

段鹤,夏文梅,苏晓力,等. 2014. 短时强降水特征统计及临近预警. 气象, 40(10):1194-1206.

## 短时强降水特征统计及临近预警<sup>\*</sup>

段 鹤<sup>1</sup> 夏文梅<sup>2</sup> 苏晓力<sup>3</sup> 王秀英<sup>1</sup> 刘建平<sup>1</sup>

1 云南省普洱市气象局,普洱 665000

2 江苏省气象科学研究所,南京 210008

3 云南省气象局,昆明 650034

**提 要:** 利用多普勒天气雷达、探空和逐小时降水量资料,对 2010—2012 年,滇西南普洱、西双版纳 537 次短时强降水天气过程进行统计分析,建立三种短时强降水概念模型,分别是:低质心弱辐合型短时强降水、低质心辐合型短时强降水、高质心短时强降水。对比分析了不同类型短时强降水的强度特征、移速特征、生命期特征、垂直风切变特征等,探讨了辐合作用与强降水维持时间的关系、辐合切变量与雨强的关系、 $D_{VIL}$  与降水量的关系。并得出预警方法:满足如下条件时,出现短时强降水的可能较大:(1)低质心强降水中,回波无倾斜特征,强度以 40~45 dBz 为主,强度从低层到高层维持或缓慢减弱,大部分回波的  $H_{40\text{ dBz}} \geq H_0$ ,且 0℃ 层高度上 40 dBz 的回波的累计长度/回波移速  $\geq 0.67$  h(辐合切变量  $\geq 2.2\text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  时,累计长度/回波移速  $\geq 0.50$  h),预报提前时间 30~40 min。(2)高质心强降水中,强回波边缘存在宽  $\geq 3$  km、强度为 40~45 dBz 的回波,且 0℃ 层高度上 40 dBz 的回波的累计长度/回波移速  $\geq 0.47$  h,预报提前时间 28 min 左右。此外,对短时强降水成因进行了探讨。

**关键词:** 天气预报, 短时强降水, 统计特征, 垂直剖面, 爬线

**中图分类号:** P413,P456

**文献标志码:** A

**doi:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2014.10.004

## Features Statistics and Warning of Flash Heavy Rains

DUAN He<sup>1</sup> XIA Wenmei<sup>2</sup> SU Xiaoli<sup>3</sup> WANG Xiuying<sup>1</sup> LIU Jianping<sup>1</sup>

1 Puer Meteorological Office of Yunnan Province, Puer 665000

2 Jiangsu Institute of Meteorological Sciences, Nianjing 210008

3 Yunnan Meteorological Bureau, Kunming 650034

**Abstract:** Based on Doppler radar data, sounding data and precipitation data, 537 flash heavy rain processes in Puer and Xishuangbanna are analyzed. Three short-time severe precipitation models are established, including the flash heavy rain into the low centroid and weak convergence type, the low centroid and convergence type and the high centroid type. In addition, comparative analysis is carried out on the features of intensity, velocity, life cycle, vertical wind shear and interrelationships of convergence and heavy rainfall duration, shear line in convergence zone and precipitation intensity,  $D_{VIL}$  and precipitations of different types. Then the warning methods are derived as follows: if meeting the following conditions, it is a highly possible to see flash heavy rains. First, in the case of a lower centroid of echo in heavy precipitation, if echo intensity is 40—45 dBz and not inclined, echo intensity remains unchanged by vertical direction,  $H_{40\text{ dBz}} \geq H_0$ , overall length by velocity of echo intensity about 40 dBz is more than or equal to 0.67 h in 0℃ layer, we can give warning time of 30—40 min before flash heavy rainfall. Second, in the case of a high centroid of echo in heavy precipitation, if the intensity of echo is uniform (40—45 dBz), the width of echo is greater than or equal to 3 km on the edge of strong echo, overall length by velocity of echo intensity

\* 公益性行业(气象)科研专项(GYHY201006004)、中国气象局预报员专项(CMAYBY2013-063)和云南省科技惠民计划(2014RA002)共同资助

2013 年 10 月 22 日收稿; 2014 年 4 月 8 日收修定稿

第一作者:段鹤,主要从事天气预报研究. Email: T\_n\_t @126.com

about 40 dBz is more than or equal to 0.47 h in 0°C layer, we can give warning time of about 28 min before flash heavy rainfall. Finally, the genesis for flash heavy rains is discussed.

**Key words:** weather forecast, flash heavy rain, statistic characteristics, vertical section, squall line

## 引 言

短时强降水是指短时间内降水强度较大,其降雨量达到或超过某一量值的天气现象,是一种强对流的重要形式。由于短时强降水历时短、降水强度大,其在短时间内形成的较大降水可形成暴洪(张京英等,2010),往往诱发中小河流洪水、山洪、山体滑坡和泥石流等灾害,造成重大经济损失和人员伤亡。由于短时强降水突发性强、成因复杂且预报难度大,因此加强对其的分析研究及监测预警具有非常重要的意义。

早在 20 世纪 80 年代, Hosking 等(1987)和 Klaassen(1989)就对短时强降水进行了研究。在国内,林建等(2014)分析了 30 年中国暴雨的时空特征。彭芳等(2012)统计分析了贵州省汛期短时强降水的时空分布特征,尹承美等(2010)对济南市短时强降水特征进行了分析,韩宁等(2012)对陕西、甘肃、宁夏三省(区)的短时强降水特征进行了统计。随着数值预报的发展,气象工作者对短时强降水开展了数值模拟并加强了对短时强降水发生发展机理的探讨,李耀东等(2010)对强对流降水进行了以云综合分析为基础的数值模拟研究,郑媛媛等(2011)对 2001—2010 年安徽省强对流天气过程的物理机制、中尺度特征进行分析,认为短时强降水槽前类对流不稳定的建立主要由湿度差动平流引起,快速东移的短波槽是短时强降水的主要触发机制,张京英等(2010)研究了大暴雨过程中的短时强降水机制。还有的气象工作者利用表征动力、热力的物理量来识别和诊断短时强降水和冰雹天气(仇娟娟等,2013)。

随着多普勒天气雷达的广泛应用,短时强降水的分析研究和预报预警能力得到了很大的提高,陈明轩等(2006)分析研究了北京一次突发性对流降水的雷达回波特征。李军霞等(2007)分析了太原中小尺度的速度场特征,认为绝大部分逆风区出现时间较降水开始前有 1~2 h 的提前,孙继松(2014)研究发现,短时强降水中最强回波所在高度往往很低,李德俊等(2011)对强冰雹和短时强降水天气雷达特征及临近预警进行了分析研究,找出了适合恩施山区

强冰雹和短时强降水天气的雷达临近预警指标,郝莹等(2012)认为径向速度场上的中小尺度风速切变、辐合、气旋式辐合则是强降水回波在某地维持和发展的主要原因,强降水发生前半小时边界层急流显著增强,也是短时强降水临近预警的一个重要指标。还有的气象工作者利用雷达对短时强降水进行估测并对校准方法进行了比较研究(吴涛等,2012;张亚萍等,2013),上述研究对短时强降水的分析研究打下了基础。

然而,对于低纬、热带亚热带地区短时强降水的统计分析相对较少,本文在前人研究的基础上,分析云南西南普洱、西双版纳地区 2010—2012 年间的短时强降水过程,分析了短时强降水的环流形势特征,总结出三种概念模型,并分析雷达中短时强降水回波移速、生命期特征,并分析回波的反射率因子、径向速度、垂直累积液态水含量(VIL)、风廓线和垂直剖面产品等,得到短时强降水的识别和预报指标。

## 1 资 料

选取普洱和西双版纳 2010—2012 年逐小时降水资料,将小时雨量达到或超过 30 mm 的降水定义为短时强降水,共统计到有雷达资料的短时强降水过程 537 次。并提取一日中有 5 站以上短时强降水的 18 次典型过程,分析其大尺度环流背景特征。统计分析所有(537 次)短时强降水过程的多普勒天气雷达特征。

## 2 短时强降水的大尺度环流背景特征

统计分析 18 次(2010 年 5 次,2011 年 5 次,2012 年 8 次)典型的短时强降水过程的环流背景发现,可将滇西南地区的短时强降水分为三种类型:东北气流型(27.8%)、台风低压西移型(占 44.4%)和南支槽型(27.8%)。

(1) 东北气流型(图 1a):500 hPa 上亚洲中高纬有一宽广的低槽东移,强降水发生时,槽底南压到重庆和湖南交界处,青藏高原为 588 高压控制,其东部高压脊的西北气流有利于引导高空槽后冷平流南下影响云南,长江流域以南为大陆高压控制,云南为

