

文章编号: 2096-1618(2016)06-0592-07

一次东南路径西南低涡引发广西强降水的湿位涡和二阶湿位涡特征

韦晶晶, 李国平

(成都信息工程大学大气科学学院, 四川 成都 610225)

摘要:为加深对西南低涡的移动规律的认识及为降水落区预报提供参考,利用 NCEP/NCAR 再分析资料、中国自动气象站与 CMORPH 降水产品融合的降水资料,应用位涡动力学等理论对 2008 年 6 月 11~13 日一次西南低涡引发的广西强降水进行诊断分析。结果表明:西南低涡生成于四川南部(700 hPa),其在高原低槽引导下东南移动进入广西,降水主要发生在西南低涡的中东部。强降水的发生发展和湿位涡(MPV)的时空演变有很好的对应关系,强降水区位于对流层低层正压分量 MPV1 的正负值交界区和斜压分量 MPV2 的负值区。二阶湿位涡对降水落区有一定的指示作用,当湿位涡梯度增大到一定程度时,二阶湿位涡的水平分布与 6h 后降水落区分布有较好的对应关系。条件对称不稳定是本次强降水发展增强的一种可能机制。

关键词:计算机应用;图像处理;差分;多目标;膨胀;二值滤波;航迹检测

中图分类号:P458.1+21

文献标志码:A

0 引言

西南低涡是青藏高原东侧背风坡地形、加热与大气环流相互作用下,在中国西南地区 $100^{\circ}\text{E} \sim 108^{\circ}\text{E}$, $26^{\circ}\text{N} \sim 33^{\circ}\text{N}$ 范围内形成的具有气旋式环流的中尺度闭合低压涡旋系统,一般出现在 700~850 hPa 等压面上,其移动路径主要有 3 条:偏东路径、东北路径和东南路径^[1]。其中东南路径的西南低涡有时会移动到华南地区从而引发该地区的强降水天气。虽然移动到华南地区的西南低涡比例不多^[2],但在有利天气条件配合下,西南低涡会导致华南地区暴雨甚至特大暴雨的发生,而且其与华南前汛期的旱涝灾害有一定的相关性^[3]。

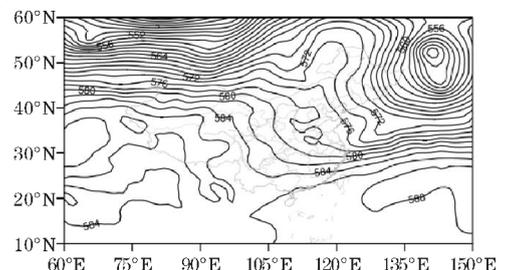
西南低涡的研究已经得到了气象工作者的重视:李国平等^[4]利用湿位涡方程对一次西南低涡进行了诊断分析。陈忠明等^[5]研究指出偏东路径西南低涡活动与夏季长江上游降水异常密切相关。于波等^[6]对一次引发川东暴雨的西南低涡演变特征进行了综合分析。刘晓冉等^[7]利用非静力中尺度模式 WRF 对一次东移型西南低涡过程进行了数值模拟。以上研究丰富了对西南低涡发展东移的认识,但对影响华南地区的东南路径西南低涡及其暴雨的研究还不多。

利用 NCEP/NCAR $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 一日 4 次再分析资料、中国自动气象站与 CMORPH 降水产品融合^[8]的逐时降水资料,对一次造成中国广西地区强降水的西南低涡进行以湿位涡和二阶湿位涡为主的综合分析,以加深

对东南路径西南低涡的移动规律的认识及为降水落区预报提供参考。

1 环流背景

2008 年 6 月 11 日 12 时~13 日 00 时广西地区出现了一次强降水过程。11 日 12 时(世界时,下同)(图 1a),500 hPa 上亚欧大陆中高纬呈现两槽一脊的环流形势:中西伯利亚高原东南部为脊区,巴尔喀什湖地区为一浅槽,鄂霍茨克海地区为一切断低压。青藏高原东南部有一横槽维持,西太副高 588 位势什米(dagpm)线在 125°E 以东、 28°N 以南。12 日 00 时(图 1b),中高纬两槽一脊的环流形势维持并加深。低纬地区高原横槽移至广西地区并转竖,广西东北部位于槽前,槽前有正涡度平流且受上升气流控制,降水强度随之增大。此时西太副高较弱,588 线退到 130°E 以东地区,有利于从孟加拉湾的西南气流进入广西地区。鄂霍茨克海地区切断低压和西太平洋副热带高压的稳定少动使得从低槽前部在广西北部维持,12 日 06 时(图略)低槽维持加深,至 13 日 00 时后减弱东移。



