPa 等压面上,暴雨区仍处在  $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  东南气流影响之下,同时生成弱辐合;上述影响系统的配合,27 日 02:00—04:00 只在暴雨区造成一些小阵雨,也看不到 27 日 04:00—06:00 要下暴雨的迹象。

7 月 27 日 08:00(图 2):200 hPa 等压面上,随着乌拉尔山至咸海大槽的加深,青藏高压北部新疆脊前(阴山山脉西部)有槽生成,槽前在河套北部生成散度大于  $1.2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  的中尺度(500 km 左右)强辐散中心(暴雨区散度达  $1.4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ );500 hPa 等压面上,暴雨区处在西南气流和西北气流之间形成的交汇区,并生成小于  $-0.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  的辐合区;850 hPa 等压面上,暴雨区处在南南东气流和东南东气流形成的交汇区,也生成一弱辐合区;高空的强辐散、配合中、低空的弱辐合,为 27 日 08:00—12:00 第二次强降雨的生成和发展创造了有利条件。

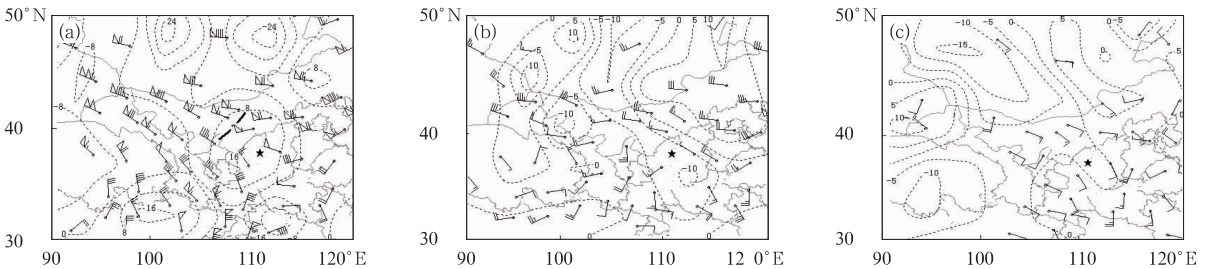


图 2 2012 年 7 月 27 日 08:00 (a)200 hPa、(b)500 hPa 和 (c)850 hPa 风场和散度场(单位:  $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ )

(★为暴雨区,粗虚线为切度线)

Fig. 2 Divergence and wind fields at (a) 200 hPa, (b) 500 hPa and (c) 850 hPa

at 08:00 BT 27 July 2012 (unit:  $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ )

(★ represents heavy rain area, thick dashed line is shear line)

### 2.2 水汽条件和能量条件

26 日 20:00,暴雨区( $38^{\circ}\text{N}$ 、 $110.7^{\circ}\text{E}$ ,下同)水汽通量很小,没有下暴雨的迹象;27 日 02:00(图 3a),暴雨区水汽通量增大,800~700 hPa 水汽通量达到  $8 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ,为第一次暴雨(04:00—06:00)的生成和发展提供了源源不断的水汽输送;27 日 08:00(图略),暴雨区水汽通量维持

$8 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ,为第二次暴雨(08:00—12:00)的生成和发展提供了源源不断的水汽输送。

分析水汽通量散度,26 日 20:00(图略),暴雨区上空 800~600 hPa 已有水汽通量辐合生成,800 hPa 附近生成  $-10 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$  的水汽通量辐合中心;27 日 02:00(图 3b),暴雨区上空 700~600 hPa 也生成  $-10 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$  的水汽通量辐合中心,和 800 hPa 附近

生成  $-10 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$  的水汽通量辐合中心形成垂直配置, 满足了第一阶段形成暴雨(04:00—06:00)所需的水汽辐合条件; 27日 08:00(图 3c), 暴雨区上空水汽通量辐合层增厚至 300 hPa, 同时 800 hPa 附近生成  $-30 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$  的水汽通量强辐合中心, 满足了第二阶段形成暴雨(08:00—12:00)所需的水汽辐合条件。

分析暴雨区大气层结状况, 26日 20:00,  $\theta_{\text{se}500} - \theta_{\text{se}850} = -14^\circ\text{C}$ , 大气层结属强对流不稳定; 27日 08:00,  $\theta_{\text{se}500} - \theta_{\text{se}850} = -6^\circ\text{C}$ , 大气层结仍保持对流不稳定。

分析对流有效位能(CAPE), 26日 20:00

(图略), 河套内(暴雨区上游)生成  $900 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$  对流有效位能中心, 暴雨区对流有效位能达到  $700 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ; 27日 02:00(图 3d), 暴雨区上游对流有效位能增至  $1200 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ , 而从暴雨区东北方向有对流有效位能低值舌伸向暴雨区, 而暴雨区(第一次强降水)发生在对流有效位能高值中心和有效位能低值舌之间形成的对流有效位能梯度大值区; 27日 08:00(图略), 暴雨区上游河套地区维持  $600 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$  高值中心, 而暴雨区为对流有效位能小于  $300 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$  相对低值区; 可见, 河套地区对流有效位能的积累为暴雨的生成和发展提供了能量条件, 而下游的对流有效位能低值舌的生成和移入为