两高之间的辐合区。同时,700 hPa上四川东南部有东北急流引导冷空气入侵云南,云南南部为副热带高压外围西南暖湿气流控制,提供有利的水汽条件,两支气流在云南汇合。高低层的大气环流配置形成上冷下暖的不稳定层结,云南西南地区东北西南向切变线为强对流的产生提供了有利的动力抬升条件。强降水落区位于冷暖气流交汇区的700 hPa切变附近。

(2) 台风低压西移型(图1b):500 hPa亚洲中高纬以经向环流为主,为两槽一脊型,新疆到青海北部为高压脊,东部低槽槽底位于湖南北部,云南东北部为槽后的偏北气流控制,高层有冷平流入侵。北部湾有台风活跃,云南南部为台风北侧的东南暖湿气流控制,提供有利的水汽条件。低层云南西北部到普洱南部为西北—东南向切变线,提供了动力抬升条件。此类型的短时强降水范围较大。强降水落区位于冷暖气流交汇区及700 hPa切变附近。

(3) 南支槽型(图1c):500 hPa欧亚中高纬以纬向环流为主,青藏高原东部为弱高压脊,有弱冷平流南下影响云南。南支槽东移到 $90^{\circ}\text{E}$ 附近,受东部稳定少动的西太平洋副热带高压阻挡,形成西北东南向的低槽,槽前西南气流和副热带高压外围的西南气流共同作用为云南输送暖湿气流,为短时强降水提供有利水汽条件和能量条件。低层700 hPa上云南西南地区西北—东南向切变线提供了有利的动力抬升条件。云南东部有低空急流存在,云南西南部有接近急流的大风速带,短时强降水就发生在切变线附近、大风速度带的左侧。

### 3 短时强降水的分类及预警指标

2010—2012年,普洱和西双版纳共出现537次短时强降水,降水量为30.0~73.8 mm(2010年6月10日21时镇沅县和平乡),出现月份为3—11月,其中,11月最少(1次),3—4月其次(共14次),10月25次,其他出现在5—9月,其中,低质心回波降水446次(83%),高质心回波降水91次(17%)。低质心回波是指50 dBz以上的强回波伸展高度低于 $0^{\circ}\text{C}$ 层高度,回波强度从低层到高层为维持或逐渐减弱特征,不存在强回波悬垂。低质心降水回波移速缓慢,为 $0\sim 30\text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$ ,移速特征与安徽的短时强降水回波有较大差异(郝莹等,2012)。

#### 3.1 低质心短时强降水的分类及预警指标

低质心降水回波的反射率因子一般为 $40\sim$

$45\text{ dBz}$ ,最大可达 $50\sim 55\text{ dBz}$ ,不存在激增或锐减。低质心短时强降水包括了回波原地生消、回波原地旋转、回波合并(块状与块状、块状与片状和片状与片状合并等)及列车效应等多种形式产生的降水。

根据低质心回波的径向速度特征将其分为低质心弱辐合型短时强降水和低质心辐合型短时强降水两类。

##### 3.1.1 低质心弱辐合型短时强降水

CINRAD/CC雷达中,除去零等速度区域,径向速度的最小值为 $0.7\sim 3.7\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ( $-3.7\sim -0.7\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ),因此,可将中尺度辐合区、风速辐合、切变等辐合形式的最小径向速度切变量视为: $2.2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,将径向速度辐合切变量小于 $2.2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的短时强降水定义为弱辐合型降水。

2010—2012年,普洱和西双版纳出现的446次低质心短时强降水中,低质心弱辐合型短时强降水共115次,降水量为30.0~39.6 mm(2012年8月2日16时江城康平),其中,原地生消回波(19次)和出现旋转的回波(10次)的移速为 $0\sim 5\text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$ ,其他回波(86次)的移速为 $9\sim 28\text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$ ,平均为 $20\text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$ 。

统计分析115次低质心弱辐合型短时强降水回波的成熟阶段反射率因子特征发现其共有的特征为:回波以块状为主,带状其次(带状回波产生的列车效应仅出现11次,不足10%)、片状最少,沿回波的移向,经降水站点正上方对整块降水回波作垂直剖面发现:回波为多峰结构,无倾斜特征,强度以 $40\sim 45\text{ dBz}$ 为主,回波强度较均匀,从低层到高层维持或缓慢减弱,无强回波悬垂,强降水回波中大部分回波的 $40\text{ dBz}$ 的伸展高度( $H_{40\text{ dBz}}$ )达到或超过 $H_0$ ( $0^{\circ}\text{C}$ 层高度),且强降水发生的1 h内, $H_{40\text{ dBz}}\geq H_0$ 的回波的影响时间为 $40\sim 60\text{ min}$ 。

分析115次低质心弱辐合型短时强降水过程中,有完整生消、移动过程的38次(33%)降水的回波(距离雷达过远或过近的回波和移入回波无完整的生消、移动过程),发现其发展阶段(出现初始回波至强降水开始前)、成熟阶段(强降水开始至结束)、消散阶段(强降水结束至回波消散)的回波特征和维持时间特征:强降水回波的初始回波与冰雹、大风回波的初始回波有明显差异(段鹤等,2011),存在2块或以上回波,有1~2块回波处于生成后的第一至第三个体扫时段,回波间距小于 $10\text{ km}$ ,强度 $30\text{ dBz}$ 左右,大部分时段内,水平方向和垂直剖面图中的强度均分布均匀,无明显回波中心,回波底部高度为

2.5 km 左右,移速  $9\sim 28\text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$ ,合并前回波的垂直切变差异较大,水平径向速度有差异,一定程度上促进了回波的合并(黄勇等,2012),移动过程中也存在合并趋势,回波在合并前后的 2~5 个体扫时段内,强度和面积激增,整体强度增大  $10\sim 15\text{ dBz}$ ,垂直累积液态水含量(VIL)和回波顶高(ET)明显增长,发展为成熟阶段。进入成熟阶段后,回波强度、VIL、ET 等均不存在激增或锐减,垂直风切变较弱,从出现初始回波到回波成熟阶段需  $33\sim 60\text{ min}$  左右,成熟阶段回波维持  $40\sim 70\text{ min}$  左右,同一次降水过程中,成熟阶段时间往往比发展阶段长  $5\sim 15\text{ min}$ ,当回波整体的  $H_{40\text{ dBz}}$  明显降低, $0^\circ\text{C}$  层高度上  $40\text{ dBz}$  的回波的累计长度明显减少、VIL 值明显下降时,强降水结束。进入消散阶段,回波消散阶段时间跨度较大,均维持  $60\text{ min}$  以上。分析 19 次原地生消回波中,根据距雷达中心  $30\sim 60\text{ km}$  区域内出现的 4 次过程发现,其发展、成熟、消散阶段的回波特征除无明显移动外,与上述 38 次过程类似,每个阶段维持时间均为  $60\text{ min}$  左右。

以空间尺度小、维持时间最短的短时强降水为例:2012 年 8 月 20 日 16 时墨江县孟弄乡出现  $35.8\text{ mm}$  的短时强降水,整个过程中辐合切变量小于  $2.2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (图略),14:46 在孟弄西南侧出现小块回波 1

(图 2a),14:52 回波 1 迅速发展(图 2b 和 2f),在其南侧出现回波 2(图 2b),14:52—14:58,两块回波均迅速发展(图 2b 和 2c,对应垂直剖面为图 2g 和 2i),强度和面积均明显增大,但回波无明显回波中心,回波间距小于  $10\text{ km}$ ,回波的垂直风切变有明显差异(图 2k 和 2l),有明显合并趋势,VIL 和 ET 明显增长(图略),至 15:19,回波发展到成熟阶段(图 2e 和 2m),成熟阶段回波为多峰结构,无倾斜特征,强度以  $40\sim 45\text{ dBz}$  为主,强度较均匀,从低层到高层维持或缓慢减弱,无强回波悬垂,强降水回波中大部分回波的  $40\text{ dBz}$  的伸展高度( $H_{40\text{ dBz}}$ )达到或超过  $H_0$ ,该强降水回波移速为  $9\text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$ ,强降水维持时间  $40\text{ min}$ ,成熟阶段时间比发展阶段长  $7\text{ min}$ 。

上述分析表明,115 次低质心弱辐合型短时强降水过程中,有完整生消、移动过程的 42 次(37%)降水都具有类似的发展、成熟、消散阶段特征。100%的回波都具有类似的成熟阶段特征。因此得出短时强降水的预报指标:当回波合并后具备以下特征或回波处于发展阶段并具备以下特征时,可预报该回波未来影响区域内出现短时强降水的可能较大:辐合切变量小于  $2.2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,沿回波移向做的垂直剖面图中,强度以  $40\sim 45\text{ dBz}$  为主,回波无倾斜特征,强度较均匀,从低层到高层维持或缓慢减

