

王江,李如琦,黄艳,等. 2013年南疆西部一次罕见暴雨的成因[J]. 干旱气象, 2015, 33(6): 910-917, [WANG Jiang, LI Ruqi, HUANG Yan, et al. Cause of a Rare Rainstorm in the West of Southern Xinjiang in 2013[J]. Journal of Arid Meteorology, 2015, 33(6): 910-917], doi:10.11755/j.issn.1006-7639(2015)-06-0910

2013年南疆西部一次罕见暴雨的成因

王江¹, 李如琦¹, 黄艳², 赵克明¹, 李建刚¹, 周雅蔓¹

(1. 新疆气象台, 新疆 乌鲁木齐 830002; 2. 新疆喀什地区气象局, 新疆 喀什 844000)

摘要:利用新疆自动站逐小时雨量资料和 NCEP($1^\circ \times 1^\circ$)再分析资料,从锋生作用和湿位涡特征出发,对2013年5月26~29日发生在南疆西部罕见暴雨的成因进行诊断分析。结果表明:(1)此次暴雨过程是中亚低涡影响造成的,高空西南急流、低层偏东急流的耦合有利于次级环流的形成,对上升运动发展和水汽辐合抬升有重要作用;(2)降水出现在能量锋区上,暴雨中心位于等 θ_{se} 线密集且陡立的区域;(3)锋生函数与降水有很好的对应关系,锋生的强度和伸展高度与降水的强度及持续时间有非常明显的相关性;(4)暴雨发生在700 hPa湿位涡零线附近等值线密集区,湿位涡“上+下-”配置以及高湿位涡的下滑有利于对流发展和降水加强。

关键词:中亚低涡;锋生函数;湿位涡;暴雨;南疆西部

文章编号:1006-7639(2015)-06-0910-08 doi:10.11755/j.issn.1006-7639(2015)-06-0910

中图分类号:P456.7

文献标识码:A

引言

南疆西部地处我国最西端,气候干旱,降水稀少,平原地区年均降水量仅有50~70 mm,由于地形复杂,沙漠与绿洲共存,降水局地性强。近年来,南疆盆地特别是南疆西部地区的降水呈明显上升趋势,24 h雨量 ≥ 24.1 mm(新疆暴雨标准)的暴雨发生几率也有所增加,随之产生的危害日益凸显,暴雨引发的洪涝灾害对农业、林果业、畜牧业、水利设施和交通路段以及人民生活安全造成较大影响,制约了南疆西部地区的快速发展。南疆西部天气系统受地形影响显著,1次强降水甚至能改变其气候阈值,这种小概率暴雨事件的预报一直是难点和重点。张家宝等^[1-2]系统地介绍了新疆降水的气候学和天气学特征,指出南疆大降水具有区域分布极不均匀、梯度大的特点,并将南疆大降水的影响系统归纳为南支槽、低涡、中亚低槽、巴尔喀什湖低槽东南移4种类型。杨莲梅^[3]认为阿拉伯海和孟加拉湾的水汽通过接力方式可以影响到南疆、东疆,从而产生大降水甚至暴雨。张云惠^[4-5]、唐秀^[6]、黄艳^[7]、

刘海涛^[8]等在分析环流特征和影响系统的基础上,将雷达资料应用于南疆西部暴雨的个例分析中,对南疆西部暴雨的特征有了进一步的认识。目前对南疆西部降水的研究多集中于天气学环流分型和统计分析^[9-11],而对其热力、动力及水汽的综合作用过程认识较少。

锋生函数是一个表征水平运动、垂直运动、非绝热变化和摩擦等因素的综合性物理量,它同时考虑了大气的动力和热力特征。湿位涡项不仅表征大气动力、热力属性,还考虑了水汽的作用。近年来,我国气象工作者将锋生函数^[12-15]和湿位涡^[16-18]应用于暴雨的研究,取得了丰硕成果。郭英莲等^[12]对比了2011年湖北梅汛期3场暴雨中的锋生作用,发现中层和低层锋生对暴雨的强度和持续时间有重要影响;曾瑾瑜等^[13]分析2011年福建省暴雨过程,发现强降水区和水平运动锋生场相对应;王宗敏等^[14]指出对流层低层(750 hPa以下)锋生的存在提供了对流—对称不稳定能量释放的有利条件;梁军等^[15]则指出低层锋生有利于降雪增大;周泓等^[16]分析2012年云南暴雨过程发现,强降水区域上空中层低层广义湿位涡的

收稿日期:2015-03-10;改回日期:2015-04-02

基金项目:科技部公益性行业(气象)科研专项(GYHY201506009)、国家自然科学基金项目(41565003)和中国气象局预报员专项(CMAY-BY2013-079,CMAYBY2014-080)共同资助

作者简介:王江(1981-),男,工程师,主要从事中短期天气预报和研究。E-mail:andsen68@163.com

通讯作者:李如琦(1974-),男,高工,硕士,主要从事灾害性天气预报和研究。E-mail:xry_2005@163.com

正异常现象体现了降水区中低层水汽集中特征,位涡正异常增加时,地面降水强度增加,反之减小;刘学华等^[17]分析长江中下游暴雨过程后发现,强降水带处于 MPV1 正负值交界的等值线密集区,且梯度增大对应降水增强,梯度减小对应降水减弱。2013 年 5 月末南疆西部发生了 1 场罕见的暴雨过程,喀什、克州、和田 3 地州 14 县市发生暴雨洪涝灾害,造成 2 人死亡,直接经济损失 1.1 亿元。本文着重对此次暴雨过程的锋生函数和湿位涡特征进行分析,以期更加深入地认识南疆西部暴雨形成的物理过程。