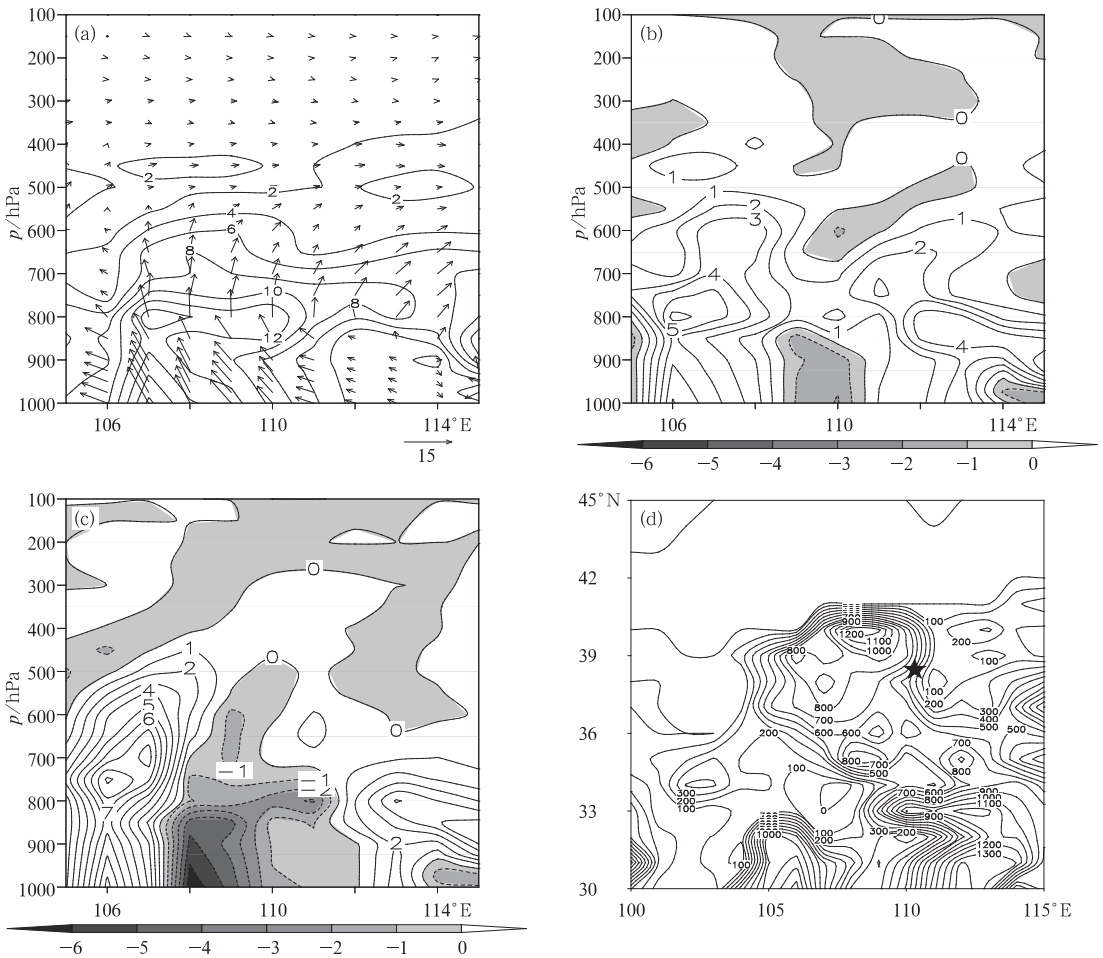


图3 2012年7月27日02:00水汽通量沿 $38^\circ\text{N}$ 剖面图(a,单位: $\text{g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ),  
(b)02:00和(c)08:00水汽通量散度沿 $38^\circ\text{N}$ 剖面图(单位: $10^{-6} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ),  
(d)02:00 CAPE场(单位: $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ )

(★:暴雨区,下同)

Fig. 3 Cross section of water vapor flux (unit:  $\text{g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ) along  $38^\circ\text{N}$  at 02:00 BT (a), cross sections of water vapor flux divergence (unit:  $10^{-6} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ) along  $38^\circ\text{N}$  at 02:00 BT (b) and 08:00 BT (c) and CAPE (unit:  $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ) at 02:00 BT (d) 27 July 2012

(★ represents heavy rain area, the same as below)

暴雨的生成和发展提供了触发机制。

### 2.3 动力条件

7 月 27 日 02:00, 伴随暴雨区上游 400~200 hPa 强负涡度区向暴雨区发展(图 4a), 暴雨区 400~300 hPa 高空有辐散开始发展(图 4c), 暴雨区 800~450 hPa 有垂直运动发展, 并在 850 hPa 附近和 500 hPa 附近分别生成  $-0.2 \times 10^{-3}$  和  $-0.1 \times 10^{-3}$  hPa  $\cdot$  s $^{-1}$  上升运动中心(图 4e); 伴随上升运动的发展, 佳县从 02:00 开始降小阵雨。27 日 08:00: 涡度

场上(图 4b), 600~100 hPa 有负涡度强烈发展, 300~200 hPa 负涡度值小于  $-0.5 \times 10^{-5}$  s $^{-1}$ , 850~600 hPa 有正涡度发展; 散度场上(图 4d), 暴雨区 800~300 hPa 形成深厚的辐合层, 800~700 hPa 附近和 400~300 hPa 分别形成  $-0.2 \times 10^{-5}$  s $^{-1}$  的辐合中心, 300~200 hPa 有强辐散生成, 散度值大于  $0.8 \times 10^{-5}$  s $^{-1}$ ; 涡度场和散度场的配合, 在暴雨区有强上升运动生成, 400~200 hPa 生成  $-1.8 \times 10^{-3}$  hPa  $\cdot$  s $^{-1}$  强上升运动中心(图 4f), 为佳县第二次强降水的形成提供了大尺度动力条件。

