

王伏村,付双喜,张德玉,等. 2014. 一次引发河西走廊大暴雨的高原低涡的机制分析. 气象, 40(4):412-423.

# 一次引发河西走廊大暴雨的高原低涡 的机制分析<sup>\*1</sup>

王伏村<sup>1</sup> 付双喜<sup>2</sup> 张德玉<sup>1</sup> 阙龙凯<sup>1</sup> 代德彬<sup>1</sup>

1 甘肃省张掖市气象局, 张掖 734000

2 甘肃省人工影响天气办公室, 兰州 730020

**提 要:** 使用 NCEP  $1^\circ \times 1^\circ$  再分析资料、云图、CINRAD-CC 多普勒天气雷达、探空、地面加密自动气象站资料, 对 2012 年 6 月 5 日发生在河西走廊西部的大暴雨过程进行了诊断分析。结果表明: 此次大暴雨是高原低涡加强北移, 到达高原北坡时, 使河西走廊上空中、低层东风显著加强, 与新疆东部东移南下的冷空气在走廊西部产生强烈辐合, 同时在高空急流入口区右侧辐散气流的抽吸作用下, 产生强大的垂直环流造成的。造成这次大暴雨的水汽主要来源于新疆东部西北气流和高原东北坡偏东气流向走廊中西部的输送。暴雨区上空湿等熵面陡立, 大气处于弱不稳定状态, 易导致垂直涡度和辐合显著增长。高原低涡发展与高空位涡下传密切相关, 同时干冷空气从高原低涡南部侵入中低层, 使低涡斜压性增强, 有利于低涡发展和向北移出高原。暴雨发生在高原低涡的西北象限内, 在低涡逗点云的云头部分, 最强暴雨落区在多普勒雷达径向速度图上  $\beta$  中尺度逆风区附近。

**关键词:** 河西走廊, 暴雨, 高原低涡, 干侵入, 水汽输送

**中图分类号:** P458

**文献标志码:** A

**doi:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2014.04.003

## Mechanism Analysis of the Plateau Vortex Triggered Rainstorm in Hexi Corridor

WANG Fucun<sup>1</sup> FU Shuangxi<sup>2</sup> ZHANG Deyu<sup>1</sup> QUE Longkai<sup>1</sup> DAI Debin<sup>1</sup>

1 Zhangye Meteorological Office of Gansu, Zhangye 734000

2 Gansu Provincial Weather Modification Office, Lanzhou 730020

**Abstract:** By using the data of sounding and surface dense AWS, the Doppler weather radar, the satellite cloud images and the NCEP  $1^\circ \times 1^\circ$  reanalysis data, forming mechanism of the rainstorm on 5 June 2012 in Hexi Corridor is analyzed. The results show that this rainstorm is caused by interactions of the plateau vortex shifting northwards, the cold air moving toward southeast from eastern Xinjiang and the upper-level jet. The water vapor transported to the central western corridor is originated from the northwest air flow in eastern Xinjiang and the easterly air flow of north eastern plateau. The isentropic surface over the rainstorm area is steep, atmosphere is weak and unstable easily inducing the marked increase of vertical vorticity and convergence. The dry intrusion that occurs on the south side of plateau vortex from upper troposphere enhances the baroclinity of vortex, which is conducive to vortex development and moving northwards out of the Tibetan Plateau. The rainstorm happens in the confluence area of northwest air stream from eastern Xinjiang and east air stream on the north side of the plateau vortex and in the head part of the

\* 甘肃省气象局气象科研项目(2013-10)、甘肃省自然科学基金计划项目(1208RJZA237)和甘肃省气象局气象科研项目(2014-17)共同资助

2013 年 1 月 11 日收稿; 2013 年 11 月 4 日收修定稿

第一作者: 王伏村, 主要从事天气预报业务及灾害性天气机理研究. Email: wangfucun3@aliyun.com

vortex comma cloud, and the most severe rainfall occurs near the meso- $\beta$  scale rebellious wind area of Doppler radar radial velocity.

**Key words:** Hexi Corridor, rainstorm, plateau vortex, dry intrusion, water vapour transport

## 引言

暴雨常引发江河洪水和泥石流等重大灾害,易造成人员伤亡和重大财产损失,受到政府和广大人民群众的高度关注。我国是一个暴雨多发的国家,由于受季风气候及地理位置和地形的影响,暴雨的形成有显著的地域特点(陶诗言,1980)。多年来气象专家对不同地区的暴雨形成机制做了大量研究,在暴雨强度、落区预报方面总结了很多宝贵的经验(陈春艳等,2012;郭英莲等,2012;何光碧,2012;柯文华等,2012;李生辰等,2010;梁生俊等,2012;苗爱梅等,2012;孙军等,2011;孙兴池等,2012)。河西走廊位于祁连山北麓,东起乌鞘岭,西与新疆交界,北部是马鬃山、龙首山和合黎山,东西长约1000 km,海拔在1137~3143 m之间。河西走廊是一个具有代表性的典型内陆河区域,属极干旱大陆性气候。黄荣辉等(2010)研究指出:由于青藏高原、秦岭、祁连山的阻挡,夏季从孟加拉湾、南海和热带西太平洋来的水汽很难到达我国西部,只有从中纬度西风带来的水汽能到达此区域。正如古诗中描述“春风不渡玉门关”。由于气候干旱,河西走廊发生暴雨是小概率事件,因此对其的预报一直是个难题。随着河西走廊的气候由暖干向暖湿的转型(施雅风,2003),暴雨出现的频率在明显增加(贾文雄,2012),再加上地表植被稀疏,地质结构松散,暴雨带来的洪涝灾害也更加严重。

2012年6月5日河西走廊玉门市及周边市(县)出现暴雨天气,其中玉门市降水量突破1952年建站以来的同期历史极值,降水量达94.9 mm,是年均降水量的1.5倍,造成直接经济损失2.1亿元。如此罕见大暴雨的水汽来源在哪里?究竟是什么机制形成的?本文使用NCEP  $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料、云图、嘉峪关CINRAD-CC天气雷达、探空、地面加密自动气象站资料,对这次暴雨过程从大气环流、影响系统、物理量等方面进行了诊断分析,从湿热力、动力作用方面解释了这次干旱地区罕见暴雨的形成原因,为提高同类暴雨预报能力提供参考。

## 1 天气实况和大气环流背景

### 1.1 雨情及灾情

2012年6月4日夜间至5日河西走廊玉门市、敦煌市、瓜州县、肃北县、阿克塞、肃州区出现暴雨天气,17个自动气象站降水量超过30 mm,其中玉门市降水量最大,6个自动气象站的降水量超过50 mm,玉门市本站降水量突破1952建站以来的同期历史极值,达94.9 mm,是年均降水量的1.5倍(玉门市年均降水量为61.9 mm),达大暴雨标准(甘肃省地方标准DB62/T1732-2008规定,河西地区24 h暴雨标准为30.0~69.9 mm,大暴雨标准为70.0~140.0 mm)。强降水造成玉门市城区部分路段积水较深,积水最深处达到70 cm,车辆被淹,交通中断;污水处理厂总管爆裂;部分乡镇农渠,农田被冲毁,房屋倒塌,紧急转移安置人口3516人。同时,洪水也袭击了敦煌市、瓜州县、肃北县、阿克塞、肃州区等地,造成巨大经济损失,6县市直接经济损失2.1亿元,其中玉门市经济损失1.2亿。