$$F = -\frac{1}{|\nabla\theta_{se}|}\left[\left(\frac{\partial\theta_{se}}{\partial x}\right)^2\frac{\partial u}{\partial x} + \left(\frac{\partial\theta_{se}}{\partial y}\right)^2\frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial\theta_{se}}{\partial x}\frac{\partial\theta_{se}}{\partial y}\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right)\right] - \frac{1}{|\nabla\theta_{se}|}\left(\frac{\partial\theta_{se}}{\partial x}\frac{\partial\omega}{\partial x} + \frac{\partial\theta_{se}}{\partial y}\frac{\partial\omega}{\partial y}\right)\frac{\partial\theta_{se}}{\partial p} + \frac{1}{|\nabla\theta_{se}|}\left[\frac{\partial\theta_{se}}{\partial x}\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{d\theta_{se}}{dt}\right) + \frac{\partial\theta_{se}}{\partial y}\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{d\theta_{se}}{dt}\right)\right] \quad (1)$$

式中, $|\nabla\theta_{se}|$ 表示 θ_{se} 的水平梯度绝对值,是一保守量,在干绝热、湿绝热过程中都守恒;其余 3 项依次为空气水平运动、垂直运动和非绝热加热项。

近年来湿位涡概念得到广泛的应用,通过对湿位涡诊断,可寻求热力、动力和水汽条件与降水的关系,从而揭示降水发生、发展的物理机制。对于潮湿大气,以相当位温 (θ_e) 代替位温,则可得湿位涡 (MPV, 单位: PVU, $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K} \cdot \text{kg}^{-1}$) 的表达式:

$$MPV = \alpha \zeta_\alpha \cdot \nabla\theta_e \quad (2)$$

式(2)中, α 为比容 (单位: cm^3/g), θ_e 为相当位温 (单位: K), ζ_α 为三维绝对涡度 (单位: s^{-1})。

湿位涡可以分解为湿正压项 (MPV1) 和湿斜压项 (MPV2)。其中 $MPV1 = -g(\zeta + f)\frac{\partial\theta_e}{\partial p}$, 表示惯性稳定性 ($\zeta + f$) 和对流稳定性 ($\frac{\partial\theta_e}{\partial p}$) 的作用,其值取决于空气块绝对涡度的垂直分量与相当位温的垂直梯度的乘积; $MPV2 = g\left(\frac{\partial v}{\partial p} \cdot \frac{\partial\theta_e}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \cdot \frac{\partial\theta_e}{\partial y}\right)$, 包含了湿斜压性 ($\nabla_p\theta_e$) 和水平风垂直切变的贡献,其值取决于风的垂直切变和 θ_e 的水平梯度。

在湿位涡守恒的条件下,由于 θ_{se} 面的倾斜,大气水平风垂直切变或湿斜压性的增强导致垂直涡度显著发展,倾斜越大,气旋涡度增长越剧烈,这种理论称为下滑倾斜涡度增长理论 (SVD)。下滑倾斜涡度发展理论的充分条件为^[19]: $MPV2/(\partial\theta_{se}/\partial p) > 0$, 当大气为对流稳定时, $\partial\theta_{se}/\partial p < 0$, 只有 $MPV2 < 0$, 垂直涡度才能得到显著发展;当大气为对流不稳

1 资料和方法

选用经新疆气象信息中心审核的 2013 年 5 月 25 ~ 29 日南疆西部 33 个国家常规气象观测站、425 个区域自动气象观测站逐小时降水量资料和 NCEP/NCAR ($1^\circ \times 1^\circ$) 提供的每日 4 次再分析资料。

锋生函数可从定量的角度来分析天气现象、气象要素的变化状况。一般以假相当位温 (θ_{se}) 作为气象参数来计算锋生函数 (单位: $10^{-10} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)。其计算公式为:

定时,只有 $MPV2 > 0$, 垂直涡度才能得到显著发展。

2 过程概况

2013 年 5 月 26 日 08 时至 29 日 14 时 (北京时,下同),南疆西部喀什、克孜勒苏柯尔克孜自治州 (以下简称克州)、和田及阿克苏等地出现了 1 次持续性的暴雨过程,喀什东部、和田西部过程降雨量达 50 ~ 90 mm (图 1a)。根据观测记录,此次降水过程中国家站和区域站共有 143 站累计雨量超过 24 mm,其中 55 站超过 48 mm,暴雨中心叶城的累计雨量达 88.2 mm,超过年平均降水量 (66.7 mm),皮山站降水量 (55.8 mm) 也接近该站年平均降水量。强降雨时段主要集中在 26 日夜间到 28 日白天。此次降水过程具有持续时间长、范围广、强度大、多站雨量突破极值等特点,对于南疆西部整个干旱区域而言是极为罕见的。

另外从降水中心叶城逐时雨量演变 (图 1b) 发现,叶城的暴雨主要由 2 次降水过程造成:第 1 次降水过程发生在 26 日 21 时至 27 日 05 时,最大雨强为 10.5 mm/h,8 h 降雨达 30.4 mm;第 2 次降水过程发生在 28 日 00 ~ 18 时,最大雨强为 10.3 mm/h,持续时间达 18 h,累计雨量 55.9 mm。2 次降水过程均有小时雨量超过 10 mm,为短时暴雨。