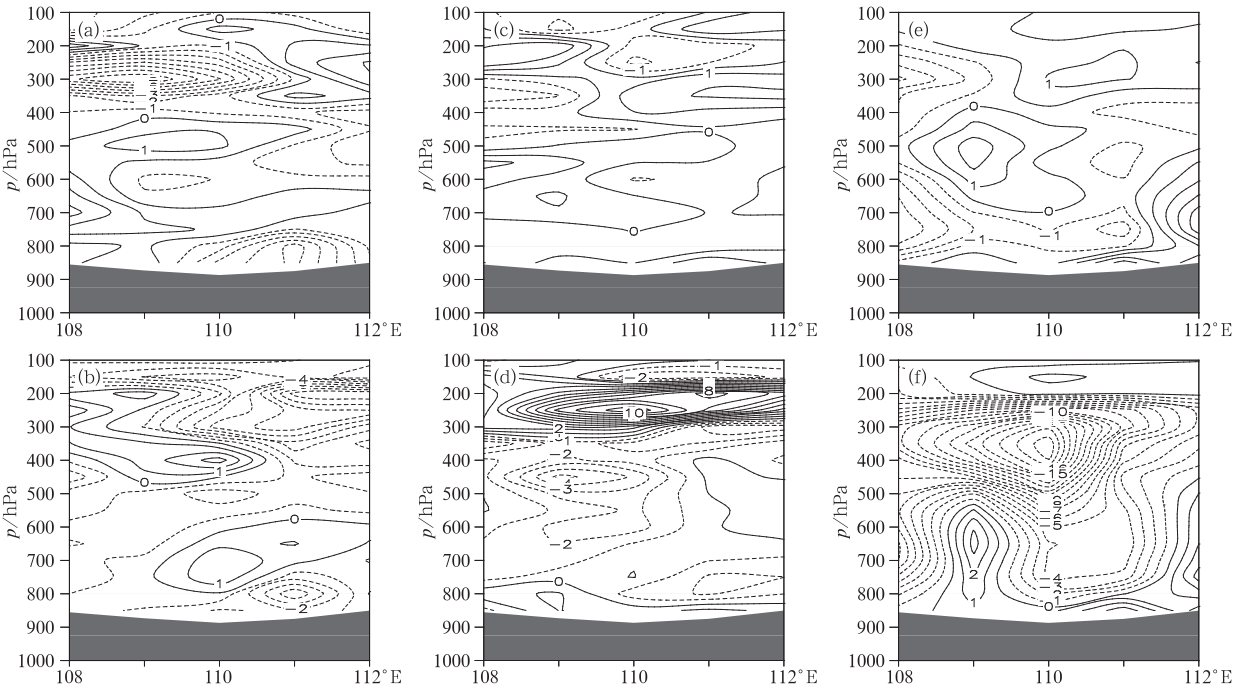


图 4 2012 年 7 月 27 日(a)02:00 涡度、(c)散度(单位:  $10^{-6}$  s $^{-1}$ )和(e)垂直速度  $\omega$ (单位:  $10^{-4}$  hPa  $\cdot$  s $^{-1}$ ) 沿 38°N 剖面图, (b)08:00 涡度、(d)散度和(f) $\omega$  沿 38°N 剖面图

Fig. 4 Cross section of vorticity (a), divergence (unit:  $10^{-6}$  s $^{-1}$ ) (c) and vertical  $\omega$  (e, unit:  $10^{-4}$  hPa $^{-1}$   $\cdot$  s $^{-1}$ ) along 38°N at 02:00 BT 27 July 2012; cross section of vorticity (b), divergence (d) and  $\omega$  (f) along 38°N at 08:00 BT 27 July 2012

### 2.4 单站要素及对流层低层能量场特征

#### 2.4.1 单站要素分析

从表 1 可见, 27 日 00:00 至强降水开始(27 日 04:00), 佳县气象站的海平面气压一直在下降, 从 905.6 hPa 降至 904.2 hPa; 04:00—05:00 第一次强降水的开始, 佳县风向由西南风转为北北东风, 风向发生顺转; 而第二次强降水的开始(包括维持期), 佳县风向先由西北风转为西风, 然后再转为北风、东北风; 而风力由  $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  左右增至  $2 \sim 3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ; 而当

佳县出现  $5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  左右北北西风、或北北东风时, 则对应着强降水的减弱或结束。

#### 2.4.2 对流层低层能量场特征

马鹤年(1978)曾针对青藏高原东北侧, 把“接近地面等压面上”单位质量空气的相对湿静力能量和位势能之比称之为“地面能量比”, 并表示为

$$K_{Ez} = T_{\sigma} / (p_0 - 950)$$

$$T_{\sigma} = T_G + 2.5q_G + 10Z_G$$

式中,  $T_{\sigma}$ (单位:  $^{\circ}\text{C}$ ) 为地面相对总温度,  $p_0$  为海平面气压(单位: hPa),  $T_G$ (单位:  $^{\circ}\text{C}$ )、 $q_G$ (单位: g  $\cdot$

$\text{kg}^{-1}$ )、 $Z_G$ (单位: km)分别为地面气象测站的气温、比湿、海拔高度,地面能量比  $K_{EG}$  的单位为  $^{\circ}\text{C} \cdot \text{hPa}^{-1}$ 。该方法对不同属性小股空气的分布状况反映灵敏。由于其大梯度区是不同属性空气的相互作用区,因此往往是配合有一定动力抬升条件的位势不稳定区。

分析地面能量比(图 5),27 日 02:00,暴雨区北方生成一能量比为  $70^{\circ}\text{C} \cdot \text{hPa}^{-1}$  的低值中心(实际

是由北向南伸展的一能量比低值舌),正是在能量比低值中心的南部边缘地带触发了第一次强对流的生成和发展;27 日 08:00,能量比低值中心值由 70 降至  $65^{\circ}\text{C} \cdot \text{hPa}^{-1}$ ,正是在能量比低值舌伸展的前方触发了第二次强对流的生成和发展。显然,近地层由北向南弱冷空气的活动也是暴雨区两次强对流生成和发展的触发机制之一。