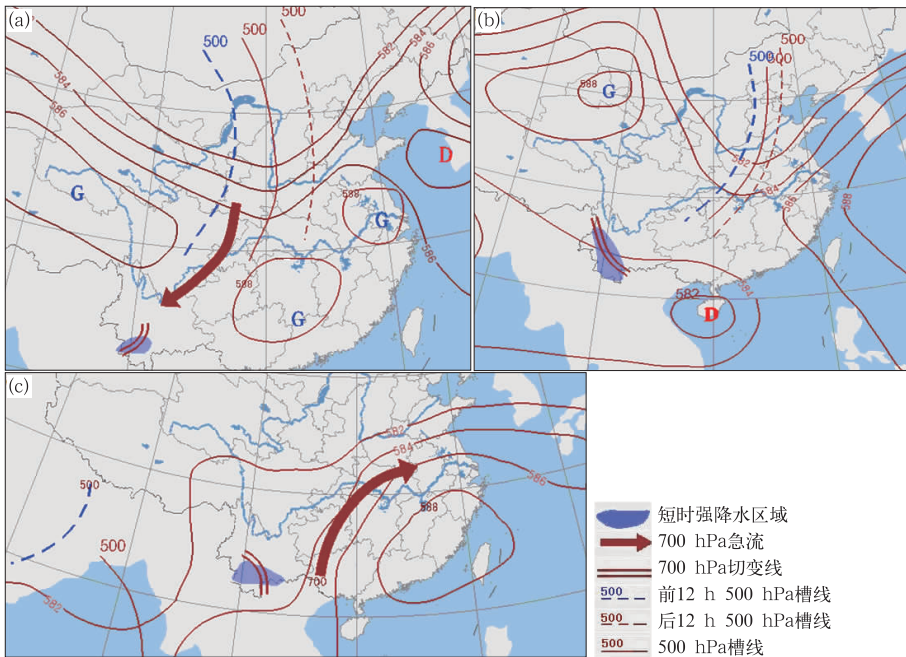


图 1 短时强降水概念模型图

(a)东北气流型,(b)台风低压西移型,(c)南支槽型

Fig. 1 Model types of flash heavy rains

(a) northeast air flow, (b) low pressure moving westward, (c) southern branch trough

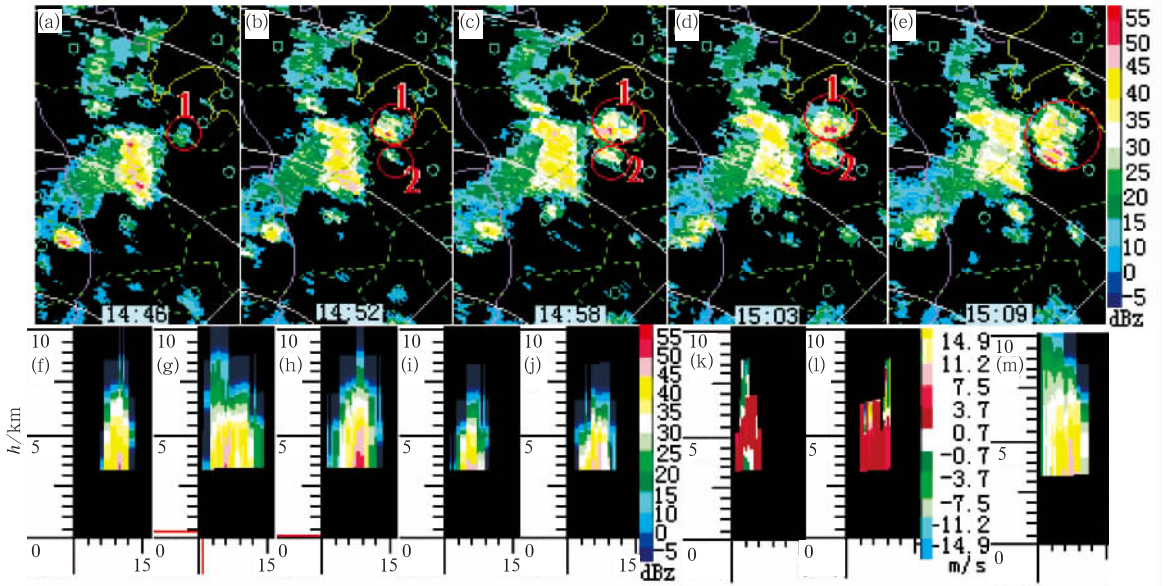


图 2 2012 年 8 月 20 日 16 时墨江县孟弄乡短时强降水回波  $0.5^\circ$  仰角基本反射率及其垂直剖面图 (a)14:46, (b)14:52, (c)14:58, (d)15:03, (e)15:19, (f)14:52 回波 1 的 RHI, (g)14:58 回波 1 的 RHI, (h)15:03 回波 1 的 RHI, (i)14:58 回波 2 的 RHI, (j)15:03 回波 2 的 RHI, (k)15:03 回波 1 的径向速度垂直剖面, (l)15:03 回波 2 的径向速度垂直剖面, (m)15:19 强降水回波的垂直剖面

Fig. 2 Base reflectivity and vertical section of flash heavy rain in Mengnong on 20 August 2012. Base reflectivity of echo 1 at (a) 14:46, (b) 14:52, (c) 14:58, (d) 15:03 and (e) 15:19; RHI of echo 1 at (f) 14:52, (g) 14:58, (h) 15:03 BT; RHI of echo 2 at (i) 14:58, (j) 15:03 BT; vertical section of radial velocity of (k) echo 1 and (l) echo 2 at 15:03 BT; radial velocity of echo at (m) 15:19 BT

弱, 无强回波悬垂, 大部分回波中的  $H_{40\text{ dBz}} \geq H_0$ , 且  $0^\circ\text{C}$  层高度上 40 dBz 的回波的累计长度/回波移速  $\geq 0.67\text{ h}$ 。预报提前时间 40 min 左右。

此外, 分析 115 次低质心弱辐合型短时强降水过程的 VIL、ET 等特征, 发现单独的 VIL 值和 ET 值与降水量无明显对应关系, 故引入  $D_{VIL}$  ( $D_{VIL} = VIL/ET$ )。115 次过程中,  $0.51\text{ g}\cdot\text{m}^{-3} \leq D_{VIL} \leq 1.92\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$  (2012 年 5 月 25 日 20 时澜沧发展河), 平均为  $0.96\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ , 共有 43 次的  $D_{VIL} \geq 1.00\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ , 其中 38 次 (88.4%) 的降水为 35.2~39.6 mm 之间, 而  $D_{VIL} < 1.00\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$  的 72 次过程中, 有 69 次 (95.8%) 的降水为 30.7~34.8 mm 之间, 表明低质心弱辐合型短时强降水过程中,  $D_{VIL} \geq 1.00\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$  时, 雨量相对较大。

### 3.1.2 低质心辐合型短时强降水

2010—2012 年, 普洱、西双版纳 446 次低质心回波降水中, 有 331 次属于低质心辐合型短时强降水, 辐合形式包括中尺度辐合区、切变、风速辐合等, 中尺度辐合是指在径向速度图中存在尺度为 20~200 km 的辐合, 辐合切变量为  $2.2\sim 10.0\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  (2012 年 8 月 13 日 23 时澜沧富东), 平均为 2.7

$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。降水量为 30.0~70.6 mm (2011 年 8 月 19 日 03 时江城康平)。其中, 存在原地生消回波 (39 次) 和出现旋转的回波 (15 次), 其移速为  $0\sim 5\text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$ , 其他回波的移速为  $6\sim 40\text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$  (2011 年 9 月 4 日 03 时镇沅), 平均为  $19\text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$ , 其中, 移速  $\geq 30\text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$  的过程共 27 次, 占 8%。

统计分析 331 次低质心辐合型短时强降水回波的成熟阶段反射率因子特征发现, 回波以块状为主, 带状其次、片状最少, 在强降水发生的 1 h 内,  $H_{40\text{ dBz}} \geq H_0$  的回波的影响时间为 30~60 min, 强度以 40~45 dBz 为主, 但 45 dBz 回波的面积略大于低质心弱辐合型短时强降水回波, 辐合维持时间与强回波维持时间和强降水维持时间相对应, 最多相差仅 1~2 个体扫时间, 其他特征与低质心弱辐合型短时强降水回波类似。

分析低质心辐合型短时强降水过程中, 有完整生消、移动过程的 104 次 (31%) 降水的回波 (包括移速为  $0\sim 5\text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$  的回波), 发现其发展阶段、成熟阶段、消散阶段的回波特征和维持时间特征: 除移速为  $0\sim 40\text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$ , 发展阶段为 30~60 min 左右, 成熟阶段回波维持 30~80 min 左右, 同一次降水过

程中,成熟阶段时间往往比发展阶段长 0~10 min 外,其他特征与低质心弱辐合型短时强降水类似。分析还发现,45 dBz 回波面积的增大和减小提前于 40 dBz 回波的增大和减小 6~18 min,可作为强降水消散的提前预报依据。