3 环流背景及影响系统

3.1 环流背景

此次南疆西部罕见暴雨是由典型的中亚低涡系统活动引发的。过程前 25 日 20 时 (图略),对流层高层 200 hPa 上南压高压为东部型带状分布,伊朗

高原有长波脊向西北发展,副热带大槽南伸至 30°N 。500 hPa 图上,西伯利亚地区存在一中心闭合线为 528 dagpm 的切断低涡,伊朗副高明显北抬,且在威海至乌拉尔山之间形成强盛的高压脊区。欧洲低涡发展,推动乌拉尔山高压脊东移北抬,西伯利亚低涡底部的低槽向西南加深,形成西北—东南向倾斜的 Ω 形势。由于北欧低槽快速东移,里海、咸海脊的顶部被削平,并分别向东西 2 个方向发展,脊前温度槽落后于高度槽。26 日 02 时(图 2a),位于里海、咸海脊前的中亚地区低槽发展形成闭合低涡系统。由于西伯利亚低涡稳定,其上游槽脊系统缓慢东移,中亚低涡分裂的短波槽进入南疆盆地,开始影响南疆西部地区,形成第 1 阶段降水,随后里海、咸海脊不断东扩,中亚低涡系统逐渐减弱东移进入盆地,形成第 2 阶段降水。

700 hPa 上(图略),南疆西部地区存在明显的偏东风和西北风切变,前期南疆盆地低层受暖低压控制,冷暖空气在南疆西部汇合,对降水非常有利。850 hPa 上(图 2b),南疆西部暴雨区有中尺度气旋性辐合区。表明对流层中低层 700 ~ 850 hPa 的辐合切变对水汽的辐合抬升、垂直运动的发展都有明显的促进作用,降水迅速增至暴雨。

降水的持续时间往往与影响系统的强度和尺度有关。第 1 阶段降水是由低涡系统分裂短波槽影响造成的,其上升运动表现为中尺度系统引发的低层辐合抬升,系统强度小、移速快,降水持续时间短。第 2 阶段降水是低涡主体减弱东移影响造成的,上升运动表现为天气尺度系统引发的中低层辐合抬升,系统强度较强、尺度较大、移速较慢、影响时间长,故而降水持续时间长。

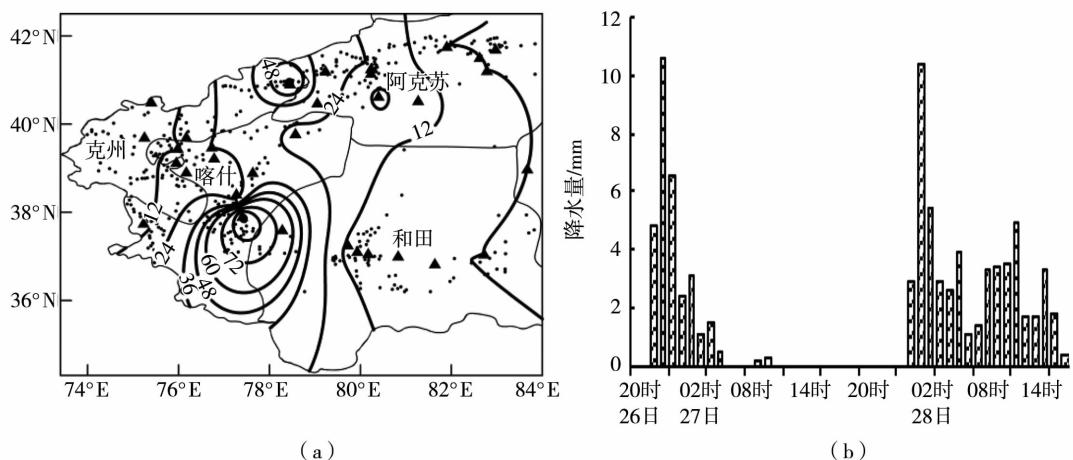


图 1 2013 年 5 月 26 日 08 时至 29 日 14 时南疆西部降水量分布(a,单位:mm)和叶城逐时降水量演变(b)

Fig. 1 The distribution of accumulated precipitation in Southern Xinjiang (a, Unit:mm) and hourly change of precipitation in Yecheng of Xinjiang (b) from 08:00 BST 26 to 14:00 BST 29 May 2013

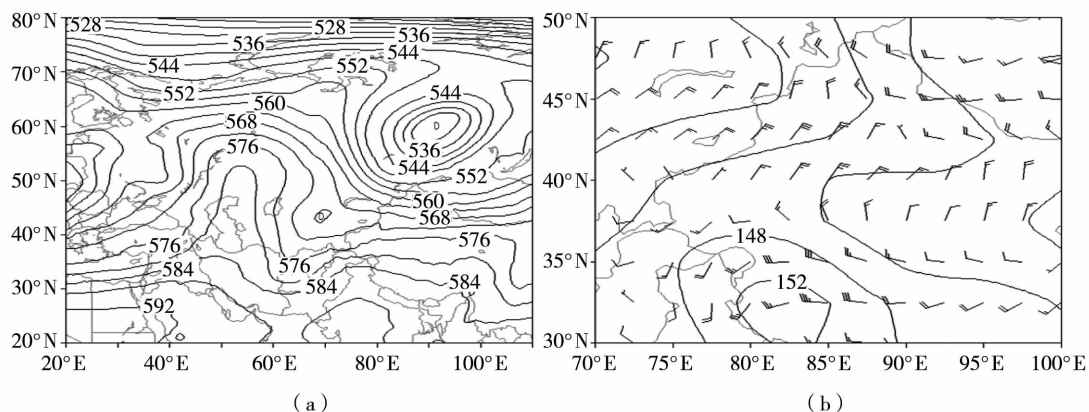


图 2 2013 年 5 月 26 日 02 时 500 hPa 高度场(a)和 26 日 14 时 850 hPa 高度场、风场(b)

Fig. 2 The height field on 500 hPa at 02:00 BST 26 May (a) and height, wind field on 850 hPa at 14:00 BST 26 May 2013 (b)

