

文章编号: 2096-1618(2020)04-0479-08

# 一次四川暴雨过程的 $Q$ 矢量和湿位涡分析研究

殷菲, 王磊, 李谢辉

(成都信息工程大学大气科学学院 高原大气与环境四川省重点实验室, 四川 成都 610225)

**摘要:**针对四川省的暴雨灾害,为给此后同种类型的暴雨预报提供一定的参考意义,结合大气动力学的 $Q$ 矢量和湿位涡的诊断方法,利用NECP再分析资料和国家气象自动站降水资料,对2018年7月2日四川省一次暴雨天气过程的进行了分析研究。结果表明:700 hPa  $Q$ 矢量散度辐合区与暴雨落区位置基本重合,辐合带移动和强度变化与强降水移动和强度变化一致。 $Q$ 矢量散度高层的辐散气流南北输送,下沉气流在低层堆积,形成了垂直方向的闭合环流有利于暴雨维持,垂直环流的位置与降水区对应。强降水主要位于在700 hPa湿位涡MPV1、MPV2项的正负值交界处,并且暴雨中心偏向MPV1负值区,对流层低层MPV1<0、MPV2>0的配置可作为降水落区的判断依据。

**关键词:**大气动力学;诊断分析;暴雨; $Q$ 矢量;湿位涡;四川

**中图分类号:**P458.3

**文献标志码:**A

**doi:**10.16836/j.cnki.jcuit.2020.04.018

## 0 引言

针对四川省的暴雨天气,许多气象工作者从各个角度用不同的方法展开了研究。尤其是一些诊断方法如湿位涡、 $Q$ 矢量、螺旋度等也逐渐应用于暴雨过程的诊断分析中。从1978年Hoskins等<sup>[1]</sup>提出可以利用 $Q$ 矢量代替原始 $\omega$ 公式诊断准地转上升运动以来,关于 $Q$ 矢量的研究得到了广泛的发展<sup>[2-4]</sup>。Keyser等<sup>[5]</sup>和Martin<sup>[6]</sup>将 $Q$ 矢量在自然坐标系下分解为平行和垂直于等位温线的两个分量,对垂直运动场进行尺度分离,并运用于温带气旋垂直运动的研究中。Michael等<sup>[7]</sup>利用 $Q$ 矢量研究了高空急流与高空槽在气旋发展中各自的重要性。赵桂香等<sup>[8]</sup>对比了 $Q$ 矢量和湿 $Q$ 矢量的诊断效果,指出 $Q$ 矢量宜用于研究与天气尺度系统相关的大气运动,而湿 $Q$ 矢量更适宜于研究天气尺度系统激发的次级环流。段海霞等<sup>[9]</sup>指出 $Q$ 矢量散度与垂直运动有很好的配置关系。刘学华等<sup>[10]</sup>研究了一次梅雨期暴雨指出: $Q$ 矢量散度变化与雨带走向一致,低层 $Q$ 矢量辐合有利于发展上升运动。冉令坤等<sup>[11]</sup>利用美国全球预报系统24 h预报场对包含广义位温的 $Q$ 矢量散度进行计算,结果表明:预报的 $Q$ 矢量散度在时间和空间上与观测6 h降水联系紧密,可以根据预报的 $Q$ 矢量散度的异常判断降水的可能落区。王劲松等<sup>[12]</sup>指出:低层 $Q$ 矢量散度辐合区与暴雨区对应较好, $Q$ 矢量表示的非地转风辐合以及它分布在假相当位温密集带两侧并且方向相对的特性,对暴雨有重要的指示意义,这种方法在实际预报业务中有一定的参考价值。

强降水离不开水汽的作用,而湿位涡恰好结合了

大气中的水汽,分析它可以更全面地描述强对流天气过程。吴国雄等<sup>[13]</sup>对江淮流域的一次暴雨过程进行湿位涡诊断,结果表明:湿位涡分量MPV1和MPV2在低纬度十分有效,是诊断暴雨的有效工具。李国平等<sup>[14]</sup>分析了一次四川特大暴雨过程中的湿位涡变化,发现湿位涡从负值转为正值预示了大暴雨的削弱和消散。高万泉等<sup>[15]</sup>指出湿位涡的分布对暴雨的发生有较强的指导作用,MPV1“正负值区垂直叠加”的配置有利于强降水的发生、发展,对流层低层MPV1、MPV2正负值重合区附近,代表了对流不稳定与斜压不稳定的结合,所以此区域内常有强降水。李静楠等<sup>[16]</sup>对华北一次暴雨过程的湿位涡场进行了诊断分析,结果表明:低层湿位涡中心的时空分布与暴雨的发生和落区有很好的对应关系。吴秋月等<sup>[17]</sup>针对一次西南涡强降水过程进行分析后得出:对流层中低层MPV1负值与MPV2正值的重合区是强降水发生的警戒区,并且对流层中低层层结的不稳定气流的辐合上升运动以及西南暖湿气流的输送是此次强降水产生的重要机制。

利用NECP再分析资料和国家气象自动站降水资料,选取了四川地区2018年7月2日出现的一次暴雨天气过程,采用 $Q$ 矢量散度和湿位涡进行研究,通过分析相关物理量在降水发生前后的分布及演变特征,来探讨 $Q$ 矢量散度和湿位涡场的特征与强降水的关系,以期为此后同种类型的暴雨诊断及预报提供一定的参考。

## 1 诊断分析方法

### 1.1 $Q$ 矢量散度

准地转 $\omega$ 方程右侧前两项之间存在着一定的潜在抵消作用,当其符号相反时很难定性地判断垂直作

收稿日期:2019-12-20

基金项目:国家自然科学基金面上资助项目(41275033),四川省科技厅软科学研究计划资助项目(2017ZR0043)