以 2011 年 7 月 14 日 19 时澜沧新城的降水为例,强降水回波由 6 块回波合并生成,为合并回波最多的一次过程,降水量为 60.6 mm。17:28 出现 6 块点状回波,回波间距小于 10 km,17:33—17:39 回波面积略增,垂直高度上迅速增长,对回波 1~6 (图 3b,回波编号位于小块状回波的右上角)做 RHI

和径向速度垂直剖面发现(图 3g~3l),回波的强度以 30 dBz 为主,有 5 块回波无明显中心,从低层到高层强度变化缓慢,回波无倾斜特征,各回波的垂直风切变差异明显,甚至出现低层风向不一致,合并的趋势。17:39—18:10,回波在水平风向和垂直方向上均存在跃增,合并为整块回波,存在中尺度辐合特征(图略),18:16,回波发展到成熟阶段(图 3m),整体强度为 40~45 dBz,移速为 15 km·h<sup>-1</sup>,根据移速和回波面积可以判断(图 3m), $H_{40\text{ dBz}} \geq H_0$  的回波的影响时间为 40 min 左右,实况是强降水维持时间为 45 min 左右。该回波发展阶段为 48 min,回波

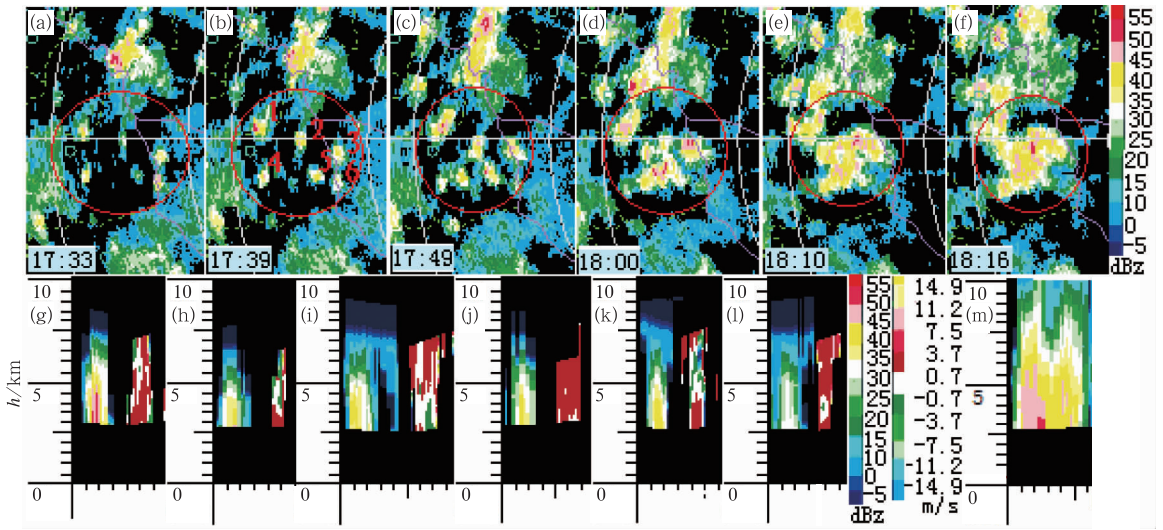


图 3 2011 年 7 月 14 日 19 时澜沧县新城乡短时强降水回波 0.5°仰角基本反射率及其垂直剖面图 (a)17:33,(b)17:39,(c)17:49,(d)18:00,(e)18:10,(f)18:16,(g)~(l)分别为回波 1~6 在 17:39 的 RHI 和径向速度垂直剖面,(m)18:16 回波成熟阶段的 RHI

Fig. 3 Base reflectivity and vertical section of flash heavy rain in Xincheng on 14 July 2011 Base reflectivity at (a) 17:33, (b) 17:39, (c) 17:49, (d) 18:00, (e) 18:10, (f) 18:16 BT; RHI and vertical section of radial velocity of (g) echo 1, (h) echo 2, (i) echo 3, (j) echo 4, (k) echo 5 and (l) echo 6 at 17:39 BT; RHI of echo in an end state at (m) 18:16 BT

成熟阶段维持时间与辐合时间一致为 55 min。

分析发现,当回波合并后具备以下特征或回波处于发展阶段并具备以下特征时,可预报该回波未来影响区域内出现短时强降水的可能较大:辐合切变量 $\geq 2.2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,在沿回波移向所做的垂直剖面图中,强度以 40~45 dBz 为主,回波无倾斜特征,强度较均匀,从低层到高层维持或缓慢减弱,无强回波悬垂,大部分回波中的  $H_{40\text{ dBz}} \geq H_0$ ,且 0°C 层高度上 40 dBz 的回波的累计长度/回波移速 $\geq 0.50\text{ h}$ 。预报提前时间 30 min 左右。

此外,分析 331 次低质心辐合型短时强降水过程的 VIL 和 ET 等特征,发现单独的 VIL 值和 ET

值与降水量无明显对应关系,分析 331 次过程中  $D_{VIL}$  值, $0.33\text{ g}\cdot\text{m}^{-3} \leq D_{VIL} \leq 3.0\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$  (2012 年 9 月 2 日 16 时宁洱县),平均为  $1.43\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ ,共有 143 次的  $D_{VIL} \geq 1.43\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ ,其中 102 次(71.3%)的降水在 40.2~70.6 mm,而  $D_{VIL} < 1.44\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$  的 188 次过程中,有 153 次(81.4%)的降水在 30.0~39.3 mm,表明低质心辐合型短时强降水过程中, $D_{VIL} \geq 1.43\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$  时,雨量相对较大。

### 3.2 高质心短时强降水回波特征及预警指标

高质心回波是指 50 dBz 以上的强回波伸展高度达到或超过 0°C 层高度,强回波中心下往往有弱

回波区。

91次高质心回波降水中,高质心弱辐合型强降水共出现14次,高质心辐合型强降水共出现77次,其辐合切变量平均值略高于低质心辐合型短时强降水,为 $2.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (高质心回波个例较少,不作详细分类分析)。

高质心强降水回波以块状、带状为主。初始回波由于2~3块回波组成,初始回波中有类似于冰雹云的初始回波、有类似于强降水的初始回波,其中1~2块回波在合并前垂直高度上发展迅速,2~3个体扫后,50 dBz以上的强回波伸展高度达到或超过0°C层高度,强回波存在明显倾斜特征,不同于冰雹云回波(段鹤等,2011)的是,其在水平方向上也存在迅速发展,在强回波边缘出现强度较均匀的40~45 dBz的回波。回波合并迅速,合并后2~3个体扫后,回波进入成熟阶段,合并后不存在强度跃增,强

回波边缘存在宽 $\geq 3 \text{ km}$ 的强度较均匀的40~45 dBz的回波,成熟阶段维持时间为30~120 min,成熟阶段时间往往比发展阶段长0~20 min。

以2010年6月10日21时镇沅和平的高质心短时强降水(小时雨量最大)、2012年7月31日02时镇沅县正兴镇的低质心短时强降水(00—02时的降水过程导致11人死亡,3人失踪,3人重伤,84人轻伤),以及两种冰雹云的典型回波为例进行对比分析,成熟阶段的高质心强降水回波与强对流回波和低质心强降水回波有明显差异,回波中心仍存在倾斜(图4a),但回波中心外围存在宽 $\geq 3 \text{ km}$ 的40~45 dBz的回波(图4a),以40 dBz为基础值的回波梯度介于冰雹云回波和低质心强降水回波之间(图4),组合反射率为45~50 dBz。高质心强降水回波的移速为 $10 \sim 35 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$ ,平均为 $23 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$ ,高于低质心强降水回波,低于冰雹云回波。

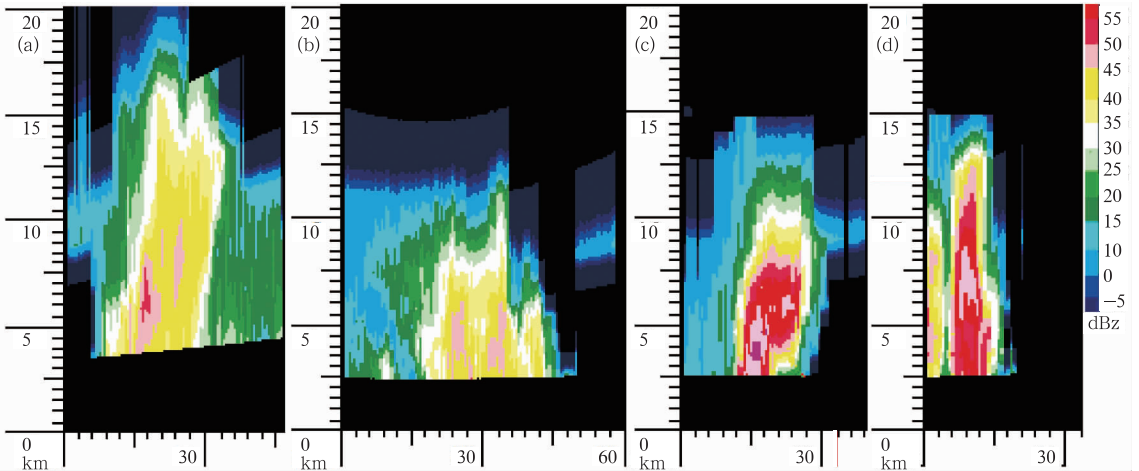


图4 (a)2010年6月10日21时镇沅和平的高质心短时强降水回波RHI,(b)2012年7月31日02时镇沅县正兴镇低质心强降水回波RHI,(c)2007年4月10日15:23景洪勐龙倾斜特征的冰雹云回波RHI,(d)2011年6月27日20:00墨江龙坝无明显倾斜特征的冰雹云回波RHI