3.2 高中低空气流耦合

高低空急流对暴雨的发生和落区位置有重要作用。首先是水汽输送。计算暴雨区(75°E~83°E、36°N~42°N)各边界不同层次水汽的流入、流出量(表1)发现,在暴雨区的南边界,即青藏高原方向有 8.9×10^9 t的水汽输送到暴雨区,主要集中在500 hPa以上,输入量达 5.9×10^9 t,而700~500 hPa的输入水汽最少。可见,500 hPa附近的偏南风是南疆西部降水所需水汽的一个重要途径;东边界有大量水汽流入暴雨区,且集中在700 hPa以下,水汽输入量达 6.3×10^9 t,可见低层自东疆延伸到80°E以西的强偏东急流带将东部水汽向暴雨区输送并使低层辐合发展。由于前期已出现明显降水,水汽条件好,28日02时第2阶段降水开始时,虽仅有850 hPa偏东急流,水汽条件仍能支持降水。

其次是次级环流的激发。降水开始前25日,高空西南急流已经建立,急流核位于叶城上空,低层位于南疆东部的偏东急流逐步发展。尔后高空急流带逐渐向东南方向移动,低层偏东急流带不断西伸。叶城降水开始前(26日20时,图3a),高层急流带覆盖范围大,南北疆各有1个急流轴,且和田西南部有

一风速 $>60 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的急流核;中层500 hPa上出现 $>20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的偏南气流,暴雨中心叶城正位于高空急流出口区的左侧和低空急流的前方。由于高空急流出口区的气流减速,非地转风向右吹向高压区,使得急流出口区左侧为正涡度平流区和辐散区;而低空急流前方是强风速辐合区,暖湿空气的输送产生位势不稳定层结,明显的水汽辐合有利于垂直上升运动的发展,高低空急流的耦合激发了垂直次级环流的发展,促进暴雨的发生。随后,高空急流强度逐渐减弱,低层偏东急流东缩,耦合作用消失,叶城降水停止。27日20时(图3b),叶城南部长空急流再次发展,在叶城南形成 $48 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的急流核,低空急流也向西伸,在叶城附近再次形成较弱的高低空耦合,引发降水。从经叶城沿77°E的流场垂直剖面(图略)上清楚地看到,2个阶段降水开始时,叶城上空都出现了经向垂直闭合环流,且存在明显的高低空急流耦合,降水后耦合作用的强度有所减弱。因此,对于南疆盆地暴雨落区的预报,高层西南急流、中层偏南气流、低层偏东急流3支气流的位置和耦合具有非常明确的指示意义。

表1 暴雨区各边界对流层高、中、低层的水汽输送(单位: 10^9 t)

Tab.1 Vapor transportation in each border over the upper, middle and lower level of troposphere (Unit: 10^9 t)							
	西边界	北边界	东边界	南边界	总流入	总流出	净收支
整层	6.99	-2.66	8.06	8.90	20.24	9.75	10.49
地面至700 hPa	-1.63	-1.30	-6.27	0	8.16	2.22	5.94
700~500 hPa	3.06	-1.59	4.87	3.01	7.83	5.04	2.80
500~300 hPa	5.57	0.24	9.46	5.89	11.71	9.95	1.76

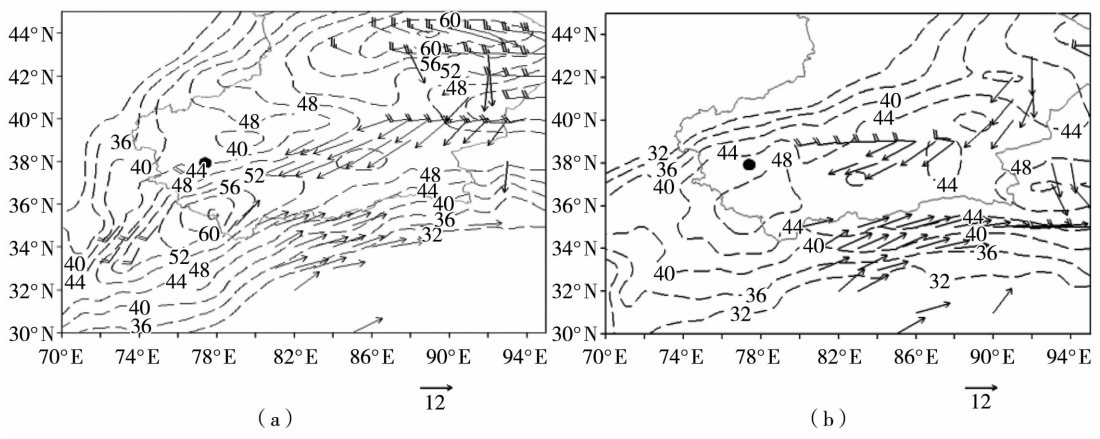


图3 2013年5月26日20时(a)和27日20时(b)200 hPa(虚线, $\geq 32 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)、500 hPa(风向杆, $\geq 20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)及850 hPa(箭头, $\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)风场叠加(●为叶城)

Fig.3 The overlaying distribution of wind field on 200 hPa (dashed line, $\geq 32 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$), 500 hPa (wind direction level, $\geq 20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) and 850 hPa (arrow, $\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) at 20:00 BST 26 (a) and 20:00 BST 27 (b) May 2013 (● represents the location of Yecheng, the same below)

4 锋生作用

从叶城中心沿 77°E 的 θ_{se} 场高度—纬度剖面图上发现,26 日 08 时(图 4a),由于叶城以北 39°N 附近有高层低能舌向下传播,稀疏且随高度向北倾斜的等 θ_{se} 线及与地平面的夹角均逐渐增大;至 26 日 20 时(图 4b),等值线密度达到最大,并与地面接近垂直,在 $37^{\circ}\text{N} \sim 38^{\circ}\text{N}$ 之间的中低层形成能量锋区,能量梯度加大,低层涡度强烈发展,上升运动加强,非常有利于该区域降水的发生发展。随着降水的出现,能量逐步释放,能量锋区逐渐减弱(图 4c)。28 日 02 时(图 4d),也存在同样的情况,只是能量锋区维持的时间更长。