### 1.2 高空形势

6月4日08时500 hPa高空图上,欧亚大陆高纬度为两槽一脊,欧洲北部和贝加尔湖为槽区,乌拉尔山为高压脊,脊前新疆北部为一横槽,中低纬度高原西部为低槽区,沱沱河南侧有一高原低涡的雏形(三个站的风向呈气旋式环流);4日20时(图1a),随着乌拉尔山脊的发展东移,脊前横槽也东移南压到达北疆,同时高原槽也北上,在格尔木和沱沱河之间形成高度场闭合的高原低涡,兰州附近的小高压脊向西北发展,在河套到额济纳旗形成歪脖子高压,高原低涡和歪脖子高压之间的河西走廊风向从西南风转向为东南风,在甘肃、新疆交界处与西北风汇合。5日08时(图1b),乌拉尔山脊前横槽略南压,同时高原低涡缓慢东北移,在酒泉和格尔木之间形成椭圆形低涡环流,其北侧和东北侧形成强大的绕高原偏东气流,最大风速 $14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,为河西提供水汽和能量,并在玉门和瓜州与新疆的偏西风气流相

遇形成辐合区。5日20时(图略),在敦煌形成小的高压脊,河西走廊转为西北风气流,高原低涡移出高原后迅速减弱。对应700 hPa上,4日08时新疆为温度槽,河西走廊为暖温度脊控制,河西走廊西部为冷暖交汇区,4日20时至5日08时一直保持这种

冷暖空气相持的平衡状态,直到5日20时这种状态才消失。这种冷暖空气的相持状态,使高度场上环流稳定少动,在东南气流的牵引下,迫使高原低涡北上,在高原北坡形成持续性的强降水。

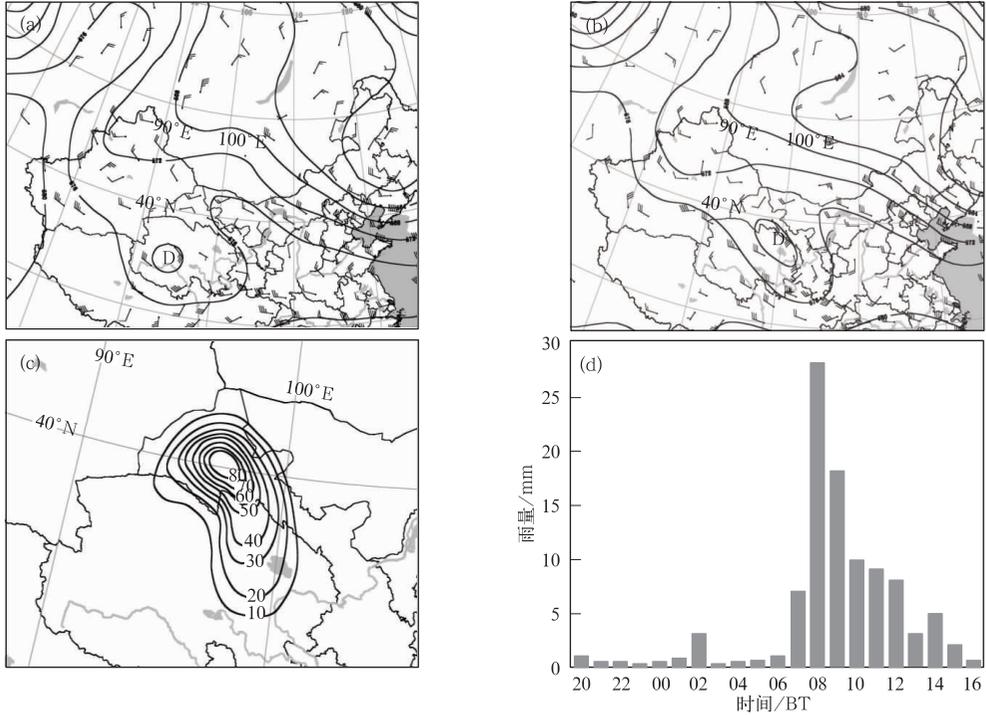


图1 2012年6月4日20:00至5日08:00高空图和地面降水量

(a) 4日20:00, (b) 5日08:00 500 hPa天气图(实线为等高线), (c) 5日02:00—14:00 12 h降水量, (d) 4日20:00至5日16:00玉门市逐小时降水量

Fig. 1 The height and wind fields at 500 hPa and surface precipitation during 4–5 June 2012. 500 hPa synoptic charts (solid line, unit: dagpm) at (a) 20:00 BT 4 and (b) 08:00 BT 5 respectively; (c) 12 h accumulated rainfall (isoline, unit: mm) from 02:00 to 14:00 BT 5; (d) hourly precipitation (histogram, unit: mm) in Yumen from 20:00 BT 4 to 16:00 BT 5 June 2012

## 2 高原低涡及其发展机制

### 2.1 高原低涡

以往对高原低涡的研究大多是对高原主体上造成暴雨或东移出高原的低涡进行热力、动力作用机制研究(何光碧, 2012; 宋雯雯等, 2011; 郁淑华等, 2006; 2012; 赵玉春等, 2010), 此类低涡降水一般产生在低涡东侧。对低涡向北移出高原, 并在其西北侧产生暴雨的机制研究较少见。

高原低涡是此次暴雨的直接影响系统, 4日08

时低涡在高原西部沱沱河南侧形成, 水平尺度约250 km; 4日20时低涡在西南气流引导下, 向东北移动发展, 在格尔木和沱沱河之间形成高度场闭合的低涡, 水平尺度变化不大; 5日08时低涡加强东北移到酒泉和格尔木之间, 形成椭圆形低涡环流, 达到最强盛, 水平尺度南北约250 km, 东西约500 km, 属 $\alpha$ 中尺度系统, 其北侧和东北侧形成强大的绕高原偏东气流, 为河西提供水汽和能量。5日20时, 高原低涡移出高原后迅速减弱。在温度场结构上, 低涡初期在暖区形成, 为暖性结构, 发展期和强盛期由于在其西南部有冷空气卷入, 形成西南冷、东北暖的斜压结构; 消亡阶段, 冷空气几乎入侵整个低涡。

## 2.2 高原低涡逗点云演变

4 日 14 时 FY-2E 红外卫星云图上,高原低涡东北侧有块状的对流云发展,云顶亮温 $-60\sim-55^{\circ}\text{C}$ ,对应地面观测为 Cb 云,并出现小阵雨天气;4 日 20 时(图 2a),随着高原低涡的发展,块状的对流云合并成一个整体,对流中心在大柴旦西侧,云顶亮温 $-65^{\circ}\text{C}$ ,对流中心南侧有冷空气侵入缺口,并形成逗点云尾部,对应地面观测为 Cb 云,周边出现 $>5\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 的阵雨或雷阵雨天气;4 日 23 时(图 2b),逗点云型边界清晰,云顶亮温 $<-60^{\circ}\text{C}$ 区域明显扩大,东北移至甘肃、青海交界,对流中心云顶亮温 $-69^{\circ}\text{C}$ ,对应地面观测,逗点云移动方向前部为 Cb 云、雷阵雨天气,后部转为避光高层云,出现 $>10\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 的强降水天气;5 日 02 时(图 2c),逗点云进一步发

展,云头主体进入河西走廊西部的肃北县和瓜州县境内,云头内出现 3 个强对流区,中间一块最强云顶亮温 $-72^{\circ}\text{C}$ ,对应地面观测为避光高层云和双层高积云,肃北县和瓜州县境内出现 $>16\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 强降水,3 站 3 h 降水量 $>25\text{ mm}$ ;5 日 08 时(图 2e),高原低涡达到最强,逗点云逆时针旋转,尾部收缩,头部拉宽,覆盖整个走廊西部,且稳定少动,对流中心在玉门市北侧,云顶亮温 $-68^{\circ}\text{C}$ ,对流高度略降低,对应地面观测为避光高层云,07—08 时玉门市 1 h 降水 28 mm,以混合型降水为主,有 5 站 6 h 降水超过 30 mm 达到暴雨;5 日 11 时(图 2f),逗点云已演变为东西向带状云,云顶亮温 $-56^{\circ}\text{C}$ ,虽然对流性降水减弱,但由于降水持续时间较长,玉门市 08—12 时 4 h 累计降水达 45 mm;12 时以后带状云减弱东移,降水也明显减弱。