Fig. 4 (a) RHI of high centroid echo in Heping at 21:00 BT 10 June 2010, (b) RHI of low centroid echo in Zhengxing at 02:00 BT 31 July 2012, (c) RHI of hail echo with gradient characteristics in Menglong at 15:23 BT 10 April 2012, (d) RHI of hail echo in Longba at 20:00 BT 27 Jun 2011

高质心强降水回波的降水量为30.6~73.8 mm(2010年6月10日21时镇沅和平),小时内强降水维持时间为28~60 min。

高质心强降水回波的 $D_{VIL}$ 值: $0.60 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3} \leq D_{VIL} \leq 3.17 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ ,平均为 $1.93 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ ,共有44次的 $D_{VIL} \geq 2.00 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ ,其中31次(70.4%)的降水在41.1~73.8 mm,而 $D_{VIL} < 2.00 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ 的47次过程中,有43次(91.4%)的降水在30.0~39.6 mm,表明高质心短时强降水过程中, $D_{VIL} \geq 2.00$

$\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ 时,雨量相对较大。

#### 4 辐合切变量与雨强、强降水维持时间的关系

分析短时强降水的雨强发现,所有小时雨量 $\geq 40 \text{ mm}$ 的降水过程中(84次),均存在 $\geq 2.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的辐合,所有辐合切变量 $< 2.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的过程中(129次,包括所有低质心、高质心弱辐合型短时强

降水),小时雨量均 $<40\text{ mm}$ ,且辐合切变量 $<2.2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 过程的平均强降水时间长于辐合切变量 $\geq 2.2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的降水过程,表明弱辐合型短时强降水的雨强明显低于辐合型短时强降水的雨强。此外,小时雨量 $\geq 40\text{ mm}$ 的 84 次降水过程的切变量平均值为 $3.1\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,高于辐合切变量平均值(高、低质心辐合型降水的总平均值为 $2.7\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ),且其降水维持时间与雨量 $<40\text{ mm}$ 的短时强降水过程无明显差异,说明辐合型短时强降水中辐合切变量大的过程往往雨强更大。

由于短时强降水回波的成熟阶段与强降水时段对应,回波成熟阶段的维持时间即为强降水维持时间,分析发现(图 5),低质心弱辐合型短时强降水(115 次)中有 63%(73 次)的强降水维持时间较长,为 50~70 min;低质心辐合型短时强降水(331 次)中有 32%(106 次)的强降水维持时间较长,为 50~80 min;高质心弱辐合型短时强降水(14 次)中,有 64%(9 次)的强降水维持时间较长,为 50~70 min;高质心辐合型短时强降水(77 次)中,有 38%(29 次)的强降水维持时间较长,为 50~120 min。此外,选取辐合切变量较大的过程分析也发现,切变量较大的过程(切变量大于平均值),维持时间 50~120 min 的仅占 36%,辐合切变量最大的 6 次过程中,强降水维持时间 50~120 min 的占 40%。如 2012 年 8 月 13 日 23 时,澜沧富东上空低质心强降水回波的辐合切变量达 $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,强降水维持时间仅为 30 min,2011 年 4 月 9 日 10 时和 9 月 18 日 06 时,江城曲水、思茅倚象上空高质心强降水回波的辐合切变量均为 $9\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,强降水维持时间仅为 35 和 30 min,2011 年 9 月 4 日 01—02 时受飚线影响,宁洱勐先、思茅整碗和营盘山(同一回波)上空低质心强降水回波的辐合切变量达 $8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,强降水维持时间为 50 min 以上。表明在普洱和西双版纳的短时强降水过程中,辐合型短时强降水的维持时间往往短于弱辐合型短时强降水。

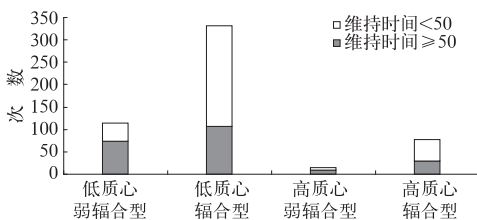


图 5 不同类型短时强降水中降水维持时间分布特征

Fig. 5 The holding time characteristics of different types of short-time severe precipitation

分析降水量最大的 10 次过程(表 1)过程,其特点可分为两类(距离雷达过远严重速度模糊 1 次除外):(1)强降水维持时间长,小时内强降水维持时间 45~60 min,切变量为 $2.8\sim 4.9\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。(2)强降水维持时间短,为 30 min,切变量分别为 $6.8$ 和 $8.0\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。而雨量最小的过程可分为两类(表略):(a)强降水时间 40~60 min,切变量 $<2.2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。(b)切变量平均值 $2.4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,最大值 $<3.6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,维持时间 30~42 min。表明典型的短时强降水过程需具有切变量大或维持时间长的特征(西双版纳的 4 次 60 mm 以上的过程均出现资料不全)。

分析辐合尺度相对较大的 9 次飚线,共 28 站短时强降水发现[2010 年 5 站:9 月 22 日 4 站、6 月 1 日 1 站;2011 年 13 站:9 月 4 日 9 站(扫描范围外的 1 站不计)、8 月 19 日 2 站、5 月 14 日 2 站;2012 年 10 站:6 月 15 日 3 站(扫描范围外的 2 站不计),8 月 6 日 2 站,5 月 25 日 3 站,5 月 22 日 2 站],飚线整体的辐合切变量越大,飚线的维持时间越长,飚线中出现短时强降水的站次也越多,但对于飚线中的回波单体,辐合切变量越大,往往雨强越大,但相应的维持时间越短。例如 2011 年 9 月 4 日的飚线是辐合切变量最大、维持时间最长的飚线(影响时间达 5 h 30 min 左右),造成普洱市出现短时强降水达 10 站,其间,飚线中均存在较强的辐合,大部分回波的切变量维持 $5\sim 8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。飚线生成于 9 月 3 日 23 时左右,呈南北向排列,自东向西偏北方向移动,9 月 4 日 01 时,飚线中部回波发展到成熟阶段(图 6a 和 6b),切变量 $8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,出现 2 站短时强降水(宁洱勐先和普义,红色圈内),强降水时间仅 30 和 38 min,最大雨量达 64.0 mm(宁洱勐先),之后中部回波减弱,降水较弱(图 6a 和 6c),但飚线整体辐合维持(图 6b 和 6d),整体回波发展;02 时,飚线南侧中部回波发展到成熟阶段(图 6c 和 6d),辐合切变量 $5\sim 7\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,出现 3 站(思茅区、整碗、营盘山,红圈内)短时强降水后降水减弱,强降水时间 42~60 min,最大雨量 53.3 mm(思茅整碗),飚线整体辐合仍维持,飚线整体回波发展加强,03 时,飚线南部边缘和北部边缘强度最强(图略),辐合切变量 $5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,各出现 1 站短时强降水(镇沅县、思茅六顺),强降水时间 48 min 左右,之后南部、北部边缘回波减弱。04 时,在 01 时减弱的飚线中部回波再次发展加强到成熟阶段,在飚线中部形成 1 站短时强降水(图 6e 和 6f,红圈内),另外,在北侧中部出现