此次暴雨过程的非绝热加热项和垂直运动项的量值均较小,对锋生的贡献较小,而水平运动项对锋生的贡献最大。锋生函数为正值表明有锋生作用,为负值则对应锋消。由于降水前 θ_{se} 为东西向较平直的等值线, $\partial\theta_{\text{se}}/\partial x \approx 0$,南暖北冷, $\partial\theta_{\text{se}}/\partial y < 0$,当

θ_{se} 在垂直方向上变得密集而陡立时, $|\partial\theta_{\text{se}}/\partial y|$ 值较大,因此根据锋生函数计算公式(1),水平运动项与 $\partial v/\partial y$ 的符号相反,即只有在偏北风区域 $\partial v/\partial y < 0$ 时,出现锋生。从 850 hPa 锋生函数分布上可以看出(图 5a),第 1 阶段降水开始前(26 日 14 时),降水中心为锋消区,南疆盆地东部的偏东风到达降水区附近后转为偏北风,并与自青藏高原进入盆地后下沉的偏南气流在降水中心东南部汇合,冷暖空气交汇形成锋生。同时上述 2 个水汽输送带的汇合形成水汽积聚,为此次降水的发生提供充沛的水汽条件。随后,前期东南部形成的锋生中心快速减弱东移,降水中心的锋生函数由负值迅速转为正值,进入锋生过程。由于锋生具有强迫抬升作用,促进对流不稳定能量的释放,进而有利于对流的发生发展。因此,快速锋生区出现了对流性降水的特点,降水中心叶城位于锋生函数正值区零线的附近。叶城第 2 阶段降水前(27 日 20 时,图略),锋生函数也表现出相同的特点,表明锋生是造成罕见降水的重要因素。

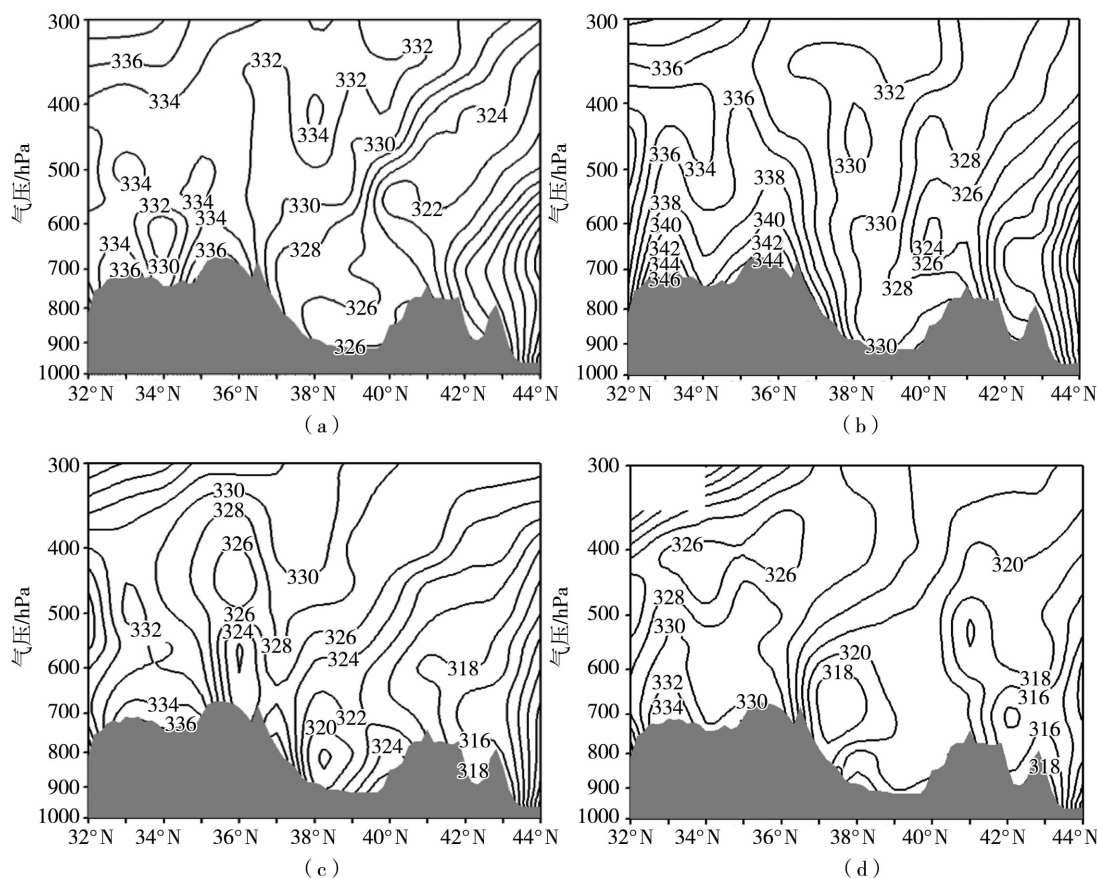


图4 2013年5月26日08时(a)、26日20时(b)、27日08时(c)、28日02时(d) θ_{se} 沿 77°E 的经向垂直剖面(阴影为地形,单位:K)

Fig. 4 The meridional vertical section of θ_{se} along 77°E at 08:00 BST 26 (a), 20:00 BST 26 (b), 08:00 BST 27 (c) and 02:00 BST 28 (d) May 2013 (the shaded for the terrain, Unit:K)