表 1 陕西省佳县 27 日 00:00—13:00 气压、风向、风速和降水随时间变化

Table 1 Temporal changes of pressure, wind direction, wind speed and precipitation during 00:00—13:00 BT 27 July 2012 at Jiaxian, Shaanxi

北京时	00:00	01:00	02:00	03:00	04:00	05:00	06:00	07:00	08:00	09:00	10:00	11:00	12:00	13:00
气压/hPa	905.6	905.5	905.3	904.6	904.2	904.3	905.2	905.9	905.9	907.0	907.2	907.0	906.5	905.7
风向/ $^{\circ}$	SE	ENE	NE	WNW	SW	NNE	NE	NNW	NW	W	N	SE	NNE	W
风速/ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$	1.3	1.6	2.4	2.2	1.4	2.8	5.0	5.1	2.4	1.0	3.0	2.2	4.9	1.9
降水/mm		2.3	6.8	1.1	48.5	44.3	7.5	2.9	17.1	32.6	32.1	22.0		

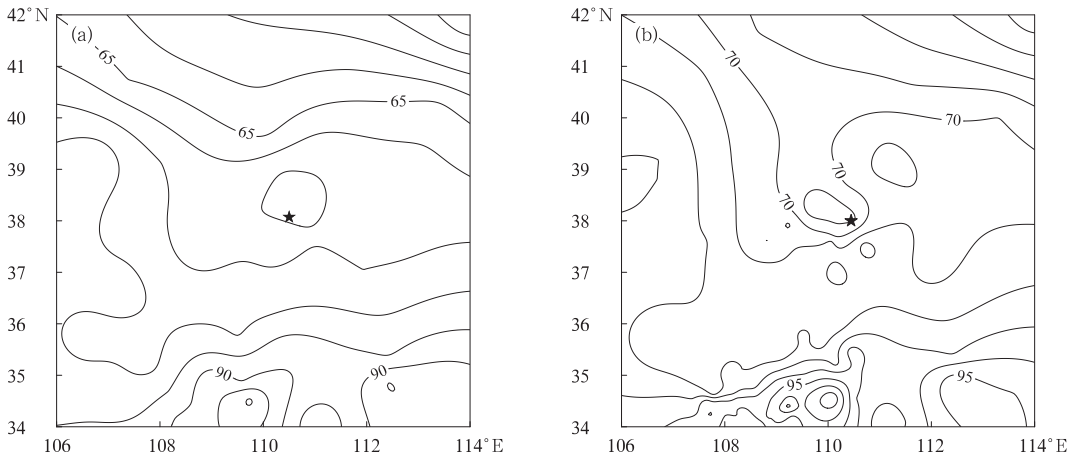


图 5 2012 年 7 月 27 日 02:00(a)和 08:00(b)黄土高原暴雨区地面能量比(单位:  $^{\circ}\text{C} \cdot \text{hPa}^{-1}$ )

Fig. 5 Surface energy ratio distribution at (a) 02:00 BT and (b) 08:00 BT 27 July 2012 in the rainstorm area of Loess Plateau (unit:  $^{\circ}\text{C} \cdot \text{hPa}^{-1}$ )

### 3 卫星云图特征

2012 年 7 月 27 日 02:00(图 6a),在云系 I(和 500 hPa 高原槽对应的云系)和云系 II(和 850 hPa 东北低压底部东北—西南向切变线对应的云系)的交会点有两块  $\gamma$  中尺度对流云团开始发展;27 日 04:00(图 6b),两块  $\gamma$  中尺度对流云团快速发展合并成为  $\beta$  中尺度强对流云团,云顶红外亮温 TBB 达到  $-68^{\circ}\text{C}$ ,佳县强降水开始,此后 1 h 降水量达到 48.5 mm(表 1);从图 6c 可见,06:00 影响佳县的

云团进一步发展,范围扩大,强度增强,云顶红外亮温 TBB 达到  $-72^{\circ}\text{C}$ ,从 04:00—06:00,佳县一直维持强降水;从图 6d 可见,07:30 云团范围进一步扩大,但强中心在佳县以东,从表 1 看到从 06:00—08:00,佳县降水强度大大减弱;从图 6e 可见,08:30 云团强度有所减弱,但强中心在佳县再次获得发展,佳县第二次强降水开始(表 1);11:00(图 6f),云团强度进一步减弱,但在佳县有云顶红外亮温达  $-64^{\circ}\text{C}$  残留强中心存在,导致佳县强降水一直持续至 12:00;12:30(图略),影响佳县的云团残留强中心减弱,佳县强降水停止。