用的方向。Hoskins and Pedder<sup>[1]</sup>提出了一个新的准地转 $\omega$ 方程,不仅保留了原方程计算的全部过程,同时又避免了 Sutcliffe<sup>[18]</sup>理论和 Trenberth<sup>[19]</sup>方法的不足,从 $f$ 平面下 $P$ 坐标系运动方程组出发,导出的准地转 $Q$ 矢量的表达式的分量形式为

$$Q_x = -\frac{R}{P} \frac{\partial \vec{V}_g}{\partial x} \cdot \nabla T = -\frac{R}{P} \left( \frac{\partial U_g}{\partial x} \cdot \frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial V_g}{\partial x} \cdot \frac{\partial T}{\partial y} \right) \quad (1)$$

$$Q_y = -\frac{R}{P} \frac{\partial \vec{V}_g}{\partial y} \cdot \nabla T = -\frac{R}{P} \left( \frac{\partial U_g}{\partial y} \cdot \frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial V_g}{\partial y} \cdot \frac{\partial T}{\partial y} \right) \quad (2)$$

(1)和(2)式说明,准地转 $Q$ 矢量由地转风的水平梯度和水平温度梯度的乘积决定。白乐生<sup>[20]</sup>用准地转 $Q$ 矢量为单一强迫项表示的准地转 $\omega$ 方程为

$$\nabla^2(\delta\omega) + f^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = -2 \nabla \cdot \vec{Q} \quad (3)$$

其中 $\delta = -\frac{\alpha}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial p}$ 为静力稳定度参数。

(3)式表明:在 $f$ 平面上准地转垂直作用正比于 $Q$ 矢量的散度, $Q$ 矢量为作用在水平温度梯度上的地转速度形变的常数倍。当 $\omega$ 场具有波动特征时,即 $\omega \propto \nabla \cdot \vec{Q}$ ,当 $\nabla \cdot \vec{Q} < 0$ 时,准地转上升运动会一定时间内得以维持,持续一定强度的上升运动,为暴雨提供有利的动力条件。

## 1.2 湿位涡

吴国雄等<sup>[13]</sup>利用原始大气运动方程,在绝热和无摩擦条件下,推导出的湿位涡守恒公式为:

$$MPV = -g(\vec{f}_h + \nabla_p \times \vec{v}) \cdot \nabla_p \theta_{se} = \text{常数} \quad (5)$$

湿位涡这一物理量中包含了大气的动力、热力以及水汽的作用,能更全面的解释降水过程中的物理机制。(5)式也可以分为湿正压项(MPV1)和湿斜压项(MPV2):

$$MPV1 = -g\zeta_p \frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} \quad (6)$$

$$MPV2 = -g\vec{k} \times \frac{\partial \vec{v}}{\partial p} \cdot \nabla_p \theta_{se} = g \left( \frac{\partial v}{\partial p} \cdot \frac{\partial \theta_{se}}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \cdot \frac{\partial \theta_{se}}{\partial y} \right) \quad (7)$$

其中 $\zeta_p = f + \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right)$ , $f$ 为科氏力参数, $\theta_{se}$ 为假相当位温。

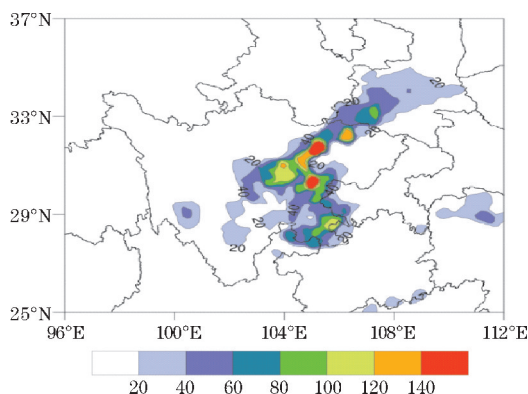
湿正压项(MPV1)表征了惯性稳定性和对流稳定性的作用,空气块惯性稳定度由绝对涡度的垂直分量 $\zeta_p$ 表示,而假相当位温垂直梯度 $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial p}$ 为对流稳定度。在北半球绝对涡度通常为正值,当 $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} > 0$ 时,表示大气对流不稳定,有利于降水的发生发展,此时 $MPV1 < 0$ ,而当大气对流稳定时则有 $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} < 0$ ,此时 $MPV1 > 0$ 。湿斜

压项(MPV2)的数值由水平风的垂直切变和假相当位温的水平梯度决定,这两项的增加,都会导致湿等熵面

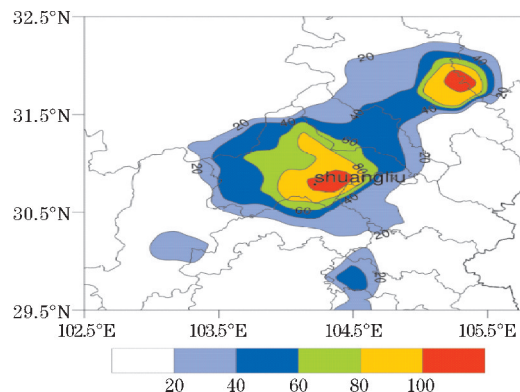
## 2 天气概况

### 2.1 降水实况

2018年7月2日在四川、陕西、重庆等多地出现短时强降水天气(图1a),并且伴有雷电和阵性大风,其中陕西汉中、四川广元降水量分别达191 mm和182 mm,上述地区最大雨强 $40 \sim 60 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。11:00–16:00(北京时间),成都市(图1b)出现了一次大暴雨天气过程,50 mm以上强降水主要呈东北–西南走向,暴雨中心位于成都市西南部的双流县,6 h累积降水量达到120 mm,仅11:00–12:00就累积降水80 mm,沿线一带有多个自动观测站过程雨量超过100 mm。17:00后降水逐渐减弱,从夜间21:00起,降水中心向东南移动(图略),并且降水强度再一次加强。降水空间分布很不均匀,有极强的局地性,此次降水过程强度大,持续时间短,给成都市及周边地区造成严重影响,并且前期川陕甘交接处降水已明显偏多,引发地质灾害的风险极高,其中成都双流国际机场航班大面积延误,多条铁路公路停运,部分农村房屋和田地被淹没。