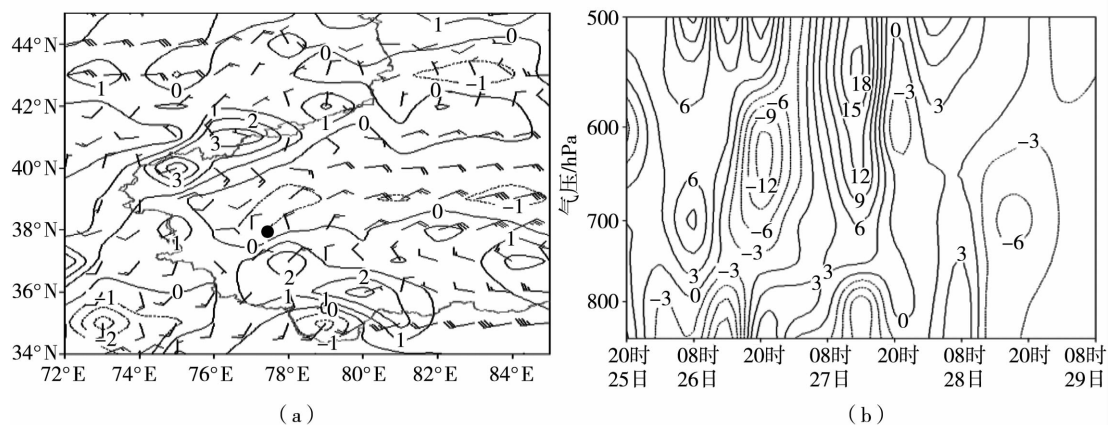


图5 2013年5月26日14时850 hPa锋生函数(a,等值线,单位: $10^{-9} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$)和风场(a,风向杆)分布及5月25日20时至29日08时叶城上空锋生函数时间演变(b,单位: $10^{-9} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$)

Fig. 5 The distribution of frontogenesis function (a, isoline, Unit: $10^{-9} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$) and wind field (a, wind direction level) at 14:00 BST 26 May, and the change of frontogenesis function over Yecheng of Xinjiang from 20:00 BST 25 to 08:00 BST 29 May 2013 (b, Unit: $10^{-9} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$)

从降水中心叶城上空锋生函数的时间演变(图5b)来看,降水发生时低层都由锋消转为锋生。降水第1阶段内低层(750 hPa以下)为锋生,中层为锋消,锋生强度大,最大值达 $6 \times 10^{-9} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$,降水强度大,但持续时间较短。降水第2阶段时中低层均出现锋生,锋生函数最大值为 $3 \times 10^{-9} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$,较前期第1阶段有所减弱,造成降水强度较小且持续时间长。可见,锋生作用与降水之间存在显著相关性,锋生在垂直方向上伸展的高度越高,降水持续时间越长,反之持续时间越短;锋生强度越大,降水强度也越大,反之则越小。

5 湿位涡分布特征

从700 hPa上MPV的水平分布看出(图6a),2013年5月26日20时(暴雨发生前),南疆西部的大部分地区MPV均为负值,位于暴雨区南北的2个大值中心的最大值均为 -4.0 PVU ,仅在暴雨区北侧有弱的正MPV舌西伸到帕米尔高原东部,正值区中心位于南疆盆地东北部的巴州北部,表明有冷空气翻越天山在盆地北部堆积。从 θ_{se} 经向垂直剖面上看(图4b),由于高层低能舌向下传播,中层等 θ_{se} 线南扩,低层 $\partial\theta_{se}/\partial p > 0$,大气处于对流不稳定状态,而整个降水过程中暴雨区中低层 $MPV_2 > 0$ (图略),暴雨区的垂直涡度显著发展,有利于降水的发生和增幅。26日20时后,暴雨区南部MPV负值逐渐减小,北部的正MPV迅速增大,27日02时中心最大值达6 PVU(图6b),沿西天山山脉南移的冷空气与翻越帕米尔高原的冷空气在暴雨区的西北部汇合。

在MPV等值线相对密集的零线附近,正是上述汇合的冷空气与盆地中部暖空气交汇的地带,垂直涡度剧烈发展,有利于水汽辐合,暴雨正发生在MPV零线附近冷暖空气交汇、等值线密集的区域。随着暴雨的出现,不稳定能量开始释放,中亚低涡进入盆地,西来的冷空气有所减弱,MPV迅速减弱,降水停止。27日20时(图6c),暴雨区逐渐为MPV负值控制,而盆地东北部的正MPV值不断增大,中心最大值达10 PVU,表明东移低涡携带的冷空气与翻山南下的冷空气在盆地中东部汇合加强,正MPV舌再次西伸到盆地西部,而负MPV值区快速向南减弱收缩,在MPV零线附近等值线密集区再次出现明显降水。上述分析可见,MPV正值是与对流稳定的冷空气相联系,负值则与对流不稳定的暖湿空气相联系,MPV零线及附近等值线密集区是冷暖气流交汇的区域,暴雨正是发生在该区域。

从暴雨中心叶城MPV的时间—高度演变图中看到(图6d),湿位涡最大值集中在300 hPa以上。暴雨发生前(5月26日20时前),300 hPa上有负MPV向下传播至600 hPa附近,中心最大值为 -2 PVU ,表明对流层高层为对流稳定区,而低层对流不稳定快速发展。同时有4 PVU的高MPV舌向下延伸到750 hPa附近,零线位于地面附近,对流不稳定高度降低,不稳定能量开始释放。27日08时,低层负MPV快速增大,中心值最大达 -6 PVU ,降水后水汽蒸发作用加强,低层不稳定性增大,对流层高层不断下传的正MPV在500~600 hPa积聚,中心值达到6 PVU,零线被抬升到650 hPa附近,高MPV的