(a) 11 日 12:00

收稿日期:2016-04-11

资助项目:国家重点基础研究发展计划(973 计划)资助项目(2012CB417202);财政部、科技部公益性行业(气象)科研专项资助项目(GYHY201206042);国家自然科学基金资助项目(91337215)

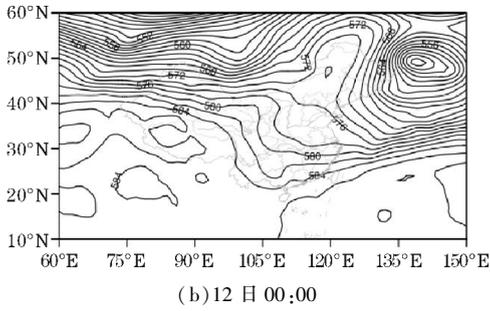


图 1 2008 年 6 月 11 ~ 12 日 500 hPa 位势高度场分布(单位: dagpm)

2 降水概况及西南低涡移动过程

2.1 降水概况

2008 年 6 月 11 日 12 时 ~ 13 日 00 时, 由于西南低涡往东南方向移动到广西地区, 广西北部发生了一次强降水过程且达到特大暴雨级别, 导致洪涝等气象灾害。12 日 00 时 ~ 13 日 00 时, 来宾市等地 24 h 累计降水量(图 2) 达到 250 mm。由 6 h 累计降水量图(图 3) 可知, 降水区随着西南低涡东移, 降水主要集中在西南低涡中部和东部。在广西北部与湖南交界处, 11 日 18 时 6 h 降水量达到 60 mm, 降水区位于低涡东部。12 日 00 时, 随着低涡的形成和发展, 降水区随之东移至广西北部, 位于低涡中部, 雨带呈带状分布与低涡形状类似, 部分地区 6 h 降水量达到 100 mm。12 日 12 时, 降水区随着低涡维持在广西北部, 降水量有所减小, 6 h 降水量最大达到 80 mm。此后降水的落区和强度都与低涡的移动和强度变化密切相关。13 日 00 时, 低涡移出广西进入湖南, 广西地区降水基本结束。

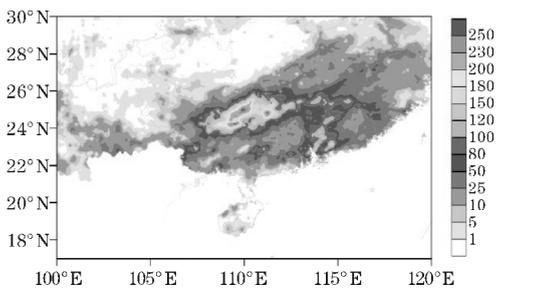
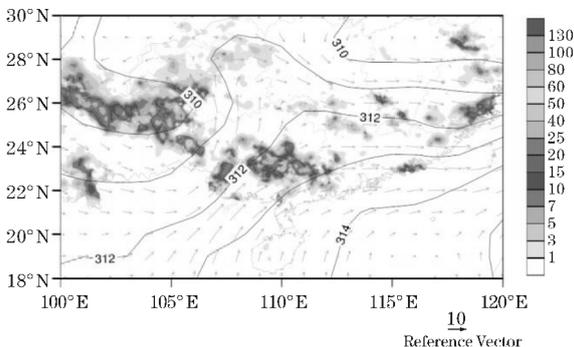
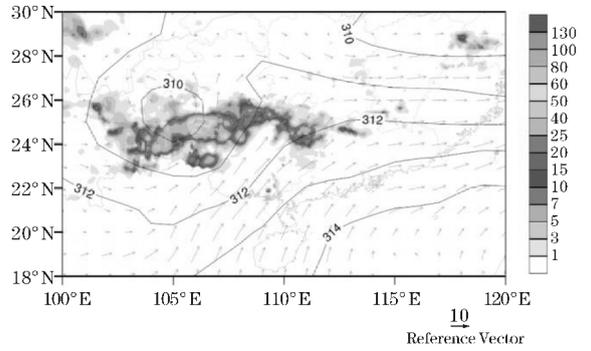