(a) 2018年7月2日08:00–7月3日08:00四川地区24 h累积降水量



(b) 2018年7月2日11:00–16:00成都市6 h累积降水量

图1 累积降水量(填色)



## 2.2 环流背景

由图2可以看出,7月2日08:00 500 hPa 中高纬环流形势为“两脊一槽”,一个高压脊位于巴尔喀什湖,另一个位于鄂霍次克海附近,两脊之间为宽广的低压槽,其中有小槽生成南下,贝加尔湖附近存在一个低压中心,副热带高压位于海上稳定少动。200 hPa高空急流位于低压槽底部,四川省位于高空急流入口区的南侧,以及南亚高压的辐散气流中,同时四川上空的高空短波槽也在加深发展,700 hPa上7月1日20:00在西南地区形成一个低涡(图略),到2日08:00低涡继续发展并且基本停留在原地,西南气流增强,形成一条从孟加拉湾绕高原东南侧的水汽通道,四川北部为偏北气流,输送低压槽内的冷空气,并且存在明显风切变,南部有暖湿气流在盆地交汇,为暴雨提供了有利的环流场条件。

## 2.3 水汽条件

为能定量描述水汽的输送方向,水汽大小以及水汽的源汇地引入了水汽通量和水汽通量散度两个物理量<sup>[21]</sup>。

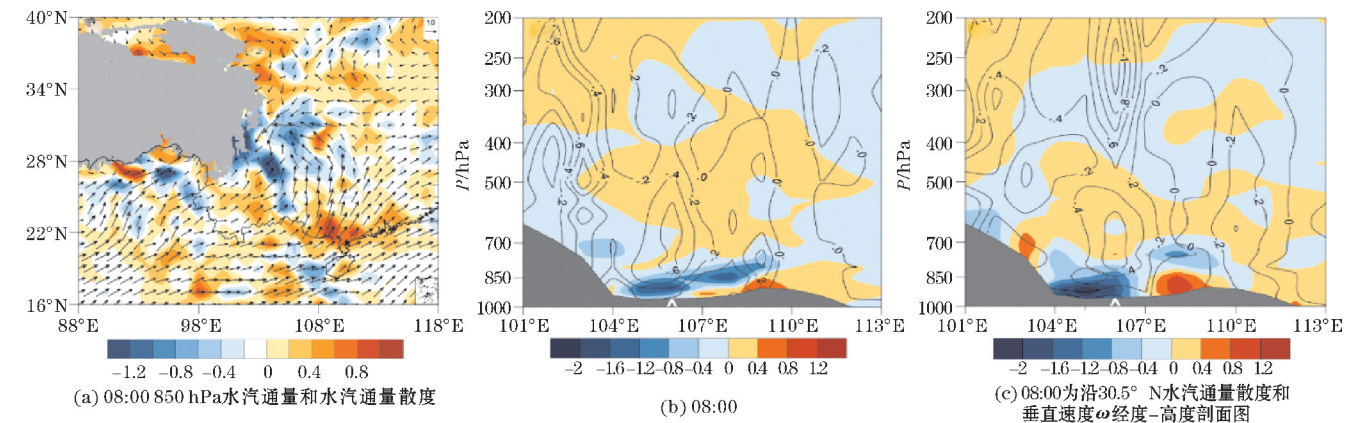


图3 2018年7月2日水汽通量(矢量)、水汽通量散度(彩色填色)和垂直速度 $\omega$ (实线)( $\wedge$ 为降水中心,灰色填色为地形高度>3000 m)

由图3(b)可以看出,在暴雨发生前,暴雨中心上空850 hPa以下的水汽通量散度为负值区,表现为水汽的辐合,辐合范围从降水中心向东延伸至108°E,700~400 hPa水汽表现为弱辐散,结合空气的垂直运动分析,08:00暴雨区上空存在上升运动,最强的垂直运动出现在850~600 hPa,低层850 hPa上升运动明显与盆地西侧陡峭地形有关。当暴雨发生时(图3c),降水中心低层水汽辐合明显增强,达到 $-2 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ,暴雨区东侧的水汽辐散也明显增强,说明低层将有更多水汽输送到暴雨区。与此同时,高空的上升运动明显增强,400 hPa以上有垂直速度大值区,这种强烈的上升运动配合低层的水汽辐合十分有利于暴雨的发展。

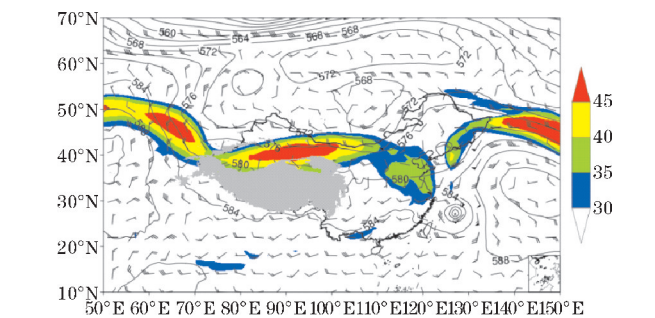


图2 2018年7月2日08:00 200 hPa高空急流(填色),500 hPa位势高度场(实线),700 hPa风场(风羽)(灰色填色表示地形高度>3000 m)