冷空气叠加在低层扰动所对应的负 MPV 中心之上, 有利于位势不稳定能量释放, 之后正 MPV 舌向下延伸, 27 日 20 时, MPV 零线位于近地层, 随着低层不稳定能量的释放再次出现降水。28 日 02 时后, 低层负 MPV 迅速减弱, 500 hPa 附近的正 MPV 舌再次下滑, 根据倾斜位涡发展理论^[22], 高 MPV 的冷空气

沿等熵面下滑, 有利于气旋性涡度的发展, 从而导致绝对涡度增大、垂直涡度显著增长, 促进上升运动加强和水汽向上输送, 有利于降水加强。由于高层正 MPV 区下滑侵入暴雨区上空, 降水再次增幅, 直到 28 日 20 时中低层正 MPV 减小到 2 PVU 以下, 降水逐渐停止。

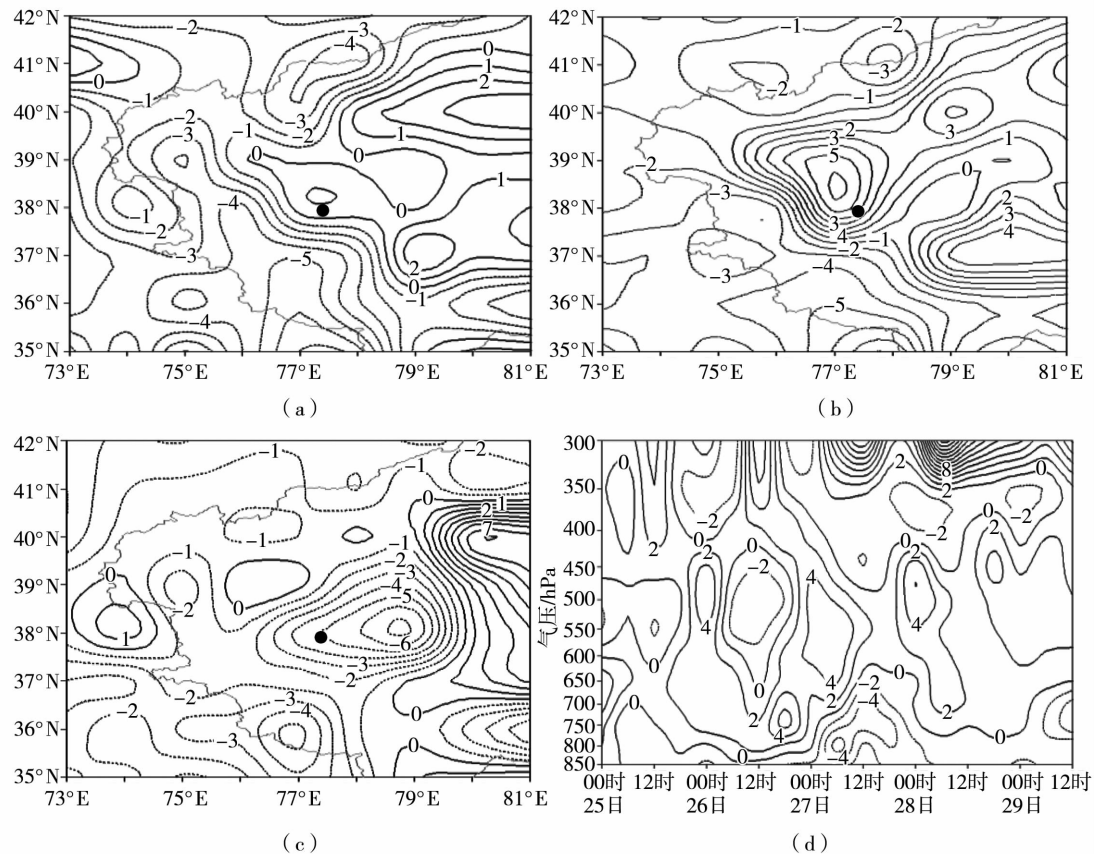


图 6 2013 年 5 月 26 日 20 时(a)、27 日 02 时(b)和 27 日 20 时(c)700 hPa 上 MPV 分布 (单位:PVU) 及 5 月 25 日 00 时至 29 日 12 时叶城上空 MPV 变化(d, 单位:PVU)

Fig. 6 The distribution of MPV (Unit:PVU) at 20:00 BST 26 (a), 02:00 BST 27 (b), 20:00 BST 27 (c) May and change of MPV over Yecheng of Xinjiang from 00:00 BST 25 to 12:00 BST 29 May 2013 (d, Unit:PVU)

6 结 论

(1) 这次暴雨过程是由南压高压西部明显北抬, 副热带大槽向南加深, 中亚低涡缓慢东移分裂的短波槽引导冷空气进入南疆盆地, 造成冷暖空气交汇而形成的。中低层明显的辐合和切变造成水汽集中和上升运动发展, 有利于暴雨的发生。此次暴雨过程中南疆上空存在高空西南急流、中层偏南气流、低层偏东急流的典型大降水环流耦合配置, 后两者为此次暴雨过程输送了丰沛的水汽; 暴雨发生在高空急流轴的左侧和低空急流的出口区, 高、低空急流的耦合作用有利于垂直次级环流的形成, 促进了辐合抬升运动的发展, 对降水的产生和加强极为有利。

(2) 锋生作用是造成强降水的重要原因。低层的水平锋生主要是南北风汇合形成的, 它促进了水汽辐合抬升和对流不稳定能量释放, 有利于对流性降水的发生发展。锋生作用的强度和伸展高度与降水有非常明显的相关性, 锋生区在垂直方向上伸展越高, 降水持续时间越长, 反之降水持续时间越短; 锋生强度越大, 降水强度也越大, 反之则越小。