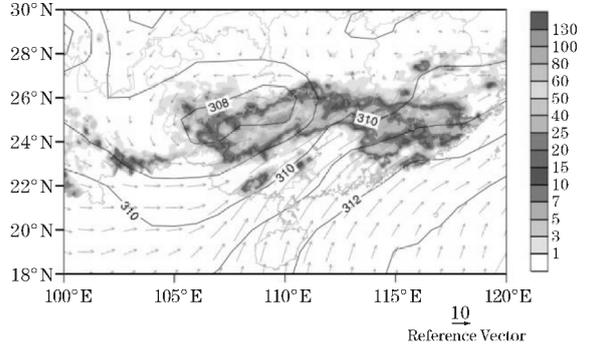
图 2 2008 年 6 月 13 日 00 时 24 h 累计降水量分布(单位: mm)



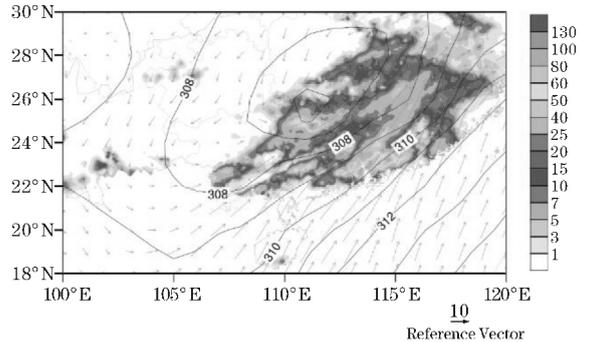
(a) 11 日 12:00



(b) 11 日 18:00



(c) 12 日 06:00



(d) 13 日 00:00

图 3 2008 年 6 月 11 ~ 13 日华南地区 700 hPa 高度场(等值线, 单位: dagpm)、风场(矢量, 单位: $m \cdot s^{-1}$) 和过去 6 h 降水量分布(阴影区, 单位: mm)

2.2 西南低涡移动过程

11 日 12 时(图 3a), 700 hPa 上还未出现西南低涡, 但四川南部有一个东南-西北向横槽, 横槽内气旋性环流明显。11 日 18 时(图 3b), 700 hPa 上西南低涡形成, 由于 500 hPa 上西太副高脊线南退和高原南部横槽后部偏北风的引导, 低涡往东南方向移到广西与贵州交界处, 低涡中心涡度值达到 $9 \times 10^{-5} s^{-1}$ 。12 日 00 时, 高原横槽移动到广西北部并转竖, 导致冷空气从西北方向注入西南低涡, 且低涡位于 200 hPa 上高空急流右后方和 700 hPa 低空急流左侧(图略), 形成高空辐合、低空辐散。西南低涡加强并继续往东南方向移动进入广西北部, 同时, 由于低涡位于中南半岛的季风槽前上方, 槽后西南气流注入低涡, 也有利于西南低涡的发展, 低涡中心涡度值达到 $12 \times 10^{-5} s^{-1}$ 。12 日 06 时(图 3c), 低涡前方原有切变线加强, 切变线南部也出

现降水,但强度不及西南低涡所在区域。随后直到12日18时,由于高原槽在广西维持,低涡中心一直在 108°E 、 25°N 附近摆动,涡度值稳定在 $13 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。13日00时(图3d),500 hPa高原槽东移引导低涡向东北方向移动,低涡离开广西进入湖南。

3 水汽输送

充沛稳定持续的水汽输送是形成强降水的必要条件,研究表明^[9],影响强降水天气的水汽输送主要集中在对流层低层,所以有必要分析低层水汽输送分布,以理解此次强降水的形成和维持。

从12日00时的850 hPa水汽通量图上(图4a),可以看到影响此次强降水的水汽主要有两条通道,一条源自印度洋和孟加拉湾,一条源自南海,而对暴雨影响较大的水汽主要来自印度洋和孟加拉湾绕中南半岛经海南岛到达广西的这一通道。两条水汽通道在广西北部交汇形成了一个水汽通量大值区,其值达到 $28 \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,为强降水创造了良好条件。与西太副高造成的降水不同,此次降水没有来自西太平洋水汽的贡献。13日00时(图4b),尽管由孟加拉湾和南海输送的水汽通量都有所增大,但水汽输送带东移,水汽通量大值区移至广东,西南低涡造成广西的强降水过程基本结束。