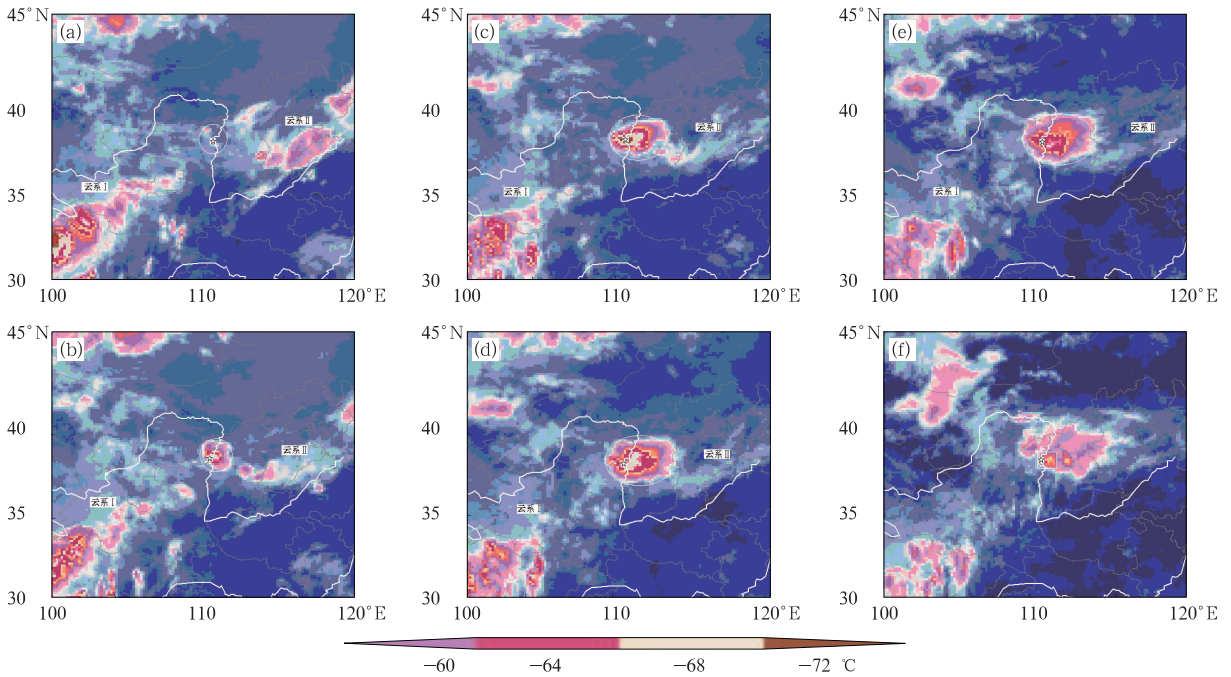


图 6 2012 年 7 月 27 日佳县暴雨过程卫星云图云系演变

(a)02:00, (b)04:00, (c)06:00, (d)07:30, (e)08:30, (f)11:00

(白线圈:影响佳县的云团,白色方框:影响佳县的残留云团中心,☆:佳县)

Fig. 6 Clouds variation in satellite images during the process of rainstorm at (a) 02:00, (b) 04:00, (c) 06:00, (d) 07:30, (e) 08:30 and (f) 11:00 BT 27 July 2012 in Jiaxian

(White coil is storm cloud, white box is the residual center of storm cloud)

#### 4 多普勒气象雷达观测到的中尺度系统的活动

结合图 7、表 1 进行对比分析,02:36 过暴雨区生成一条西北东南向带状云系(图 7a),受带状云系中中尺度对流云团的影响,佳县降水开始;随着影响佳县中尺度暴雨云团的发展(图 7b 可看到大于 60 dBz 的强中心),佳县强降水开始,从 04:00—06:00 出现第一个强降水时段,2 h 降水量达到 92.8 mm;从图 7c 看到,随着影响暴雨区云团的强度减弱,从 07:00—08:00 佳县降水强度减弱,只产生 2.9~7.5 mm·h<sup>-1</sup> 阵雨;从图 7d 看到,随着影响暴雨区云团的再度发展(强度再次出现大于 60 dBz 的中心),佳县第二次强降水开始,从 08:00—12:00 4 h 降水量达到 103.8 mm。12:00 以后,随着影响暴雨区云团的再度减弱,佳县强降水停止。

过影响暴雨区云团沿径向多普勒雷达做速度场剖面图,从图 8 可见,对流层中低层的深厚辐合配合

对流层高层强辐散构成暴雨云团生成发展的中尺度动力场。

04:02(图略),邻近暴雨区的北方 1 km 以内的边界层建立起大于 10 m·s<sup>-1</sup> 东北风相对风暴气流,对应佳县第一次强降水的开始;此后,邻近暴雨区的北方 1 km 以内的边界层东北风相对风暴气流继续发展,至 04:57 邻近暴雨区的北方 1 km 以内的边界层东北风相对风暴气流发展至 20 m·s<sup>-1</sup> 以上(图 9a),对应佳县第一次强降水的持续;从 05:04 开始,邻近暴雨区的北方 1 km 以内的边界层东北风相对风暴气流范围大幅度缩小,并由东北风相对风暴气流转为偏东风相对风暴气流,同时邻近暴雨区北方 2 km 高度偏东风相对风暴气流开始发展,也对应佳县第一次强降水的持续;05:46(图略),邻近暴雨区的北方 1 km 以内的边界层内大于 15 m·s<sup>-1</sup> 偏东风相对风暴气流消失,而邻近暴雨区的北方 2 km 高度建立起大于 20 m·s<sup>-1</sup> 偏东风相对风暴气流,对应佳县第一次强降水雨强的减弱;从 07:18 开始,邻近暴雨区北方 2 km 高度偏东风相对风暴

气流开始减弱,而邻近暴雨区的北方 1 km 以内的边界层偏东风相对风暴气流又开始增强,也对应佳县雨强小于  $5.0 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  的降水;07:48(图略),邻近暴雨区的北方 1 km 以内的边界层内又建立起大于  $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  偏东风相对风暴气流,而邻近暴雨区北方 2 km 高度大于  $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  偏东风相对风暴气流范围缩小;08:31(图 9b),邻近暴雨区北方 2 km 高度大于  $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  偏东风相对风暴气流范围继续缩小,邻近暴雨区的北方 1 km 以内的边界层内大于  $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  偏东风相对风暴气流范围扩大,并维持大于  $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  偏东风相对风暴气流中心,对应

佳县第二次强降水的开始;11:59(图略),邻近暴雨区的北方 1 km 以内的边界层内大于  $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  偏东风相对风暴气流范围大大缩小,佳县强降水停止。