从图3(a)可以看出,7月2日08时850 hPa四川省东北部和东南部存在明显的水汽辐合,最强辐合达到 $1.2 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。850 hPa上四川东北部的水汽来源:一是孟加拉湾的西南气流经过广西贵州一带,一路北上进入四川地区;二是来自甘肃省东南部;中国东海海洋上的暖湿气流沿黄淮流域进入陕南。3股水汽在四川东北部形成大范围的水汽辐合,而川东南的水汽主要是来自印度洋的暖湿气流沿着青藏高原东侧从云南进入四川并形成气旋式水汽辐合。

## 2.4 层结条件

从图4(a)中可以看出,在暴雨发生前,盆地附近,近地面温度达到24℃,比湿达到18 g/kg,暖湿空气集聚,降水中心低层相对湿度大,空气接近饱和,相对湿度达到90%的区域从地面一直延伸到700 hPa,水平范围较广,从700 hPa到400 hPa相对湿度在逐渐减小,存在一个相对干区。这个干区是由7月1日来自西北的干冷空气南下(图略)造成的,而400 hPa以上湿度又继续增加至接近饱和,比湿则是从低层到高层逐渐减小,这种上层干冷下层暖湿的湿度高低空配置,有利于形成对流不稳定的大气层结。

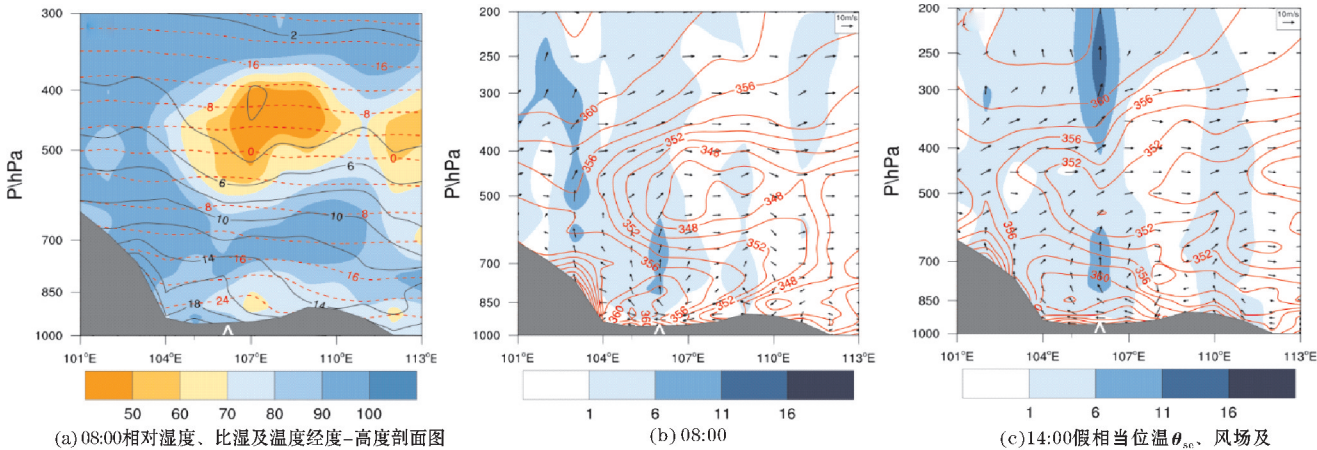


图 4 2018 年 7 月 2 日沿 30.5°N 的相对湿度(填色)、比湿(黑色实线)、温度(红色虚线)、假相当位温  $\theta_{se}$ (红色实线)、风场(箭头)(^为降水中心,灰色填色为地形高度>3000 m)

假相当位温( $\theta_{se}$ )的水平 and 垂直分布与对流天气的发生发展有极大关系,也反映了大气中能量的分布<sup>[22]</sup>。从图 4(b)中可知,在暴雨发生前,四川盆地上空 500~200 hPa 存在稳定层结,700 hPa 以下为  $\theta_{se}$  的密集区,925 hPa 有暖湿的高值中心(360 K),降水中心的  $\theta_{se}$  从地面到 450 hPa 随高度递减,高低层之间的  $\Delta\theta_{se} = -12\text{ K}$ ,为显著的对流不稳定区域,而 500 hPa 以上到对流层高层  $\Delta\theta_{se} > 0$  为对流稳定区域。从风场上可以看出,盆地近地面有东风,并且在 1 日近地面有增温(图略)。可能是由于盆地的非绝热加热效应,而对流层中高层则有西风气流,冷空气活动带来降温,由此降水区下层暖湿叠加上层干冷,使大气处于对流不稳定状态。同时在降水中心上空存在明显的上升运动,从底层一直持续到 500 hPa,上升运动的大值区位于 700 hPa。此外,暖湿气流沿着陡峭地形爬升在山地迎风坡形成了另一个上升运动大值区,大值中心位于 500 hPa。到 14:00(图 4c)700 hPa 以下的  $\theta_{se}$  的密集区向东延伸,降水区依然保持着 500 hPa 以下为对流不稳定而 500 hPa 以上为对流稳定的高低空配置,此时降水区上升运动增强并且范围增大,在降水区东侧(108°E)700 hPa 以下较 08:00 出现明显下沉运动,有利于降水区低层空气堆积,促使其产生更强烈的上升运动。