水汽通量大值满足了此次强降水发生的必要条件,下面利用湿位涡和二阶湿位涡两个物理量的分布特征,从动力条件进一步分析讨论此次强降水的降水分布。

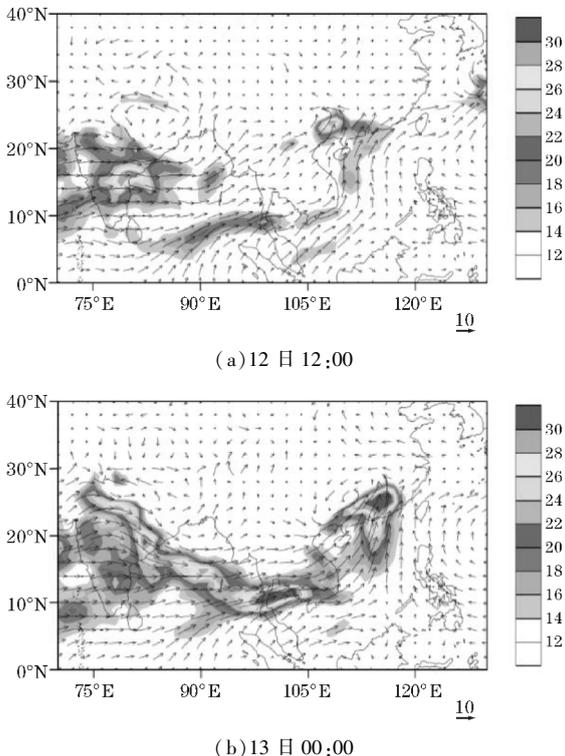


图4 2008年6月12~13日850 hPa水汽通量分布
(单位: $\text{g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)

4 湿位涡分析

吴国雄等^[9-12]通过证明得到绝热、无摩擦的饱和湿空气具有湿位涡守恒的特性,近年来湿位涡得到了较广泛的研究及应用,研究表明,湿位涡作为一个包含水汽作用的动力诊断量,其对强降水有较好的指示意义。考虑到大气垂直速度的水平变化比水平速度的垂直变化小得多,忽略垂直速度的水平变化,在等压面上湿位涡^[9]的表达式为

$$MPV = -g(\zeta + f) \frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} + g \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial y} \right) \quad (1)$$

其中

$$MPV1 = -g(\zeta + f) \frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} \quad (2)$$

$$MPV2 = g \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial y} \right) \quad (3)$$

$MPV1$ 是湿位涡中涡度矢的垂直分量,称为湿正压项,表示绝对涡度(垂直分量)表示的惯性稳定($\zeta + f$)和对流稳定 $-g(\partial \theta_{se}/\partial p)$ 的作用,其值取决于绝对涡度和相当位温垂直梯度的乘积; $MPV2$ 是湿位涡中涡度矢的水平分量,称为湿斜压项,其包含了湿斜压性($\nabla_p \theta_{se}$)和(水平)风垂直切变的贡献,数值由水平风的垂直切变和相当位温的水平梯度决定。在北半球,绝对涡度一般为正值,当对流稳定($\partial \theta_{se}/\partial p < 0$)时, $MPV1 > 0$,只有 $MPV2 < 0$,垂直涡度才会出现较大增长,此时 $MPV2$ 负值越强,表明大气斜压性越;当对流不稳定($\partial \theta_{se}/\partial p > 0$)时, $MPV1 < 0$,只有 $MPV2 > 0$,垂直涡度才会得到较大增长。

条件性对称不稳定(conditional symmetric instability, CSI)一般是指空气作倾斜上升时所表现的不稳定,一般来说,条件性对称不稳定往往与对流不稳定同时存在,当 $MPV > 0$,大气是湿对称稳定的,当 $MPV < 0$,大气是对称不稳定的。湿位涡将大气中对流不稳定和湿不对称不稳定联系在一起,并提供了不稳定判据^[13-15]。

11日18时强降水区还未东移至 110°E ,在 $MPV1$ 沿 110°E 的经向剖面图(图5a)可以看到在西南低涡以东,未来强降水区 25°N 上,600 hPa以下为 $MPV1$ 负值区,最小值为 -0.2 PVU ($1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$),600 hPa以上为正值区, $MPV1$ 强中心在300 hPa以上且最大值为 1.4 PVU ,对流层高层对流稳定和底层对流不稳定有利于不稳定能量积聚,对流一旦触发,将产生降水。而此时(图5b)在对流层低层 $MPV2 > 0$, $MPV1 < 0$ 和 $MPV2 > 0$ 的配置有利于(垂直)涡度增长。

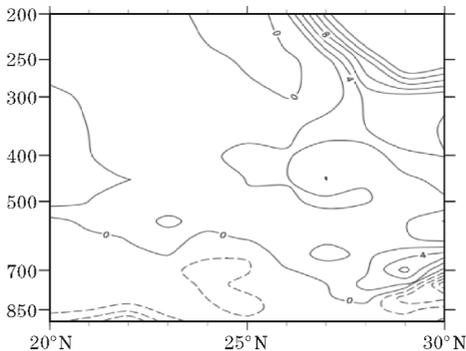
12日06时(图5c),强降水已经东移至 110°E ,在强降水中心 25°N 南侧,600 hPa以下为 $MPV1$ 负值区即对流不稳定区,强降水中心以北在对流层低层900

