

冯晋勤, 汤达章, 曹长尧. 2014. 福建西部山区短时暴雨雷达回波特征及中小尺度系统分析. 气象, 40(3):297-304.

福建西部山区短时暴雨雷达回波特征 及中小尺度系统分析^{* 1}

冯晋勤¹ 汤达章² 曹长尧¹

¹ 福建省龙岩市气象局, 龙岩 364000

² 南京信息工程大学, 南京 210044

提 要: 利用常规天气资料、探空、地面降水资料以及建阳、龙岩两部新一代天气雷达资料对 2005—2009 年福建西部山区短时暴雨的雷达回波特征及对应的中小尺度系统进行分析, 分析表明: 短时暴雨的雷达回波按降水类型可分为大陆强对流型降水和热带海洋型强降水, 并统计了大陆强对流型降水和热带海洋型降水低层反射率因子与雨强对应关系; 按降水影响时间可以分为以局地发展为主的停滞型回波和不断影响某一地区的移动型列车效应回波; 利用雷达回波演变及基本径向速度资料, 结合天气系统, 提取三类产生短时暴雨对应的中小尺度系统: 与低空切变(或低压槽)、西南急流配合的中小尺度切变线或辐合线, 以切变南压为主的中小尺度切变线或辐合线和以局地对流发展为主的逆风区或中气旋。

关键词: 短时暴雨, 雷达回波特征, 中小尺度系统

中图分类号: P458

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2014.03.005

Analyses on Radar Echo Characteristics and Meso-Microscale Systems of Short-Time Rainfalls in Western Mountainous Area of Fujian

FENG Jinqin¹ TANG Dazhang² CAO Changrao¹

¹ Longyan Meteorological Office of Fujian Province, Longyan 364000

² Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

Abstract: Utilizing conventional meteorological data, T - Inp and the Longyan and Jianyang CINRAD/SA data, the radar echo characteristics and meso-microscale systems of short-time rainstorms in western mountainous area of Fujian are analyzed. The results show that the short-time torrential rainfall echoes can be classified for continental convective precipitation and tropical marine precipitation. Besides, the relationship between the convective precipitation, the tropical marine precipitation's low level reflectivity factor and rainfall intensity are statistically analyzed. The rainfall echoes are classified for local developed stagnation echo and "train effect" echo which constantly affects certain regions according to the impact time of rainfalls. Based on the evolution of radar echoes, base velocities and weather systems, three types of meso-microscale systems which lead to short-time rainstorms are extracted. The first is meso-scale shear line or convergence line related to low-level shear line (trough) and southwest jet. The second is low-level shear line or convergence line which moves to south. The third is adverse wind area or mesocyclone related to local convections.

Key words: short-time rainstorm, radar echo characteristics, meso-microscale systems

* 福建山区短时暴雨预报预警技术研究项目(2010J01244)资助

2012 年 11 月 7 日收稿; 2013 年 5 月 27 日收修定稿

第一作者: 冯晋勤, 研究方向为短时短期预报技术. Email: lyfjq@hotmail.com

引言

暴雨天气属于强对流天气中的一种,为中小尺度系统,时空分辨率较低的常规地面、高空探测资料难以作为判断强降水出现时间和强度的依据。多普勒天气雷达采样空间分辨率高,间隔时间短,探测范围达几百千米,不仅能获得回波强度资料,而且还可以利用降水回波频率与发射频率之间变化的信息来获得降水粒子的径向速度,并通过径向速度推断降水系统的风场结构特征,因而能有效地监测、预警预报短时暴雨的落区、强度及发生的时间,是研究短时暴雨中小尺度天气系统的主要手段之一。