### 3 Q 矢量散度分析

#### 3.1 水平分布

从图 5(a)可以看出,7 月 2 日 08:00 降水带基本处于 700 hPa  $Q$  矢量散度场的辐合区中,辐合带呈东北-西南走向,辐合中心最大值为  $-7\times 10^{-15}\text{ hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-3}$ ,与之对应的在四川省东北部到陕西西南部及甘肃东南部有明显降水,暴雨区最大降水量为 95 mm,雨带的位置走向与 700 hPa  $Q$  矢量散度辐合带的走向对应较好,但是强降水中心与辐合带中心位置有一定偏差。随后  $Q$  矢量散度的强度有所减弱,到 14:00,辐合带向东移动,辐合中心强度降低为  $-3\times 10^{-15}\text{ hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-3}$ ,对应的降水区也略有东移并且降水强度也有所减弱,降水范围也相应缩小,降水中心最大降水量为 85 mm,雨带走势与辐合带走向一致,但是降水区位置比辐合带位置略偏西北。当 20:00, $Q$  矢量散度辐合带较前两个时刻出现明显断裂,在四川盆地和湖南省重新闭合,而此时降水区也相应转移到四川、重庆和贵州交界处,雨带也发生断裂,最大降水中心仍然位于四川,降水量比 14:00 有所增强为 95 mm,但是降水区的范围较之前相比明显缩小并且分散,在贵州、湖南都出现了少量降水, $Q$  矢量散度辐合带与降水区位置较为对应,辐合中心最大值为  $-9\times 10^{-15}\text{ hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-3}$ 。

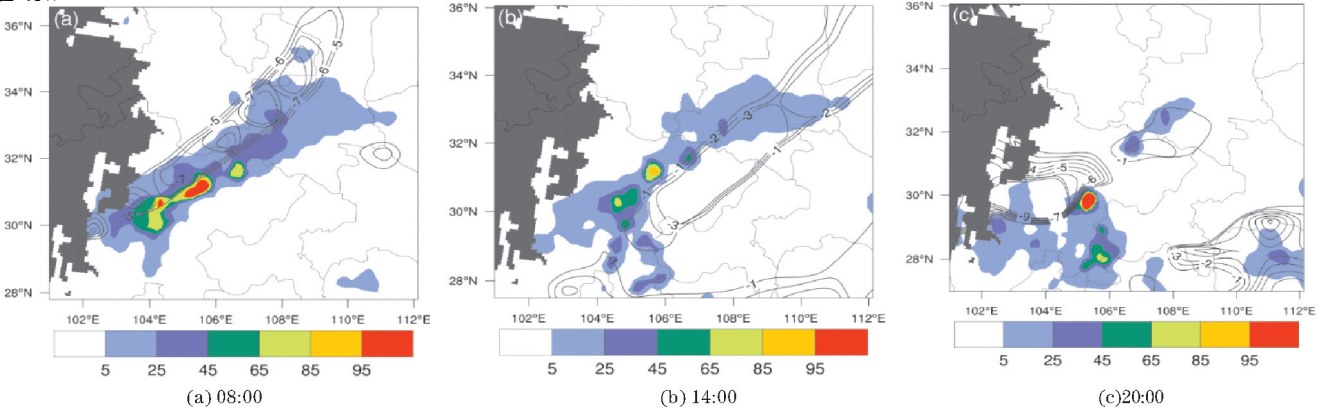


图 5 2018 年 7 月 2 日 700 hPa  $Q$  矢量散度(实线)及未来 6 h 累积降水(填色)分布(灰色填色为地形高度>3000 m)



从上述分析中可以得出此次降水过程中,700 hPa  $Q$  矢量散度辐合区位置与暴雨区基本重合,辐合带的移动方向与雨带的移动方向一致,这与刘学华<sup>[10]</sup>,王劲松等<sup>[12]</sup>的研究结果类似。辐合带的强度变化也与暴雨的强度变化一致,但  $Q$  矢量散度的辐合中心与暴雨中心存在明显偏差。

### 3.2 垂直结构

由  $Q$  矢量散度的定义可知,它还可以用来诊断垂直运动,为更全面地分析它的作用,将  $Q$  矢量散度和垂直速度  $\omega$  沿106°E方向作剖面图,分析其垂直分布。由图6(a)可知在7月2日08:00,在降水区400 hPa以下为  $Q$  矢量散度辐合区,辐合中心位于850 hPa附近,最大值为  $-9 \times 10^{-15} \text{ hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$ 。在降水区北侧地形开始抬升,31°N 上空有上升运动,上升运动中心位于700 hPa,在上升气流两侧各有两只下沉气流,构成了垂直方向的闭合环流圈。在地形强迫抬升作用下,低

层气流发生辐合抬升,500 hPa处  $Q$  矢量出现正值转为辐散,上升运动在高层分别转向南、向北运动,随后在南北两侧又转为下沉气流,最终两支下沉气流汇合与降水区附近(30.5°N),加强了低层的辐合抬升运动,这种相互促进的正反馈机制有利于暴雨的维持。当14:00(图6b),低层辐合明显增强并且范围扩大,最强辐合达到  $-12 \times 10^{-15} \text{ hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$ ,辐合区上空的辐散强度也增大,最强辐散达到  $12 \times 10^{-15} \text{ hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$ ,此时降水区从底层到高层都存在有十分强烈的上升运动,上升气流两侧的下沉气流也比08:00有所增强,使得垂直环流增强,垂直环流所在的位置与强降水区重合,正反馈机制的作用增强。到20:00(图6c),降水中心上方的  $Q$  矢量散度辐合明显减弱,北侧辐散区范围扩大,降水区低层出现辐散,上升运动减弱,南侧的下沉气流消失,正反馈开始减弱崩溃。可见  $Q$  矢量散度确实可以诊断垂直运动,低层的辐合区与上升运动相对应,这也验证了段海霞等之前的研究结果。