(3) 700 hPa 上的高、低 MPV 值分别与冷、暖气流相联系, 暴雨发生在湿位涡零线附近等值线密集区, 是冷暖空气交汇地带, 其垂直涡度剧烈发展, 有利于水汽辐合, 产生暴雨; 湿位涡呈“上 + 下 -”配置有利于暴雨的发展; 高 MPV 的冷空气沿等熵面下滑, 使气旋性涡度发展, 上升运动加强和水汽向上输

送,有利于对流发展和降水加强。

在一定环流背景下,高、中、低空“3支气流”是南疆西部暴雨预报的着眼点。在数值模式预报的基础上,计算分析锋生函数和湿位涡的配置和变化,有助于南疆西部暴雨落区、强度和持续时间的预报。本文虽然得到了一些有益的成果,但南疆西部的暴雨过程一般范围较小、持续时间短,具有明显的中尺度系统特征,要想更深入地了解南疆西部暴雨今后还需进一步分析其中尺度系统的变化特点。

参考文献:

- [1] 张家宝,邓子凤. 新疆降水概论[M]. 北京:气象出版社,1987. 113-117.
- [2] 张家宝,苏起元,孙沈清,等. 新疆短期天气预报指导手册[M]. 乌鲁木齐:新疆人民出版社,1986. 218-257.
- [3] 杨莲梅. 南亚高压突变引起的一次新疆暴雨天气研究[J]. 气象,2003,29(8):21-25.
- [4] 张云惠,王勇,支俊,等. 南疆西部一次强降雨的多普勒雷达分析[J]. 沙漠与绿洲气象,2009,3(6):17-20.
- [5] 张云惠,陈春艳,杨莲梅,等. 南疆西部一次罕见暴雨过程的成因分析[J]. 高原气象,2013,32(1):191-200.
- [6] 唐秀,支俊,李广军. 塔里木盆地西北部一次飑线过程的多普勒雷达回波分析[J]. 沙漠与绿洲气象,2012,6(3):21-26.
- [7] 黄艳,刘涛,张云惠. 2010年盛夏南疆西部一次区域性暴雨天气特征[J]. 干旱气象,2012,30(4):615-622.
- [8] 刘海涛,刘海红,张云惠,等. 南疆西部沙漠边缘汛期两次罕见暴雨过程诊断分析[J]. 干旱区资源与环境,2013,27(8):90-96.
- [9] 江远安,包斌,王旭. 南疆西部大降水天气过程的统计分析[J]. 新疆气象,2001,24(5):19-20.
- [10] 刘皓国,张云惠,杨利鸿. 喀什地区暴雨特征及预报[J]. 新疆气象,2005,28(增刊):12-13.
- [11] 张云惠,杨莲梅,肖开提·多莱特,等. 1971-2010年中亚低涡活动特征[J]. 应用气象学报,2012,23(3):312-321.
- [12] 郭英莲,王继竹,李才媛,等. 锋生作用对2011年梅汛期湖北暴雨的影响[J]. 气象,2014,40(1):86-93.
- [13] 曾瑾瑜,吴启树,严娟. 2011年福建省雨季首场暴雨过程分析[J]. 气象与环境科学,2013,36(1):21-27.
- [14] 王宗敏,丁一汇,张迎新,等. 副高外围对流雨带中的对流—对称不稳定及锋生的诊断分析[J]. 大气科学,2014,38(1):133-145.
- [15] 梁军,张胜军,黄艇,等. 辽东半岛2次高影响冷流降雪的对比分析[J]. 干旱气象,2015,33(3):444-451.
- [16] 周泓,尤红,李璠,等. 2012年初夏滇中首场暴雨过程诊断分析[J]. 应用气象学报,2013,24(6):741-752.
- [17] 刘学华,朱宵峰,梁亮. 矢量和湿位涡在梅雨期区域性暴雨中的诊断分析[J]. 气象与环境学报,2013,29(4):11-17.
- [18] 范学峰,席世平. 湿位涡诊断分析在河南台风远距离降水中的应用[J]. 气象与环境科学,2012,35(2):25-32.
- [19] 吴国雄,蔡雅萍. 风垂直切变和下滑倾斜涡度发展[J]. 大气科学,1997,21(3):273-281.

Cause of a Rare Rainstorm in the West of Southern Xinjiang in 2013

WANG Jiang¹, LI Ruqi¹, HUANG Yan², ZHAO Keming¹, LI Jiangang¹, ZHOU Yaman¹

(1. Xinjiang Meteorological Observatory, Urumqi 830002, China;
2. Kashi Meteorological Bureau of Xinjiang, Kashi 844000, China)

Abstract: Based on the hourly precipitation data of automatic weather stations, NCEP reanalysis data with $1^\circ \times 1^\circ$ spatial resolution, the cause of a rare rainstorm in the west of southern Xinjiang from 26 to 29 May 2013 was diagnosed and analyzed by using frontogenesis function and moist potential vorticity (MPV). Results are as follows: (1) The rainstorm was caused by the Central Asia low vortex. The coupling of upper-level southwest jet and low-level easterly jet was beneficial to the formation of secondary circulations, which played an important role to ascending motion development and vapor convergence uplift. (2) The rainfall mainly occurred in the energy frontal zone, and the rainstorm center was located in the dense and steep area of the θ_{se} isolines. (3) The rainfall was corresponded well to the frontogenetical function, and the intensity and duration of precipitation had obvious relativity with the strength and extension height of frontogenesis. (4) The rainstorm occurred in the dense area of isolines nearby the zero lines of MPV on 700 hPa. The configuration of MPV with positive in upper and negative in low and the sliding down of high MPV was advantageous to the convection development and rainfall strengthening.

Key words: Central Asia low vortex; frontogenetical function; moist potential vorticity (MPV); rainstorm; west of southern Xinjiang