~750 hPa为 $MPV1$ 正值区,强降水中心位于对流层低层 $MPV1$ 的正负值交界处。而此时 $MPV2$ 的分布(图 5d),降水区由对流层低层 $MPV2$ 负值区控制,且 750 hPa 的一个大值中心有负位涡舌向下延伸到 900 hPa,这主要是由于此时低空急流增强,造成的风切变和大气斜压性增强。强降水区及其北侧(也就是西南低涡所在处)低层 $MPV1 > 0$ 和 $MPV2 < 0$ 的配置使得涡度增长,有利于降水持续。但强降水中心并不位于对流最不稳定区,而是位于暖湿气流北侧的中性或弱不稳定区层结区,故此时的降水并不能完全认为是由对流不稳定引起的。

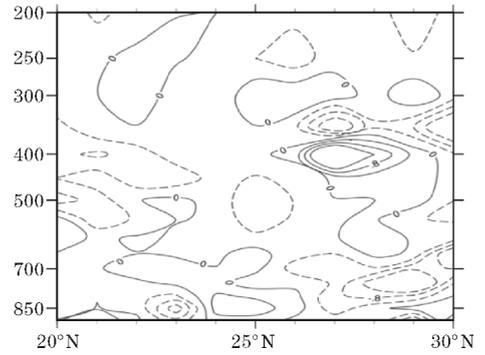
Bennetts 和 Hoskins^[16]指出: $MPV < 0$ 是判断气层中条件对称不稳定(CSI)的一个必要条件。而此时在对流层中层, $MPV < 0$,可见对流层中层大气满足 CSI 条件。为进一步证实 CSI 机制在本次降水中的作用,从相当位温(θ_e)和绝对动量(M)的垂直剖面图中(图 6)可见,在强降水中心及其北侧,700~500 hPa 气层中存在一个等相当位温线近乎垂直的区域,在这个区域上等相当位温线的倾角明显大于等绝对动量的倾角,按照理论模式导出的判据^[17],这种情况也满足 CSI 发生的条件。因此,可认为 CSI 是本次强降水得以发展的一种可能机制。

13 日 00 时(图略),对流层高层正的 $MPV1$ 大值区扩大,并下传到 400 hPa,分裂的高值位涡到达对流层低层,低层也由正 $MPV1$ 大值区控制,对流稳定度加强;此时对流层低层也由 $MPV2$ 正大值区控制, $MPV1$ 和 $MPV2$ 的这种配置不利于涡度增长,降水开始减弱。

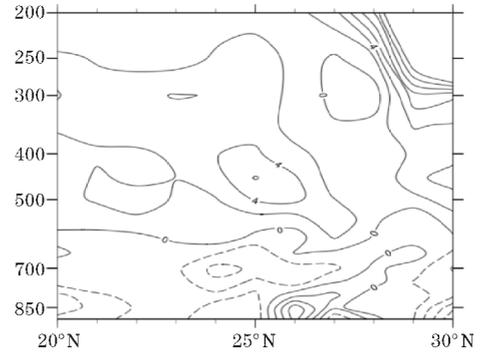
由以上分析可知:在降水区东移至 110°E 之前,在对流层低层, $MPV1 < 0$, $MPV2 > 0$,低层大气为对流不稳定,中高层为对流稳定,有利于不稳定能量在强降水发生前积聚。强降水阶段, $MPV1$ 和 $MPV2$ 正负值区的分布和降水区有很好的对应关系,降水区位于对流层低层 $MPV1$ 正负值交界区和 $MPV2$ 负值区,且强降水区的对流层低层满足 CSI 发生条件。当对流层低层的 $MPV1$ 和 $MPV2$ 同时由正值区控制时,降水减弱。



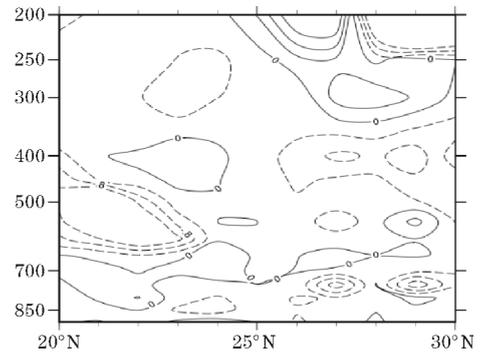
(a) 11 日 18:00 $MPV1$



(b) 11 日 18:00 $MPV2$



(c) 12 日 06:00 $MPV1$



(d) 12 日 06:00 $MPV2$

图 5 2008 年 6 月 11 日 18:00、12 日 06:00 沿 110°E 的 $MPV1$, $MPV2$ 垂直分布(单位:10 PVU)