利用天气雷达资料进行暴雨回波识别中,雷达反射率因子强度以及回波系统的尺度、移动和移动方向与回波带长轴的夹角等是识别暴雨回波的几个重要特征(Doswell et al, 1996)。中尺度对流辐合体(MCC)中的 β 中尺度单元(MBE)移动方向和速度的概念模型,可由多普勒天气雷达径向速度图判断低空急流,从而根据雷达回波推断降水回波中心MBE的移动(Corfidi et al, 1996)。Davis(2011)指出,当对流降水系统中的单体移动与传播相互抵消时降水系统移动缓慢由此可能产生大的降水。近年来,国内的广大气象工作者对短时暴雨的雷达回波特征进行了分析(张家国等, 2011; 孙莹等, 2011; 郑媛媛等, 2011; 何群英等, 2009; 郝莹等, 2012; 柯文华等, 2012; 俞小鼎, 2012; 陈永仁等, 2013),其中张家国等(2011)以 2007—2008 年湖北省暴雨过程为研究对象,对 32 次区域性暴雨过程从回波形态、结构、暴雨落区等方面进行分析。孙莹等(2011)通过对 2005—2007 年桂林 39 个短时暴雨个例进行普查分析建立了块状、带状、涡旋状、絮状回波的概念模型。郑媛媛等(2011)对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进行了研究。何群英等(2009)对天津一次突发性局地大暴雨进行了中尺度分析。

通过分析 2005—2009 年福建西部山区短时暴雨的雷达回波特征,并提取产生短时暴雨对应的中小尺度系统,可以有效提高对福建西部山区短时暴雨预报的针对性,并对产生短时暴雨的中小尺度天气系统进行判断,从而快速地识别出短时暴雨回波,准确做出预警预报,提高短时暴雨的临近预报水平。

1 短时暴雨时间分布特征

根据中国气象局《全国短时、临近预报业务规定》(气办发[2010]19 号文)中规定:1 h 降水量 ≥ 20 mm 的降水即定义为短历时强降水,因此,将区域性短时暴雨定义为:按 08—08 时雨量,有 3 个(或以上)站(大监站)1 h 雨量 > 20 mm 的日降水过程。同时,根据福建省暴雨预警信号规定:3 h 内降雨量将达 50 mm 以上将发布暴雨橙色预警信号,将单站(大监站)1 h > 20 mm 且 3 h 雨量 > 50 mm 的日降水过程(08—08 时)定义为单站典型短时暴雨。选取 2005—2009 年福建西部山区分南平、三明、龙岩三个区域,对 64 次区域短时暴雨过程和龙岩地区 39 次单站典型短时暴雨天气进行分析。从短时暴雨月分布特征(图 1)可以看出,最早出现在 3 月,最晚在 11 月,主要发生在 4—9 月,共有 100 次过程,占总出现次数的 97.1%,6 月是短时暴雨出现的高峰期,这与 6 月是福建的雨季,降水强度增大,持续时间长有关。

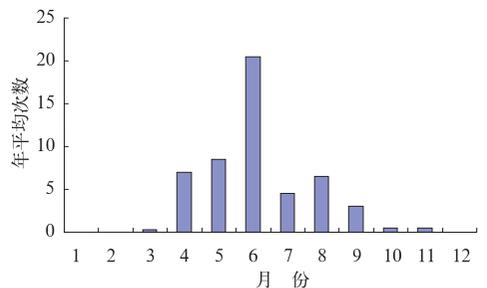


图 1 2005—2009 年福建西部山区短时暴雨月分布特征

Fig. 1 Monthly distribution characteristics of short-time rainfall in western mountainous area of Fujian over 2005—2009

2 短时暴雨雷达回波结构特征

在强对流天气灾害中,短时暴雨是其中一类,在分析的 103 个短时暴雨过程中,共有 8 个站点在短时暴雨天气时出现雷雨大风天气,其余个例只产生局地短时暴雨,不产生冰雹或雷雨大风天气。因此,分析短时暴雨雷达回波结构特征时排除这 8 个站点过程,共分析 102 个短时暴雨过程中的 285 个强降水个例。

短时暴雨一般来说是由较高的降水率或相对较长的降水持续时间造成的,当降水率超过 $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 即可认为是比较高的,持续时间超过 1 h 就认为是比较长的。因此,在利用天气雷达资料分析短时暴雨回波特征中,主要从降水类型和降水影响时间两方面去分析。