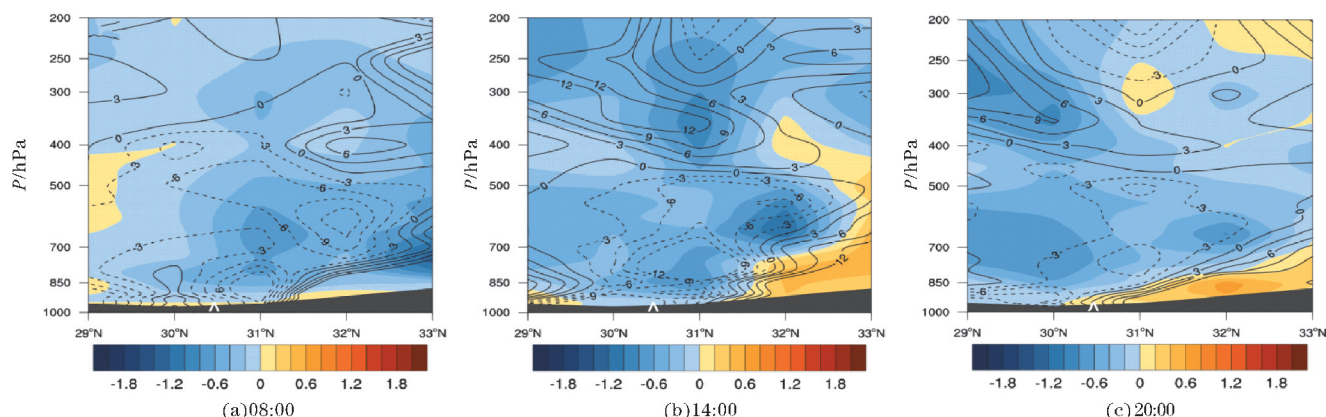


图6 2018年7月2日沿106°E  $Q$  矢量散度(实线)和垂直速度  $\omega$ (填色)纬度-高度剖面图(^为降水中心,灰色填色为地形高度>3000 m)

## 4 湿位涡分析

### 4.1 湿正压项(MPV1)

由湿位涡的定义可知,MPV1 的负值区为对流不稳定区域,因此主要分析负值区域与降水落区的关系。由7月2日08:00(图7a)700 hPa MPV1与未来6 h累积降水量的分布可知,川渝地区为 MPV1 负值区,负值中心位于四川盆地和川西高原交界处,中心值为  $-1.2 \text{ PVU}$ ,表明四川盆地在暴雨发生的前对流层低层大气处于明显的对流不稳定状态,结合图4(b)可以看出,强降水落区上空700 hPa存在较强的上升运动,700 hPa以下为  $\theta_{se}$  的密集区,925 hPa有暖湿的高值中心(360 K),此时降水区低层的 MPV1 负值区域与  $\theta_{se}$  代表的高温高湿场相叠加,以及此处的上升运动,十分

有助于强降水的触发。甘肃-陕西西南部及湖北西部为 MPV1 正值区,中心值为  $1.0 \text{ PVU}$ 。对流不稳定的暖湿空气与对流稳定的干冷空气在四川东北-陕西西南部一带交汇,此处对应于未来6 h降水区,强降水中心位置更靠近对流不稳定。2日14:00(图7b)对流稳定区域明显扩大,MPV1 正值等值线延伸至四川东北部,此处 MPV1 由负转正,此时对应未来6 h的降水强度减弱,降水范围也有所缩小,MPV1 负值中心的强度和位置没有明显变化,雨带仍对应于 MPV1 正负值等值线密集区。2日20:00(图7c),MPV1 正值带继续东移南压,四川-重庆北部一带均为正值区,此时降水区域也向东南方向移动,川西高原和四川盆地交界处的 MPV1 负值区域稳定少动,中心值仍为  $-1.2 \text{ PVU}$ ,对应6 h降水落区与 MPV1 正负值交界区域重合,降水大值区在 MPV1 负值区内。

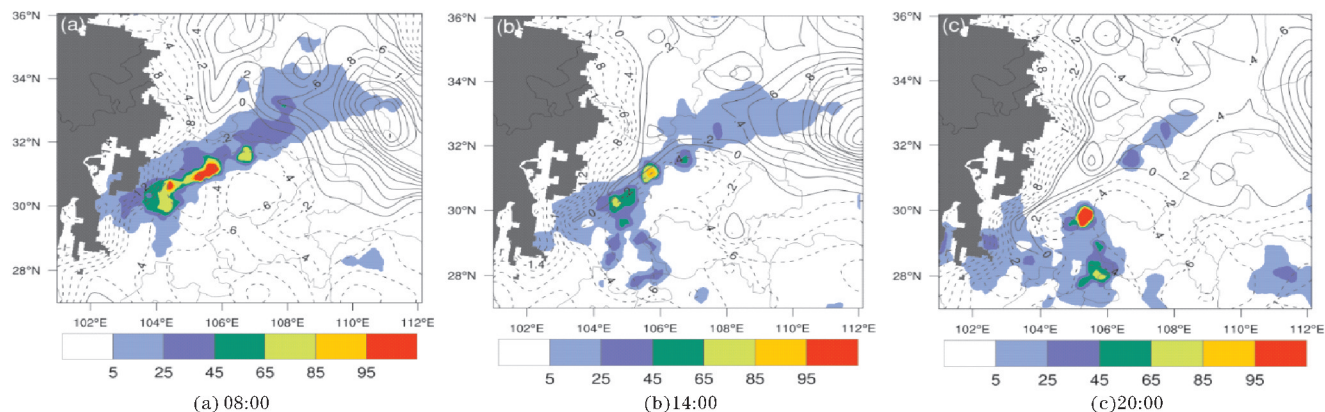


图7 2018年7月2日700 hPa MPV1及未来6 h累积降水(填色)分布(灰色填色为地形高度>3000 m)