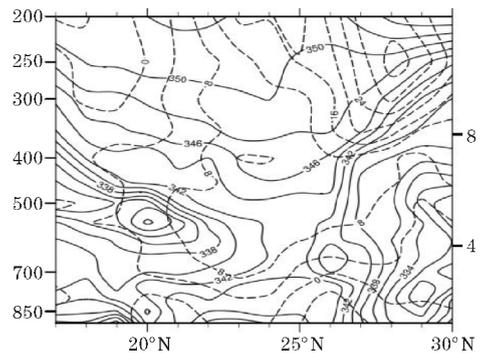


图 6 2008 年 6 月 12 日 06:00 沿 110°E 的相当位温(实线,单位:K)和绝对动量(虚线,单位: $m \cdot s^{-1}$)分布

5 二阶湿位涡分析

在位涡的基础上,高守亭等^[18]提出并证明一个包

含位涡梯度的不变量,可称之为二阶位涡,其数学表达式为

$$Q_s = \frac{\zeta \cdot \nabla Q}{\rho} \quad (4)$$

由于位温 θ 和假相当位温 θ_e 一样具有保守性,借鉴高守亭等^[18]提出的二阶位涡,用假相当位温代替位温,则可得到二阶湿位涡(Second order moist potential vorticity, SOMPV):

$$Q_{sm} = \frac{\zeta \cdot \nabla Q_m}{\rho} \quad (5)$$

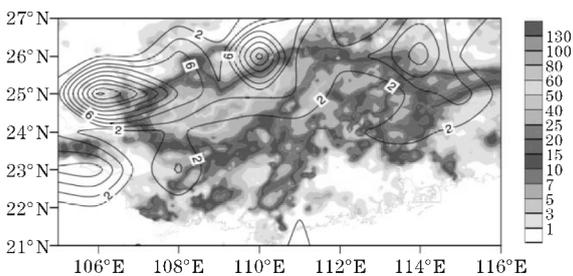
可见二阶位涡来自绝对涡度和湿位涡梯度的点乘。考虑到大气垂直速度的水平变化比水平速度的垂直变化小得多,忽略垂直速度的水平变化,则等压面上二阶湿位涡的表达式为

$$Q_{sm} = -g(\zeta + f) \frac{\partial Q_m}{\partial p} + g \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial Q_m}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial Q_m}{\partial y} \right) \quad (6)$$

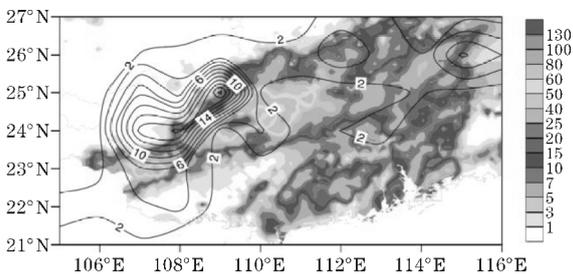
其中,

$$Q_m = -g(\zeta + f) \frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} + g \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial y} \right) \quad (7)$$

强降水区由于上升气流和下沉气流的交汇伴随着强烈的三维空间梯度的动力、热力和水汽量的交换,同时也伴随着位涡的交换,由于凝结潜热产生的高层位涡与低层位涡不断交换,从而使强降水系统中存在较大的位涡梯度^[19],因此包含位涡梯度的二阶湿位涡(图7)在强降水区也会像二阶位涡(图8)那样出现异常大值区。