表 1 雨量最大的 10 次短时强降水的时间、地点、结构、降水量和切变量

Table 1 Time, place, structure, precipitation and shear of severest 10 flash heavy rains

| 时间                   | 地点    | 结构  | 降水量/mm | 降水时间/min | 切变量/ $m \cdot s^{-1}$ |
|----------------------|-------|-----|--------|----------|-----------------------|
| 2010 年 6 月 10 日 21 时 | 镇沅和平  | 高质心 | 73.8   | 48       | 速度模糊                  |
| 2010 年 6 月 21 日 15 时 | 澜沧竹塘  | 低质心 | 60.8   | 60       | 4.8                   |
| 2010 年 7 月 25 日 15 时 | 景谷半坡  | 低质心 | 62.4   | 45       | 4.0                   |
| 2010 年 9 月 4 日 01 时  | 江城桥头河 | 低质心 | 61.7   | 60       | 2.9                   |
| 2011 年 5 月 26 日 09 时 | 思茅云仙  | 低质心 | 61.1   | 60       | 3.1                   |
| 2011 年 7 月 14 日 19 时 | 澜沧新城  | 低质心 | 60.6   | 45       | 2.8                   |
| 2011 年 8 月 19 日 03 时 | 江城康平  | 低质心 | 70.3   | 30       | 6.8                   |
| 2011 年 9 月 4 日 01 时  | 宁洱勐先  | 低质心 | 64.0   | 30       | 8.0                   |
| 2012 年 7 月 19 日 03 时 | 景谷县   | 低质心 | 60.2   | 60       | 3.0                   |
| 2012 年 9 月 20 日 0 时  | 镇沅县   | 高质心 | 70.0   | 60       | 4.0                   |

1 站短时强降水(图略)。此后,飏线移出雷达扫描区域。

分析 2010—2012 年,24 h 内出现 5 站以上短时强降水的 18 次过程,范围较大的辐合作用利于大部分回波的维持和发展,利于较长时间内多次出现强降水回波,但某一小范围回波内的辐合作用往往导致短时强降水的出现,且辐合切变量越大,往往强降水维持时间越短。

## 5 短时强降水的径向速度场、垂直风场特征及强降水成因分析

### 5.1 径向速度场特征

2010—2012 年普洱和西双版纳 537 次短时强降水过程发生前,均出现了维持时间较长的、利于强降水发生和维持的径向速度场特征,表现形式有急流(共 23 次,包括中低空急流和高低空急流的配合)、低层暖平流和高层冷平流的叠加(77 次)、辐合与冷(暖)平流的叠加(115 次)、切变线(零等速度线折角,79 次)、降水开始前大范围回波水平风速切变明显增大的特征(118 次)以及多次出现的东南气流和西南气流辐合的特征(125 次)等。

### 5.2 强降水回波的径向速度垂直剖面、风廓线产品(VWP)、垂直风切变特征

分析 537 次短时强降水回波发现,出现中等强度以上垂直风切变的短时强降水过程均由急流(牛眼结构,23 次强降水)或飏线(过雷达中心时常出现速度模糊或牛眼结构,28 次强降水)引起[根据 Brooks 等(1994)定义的强度; $5 m \cdot s^{-1} \cdot km^{-1}$  及以下为较弱, $10 m \cdot s^{-1} \cdot km^{-1}$  为中等强度, $15 m \cdot s^{-1} \cdot km^{-1}$  为很强]。特别是高低空急流配合时,强

降水回波中的垂直风切变可达  $15 m \cdot s^{-1} \cdot km^{-1}$  以上(2011 年 9 月 4 日 01:03 思茅区上空),达到很强的级别,由于急流和飏线是典型的引起强降水的系统,易于识别,且所占比例较小,因而不作详细讨论。

除去急流和飏线引起的 51 次短时强降水过程,将其余 486 次过程分为高质心和低质心两类进行讨论,分析发现,高质心强降水回波的垂直风切变值为  $4 \sim 6 m \cdot s^{-1} \cdot km^{-1}$  左右,加之高质心回波伸展高度较高,易于识别,不作详细讨论。以下讨论 362 次低质心短时强降水过程的速度垂直剖面、风廓线产品(VAD wind profile, VWP)、垂直风切变特征(除去了位于雷达边缘而严重速度模糊或靠近雷达中心的过程)。

多普勒天气雷达速度方位显示 VWP 是平均水平风随高度变化的图形显示产品,VWP 产品可以在一定程度上揭示暴雨过程中垂直风场的相对真实结构。但仅能计算以雷达为中心,半径为 30 km 的水平区域中总共 30 个由用户定义的高度上的二维平均水平风,分析以雷达为中心,半径 30 km 以内发生的 41 次低质心短时强降水过程的 VWP 图发现,VWP 图中有 4 种类型:

(1) 整层风向较一致型:强降水开始前,从 2.1 ~ 15.2 km 均为风速  $2 \sim 6 m \cdot s^{-1}$ 、垂直风切变为  $3 \sim 5 m \cdot s^{-1} \cdot km^{-1}$  的风向较一致的气流(西偏南或东偏南为主),强降水开始后,垂直风切变减小为  $1 \sim 3 m \cdot s^{-1} \cdot km^{-1}$ ,强降水结束后风切略加大、风速略加大(图略)。

(2) 中低层风向顺转(逆转)型:整个降水过程中,风向在 3.4 ~ 4.9 km 之间的某一高度上出现明显的顺转(或逆转),该高度下方的气流风向较一致(东偏南或西偏南为主),上方的气流存在较弱的顺转(或逆转)。整体的风速为  $2 \sim 6 m \cdot s^{-1}$ ,垂直风切变为  $2 \sim 4 m \cdot s^{-1} \cdot km^{-1}$ (图略)。

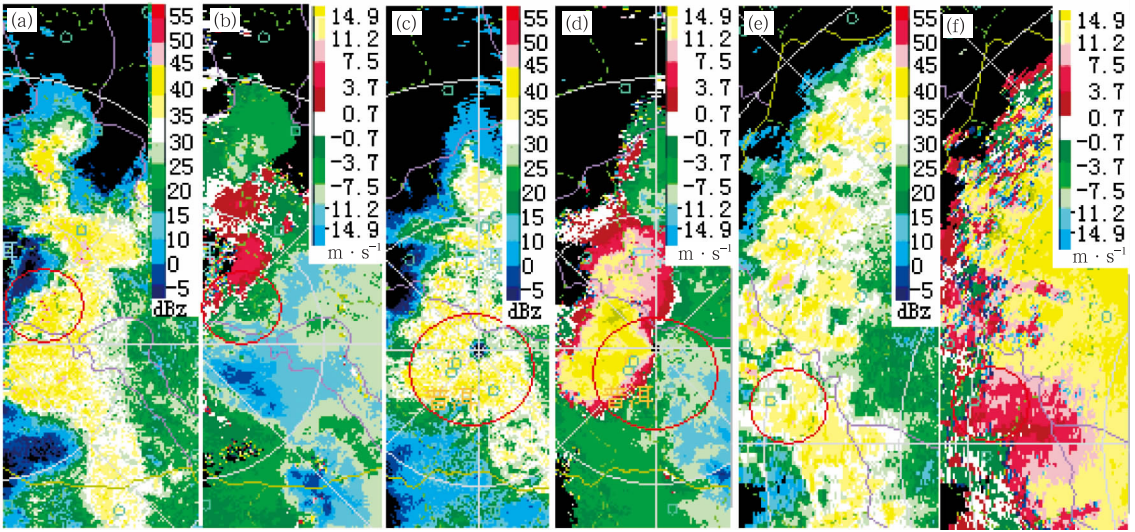


图 6 2011 年 9 月 4 日飚线的 0.5°仰角基本反射率(a, c, e)和 0.5°仰角径向速度(b, d, f)  
(a,b)00:37,(c,d)01:13,(e,f)03:14

Fig. 6 Base reflectivity and vertical section of squall line on 4 September 2011  
(a) 00:37R, (b) 00:37V, (c) 01:13R, (d) 01:13V, (e) 03:14R, (f) 03:14V

(3) 中低层一定厚度连续无资料区消失型:以 2012 年 7 月 31 日 04 时宁洱同心的短时强降水为例分析此类型(图 7),强降水开始前,2.1~3.4 km 为风向一致的气流,垂直切变为  $1\sim 3\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-1}$ ,风速为  $2\sim 6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,3.7~4.6 km 之间开始出现一定厚度连续无资料区,4.9~12.2 km 为垂直切变为  $3\sim 5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-1}$ ,风速为  $2\sim 20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  (6.7 km 以下均低于  $6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ),风向较一致,与低层接近相切。03:17 强降水开始后,无资料区消失,2.1~10.7 km 之间为暖平流控制(随高度顺转),风切变降低为  $1\sim 3\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-1}$ 。按照多普勒天气雷达 VWP 产品的形成机理,除了在雷达运行降水模式探测不到的非常高的薄云内,因液态水粒子非常细小而出现无资料区外(从大量观测事实可以看出,降水模式探测不到的高度大约为 15.2 km),降水模式探测不到高度以下无资料区的形成原因有两个,一是干区,二是因为被探测区内的液态水粒子运动杂乱,无法反演风向和风速,由于无资料区上部和下部风向接近相切,且 3.7~4.6 km 之间存在降水回波,因此认为,无资料区是由于液态水粒子运动杂乱,无法反演风向和风速而形成,表明强降水开始前 3.4~4.6 km 之间存在液态水粒子运动杂乱的区域,随着暖平流的加强,无资料区范围减小,强降水开始,强降水结束后风切、风速变化不明显。可将无资料区的减小或消散视为强降水开始的征兆,提前预示时间 45 min 左右。