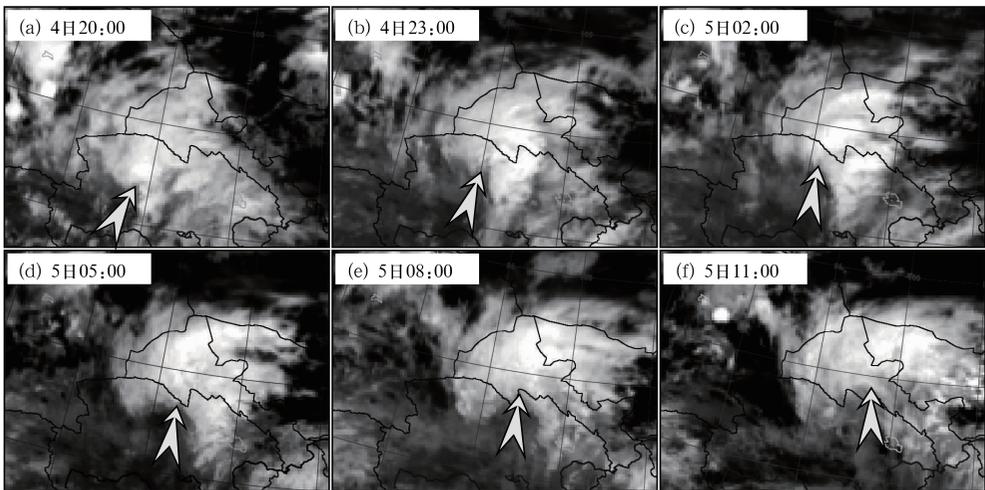


图 2 2012 年 6 月 4 日 20:00 至 5 日 11:00 FY-2E 红外云图

(a) 4 日 20:00, (b) 4 日 23:00, (c) 5 日 02:00, (d) 5 日 05:00, (e) 5 日 08:00, (f) 5 日 11:00  
(箭头为冷空气侵入位置)

Fig. 2 The FY-2E IR satellite cloud images from 20:00 BT 4 to 11:00 BT 5 June 2012

(a) 20:00 BT 4, (b) 23:00 BT 4, (c) 02:00 BT 5, (d) 05:00 BT 5, (e) 08:00 BT 5, (f) 11:00 BT 5  
(Arrow means the location of intruding cold air)

## 2.3 干侵入对高原低涡的作用

### 2.3.1 位涡下传

干侵入的机制实际上是高位涡的侵入和下传过程(姚秀萍等,2009)。从位涡和相当位温过高原低涡中心经向剖面图上看出,4 日 20 时(图 3a)在 $36^{\circ}\text{N}$ 低涡中心上空 250 hPa 大值位涡区有 $\geq 1\text{ PVU}$ ( $1\text{ PVU}=10^{-6}\text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{K}\cdot\text{kg}^{-1}$ )的位涡柱向下伸

展到 500 hPa,并在 450 hPa 形成 $>2.0\text{ PVU}$ 的中心;5 日 02 时(图 3b)位涡柱加粗北移到 $38^{\circ}\text{N}$ ,向下伸展到 600 hPa, $>2.0\text{ PVU}$ 的中心下移到 500 hPa,面积增大,说明高层位涡下传增强;5 日 08 时(图 3c)位涡柱继续下伸到 650 hPa,500 hPa 中心增强到 2.5 PVU,位涡柱北边界北移到 $40^{\circ}\text{N}$ ,并在 700 hPa 出现位涡扰动,说明高层位涡下传达到最强;5 日 14 时(图 3d)对流层位涡柱与高层的大值位

涡区完全脱离,底部向上收缩,位涡中心抬高到 450 hPa,700 hPa 位涡扰动消失,说明高层位涡下传减弱。从相当位温垂直分布看,位涡下传过程中等相当位温线也在下凹变陡,5 日 08 时等相当位温线陡立最显著,5 日 14 时开始变缓。对应 4 日 20 时、5

日 02 时、08 时和 14 时 500 hPa 低涡垂直涡度中心数值分别为  $12 \times 10^{-5}$ 、 $13 \times 10^{-5}$ 、 $17 \times 10^{-5}$  和  $16 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ,5 日 08 时低涡的垂直涡度出现  $4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  的显著增长,同时低涡面积和环流强度相比 5 日 02 时也有显著增大(图 1a 和 1b),说明位涡

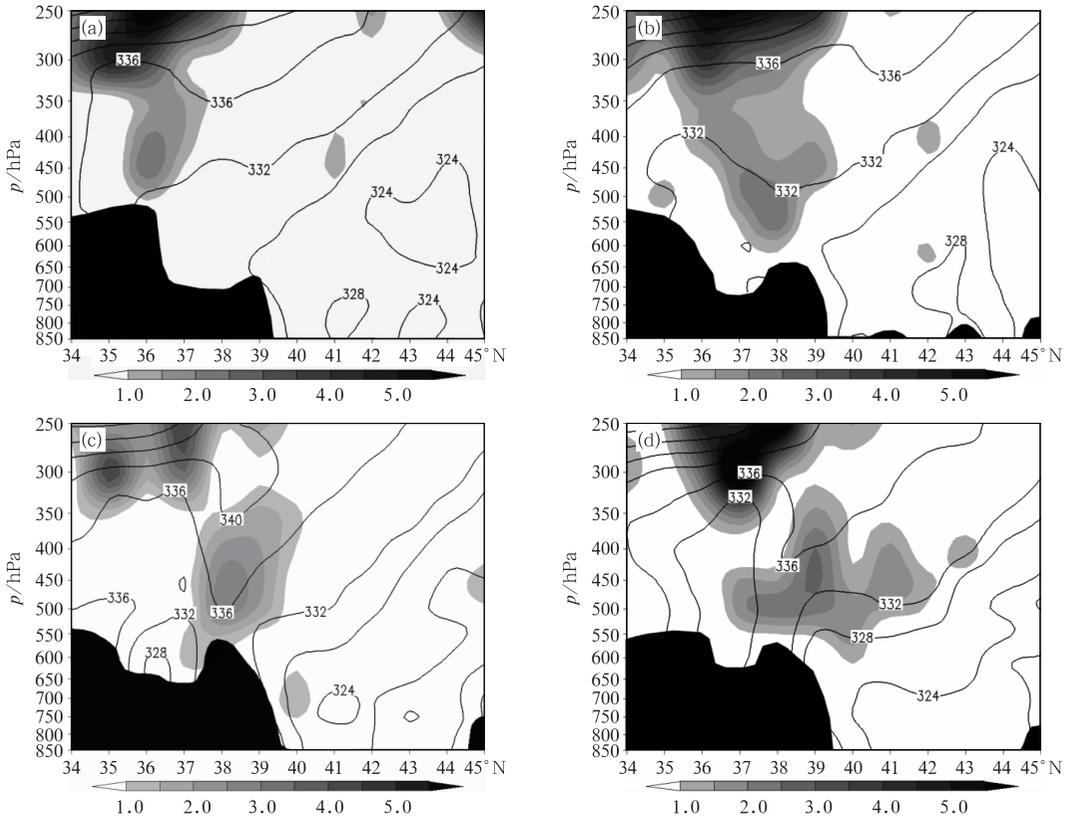


图 3 2012 年 6 月 4 日 20:00 至 5 日 14:00 位涡(灰度阴影,单位:PVU)和相当位温(等值线,单位:K)通过高原低涡中心的经向垂直剖面图