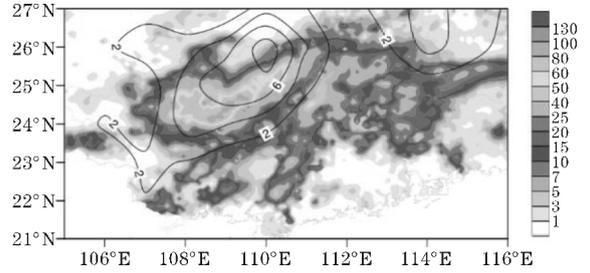


(a) 6:00

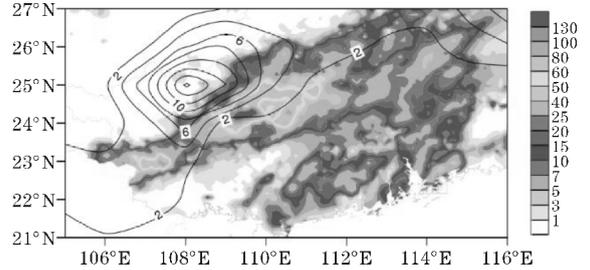


(b) 12:00

图7 2008年6月12日800 hPa二阶湿位涡(等值线,单位: $10^{-12} \cdot \text{m}^4 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{kg}^{-2}$)和6 h后降水量(阴影区,单位:mm)分布



(a) 6:00



(b) 12:00

图8 2008年6月12日800 hPa二阶位涡(等值线,单位: $10^{-12} \cdot \text{m}^4 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{kg}^{-2}$)和6 h后降水量(阴影区,单位:mm)分布

将800 hPa二阶湿位涡的水平分布与6 h后累计降水落区进行对比可知(图7),降水刚开始时,800 hPa二阶湿位涡较小,说明此降水初期湿位涡梯度也较小。12日06时,800 hPa上在广西北部有两个二阶湿位涡大值中心,分别位于 107°E 、 25°N 和 110°E 、 26°N ,这表明广西北部存在着强烈的湿位涡的交换(即存在动力、热力和水汽量的交换),其大值区与6 h后地面一条带状降水区相对应。12日12时,两个二阶湿位涡大值中心在广西北部(109°E 、 25°N)合二为一,且其最大值增大到 $20 \cdot 10^{-12} \cdot \text{m}^4 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{kg}^{-2}$,同时等值线也更为密集。对应6 h后地面降水强度增强,最强降水在二阶湿位涡的大值区里并与最大值非常接近。而对比同时刻的二阶位涡分布图(图8)可见,二阶位涡大值区也与6 h后强降水中心对应,但由于二阶位涡没有反映水汽梯度信息,其等值线较二阶湿位涡稀疏,也未能指示出位于强降水中心东南部的弱降水区。可见二阶湿位涡比二阶位涡的指示性更具优势。

综上,二阶湿位涡对降水落区有一定的指示作用,当湿位涡梯度增强到一定程度时,二阶湿位涡可以作为降水及落区的预报参考。地面6 h后累计降水量分布与800 hPa二阶湿位涡的水平分布有较好对应关系,二阶湿位涡的大值区位于强降水中心及周边区域,但降水中心点与二阶湿位涡中心点并不完全重合。

6 结论

利用 NCEP 再分析资料、中国自动气象站与 CMORPH 降水产品融合的降水资料,对 2008 年 6 月 11~13 日一次西南低涡沿东南移动引发的广西强降水从环流形势、水汽条件特别是位涡动力不稳定条件等方面进行分析,得到以下结论:

(1) 500 hPa 上青藏高原横槽移至广西地区并转竖是本次暴雨的中高层影响系统,700 hPa 上西南低涡首先在四川南部生成,随后由高原低槽引导沿东南方向移至广西北部,降水主要发生在西南低涡中东部,强降水区随低涡移动。

(2) 源自印度洋、孟加拉湾和南海的两支水汽汇合后从西南方向输送至广西北部形成水汽通量大值区,为强降水创造良好水汽条件。

(3) 强降水的发生发展与湿位涡(MPV)的时空演变有很好的对应关系,强降水区位于对流层低层正压分量 MPV1 的正负值交界区和斜压分量 MPV2 的负值区,条件对称不稳定(CSI)是本次强降水发展增强的一种可能机制。

(4) 二阶湿位涡对降水落区有一定的指示作用,当湿位涡梯度增大到一定程度,6 h 后累计降水量分布与 800 hPa 二阶湿位涡的水平分布有较好的对应关系。

需要指出的是,文中仅对一次降水过程进行了位涡的初步应用分析,今后还需用更多的个例来进一步验证湿位涡和二阶湿位涡对此类受西南低涡影响的降水过程诊断的适用性。另外,深入研究降水形成与中尺度对流系统发展的关系也是后继工作需要考虑的问题。

参考文献:

[1] 李国平. 高原涡、西南涡研究的新进展及有关科学问题[J]. 沙漠与绿洲气象, 2013, (3): 1-6.

[2] 陈启智, 黄奕武, 王其伟, 等. 1990-2004 年西南低涡活动的统计研究[J]. 南京大学学报: 自然科学版, 2007, 43(6): 633-642.