从上述可见,邻近暴雨区的北方 1 km 以内的边界层大于  $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  东北风或偏东风相对风暴气流的建立、发展,对暴雨云团的生成发展起着重要作用(俞小鼎等,2006)。

## 5 暴雨区涡度收支分析

根据文献(张凤等,2003;乔枫雪等,2007)引入

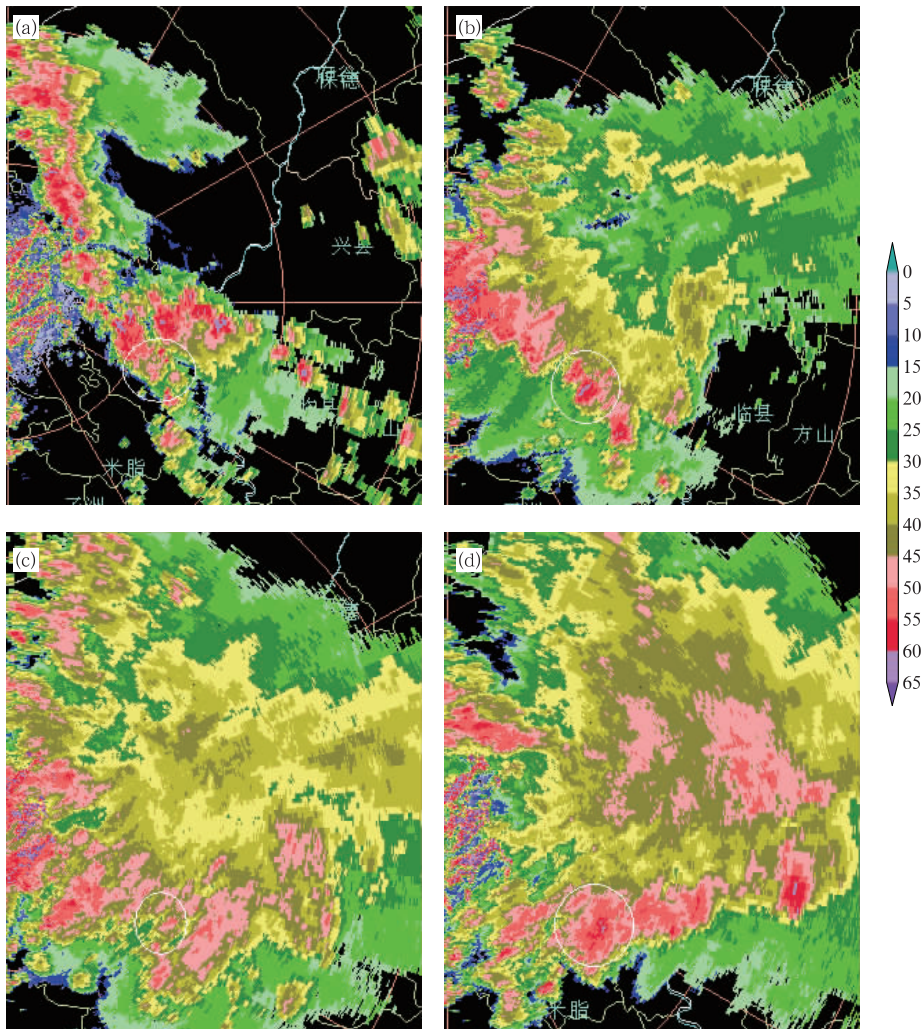


图7 2012年7月27日佳县暴雨过程组合反射率因子演变

(a)02:36, (b)05:58, (c)07:12, (d)09:57

(白线圈为佳县暴雨区)

Fig. 7 Variation of composite reflectivity images at (a) 02:36, (b) 05:58, (c) 07:12 and (d) 09:57 BT 27 July 2012 in the process of rainstorm in Jiaxian

(White circle indicates the falling area of heavy rainstorm)



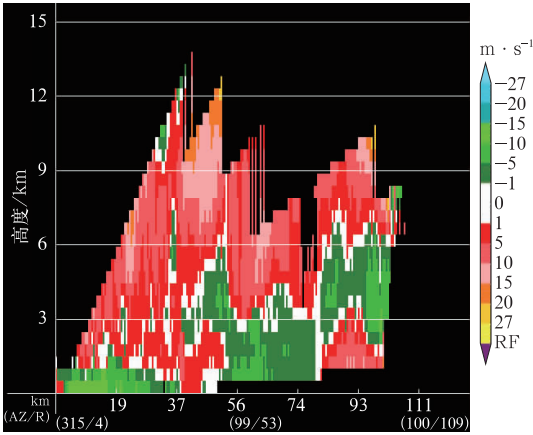


图 8 2012 年 7 月 27 日 06:11 过暴雨云团沿雷达径向速度剖面图

Fig. 8 Vertical cross section of radial velocity across storm cloud cluster at 06:11 BT 27 July 2012

涡度收支分析,计算选取的范围为 850 hPa 横切变线(暴雨直接影响系统)活动的区域,即:37°~39°N、110°~112°E。

从图 10 可见,涡度收支变化最大的地方在 500 hPa 以上的对流层高层:27 日 02:00(佳县第一次强降水前),由于水平平流项的作用在 300 hPa 附近形成很强的负涡度收支,负涡度收支值接近  $-10 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$ ;同样由于水平平流项的作用在 550~400 hPa 形成小的正涡度收支;27 日 08:00(佳县第二次强降水前),主要是由于水平平流项的作用在 150 hPa 附近形成弱的负涡度收支;主要受水平辐散项和扭转项的作用,在 260 hPa 附近也形成了弱的负涡度收支;而在 450~300 hPa,主要是扭转项和垂直输送项的作用,形成很强的正涡度收支,正涡度收支值达  $10 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$ 。