## 4.2 湿斜压项(MPV2)

MPV2的数值通常比MPV1小一个量级,但MPV2中风随高度的变化和假相当位温的梯度表明,数值越大,大气的斜压性越强,大气的斜压性又可转化成正压位涡扰动,有利于气旋性涡度的发展和产生暴雨。同

时低层大的MPV2正值的移动,可以作为暖湿气流活动的示踪,因为MPV2中假相当位温面的坡度项 $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial y}$ ,

当有暖高湿气流时 $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial y} < 0$ ,暖湿气流越强, $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial y}$ 越大,从

而使MPV2增加。

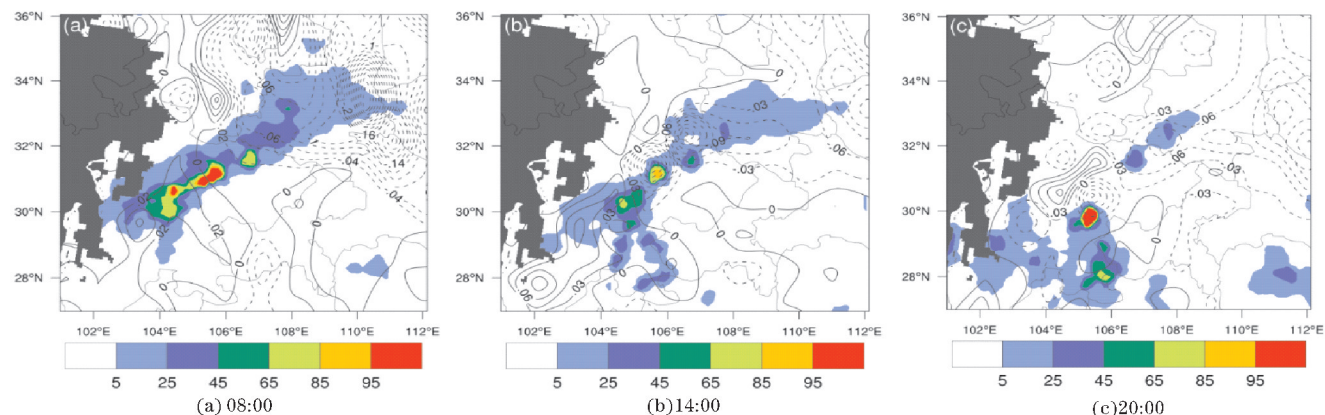


图8 2018年7月2日700 hPa MPV2及未来6 h累积降水(填色)分布(灰色填色为地形高度>3000 m)

图8给出700 hPa MPV2分布,2日08:00四川省大部分地区位于MPV2正值区,说明在暴雨前期,降水区低层大气斜压性较强,陕西西南部与四川交界处为MPV2负值区,降水带位于MPV2正负值交替分布的梯度大值区内,而降水中心偏向MPV2的正值区,对应于MPV1的负值区,表现为对流不稳定,结合图4(b),此时盆地处于高温高湿状态。2日14:00(图8b),MPV2负值带由陕西西南部延伸至四川境内,四川省内的MPV2正值区强度增加,表明低空暖湿气流的增强,结合图4(c)可以看出,700 hPa以下 $\theta_{se}$ 的密集区范围扩大,盆地东侧的东南气流也明显增强,四川省东南部也出现少量降水,此时刻对应的未来6 h降水与MPV2正负值交界处重叠。到2日20:00(图8c),四川盆地内MPV2正值带断裂,负值区域扩大,正值区域强度减弱范围缩小,只有西南侧与云南交界处仍然保持正值,表明此时盆地内低空暖湿气流减弱,雨带向东南

方向移动并且出现断裂,但仍然对应于MPV2的正负值梯度区内。

## 5 结束语

选取2018年7月2日发生在四川地区的一次强降水过程,通过对 $Q$ 矢量和湿位涡进行诊断分析,得到如下结论:

(1)在暴雨发生前,850 hPa四川省东北部和东南部存在明显的水汽辐合,东北部的水汽主要是来自孟加拉湾的西南气流,而东南部的水汽主要是来自印度洋的暖湿气流沿着青藏高原东侧从云南进入四川。暴雨发生时,降水中心低层850 hPa以下,水汽辐合显著增强,达到 $-2 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ,

(2)在暴雨发生前,盆地近地面非绝热加热引起增温,低层有东风,中高层有西风气流引起降温。暴雨



发生时,降水区500 hPa以下为对流不稳定而500 hPa以上则为对流稳定,同时降水中心上空上升运动显著,在降水区东侧(108 °E)低层有明显下沉运动,有利于降水区低层空气堆积,促进降水区产生更强烈的上升运动。

(3)此次降水过程中,700 hPa  $Q$  矢量辐合区位置与暴雨区基本重合,辐合带的移动方向与雨带的移动方向一致,且辐合带的强度变化也与暴雨的强度变化一致,但  $Q$  矢量散度的辐合中心与暴雨中心存在明显偏差,因此, $Q$  矢量散度的辐合区可以预报降水的大致落区以及降水和落区的变化趋势,但是不能预报出降水中心的位置以及具体的降水强度。 $Q$  矢量散度能很好地诊断垂直运动,低层的辐合区与上升运动相对应,高层的辐散的气流向南北输送形成了闭合的垂直环流圈,促使低层气流上升,垂直环流的位置与降水区对应,这样的正反馈机制有利于暴雨维持。