(a) 4 日 20:00 沿  $93^\circ\text{E}$ , (b) 5 日 02:00 沿  $95^\circ\text{E}$ , (c) 5 日 08:00 沿  $98^\circ\text{E}$ , (d) 5 日 14:00 沿  $99^\circ\text{E}$   
(黑色阴影区为地形剖面)

Fig. 3 The meridional cross sections of potential vorticity (gray shaded, unit: PVU) and equivalent potential temperature (isoline, unit: K) across the center of plateau low vortex from 20:00 BT 4 to 14:00 BT 5 June 2012

(a) 20:00 BT 4 along  $93^\circ\text{E}$ , (b) 02:00 BT 5 along  $95^\circ\text{E}$ , (c) 08:00 BT 5 along  $98^\circ\text{E}$ , (d) 14:00 BT 5 along  $99^\circ\text{E}$

(Black shaded area is the profile of topography)

下传对高原低涡发展的重要作用。

### 2.3.2 冷平流作用

干冷空气侵入表现为一个正位涡异常,正位涡异常表示触发暴雨的干冷空气从对流层高层向中低层侵入,通过改变中低层温度场,使得中低层斜压性增强,导致对流层中下层风切变加强,有利于低涡发

展维持(陈春艳等,2012)。从垂直涡度和温度平流垂直剖面图和逐时次 500 hPa 垂直涡度和温度平流水平分布可以看出,5 日 02 时(图 4a)垂直涡度柱与位涡柱有相似的结构,涡柱中心南侧整层为冷平流,中心在 300 hPa,冷空气从高空向低层传播,涡柱中心北侧整层基本为暖平流;同时次 500 hPa 垂直涡度

(图 4b)为  $13 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , 涡度中心东南侧有冷平流舌向北伸展到甘肃、青海交界, 西北侧有暖平流舌向南伸展到青海柴达木盆地, 在低涡中心两侧形成缠绕状, 此时卫星云图上(图 2c), 低涡逗点云南部冷空气侵入区边界清晰, 云头主体进入河西走廊西部的肃北县和瓜州县境内; 5 日 08 时 500 hPa 垂直涡度(图 4c)显著增长, 中心值增大到  $17 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , 涡度中心南北侧有冷暖平流中心分别增大到  $-15 \times 10^{-5}$  和  $5 \times 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$ 。此时卫星云图上(图 2e), 逗点云逆时针旋转, 尾部收缩, 头部拉宽, 覆盖整个

走廊西部, 且稳定少动, 冷暖平流交汇处与暴雨发生区对应; 5 日 14 时 500 hPa 垂直涡度(图 4d)略有减弱, 中心值减小到  $16 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , 涡度中心南侧有暖平流发展, 切断了高原上冷平流向东北方向输送, 同时次卫星云图上(图略), 逗点云已演变为东西向带状云, 且结构松散。以上分析说明, 干冷空气从对流层高层向中低层侵入, 通过改变中低层温度场, 使得中低层斜压性增强, 有利于低涡逗点云形成和雨强增强, 同时冷暖平流的南北向分布也是高原低涡向东北方向移出高原的原因。

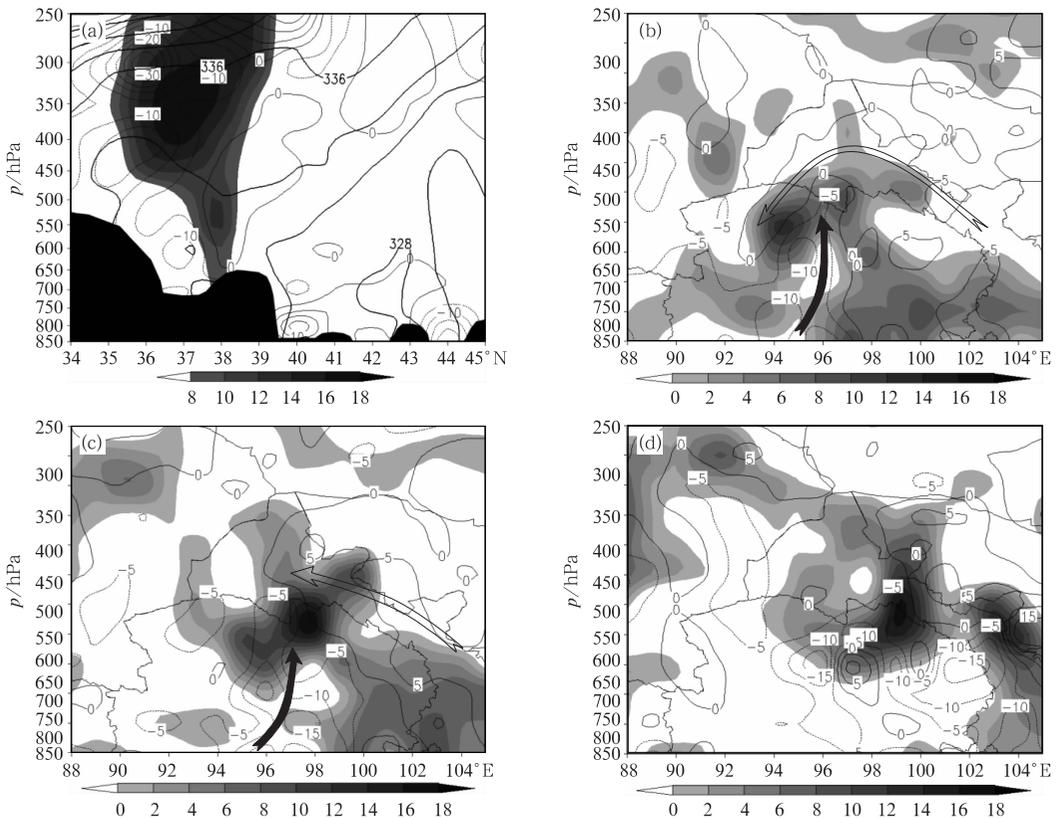


图 4 2012 年 6 月 5 日 02:00 垂直涡度(灰度阴影, 单位:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ )、相当位温(粗等值线, 单位: K)和温度平流(细等值线, 单位:  $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$ )沿  $95^\circ\text{E}$  垂直剖面(a)及 5 日 02:00—14:00 500 hPa 垂直涡度和温度平流(b, c, d)

(b) 5 日 02:00, (c) 5 日 08:00, (d) 5 日 14:00

(黑色箭头表示冷平流, 空心箭头表示暖平流, 黑色阴影区为地形剖面)

Fig. 4 The cross section of vertical vorticity (gray shaded, unit:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ), equivalent potential temperature (bold isoline, unit: K) and temperature advection (thin isoline, unit:  $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$ ) along  $95^\circ\text{E}$  at 02:00 BT (a) and the 500 hPa vertical vorticity and temperature advection (b, c, d) 02:00—14:00 BT 5 June 2012

(b) 02:00 BT, (c) 08:00 BT, (d) 14:00 BT

(Solid arrow denotes cold advection, hollow arrow indicates warm advection, black shaded area is the profile of topography)