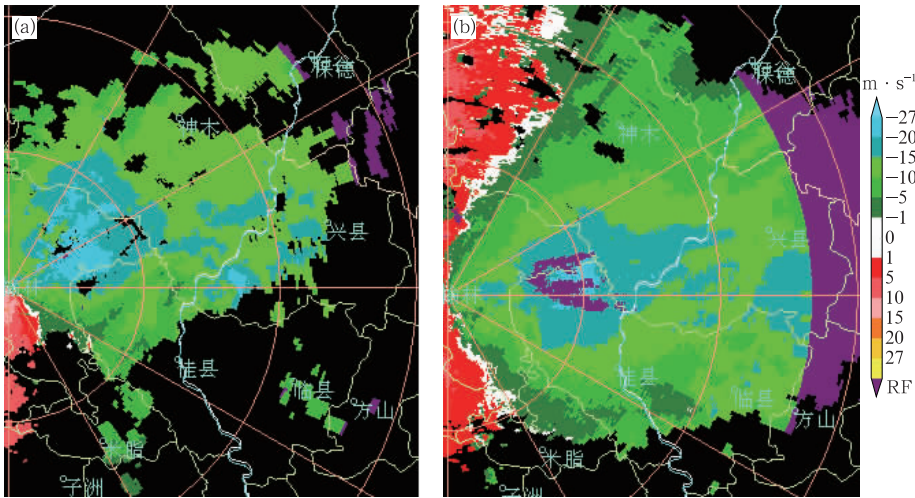


图 9 2012 年 7 月 27 日 (a)04:57 和 (b)08:31 风暴相对径向速度

Fig. 9 Storm relative radial velocity at (a) 04:57 and (b) 08:31 BT 27 July 2012

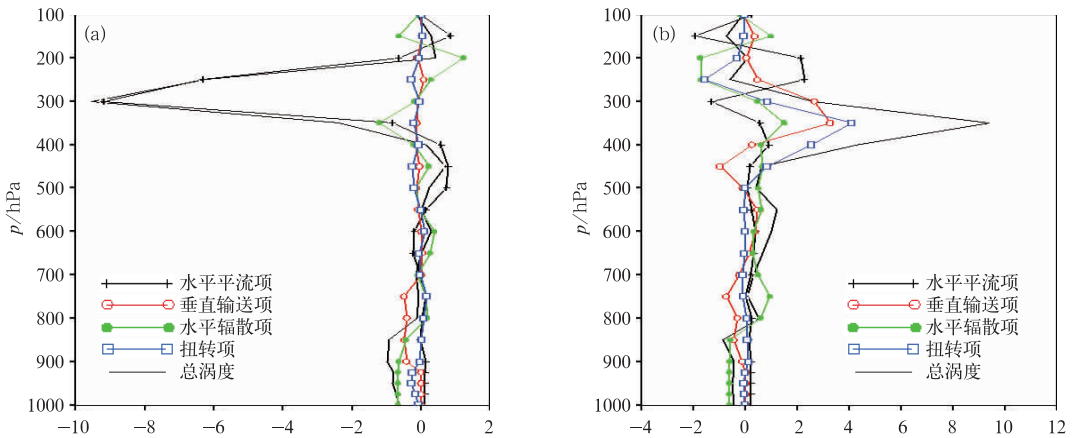


图 10 2012 年 7 月 27 日 02:00(a)和 08:00(b)佳县暴雨区上空涡度收支(单位:  $10^{-9} \text{ s}^{-2}$ )

Fig. 10 The budget of vorticity above the Jiaxian rainstorm area at 02:00 (a) and 08:00 (b) BT 27 July 2012 and vertical profiles of the regional averages of various terms in the vorticity equation (unit:  $10^{-9} \text{ s}^{-2}$ )

## 6 暴雨区视热源与视水汽汇分析

根据文献(王文等,2007;周宾等,2004;廖胜石等,2007;屠妮妮等,2008;陶诗言等,2004)引入视热源和视水汽汇的分析。如图11所示,27日02:00在300 hPa附近视水汽汇为 $1.5 \text{ K} \cdot (6 \text{ h})^{-1}$ ,而视热源为 $-4 \text{ K} \cdot (6 \text{ h})^{-1}$ ,在暴雨区阵雨开始时,主要