(4)暴雨发生均发生在 MPV1、MPV2 正负值等值线密集区内,此处冷、暖空气汇合,同时也是较大的对流不稳定和斜压不稳定区域,可以增强水汽辐合和垂直涡度的发展。强降水中心均位于 MPV1 的负值区,但是 MPV1 的大值中心与降水大值中心有明显偏差。同时,对流层低层 MPV1<0、MPV2>0 的配置可作为降水落区的判断依据。

## 参考文献:

- [1] Hoskins B J, Pedder M. The diagnosis of middle latitude synoptic development [J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1980, 106(450): 707-719.
- [2] 岳彩军.  $Q$  矢量及其在天气诊断分析中应用研究的进展[J]. *气象*, 1999, 25(11): 3-8.
- [3] 岳彩军, 寿亦莹, 姚秀萍, 等. 中国  $Q$  矢量分析方法的应用与研究[J]. *高原气象*, 2005, 24(3): 450-455.
- [4] 岳彩军, 曹钰, 寿绍文.  $Q$  矢量研究进展[J]. *暴雨灾害*, 2010, 29(4): 297-306.
- [5] Keyser D, Schmidt B D, Duffy D G. Quasigeostrophic Vertical Motions Diagnosed from Along-and Cross-isentrope Components of the  $Q$  vector[J]. *Mon Wea Rev*, 1992, 120(5): 731-741.
- [6] Martin J E. Quasigeostrophic Forcing of Ascent in the Occluded Sector of Cyclones and the Trowal Air-stream[J]. *Mon Wea Rev*, 1999, 127(1): 70-88.
- [7] Riemer M, Baumgart M, Eiermann S. Cyclogenesis Downstream of Extratropical Transition Analyzed by  $Q$  Vector Partitioning Based on Flow Geometry [J]. *J Atmos Sci*, 2014, 71(11): 4204-4220.
- [8] 赵桂香, 程麟生, 李新生.  $Q$  矢量和湿  $Q$  矢量在暴雨诊断中的应用比较[J]. *气象*, 2006, 32(6): 25-30.
- [9] 段海霞, 陆维松, 毕宝贵. “049”川渝暴雨的  $Q$  矢量与湿位涡分析[J]. *南京气象学院学报*, 2007, 30(5): 758-680.
- [10] 刘学华, 宵峰, 梁亮.  $Q$  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.
- [11] 冉令坤, 李振, 张雅斌, 等. 一次北方暴雨的  $Q$  矢量诊断分析研究[J]. *暴雨灾害*, 2019, 38(1): 17-30.
- [12] 王劲松, 叶燕华. 甘肃省一次区域性暴雨的准地转  $Q$  矢量分析[J]. *甘肃气象*, 1991, 1(3): 17-20.
- [13] 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, 53(4): 378-405.
- [14] 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, 5(3): 354-360.
- [15] 高万泉, 周伟灿, 李玉娥. 华北一次强对流暴雨的湿位涡诊断分析[J]. *气象与环境学报*, 2011, 27(1): 1-6.
- [16] 李静楠, 潘晓滨, 臧增亮, 等. 一次华北暴雨过程的湿位涡诊断分析[J]. *暴雨灾害*, 2016, 35(2): 158-165.
- [17] 吴秋月, 华维, 申辉, 等. 基于湿位涡与螺旋度的一次西南低涡强降水分析[J]. *成都信息工程大学学报*, 2019, 34(1): 64-71.
- [18] Sutcliffe R C. A contribution to the problem of development [J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1947, 73(317): 370-383.
- [19] Trenberth K E. On the interpretation of the diagnostic quasi-geostrophic omega equation[J]. *Mon Wea Rev*, 1978, 106(1): 131-137.
- [20] 白乐生. 准地转  $Q$  矢量分析及其在短期天气预报中的应用[J]. *气象*, 1988, 14(8): 25-30.
- [21] 文宝安. 物理量计算及其在暴雨分析预报中的应用——水汽通量与水汽通量散度[J]. *气象*, 1980, 7: 34-36.
- [22] 王宏, 寿绍文, 王万筠, 等. 一次局地暴雨过程的湿位涡诊断分析[J]. *自然灾害学报*, 2009, 18(3): 129-134.

# Analysis of $Q$ Vector and Moist Potential Vortex in a Rainstorm Process in Sichuan

YIN Fei, WANG Lei, LI Xiehui

(College of Atmospheric Sciences, Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China)

**Abstract:** In view of the heavy rain disaster in Sichuan Province, it will provide a certain reference significance for the same type of heavy rain forecast thereafter, the diagnosis method combining  $Q$  vector and moist potential vortex in atmospheric dynamics, Using NECP reanalysis data and precipitation data from the National Meteorological Automatic Station, a heavy rain weather process in Sichuan Province on July 2, 2018 was analyzed and studied. The results show that the convergence of the 700 hPa  $Q$  vector divergence is basically coincident with the rainstorm area. The movement and intensity changes of the convergence zone are basically consistent with the movement and intensity changes of the storm zone. The divergent airflow of the  $Q$  vector divergence transferring to the north and south is piled up in the lower layer. Such a positive feedback mechanism is beneficial to the rainstorm maintenance. The position of the vertical circulation corresponds to the precipitation zone. The heavy rain is mainly located at the positive and negative values' intersection of the MPV1 and MPV2 of the 800 hPa moist potential vortex, and the rainstorm center is biased toward the negative value area of MPV1. The configuration of which  $MPV1 < 0$  and  $MPV2 > 0$  in the lower troposphere can be used as the basis for judging a rainfall area.

**Keywords:** atmospheric dynamics, diagnostic analysis, rainstorm,  $Q$  vector, moist potential vortex, Sichuan