[3] 刘国忠, 丁治英, 贾显锋, 等. 影响华南地区西南低涡及致洪低涡活动的统计研究[J]. 气象, 2007, 33(1): 45-50.

[4] 李国平, 刘行军. 西南低涡暴雨的湿位涡诊断

分析[J]. 应用气象学报, 1994, (3): 354-360.

[5] 陈忠明, 徐茂良, 闵文彬, 等. 1998 年夏季西南低涡活动与长江上游暴雨[J]. 高原气象, 2003, 22(2): 162-167.

[6] 于波, 林永辉. 引发川东暴雨的西南低涡演变特征个例分析[J]. 大气科学, 2008, 32(1): 141-154.

[7] 刘晓冉, 李国平. 一次东移型西南低涡的数值模拟及位涡诊断[J]. 高原气象, 2014, 33(5): 1205-1216.

[8] 廖捷, 徐宾, 张洪政. 地面站点观测降水资料与 CMORPH 卫星反演降水产品融合的试验效果评估[J]. 热带气象学报, 2013, 29(5): 865-873.

[9] 康志明. 2003 年淮河流域持续性大暴雨的水汽输送分析[J]. 气象, 2004, 30(2): 20-24.

[10] 吴国雄, 蔡雅萍, 唐晓菁. 湿位涡和倾斜涡度发展[J]. 气象学报, 1995, (4): 387-405.

[11] 黄楚惠, 顾清源, 李国平, 等. 一次高原低涡东移引发四川盆地暴雨的机制分析[J]. 高原气象, 2010, 29(4): 832-839.

[12] 屠妮妮, 陈静, 何光碧. 高原东侧一次大暴雨过程动力热力特征分析[J]. 高原气象, 2008, 27(4): 796-806.

[13] 蒙伟光, 王安宇, 李江南, 等. 华南暴雨中尺度对流系统的形成及湿位涡分析[J]. 大气科学, 2004, 28(3): 330-341.

[14] 矫梅燕, 毕宝贵, 鲍媛媛, 等. 2003 年 7 月 3~4 日淮河流域大暴雨结构和维持机制分析[J]. 大气科学, 2006, 30(3): 475-490.

[15] 刘璐, 冉令坤, 周玉淑, 等. 北京“7.21”暴雨的不稳定性及其触发机制分析[J]. 大气科学, 2015, (3): 583-595.

[16] Bennetts D A, Hoskins B J. Conditional symmetric instability-A possible explanation for frontal rainbands [J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1979, 105(446): 945-962.

[17] 陆汉城. 中尺度天气原理和预报[M]. 北京: 气象出版社, 2000.

[18] 高守亭, 冉令坤, 李娜, 等. 集合动力因子暴雨预报方法研究[J]. 暴雨灾害, 2013, (4): 289-302.

[19] 周冠博, 高守亭. 二阶位涡在暴雨预报中的应用[J]. 暴雨灾害, 2014, (4): 320-324.

Characteristic of Moist Potential Vorticity and Second Order Moist Potential Vorticity of Heavy Rainfall over Guangxi Cause by Southwest Vortex of Southeast Path

WEI Jing-jing, LI Guo-ping

(College of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China)

Abstract: In order to deepen the understanding of the movement law of the southwest vortex and provide reference for the precipitation region forecast, we use the NCEP global $1^\circ \times 1^\circ$ final-analysis data and rainfall data fused by Chinese automatic weather station and precipitation products, and apply the vorticity dynamics condition to analyze the heavy precipitation in Guangxi province caused by the southwest vortex during June 11th to 13th of the year 2008. The results show that the southeast vortex (700 hPa) was generated in the south of Sichuan, and then moved to the southeast guided by Plateau trough and arrived in Guangxi, and precipitation mainly took place in central and eastern of the southeast vortex. There is a good corresponding relationship between the occurrence and development of heavy precipitation and spatial and temporal changes of moist potential vorticity. In heavy precipitation phase, the heavy precipitation area was located at positive and negative value border regions of barotropic component ($MPV1$) and negative value regions of baroclinic component ($MPV2$) in lower troposphere. The second order moist potential vorticity is a good forecast utility to the precipitation area, when moist potential vorticity gradient increases to a certain degree, the horizontal distribution of the second order moist potential vorticity has a better positive correlation to the area and intensity of next 6 h precipitation. Conditional Symmetric Instability is a possible mechanism of enhancing development of this heavy precipitation.

Key words: meteorology; weather dynamics; Southwest Vortex; heavy rainfall over Guangxi; moist potential vorticity; second order moist potential vorticity; conditional symmetric instability