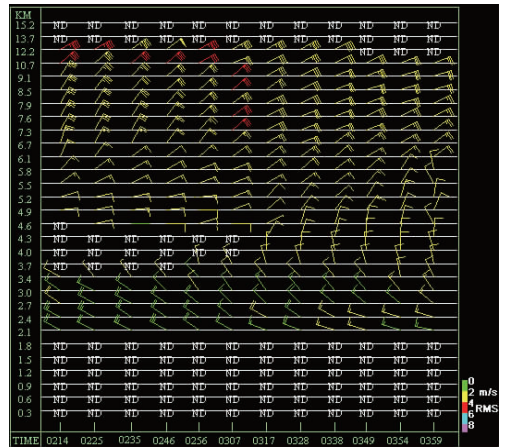


图 7 2012 年 7 月 31 日 04 时宁洱同心  
02:14—03:59 VWP  
Fig. 7 VWP in Tongxin from 02:14 to  
03:59 BT 31 July 2012

(4) 散乱连续无资料区消失型:强降水开始前,2.1~2.4 km 之间风向较一致的气流(东偏南或西偏南为主),风速  $2\sim 4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,风切  $3\sim 5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-1}$ ,2.7~8.5 km 之间风向杂乱,风速  $2\sim 6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,存在分布散乱连续无资料区,风切为  $3\sim 5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-1}$ ,分析认为,无资料区为液态水粒子运动杂乱,无法反演风向和风速而形成。强降水开始后,无资料区消失,2.7~8.5 km 之间转为风向和风速较一致的气流(西偏北或东偏北为主),风速  $2\sim 6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,风切略减弱,强降水结束后,风切、风速

变化不明显(图略)。可将无资料区的减小视为强降水开始的征兆,提前时间 45 min 左右。

对 362 次低质心短时强降水回波(包括半径 30 km 以内发生的 41 次短时强降水过程)的径向速度图做垂直剖面发现,强降水开始前,各回波的垂直切变差异较大,径向速度图的垂直剖面差异大,且大部分强降水过程由块状回波在移动过程中合并后引起,强降水开始前,强降水落区上空往往无回波,故不对强降水开始前的回波垂直剖面特征作统计分析,统计分析强降水开始后垂直剖面图中主要存在的 3 种类型(7.5 km 以上的垂直速度场中常出现模糊,且 7.5 km 以上往往无回波或回波强度很弱,暂不作分析):

(1) 整层出流(入流)型:强降水回波从低层到 7.5 km 均为出流(或入流),径向速度一般为  $0\sim 11.2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (或  $-11.2\sim 0\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ),回波整体的垂直风切变为  $0\sim 4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-1}$ ,强降水结束后风切略加大、径向速度略加大,此类型与 VWP 图中第一种类型对应。

(2) 低层出流中高层入流型:强降水回波 3.5~5.0 km 存在零速度线,零速度线以下为出流区,零速度线以上为入流区,径向速度均为  $0\sim 11.2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,回波整体的垂直切变为  $0\sim 5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-1}$ ,大部分高度上为  $2\sim 4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-1}$ ,强降水结束后整体速度和垂直风切变变化较小。此类型与 VWP 图中第二种类型对应。

(3) 零等速度区消失型:强降水开始时 2.1~2.5 km 为出流区(图 8,以 2012 年 7 月 31 日 04 时宁洱同心的短时强降水为例),径向速度为  $0\sim 7.5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,2.5~4.5 km 之间径向速度较小,径向速度为零的区域范围明显减弱或消失(图 8a 和 8c),4.5~7.5 km 风速为  $-11.2\sim 0\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  为主的入流,整体垂直切变以  $0\sim 5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-1}$  为主,强降水结束后,垂直风切变和径向速度略减弱。由于该类型中,部分径向速度为零的区域位于 2.5~4.5 km,有 40~45 dBz 的降水回波对应,将其理解为液态水粒子运动杂乱而导致径向速度为 0,那么此类型与 VWP 中类型 3、4 对应。

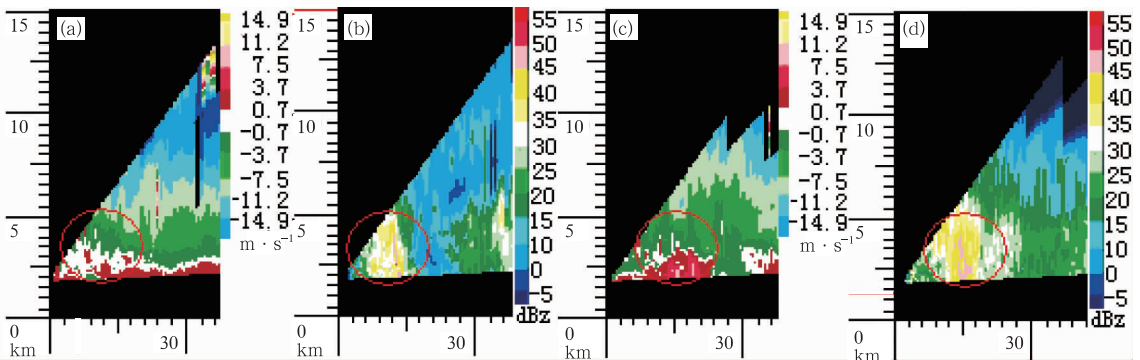


图 8 2012 年 7 月 31 日 04 时宁洱同心径向速度和基本反射率垂直剖面

(a)02:12 径向速度垂直剖面,(b)02:12RHI,(c)03:22 径向速度垂直剖面,(d)03:22 RHI

Fig. 8 Vertical section of base reflectivity and radial velocity in Tongxin at 04:00 BT 31 July 2012

Vertical section of radial velocity at (a) 02:12 BT, RHI at (b) 02:12 BT, vertical section of radial velocity at (c) 03:22 BT, RHI at (d) 03:22 BT

上述分析表明,短时强降水回波在 VWP 中垂直风场信息与垂直剖面图中的垂直风场信息较一致。362 次低质心短时强降水回波都具有垂直风切变较弱的特征,该结论与韩宁等(2012)研究结论一致,陕甘宁三省 5—9 月短时强降水均发生在弱风切变环境中。

短时强降水回波距雷达 30 km 以内时,无资料区的减小或消散预示着强降水的开始,提前时间 45 min 左右,30 km 以外时,提前时间小于 45 min(移速  $0\sim 5\text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$ )或无预示作用(移入回波降水)。

### 5.3 短时强降水成因分析

急流影响下的短时强降水过程中,急流不仅为强降水提供了暖湿空气、不稳定能量等条件,强降水开始时,中低空急流往往增强  $2.0\sim 5.0\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,急流的加强增加了层结的不稳定度、增加了低层的扰动,为强降水的维持提供了可能。

飊线影响下的短时强降水过程中,径向速度场中存在中小尺度的辐合特征,部分飊线中的强回波还伴有后侧入流急流(RIJ),辐合区域和 RIJ 等往往

与强回波相对应,导致降水的雨强较大,此外,普洱和西双版纳的飑线具有明显的高层辐散特征,配合低层的辐合作用,是飑线中强降水的触发机制,而飑线中具有较强的垂直风切变和飑线内部上升气流与下沉气流的正反馈作用使滇南飑线的维持时间较长,使强降水能维持较长时间。

高质心短时强降水回波中心强度以 45~50 dBz 为主,且外围存在宽 $\geq 3$  km 的 40~45 dBz 的回波,回波存在明显的倾斜特征,雨强相对较大,维持时间较长的高质心短时强降水常具备以下条件:垂直风切变较弱到中等强度、较强的层结不稳定环境( $K$  值较大、 $SI$  指数为负的较大值)、中等偏强的对流有效位能(CPAE)。

362 次低质心短时强降水回波的垂直风切变较弱,回波无明显的倾斜特征,回波存在低层辐合或弱辐合特征。其形成短时强降水的原因可能是:垂直风切变较弱,使得整块回波中水汽和热量的损失较少,而低层持续存在的辐合或弱辐合作用以及利于降水发生的径向速度场特征,使得回波中水汽和热量不断聚积,使得湿度和温度的扰动明显超过周围环境值,而诱发对流云发展,导致短时强降水的发生,其形成类似于 CISK 第二类条件不稳定,但短时强降水的尺度较小,该结论类似于倪允琪等(2006)在我国南方暴雨的试验与研究中的结论,而高安宁等(2009)也指出在弱环境风场条件下风垂直切变小,可能是导致暴雨产生的动力条件之一。