2.1 降水类型——大陆强对流型降水和热带海洋型降水

要产生高的降水效率需要降水系统的暖云层较厚,空气湿度大和中等强度的垂直风切变。在利用雷达回波分析强降水时,要产生高的降水效率则需要较强的回波分布在 0°C 层以下对流层的中低层附近,而通常来说,反射率因子越大,雨强越大,但这个关系会受到降水类型的影响,即反射率因子的分布状况决定了产生降水的类型。因此,在分析降水效率中,按降水系统回波结构分为大陆强对流型降水和热带海洋型降水两类进行研究。

大陆强对流型降水一般发生在垂直风切变较大或中高层有干冷空气的环境中,由于对流发展比较深厚,强回波可以发展到较高的高度,降水大粒子较多(大雨滴),粒子数密度相对较稀。对 94 个强降水对流单体统计,回波特征表现为:回波以局地发展的块状回波为主,单体质心位置较高,50 dBz 以上的强回波伸展高度超过 0°C 层高度,对流单体以局地发展为主,强回波中心在 50~60 dBz 或以上。在 0°C 以下垂直结构上有类似于冰雹或雷暴的结构(图 2a),即在高悬的强回波下有弱回波区。垂直积分液态含水量以 $20\sim 35 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ 为主,个别可达 $45\sim 50 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ 。移动速度平均在 $10\sim 25 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$,与冰雹或雷暴对应的对流单体相比移速偏慢。

热带海洋型降水表现为强回波主要集中在低层,降水雨滴密度大,与大陆强对流型降水相比质心位置较低。降水回波一般呈带状或块状,对 191 个热带海洋型降水单体进行统计,回波特征表现为:86.4% 热带海洋型降水最大反射率因子强度在 45~55 dBz 左右,回波强度变化不大。垂直积分液态含水量在 $10\sim 25 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ 之间,个别可达 $30 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$,远低于冰雹、雷雨大风的 VIL。强降水回波的垂直结构(图 2b):回波强度从低到高依次减弱,不存在强回波悬垂。50 dBz 以上的强回波伸展高度在 3 km 附近,达不到 0°C 层高度,主要是暖云产生高效率的短时暴雨。

统计 191 个热带海洋型降水和 94 个大陆强对流型降水对应对流单体月分布次数(图 3)及在强降水期间的低层反射率因子与雨强的对应关系(表 1),可以看出,大陆强对流型降水出现在 4—11 月,热带海洋型降水出现在 3—9 月,6 月两种降水次数均达最多,4、5 月以大陆强对流型降水为主,6 月则热带海洋型降水占据主导。当反射率因子在 50~55 dBz 大陆强对流型降水的雨强与热带海洋型降水相当,当反射率因子在 55~60 dBz 时,热带海洋型降水的雨强大于大陆强对流型降水。当反射率因子大于 40 dBz,热带海洋型降水的雨强即能达 $50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。

2.2 降水影响时间——停滞型回波和列车效应回波

降水量的大小除了与降水率有关外,还取决于降水持续时间。降水持续时间则取决于降水系统的大小、移向和系统走向与移向的夹角。要使降水持续时间较长,需要降水系统移动缓慢或系统沿着雷达回波移动方向的强降水区域尺度较大。

一条对流雨带,如果其移动方向基本上与其走向垂直,则在任何点上都不会产生长时间持续的降水(图 4 中 a 所示区域),而同样的对流雨带如果其移动速度矢量平行于其走向的分量很大(图 4 中 b 所示区域),则经过某一点需要更多的时间,导致更大的雨量。在对流后面带有大片层状云雨区的中尺度对流系统 MCS(图 4 中 c 所示区域)在对流雨带的强降水过后是持续时间较长的中等强度的层状云降水,进一步增加了雨量。在图 4 中 d 所示区域,对流雨带的移动速度矢量基本平行于其走向,使得对流雨带中的强降水单体依次经过同一地点,即所谓的“列车效应”(Train Effect),产生了最大的累积雨量(俞小鼎等,2006)。

表 1 大陆强对流型降水和热带海洋型降水反射率因子与雨强对应关系

Table 1 The relationship between continental convective precipitation, tropical oceanic precipitation's reflectivity factor and rainfall intensity

降水类型	回波强度/dBz			
	40~45	45~50	50~55	55~60
大陆强对流型降水/ $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$	无	无	55~60	60~65
热带海洋型降水/ $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$	50	55	60	75~80