### 3 大暴雨发生机制

#### 3.1 大气稳定度

从6月4日20时玉门市周边站敦煌、马鬃山、酒泉  $T-\ln p$  图(图略)上可以看出,整层露点温度曲线和层结曲线接近,湿度条件很好。CAPE 值填图(图5a)上,敦煌为  $230 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,酒泉接近于  $0 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,马鬃山为  $964 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,哈密为  $1527 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,玉门市东西两侧的敦煌、酒泉处于弱不稳定状态,西北方的马鬃山、哈密对流不稳定能量较大,玉门市处于甘肃新疆交界处 CAPE 大值中心外围弱对流不稳定区。从4日20时相当位温  $\theta_e$  过玉门站沿河西走廊垂直剖面图(图5b)上也可以看出,暴雨区( $95^\circ \sim 98^\circ \text{E}$ )西侧高空  $\theta_e$  为下伸的“漏斗”状分布,低空为向上伸展的高值舌,正上方  $\theta_e$  等值线倾斜度较大,  $\partial\theta_e/\partial p \geq 0$ ,大气处于弱的对流不稳定状态。根

据吴国雄等(1995)的倾斜涡度发展理论(SVD),在湿位守恒制约下,无论大气是对流稳定还是对流不稳定,由于湿等熵面的倾斜,都会导致垂直涡度的显著增加。同样,陈忠明等(2009)导出的显式包含湿非地转  $\mathbf{Q}$  矢量与垂直风切变耦合强迫作用的新型散度方程中,湿斜压非地转与风垂直切变耦合强迫项为:

$$\frac{\partial D}{\partial t} \propto \frac{1}{\sigma_m} \left( 2\mathbf{Q}^* - f^2 \frac{\partial \mathbf{V}_a}{\partial p} \right) \cdot \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial p}$$

式中,  $D$  为水平散度,  $\mathbf{Q}^*$  为湿非地转  $\mathbf{Q}$  矢量,  $\mathbf{V}_a$  为地转偏差,大气稳定度参数  $\sigma_m = -h\partial\theta_e/\partial p$ 。在湿等熵面陡立处,大气处于弱不稳定(近中性层结)状态( $\sigma_m \approx 0$ ),湿斜压非地转与风垂直切变耦合强迫项强度值将达到极大,最有利于激发辐合增长。由此可见,玉门市附近上空湿等熵面陡立,大气处于弱不稳定状态,会导致垂直涡度和辐合显著增长,这种大气层结非常有利于中尺度系统的发展和暴雨的发生。

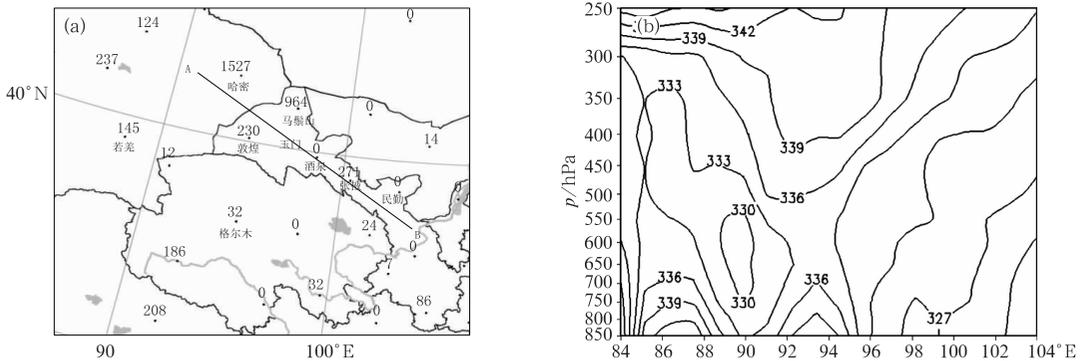


图5 2012年6月4日20:00 CAPE值填图(a, 单位:  $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ )和相当位温沿 AB 基线垂直剖面(b, 等值线, 单位: K)  
(AB 直线为相当位温垂直剖面基线)

Fig. 5 The CAPE filled chart (a, unit:  $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ) and the cross section of equivalent potential temperature along AB line (b, isoline, unit: K) at 20:00 BT 4 June 2012  
(Line AB is the location of cross section of equivalent potential temperature)

#### 3.2 水汽条件

##### 3.2.1 水汽输送

足够多的水分是形成暴雨的必要条件之一,而仅凭当地已有的水分是不可能形成暴雨的,必须有水汽从周边源源不断地输入暴雨区(陶诗言,1980)。从逐6h 700 hPa的水汽通量和水汽通量散度图可看出,4日20时(图6a)在河西走廊西部敦煌附近有

$7 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$  西北方向的水汽通量中心,走廊东部民勤附近有  $5 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$  东南方向的水汽通量中心,两股气流在走廊中西部高原北坡形成  $-2 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$  水汽通量辐合中心;5日02时(图6b)东、西两个水汽通量中心相互靠近,使水汽通量辐合中心增强为  $-4 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ,并向东北发展;5日08时(图6c)西北方向的水汽通量中心值减弱为

$5 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ , 东南方向的水汽通量中心西移到酒泉附近, 中心值增强为  $8 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ , 使水汽通量辐合中心增强为  $-5 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ; 5 日 14 时(图 6d)西北方向的水汽通量中心东移并增强为  $7 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ , 东南方向的水汽通量中心东退并减弱为  $6 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ , 使水汽辐合中心值减小为  $-4 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

以上分析说明, 造成这次大暴雨的水汽主要来源于新疆东部西北气流和高原东北坡偏东气流走向廊中西部的输送。暴雨初期以西北气流输送为主, 中后期偏东气流输送增强, 随着偏东气流输送减弱, 降水强度减弱, 暴雨落区在水汽通量辐合中心西北侧。

### 3.2.2 暴雨区水汽收支

从水汽通量散度和比湿剖面图上(图略)可以看出, 暴雨期间暴雨区上空水汽比较浅薄, 主要集中在大气低层, 水汽通量辐合小于  $-3 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$  且比湿大于  $4 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$  的空气在 500 hPa 以下, 水汽通量辐合中心在 750 hPa, 中心值为  $-6 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ , 近地面层比湿最大为  $11 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。分别计算地面到 500 hPa 暴雨区 ( $38^\circ \sim 41^\circ \text{N}, 95^\circ \sim 98^\circ \text{E}$ , 如图 6a 方框) 西、东、南、北边界的水汽通量及水汽收支大致情况(表 1)。4 日 14 时降水开始前, 西、南边界为流入, 东边界流入流出平衡, 北边界为流出, 净流入为  $21 \times 10^3 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1}$ ; 4 日 20 时降水开始后, 各边界均为流入, 净流入迅速增大为  $55 \times 10^3 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1}$ , 其中北边界流入增加最大,