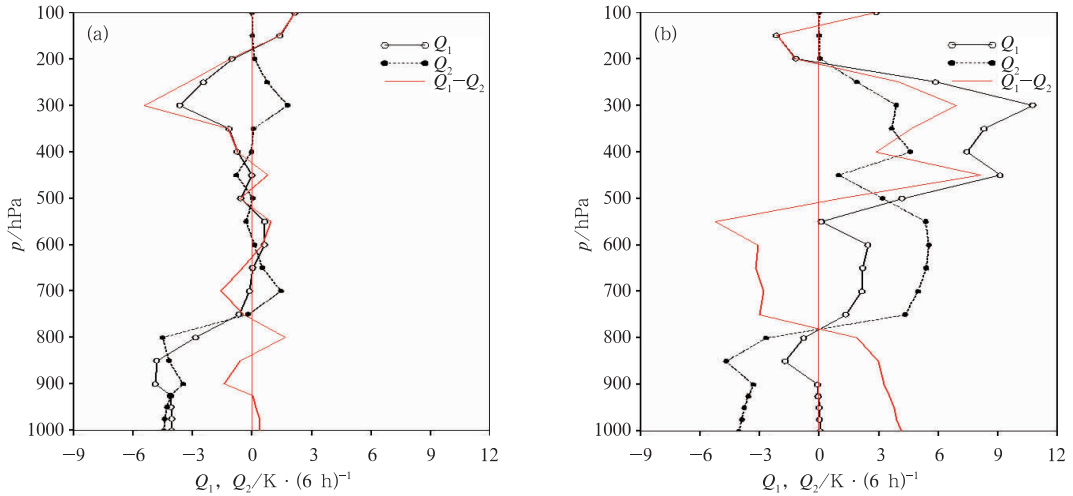


图11 2012年7月27日02:00(a)和08:00(b)暴雨区区域平均的视热源( $Q_1$ )和视水汽汇( $Q_2$ )的垂直分布

Fig. 11 Vertical distribution every 6 h regionally averaged apparent heat source ( $Q_1$ ), and apparent moist sink ( $Q_2$ ) in the rainstorm area at 02:00 (a) and at 08:00 (b) BT 27 July 2012

## 7 结论

综合以上分析,可得出以下几点结论:

(1) 近地层能量比低值舌的活动是黄土高原两次强降水产生的触发机制之一。

(2) 邻近暴雨区的北方1 km以内的边界层大于 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 偏东风相对风暴气流的建立对 $\beta$ 中尺暴雨有警示作用;而邻近暴雨区的北方1 km以内的边界层大于 $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 偏东风相对风暴气流范围的大大缩小、或减弱消失,则预示着强降水的减弱或停止。

(3) 涡度收支分析表明,两个时段的强降水对应涡度收支变化最大的地方在500 hPa以上的对流层高层。第一次强降水前,由于水平平流项的作用在

是降水的冷却作用,在700 hPa以下的对流层低层形成冷却层(图11a)。27日08:00(图11b)暴雨区第二次强降水开始前,800 hPa以下的对流层低层由于降水的作用,仍然形成冷却层;800~500 hPa视水汽汇远大于视热源,形成正的加热层;500~200 hPa视热源远大于视水汽汇,形成峰值接近 $11 \text{ K} \cdot (6 \text{ h})^{-1}$ 的很强的加热层;而在200~130 hPa由于视热源的作用,形成冷却层。

300 hPa附近形成很强的负涡度收支;第二次强降水前,除了150和260 hPa附近形成弱的负涡度收支外,主要是扭转项和垂直输送项的作用,同时在450~300 hPa形成很强的正涡度收支。

(4) 视热源与视水汽汇分析表明:第一次强降水前,视热源在300 hPa附近出现比较强的冷却层;第二次强降水前,800~500 hPa视水汽汇远大于视热源,形成正的加热层;500~200 hPa视热源远大于视水汽汇,形成峰值接近 $11 \text{ K} \cdot (6 \text{ h})^{-1}$ 的很强的加热层;而在200~130 hPa由于视热源的作用,形成冷却层。

## 参考文献

- 杜继稳,李明娟,张弘,等.2004.青藏高原东北侧突发性暴雨地面能量场特征分析.高原气象,23(4):453-457.  
井喜,李明娟,王淑云,等.2007.青藏高原东侧突发性暴雨的湿位涡

- 诊断分析. 气象, 33(1):99-106.
- 井宇, 井喜, 王瑞, 等. 2008. 黄河中游一次 MCC 致洪暴雨综合诊断析. 气象, 34(3):56-62.
- 梁生俊, 马晓华. 2012. 西北地区东部两次典型大暴雨两个例对比分析. 气象, 38(7):804-813.
- 廖胜石, 罗建英, 寿绍文, 等. 2007. 一次华南暴雨过程中水汽输送和热量的研究. 南京气象学院学报, 30(1):107-113.
- 刘子臣, 梁生俊, 张健宏. 1997. 登陆台风对黄土高原东部暴雨的影响. 高原气象, 18(4):67-74.
- 刘子臣, 张健宏. 1995. 黄土高原上两次低空东北急流大暴雨的诊断分析. 高原气象, 16(1):107-113.
- 马鹤年. 1978. 次天气尺度  $\Omega$  系统和暴雨落区 // 暴雨文集. 吉林: 吉林人民出版社, 171-176.
- 乔枫雪, 赵思维, 孙建华. 2007. 一次引发暴雨的东北低涡的涡度和水汽收支分析. 气候与环境研究, 12(3):397-412.
- 陶诗言, 张小玲, 张顺利, 等. 2004. 长江流域梅雨锋暴雨灾害研究. 北京: 气象出版社.
- 屠妮妮, 陈静, 何光碧. 2008. 高原东侧一次大暴雨过程动力热力特征分析. 高原气象, 27(4):796-806.
- 王文, 蔡晓军, 隆霄. 2007. “99.6”梅雨锋暴雨模拟资料的诊断分析. 干旱气象, 25(4):5-11.
- 俞小鼎, 姚秀萍, 熊廷南, 等. 2006. 多普勒天气雷达原理与业务应用. 北京: 气象出版社, 95-100.
- 苑海燕, 侯建忠, 杜继稳, 等. 2007. 黄土高原突发性局地暴雨的特征分析. 灾害学, 22(2):101-104.
- 张凤, 赵思维. 2003. 梅雨锋上引发暴雨的低压动力学研究. 气候与环境研究, 8(2):143-156.
- 张宏, 梁生俊, 侯建忠. 2006. 西安市两次突发性暴雨成因分析. 气象, 32(5):80-86.
- 赵小平, 沈新勇, 朱晶晶, 等. 2014. 2009 年豫南一次强暴雨过程的位涡方程诊断分析. 气象, 40(1):38-47.
- 周宾, 文继芬. 2004. 年渝北川东大暴雨环流及其非决热加热特征. 应用气象学报, 17(增刊):71-78.