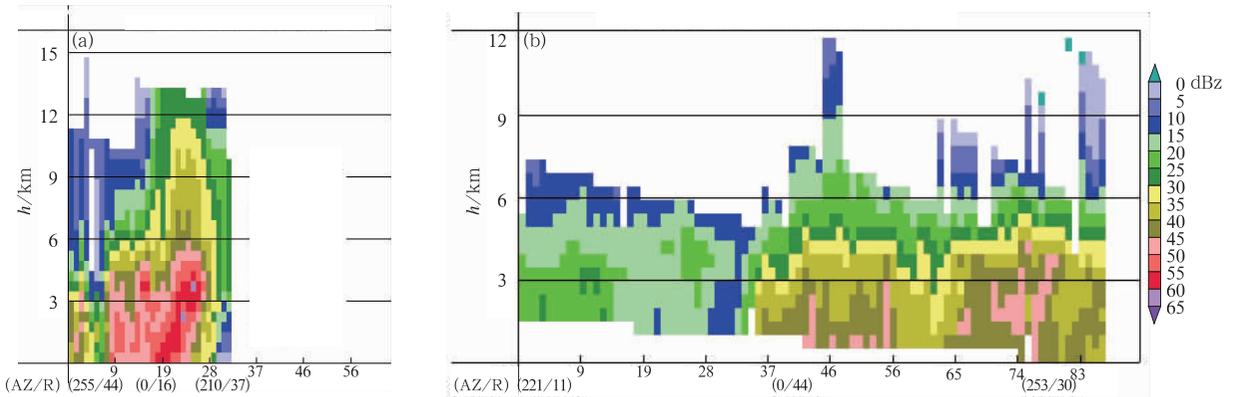


图 2 大陆强对流型降水单体(a)和热带海洋型降水单体(b)结构示意图(单位: dBZ)

Fig. 2 Structure diagram of continental convective precipitation cell (a) and tropical oceanic precipitation cell (b) (unit: dBZ)

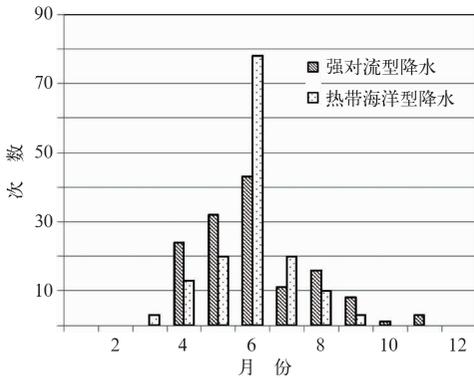


图 3 2005—2009 年福建西部山区
短时暴雨月分布次数

Fig. 3 Monthly distribution of short-time rainstorms in western mountainous area of Fujian over 2005—2009

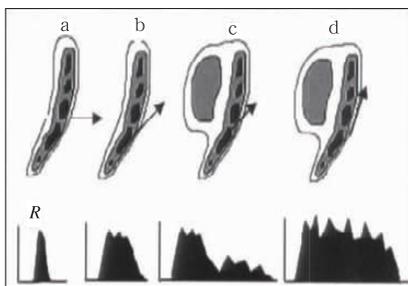


图 4 对流回波带走向与对流单体
移动之间的关系 (Doswell et al, 1996)

(上图是对流回波带, 下图为降水量随时间变化分布)

Fig. 4 Relationship between convective echo's trend and convective cell's movement (Doswell et al, 1996)

(The upper part in the picture is convective echo and the lower part is temporal distribution of precipitation)

利用天气雷达资料进行暴雨回波识别时, 雷达反射率因子强度以及回波系统的尺度、移动和移动方向与回波带长轴的夹角等是暴雨回波的几个重要特征, 当回波强度较强、回波尺度较大、移动速度较慢且移动方向与回波带长轴夹角较小时, 有利于连续性强降水的产生 (Doswell et al, 1996)。当对流回波带走向与对流单体移动之间夹角基本为零, 多个强单体的强降水回波经过同一地区, 产生的“列车效应”, 由于雨强大持续时间长, 易造大暴雨或特大暴雨。