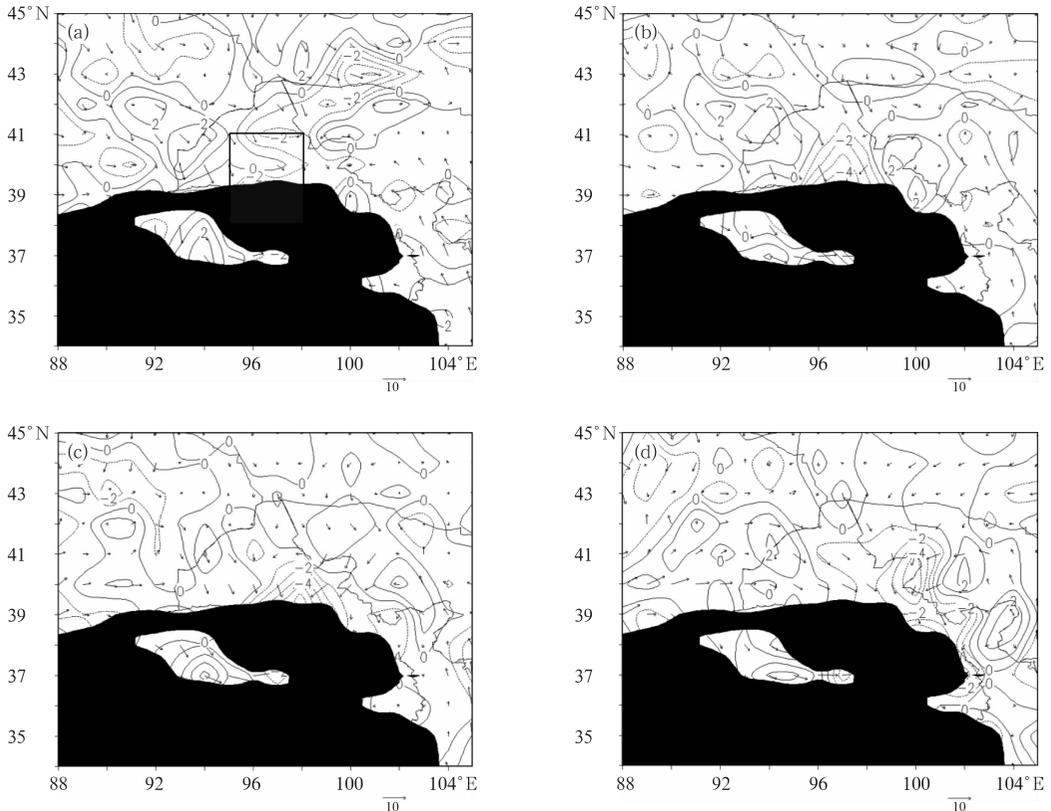


图 6 2012 年 6 月 4 日 20:00 至 5 日 14:00 700 hPa 水汽通量(箭矢, 单位:  $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ) 和水汽通量散度(等值线, 单位:  $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ )  
 (a) 4 日 20:00, (b) 5 日 02:00, (c) 5 日 08:00, (d) 5 日 14:00  
 (黑色阴影区为  $>3000 \text{ m}$  地形, 方框为地面至 500 hPa 水汽通量收支计算区)

Fig. 6 The 700 hPa moisture flux (vector, unit:  $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ) and the moisture flux divergence (isoline, unit:  $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ) from 20:00 BT 4 to 14:00 BT 5 June 2012  
 (a) 20:00 BT 4, (b) 02:00 BT 5, (c) 08:00 BT 5, (d) 14:00 BT 5 June  
 (Dark shaded area means the topography  $> 3000 \text{ m}$ , box shows the budget area of moisture flux from surface to 500 hPa)

表1 地面至500 hPa暴雨区(38°~41°N,95°~98°E)  
各边界水汽通量收支(单位: 10<sup>3</sup> g·s<sup>-1</sup>)

Table 1 Budgets of moisture fluxes in different boundaries  
over the heavy rainstorm areas (38°—41°N,95°—98°E)  
from surface to 500 hPa (unit: 10<sup>3</sup> g·s<sup>-1</sup>)

时间/日-时	西边界	东边界	南边界	北边界	合计
04-14:00	17	0	6	-2	21
04-20:00	12	12	10	21	55
05-02:00	18	11	7	28	64
05-08:00	23	16	1	19	59
05-14:00	35	-25	-10	19	19

注: 正值为流入, 负值为流出。

Note: Positive value denotes the influx, negative value shows the efflux.

为  $21 \times 10^3 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1}$ ; 5日02时走廊强降水开始后, 各边界均为流入, 西、北边界流入继续增加, 东、南边界流入略微减小, 净流入增大到  $64 \times 10^3 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1}$ , 为暴雨期间最大值, 此后5h出现最强降水; 5日08时最强降水期, 各边界均为流入, 西、东边界流入继续增加, 南、北边界流入减小, 净流入减小到  $59 \times 10^3 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1}$ , 为暴雨期间次大值, 此后暴雨逐渐减小; 5日14时降水强度显著减弱期, 西、北边界为流入, 东、南边界为流出, 净流入迅速减小到  $19 \times 10^3 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1}$ , 为暴雨期最小值, 此后降水明显减小。

以上分析表明, 暴雨期间水汽流入以西、北边界为主, 水汽来源于低层新疆东部西北气流中冷空气和走廊东部低压环流西北侧东北气流的暖空气; 中后期, 走廊东部低压环流加强, 东边界水汽流入增强; 南边界从高原上水汽流入最少, 一方面是由于高原北坡3000 m以下为地形, 以上水汽绝对含量少; 另一方面是由于低涡风向与纬向夹角较小, 所以南北向的水汽通量分量较小。暴雨期间保持高的水汽净流入, 均在  $50 \times 10^3 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1}$  以上, 而在强降水开始前和降水强度显著减弱后, 水汽净流入均在  $25 \times 10^3 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1}$  以下, 最大水汽净流入先于最强降水5h出现。

### 3.3 高低空系统耦合作用与暴雨增幅

从高低空急流、显著流线和湿舌等综合分析图(图7a和7b)可以看出, 4日20时河西走廊西部位于200 hPa高空急流入口区右侧, 700 hPa高原东北坡有  $>10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  东南风显著流线, 配合流线有湿舌向走廊东部伸展; 5日08时200 hPa高空急流略向东北移, 走廊西部仍处于入口区右侧, 700 hPa高原东北坡东南风显著流线加强西伸到走廊中西部, 甘

肃新疆交界处出现西北风显著流线, 说明南下冷空也加强, 与显著流线配合西北湿舌和东南湿舌相汇成一体高湿带。对应时次4日20时和5日08时  $u$  分量和垂直速度沿93°E和97°E剖面图(图7c和7d)可以看出, 对流层上部急流中心南侧整层为上升区, 急流中心下方及北侧整层为下沉区。与高原低涡对应的上升气流区在高原上空500 hPa以上, 在39°N, 300 hPa有  $-0.8 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$  垂直速度中心, 走廊上空与锋区对应的上升气流区在41°N, 700 hPa也有  $-0.8 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$  垂直速度中心, 两个上升气流区之间在高原边坡500 hPa以下为下沉气流区。5日08时, 高原低涡上升气流区向北发展, 走廊上升气流区向南发展, 两支上升气流在暴雨区上空合并成一支强大、深厚上升气流区, 相比4日20时垂直上升速度中心值增加  $0.4 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$  以上, 说明随着高原低涡发展北上到达高原边坡时, 低空高原边坡东风和西北气流加强, 在走廊西部低层辐合加强, 同时在高空急流入口区右侧辐散气流的抽吸作用下, 间接环流增强, 有利于暴雨区低层水汽的垂直输送凝结, 暴雨增幅。5日14时以后(图略), 随着高原低涡减弱移出高原, 垂直环流也显著减弱, 相应降水减弱。

### 3.4 多普勒雷达逆风区

在多普勒雷达速度场中, 同一种方向的速度区中出现相反方向的速度区, 即正速度区中包含小块的负速度区, 或负速度区中包含小块的正能量区, 这块被包围的速度区被称为逆风区(张沛源等, 1995)。逆风区速度场构成了辐合、辐散, 或气旋、反气旋的结构。张守保等(2009)在分析华北回流强降水天气多普勒雷达速度回波时认为, 大面积降水过程中的逆风区是降水中心区或暴雨区的一个判别指标, 如果逆风区移动速度较慢, 则当地的强降水会持续较长时间。

在嘉峪关多普勒雷达5日01:43—02:50 1.5°仰角径向速度图(图8)上, 地面到1.6 km高度为西北风, 1.6 km以上为偏东风, 在西北象限东风区出现逆风区, 厚度约2 km, 水平尺度约15~20 km。图8a和8d为02:10的1.5°仰角反射率因子和径向速度, 玉门市北侧逆风区与反射率因子  $>35 \text{ dBz}$  区域接近, 最大反射率因子46 dBz, 玉门市及北部过去1h出现短时3~4 mm的雷阵雨天气, 说明逆风区附近有对流单体; 03:00—06:40 径向速度图上无逆风区活动, 低层为西北风, 高层为东风, 地面降水