## 6 非短时强降水回波与短时强降水回波的对比分析

为验证短时强降水回波特征的代表性和预报指标的可用性,对比分析非短时强降水回波与强降水回波的差异。

分析 2004—2012 年普洱、西双版纳的收集到的有雷达资料的所有冰雹天气过程(26 次),45 例冰雹云,发现其与低质心短时强降水回波的差异为(表 2):(1)有 47% 的冰雹云回波存在倾斜,导致大部分冰雹云中从低层到高层降水落区不一致,而短时强降水回波从低层到 5.0 km 左右均存在 40~45 dBz 左右的回波,且不存在倾斜,降水落区集中。(2)冰雹云回波移速较快,97% 的冰雹云的移速超过  $30 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$ (段鹤等,2011),而短时强降水的平均移速为  $19 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$ ,强降水回波影响同一区域的时间较长,利于降水的累积。(3)冰雹云回波成熟阶段的生命期为 30~48 min 左右,影响时间短于短时强降水。

冰雹云与高质心短时强降水回波的主要差异为(表 2):(1)短时强降水回波中心外围存在宽 $\geq 3$  km 的 40~45 dBz 的回波,而冰雹云不存在;(2)短时强降水的平均移速不足  $23 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$ ,明显低于冰雹云的移速。

分析 4~5 km 高度上 2012 年非强降水雷达回

表 2 短时强降水回波、冰雹回波、未出现短时强降水和冰雹的层云、积云及层积混合云回波的对比分析

Table 2 The comparison of the echoes about flash heavy rains, the echo about hail and the echo about other situations

| 回波类别       | 平均移速/ $\text{km} \cdot \text{h}^{-1}$ | $H_{40 \text{ dBz}}$      | 主体强度/dBz  | 成熟阶段生命期/min | 是否倾斜   |
|------------|---------------------------------------|---------------------------|-----------|-------------|--------|
| 低质心短时强降水回波 | 19                                    | $\geq H_0$                | 40~45     | 30~80       | 否      |
| 高质心短时强降水回波 | 23                                    | $\geq H_0$                | 45~50     | 30~120      | 是      |
| 冰雹回波       | 36                                    | $\geq H_0 + 2 \text{ km}$ | $\geq 55$ | 30~48       | 47% 倾斜 |
| 层状云回波      | 12                                    | 94% 未达 $H_0$              | $\leq 40$ | $\geq 30$   | 否      |
| 积状云回波      | 29                                    | $\geq H_0$                | $\geq 35$ | 12~50       | 34% 倾斜 |
| 层积混合云回波    | 15                                    | 46% 未达 $H_0$              | 30~40     | $\geq 45$   | 否      |

波资料发现(表 2):(1)层状云为主的降水过程中,40 dBz 未伸展到  $H_0$  ( $0^\circ\text{C}$  层高度),或面积很小、维持时间短;(2)积云为主的降水过程中,40 dBz 往往伸展到  $H_0$ ,但存在回波倾斜、移速较快、40 dBz 的位置和面积变化较大、维持时间短等特征;(3)层积混合云降水常常导致  $20\sim 25 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  左右的降水,未达到短时强降水级别的主要原因为回波强度为 30

~40 dBz 为主、40 dBz 伸展高度位于 4~5 km。

## 7 结 论

(1) 当回波合并后具备以下特征或回波处于发展阶段并具备以下特征时,可预报该回波未来影响区域内出现短时强降水的可能较大:低质心降水过

程中,强度以 40~45 dBz 为主,回波无倾斜特征,强度较均匀,从低层到高层维持或缓慢减弱,大部分回波的  $H_{40\text{ dBz}} \geq H_0$ ,且 0℃层高度上 40 dBz 的回波的累计长度/回波移速  $\geq 0.67\text{ h}$ (辐合切变量  $\geq 2.2\text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 时,累计长度/回波移速  $\geq 0.50\text{ h}$ )。预报提前时间 30~40 min 左右。

(2) 当回波合并后具备以下特征或回波处于发展阶段并具备以下特征时,可预报该回波未来影响区域内出现短时强降水的可能较大:50 dBz 以上的强回波伸展高度达到或超过 0℃层高度,在强回波边缘存在宽  $\geq 3\text{ km}$  的强度较均匀的 40~45 dBz 回波,且 0℃层高度上 40 dBz 的回波的累计长度/回波移速  $\geq 0.47\text{ h}$ 。预报提前时间 28 min 左右。

(3) 速度场中的辐合作用利于大范围回波整体的维持和发展,利于较长时间内多次出现强降水过程,但某一小范围回波内的辐合作用往往导致短时强降水的出现,且辐合切变量越大,强降水维持时间越短。

(4) 弱辐合型短时强降水的雨强明显低于辐合型短时强降水的雨强。辐合型短时强降水中,辐合切变量大的过程往往雨强更大。

(5)  $D_{VIL}$  可以作为同一类型短时强降水过程中,降水强弱的判据之一。

(6) 除去急流和飑线导致的短时强降水,短时强降水在 VWP 中垂直风场信息与垂直剖面图中的垂直风场信息较一致,低质心短时强降水回波都具有垂直风切变较弱的特征,有 53% 的强降水回波在 2.5~5.0 km 存在径向速度为 0 的区域,且该区域减弱和消散与强降水的开始有一定的预示作用。

(7) 362 次低质心短时强降水回波的垂直风切变较弱,其形成短时强降水的原因可能是:垂直风切变较弱,使得整块回波中水汽和热量的损失较少,而低层持续存在的辐合或弱辐合作用以及利于降水发生的径向速度场特征,使得回波中水汽和热量不断聚积,使得湿度和温度的扰动明显超过周围环境值,而诱发对流云发展,导致短时强降水的发生。

## 参考文献

陈明轩,俞小鼎,谭晓光,等. 2006. 北京 2004 年“7.10”突发性对流强

- 降水的雷达回波特征分析. 应用气象学报,17(3):333-345.
- 段鹤,严华生,王晓君,等. 2011. 滇南中小尺度灾害天气的多普勒统计特征及识别研究. 气象,37(10):1216-1227.
- 高安宁,陈见,李生艳,等. 2009. 弱环境风场条件下华南西部大范围暴雨特征分析. 热带气象学报,25(1):110-116.
- 韩宁,苗春生. 2012. 近 6 年陕甘宁三省 5—9 月短时强降水统计特征. 应用气象学报,23(6):691-701.
- 郝莹,姚叶青,郑媛媛,等. 2012. 短时强降水的多尺度分析及临近预警. 气象,38(8):903-912.
- 黄勇,覃丹宇,邱学兴. 2012. 暴雨过程中对流云合并现象的观测与分析. 大气科学,36(6):1135-1149.
- 李德俊,唐仁茂,熊守权,等. 2011. 强冰雹和短时强降水天气雷达特征及临近预警. 气象,37(4):474-480.
- 李军霞,汤达章,李培仁,等. 2007. 中小尺度的多普勒径向速度场特征分析. 气象科学,27(5):557-563.
- 李耀东,余政,暴冬玲,等. 2010. 物理初值化与短时强对流降水数值模拟研究. 气象科学,30(4):452-459.
- 林建,杨贵名. 2014. 近 30 年中国暴雨时空特征分析. 气象,40(7):816-826.
- 倪允琪,周秀娥,张人禾,等. 2006. 我国南方暴雨的试验与研究. 应用气象学报,17(6):690-704.
- 彭芳,吴古会,杜小玲. 2012. 贵州省汛期短时降水时空特征分析. 气象,38(3):307-313.
- 仇娟娟,何立富. 2013. 苏沪浙地区短时强降水与冰雹天气分布及物理量特征对比分析. 气象,39(5):577-584.
- 孙继松. 2014. 从天气动力学角度看云物理过程在降水预报中的作用. 气象,40(1):1-6.
- 吴涛,万玉发,王珊珊. 2012. 多雷达反演参量联合的短时强降水识别方法研究. 高原气象,31(5):1393-1406.
- 尹承美,梁永礼,冉桂平,等. 2010. 济南市短时强降水特征分析. 气象科学,30(02):262-267.
- 张京英,陈金敏,刘英杰,等. 2010. 大暴雨过程中短时强降水机制分析. 气象科学,30(3):407-413.
- 张亚萍,张勇,廖峻,等. 2013. 天气雷达定量降水估测不同校准方法的比较与应用. 气象,39(7):923-929.
- 郑媛媛,姚晨,郝莹,等. 2011. 不同类型大尺度环流背景下强对流天气的短时临近预报预警研究. 气象,37(7):795-801.
- Brooks H E, Doswell III C A, Wilhelmson R B. 1994. The role of midtropospheric winds in the evolution and maintenance of low-level mesocyclones. Mon Wea Rev,122(1),126-136.
- Hosking J G, Stow C D. 1987. Ground-based, high-resolution measurements of the spatial and temporal distribution of rain fall. J Applied Meteor,26(11):1530-1939.
- Klaassen W. 1989. Determination of rain intensity from Doppler spectra of vertically scanning radar. J Atmos Ocea Tech,6(4):552-562.