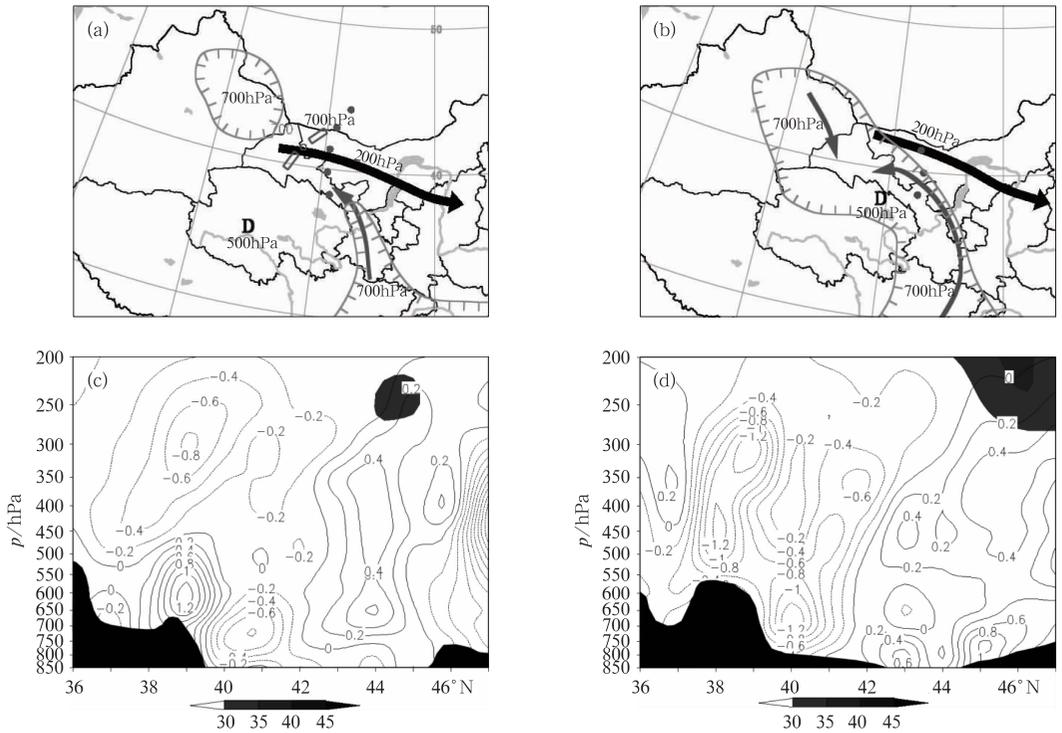


图 7 2012 年 6 月 4 日 20:00 至 5 日 08:00 强天气综合分析(a, b)及垂直速度(等值线,单位:Pa·s<sup>-1</sup>)和 u 风速(灰度阴影,单位:m·s<sup>-1</sup>)垂直剖面(c, d)

(a) 4 日 20:00, (b) 5 日 08:00, (c) 4 日 20:00 沿 93°E 垂直剖面, (d) 5 日 08:00 沿 97°E 垂直剖面 (黑色箭头为 200 hPa 急流, 灰色箭头为 700 hPa 显著流线, ▴ 为湿舌, D 为 500 hPa 低涡中心; 黑色阴影区为地形剖面)

Fig. 7 The comprehensive analysis of severe weather (a, b) and the cross sections of vertical velocity (isoline, unit: Pa·s<sup>-1</sup>) and u wind speed (gray shaded, unit:m·s<sup>-1</sup>) (c, d) from 20:00 BT 4 to 08:00 BT 5 June 2012

(a) 20:00 BT 4; (b) 08:00 BT 5; (c) the cross section along 93°E, at 20:00 BT 4; (d) along 97°E at 08:00 BT 5 (Black arrow denotes the jet at 200 hPa, gray arrow indicates the distinctly streamline at 700 hPa, ▴ is the moist tongue, D shows the plateau vortex center at 500 hPa; black shaded area is the profile of topography)

为稳定性降水;06:49 开始玉门市北侧高层东风中再次出现逆风区,一直维持到 11:00 左右,11 时以后整层逐步转为西北风,逆风区持续时间长达 4 个多小时(图 8e~8i)。逆风区前 2 h 为窄的带状,水平尺度宽约 5 km,长约 50 km,是玉门降水最强的时段,降水量达 53 mm;后 2 h 逐步演化为块状,范围逐步扩大,水平尺度约 60 km,降水减弱,降水量为 20 mm。强降水时段反射率因子图上(图 8b 和 8c)大面积回波 <30 dBz,玉门市及周围有 30~35 dBz 块状浅对流回波,说明层状云降水中有对流性降水,强降水以混合性降水为主,逆风区辐合线东南侧为强降水区。

### 3.5 高原低涡引发河西走廊大暴雨的机制

根据统计(郁淑华等, 2012),高原低涡东移出高原并造成暴雨灾害的概率较大,以往研究也较多。

北移出高原低涡概率较小,对其的研究也非常少,由其产生暴雨的预报难度大,综合以上分析,给出北移出高原低涡造成河西走廊暴雨的概念模型(图 9),作为预报此类暴雨的参考。700 hPa 新疆东部高压系统前部西北气流和河西走廊东部低压系统后部东北气流在河西走廊西部汇集,向南受祁连山阻挡形成辐合上升气流,同时为周边大气低层水汽向暴雨区辐合提供流场条件;500 hPa 高原低涡在高原西部形成后,在干侵入和河套歪脖子高压阻挡共同作用下加强北移,低涡北移到高原边坡时,走廊西部低层辐合上升气流与高原低涡上升气流合并形成向北倾斜的强大上升气流区,同时在 200 hPa 高空急流入口区右侧辐散气流的抽吸作用下,也有利于间接环流上升支增强,这种高、中、低空天气系统耦合作用产生强大的垂直环流是这次大暴雨的主要成因。

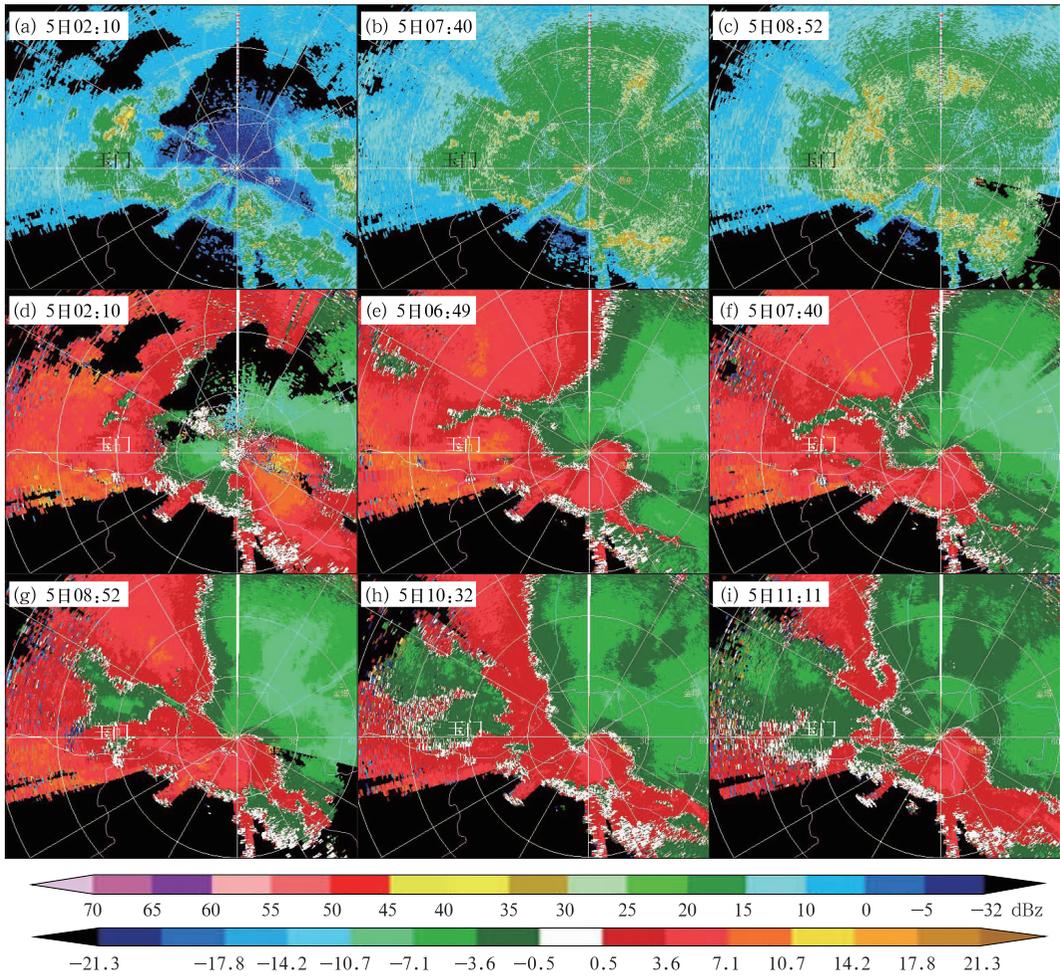


图8 2012年6月5日02:10—11:11嘉峪关多普勒雷达1.5°仰角反射率因子和径向速度演变图

Fig. 8 Radar reflectivity of 1.5° elevation and radial velocity from Jiayuguan during 02:10—11:11 BT 5 June 2012

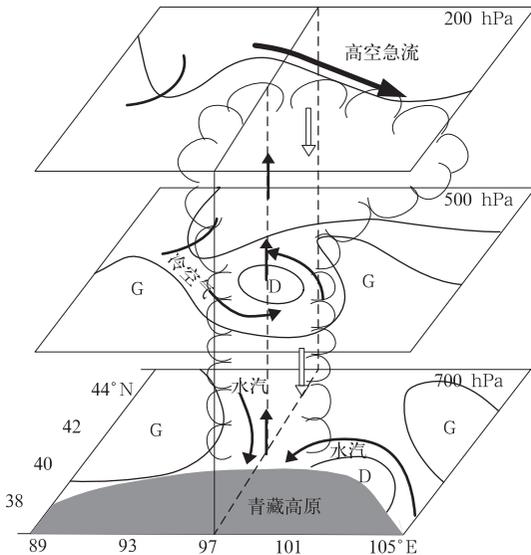


图9 高原低涡引发河西走廊大暴雨的概念模型

Fig. 9 The conceptual model of rainstorm triggered by plateau low vortex in Hexi Corridor

## 4 结论

(1) 此次暴雨是高原低涡在干侵入和河套歪脖子高压阻挡共同作用下加强北移,到达高原北坡时,使河西走廊上空中、低层东风显著加强,与新疆东部东移南下的冷空气在走廊西部产生强烈辐合及在高空急流入口区右侧辐散气流的抽吸作用下,产生强大的垂直环流造成的。

(2) 造成这次大暴雨的水汽主要来源于新疆东部西北气流和高原东北坡偏东气流向走廊中西部的输送。暴雨初期以西北气流输送为主,中后期偏东气流输送增强,随着偏东气流输送减弱,降水强度减弱。暴雨期间水汽流入以西、北边界为主,中后期东边界水汽流入增强,南边界从高原上水汽流入最少。

(3) 暴雨区上空大气处于弱不稳定状态,湿等

嫡面陡立,易导致垂直涡度和辐合显著增长,非常有利于中尺度系统的发展和暴雨的发生。

(4) 高原低涡发展与高空位涡下传密切相关,干冷空气从对流层高层向中低层侵入,通过改变中低层温度场,使得中低层斜压性增强,有利于低涡逗点云形成和雨强增强,同时冷暖平流的南北向分布也是高原低涡向北移出高原的原因。

(5) 暴雨发生在 $\alpha$ 中尺度高原低涡中心北侧东风与新疆东部西北风交汇的西北象限内,对应卫星云图上是在低涡逗点云的云头部分。最强暴雨落区在多普勒雷达径向速度图上 $\beta$ 中尺度逆风区附近。

## 参考文献

- 陈春艳,孔期,李如琦. 2012. 天山北坡一次特大暴雨过程诊断分析. 气象,38(1):72-80.
- 陈忠明,杨康权,伍红雨. 2009. 湿斜压热动力耦合强迫激发辐合增长和暴雨维持的一种机制. 物理学报,58(6):4362-4371.
- 郭英莲,吴翠红,王继竹,等. 2012. “7.15”宜昌大暴雨的地形影响特征. 气象,38(1):81-89.
- 何光碧. 2012. 西南低涡研究综述. 气象,38(2):155-163.
- 黄荣辉,陈际龙. 2010. 我国东、西部夏季水汽输送特征及其差异. 大气科学,34(6):1035-1045.
- 贾文雄. 2012. 近50年来祁连山及河西走廊降水的时空变化. 地理学报,67(5):631-644.
- 柯文华,俞小鼎,林伟旺,等. 2012. 一次由“列车效应”造成的致洪暴雨分析研究. 气象,38(5):552-560.
- 李生辰,巩远发,王田寿. 2010. 青藏高原东北部一次强暴雨过程环流特征分析. 高原气象,29(2):278-285.
- 梁生俊,马晓华. 2012. 西北地区东部两次典型大暴雨个例对比分析. 气象,38(7):804-813.
- 苗爱梅,郝振荣,贾利冬,等. 2012. 精细化监测资料在山西暴雨预报模型改进中的应用. 气象,38(7):786-794.
- 施雅风. 2003. 中国西北气候由暖干向暖湿转型问题评估. 北京:气象出版社,20-22.
- 宋雯雯,李国平. 2011. 一次高原低涡过程的数值模拟与结构特征分析. 高原气象,30(2):267-276.
- 孙军,代刊,樊利强. 2011. 2010年7—8月东北地区强降雨过程分析和预报技术探讨. 气象,37(7):785-794.
- 孙兴池,王西磊,周雪松. 2012. 纬向切变线暴雨落区的精细化分析. 气象,38(7):779-785.
- 陶诗言. 1980. 中国之暴雨. 北京:科学出版社,1-10.
- 吴国雄,蔡雅萍,唐晓菁. 1995. 湿位涡和倾斜涡度发展. 气象学报,53(4):387-404.
- 姚秀萍,彭广,于玉斌. 2009. 干侵入强度指数的表征及其物理意义. 高原气象,28(3):507-515.
- 郁淑华,高文良. 2006. 高原低涡移出高原的观测事实分析. 气象学报,64(3):392-399.
- 郁淑华,高文良,彭骏. 2012. 青藏高原低涡活动对降水影响的统计分析. 高原气象,31(3):592-604.
- 张沛源,陈荣林. 1995. 多普勒速度图上的暴雨判据研究. 应用气象学报,6(3):373-376.
- 张守保,张迎新,郭品文. 2009. 华北回流强降水天气过程的中尺度分析. 高原气象,28(5):1067-1074.
- 赵玉春,王叶红. 2010. 高原涡诱生西南涡特大暴雨成因的个例研究. 高原气象,29(4):819-831.