根据以上分析, 将短时暴雨雷达回波按影响时间分为移动缓慢或静止不动的停滞型回波及不断影响某一地区的“列车效应”回波, 其中“列车效应”回波又分为雨带的移动速度矢量基本平行于雨带的走向和多个降水云团先后经过同一地点两类, 共选取 285 个强降水个例进行分析。

停滞型回波共有 25 个个例, 以局地发展的块状对流回波为主, 因为系统移动缓慢或静止不动产生强降水, 以 $7 \sim 25 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$ 的移速为主, 68.0% 的停滞型回波为大陆强对流型降水回波, 造成系统移动缓慢或静止不动主要是由于系统单体移动与传播相互抵消。

“列车效应”回波共有 273 个个例, 以带状或块状回波为主, 其中 118 个个例为对流雨带移向平行于其走向或对流雨带移向与其走向夹角较小, 该类“列车效应”以带状回波为主; 141 个个例为多个降水云团先后经过同一地点, 该类“列车效应”回波以块状为主, 14 个个例为混合型, 即同时存在移动速度矢量基本平行于雨带的走向和多个降水云团影

响。产生“列车效应”回波的对流雨带的回波强度大于 40 dBz,持续半小时即能造成大于 $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的短时暴雨。造成“列车效应”回波主要原因是产生强降水的中小尺度系统的走向与引导气流一致,使得某一地区不断受到降水回波的影响。

3 短时暴雨对应的中小尺度系统分析

短时暴雨对应的中小尺度系统是在一定的大尺度天气系统背景下产生的,通过分析雷达回波演变和径向速度资料,可以提取短时暴雨对应的中小尺度系统的特征信息。利用雷达回波资料,结合 850 hPa 天气系统,我们对 103 例短时暴雨进行中小尺度系统分类,同时对其演变做出判断,为短时暴雨预报提供参考依据。

3.1 与低空切变(或低压槽)、西南急流配合的中小尺度切变线或辐合线

造成此类短时暴雨的低层天气系统主要表现为:低层 850 hPa 存在切变或热带系统登陆后减弱的低压槽。同时,在低空切变或低压槽南侧存在风速大于 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的低空急流。根据切变线或低压槽与急流轴的距离不同,以及切变或低压槽在移动过程中强弱变化,对应中小尺度切变线或辐合线在回波图上表现为两种形式。

(1) 当切变或低压槽与急流轴相距 400 km 以内,切变在移动过程中强度维持或加强,此时,在切变线(或低压槽)前沿、急流轴的左侧易形成长度大

于百千米、宽度 $20 \sim 30 \text{ km}$ 的中尺度强回波带,回波带的走向与急流轴走向接近,回波强度在 $45 \sim 55 \text{ dBz}$ 左右。同时,在雷达径向速度图上,在强回波带的前沿处表现为零速度折角的切变线,并沿切变线向负速度区延伸出逆风区(或径向速度小值区),在逆风区的前沿或后侧分别有一径向速度大值区对应的低层西南急流,径向速度相对大值区内有水汽辐合、质量辐合或较强的上升运动,逆风区内有下沉运动,这两个反向速度中心构成了一侧为辐合区,另一侧为辐散区的垂直环流,有利于对流单体的维持、发展。若此时高空存在西南或偏西气流,该中尺度强回波带上的对流单体则容易在高空气流引导下形成回波带移向和走向一致的“列车效应”降水回波,在回波带东侧形成三站或以上的区域性短时暴雨。2005—2009 年此类过程共产生 23 次区域短时暴雨和 7 次单站典型短时暴雨。

以 2007 年 4 月 24 日龙岩东部短时暴雨为例,24 日 08 时低层 850 hPa 有一切变线南压,在切变南侧有大于 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的西南急流(图 5a),在切变南压过程中,在切变线的南侧、急流轴的左侧形成近 200 km 东北—西南向的强回波带(图 5b),速度图上(图 5c)对应为一切变线,沿切变线向负速度区延伸出逆风区及速度小值区,强回波带上的对流单体在高空西南气流引导下,回波带移向与东北西南走向一致,导致回波带下游的漳平、新罗、永定三地不断受到强回波的影响,造成 3 h 50 mm 的短时暴雨。

(2) 另一种形式则表现为,切变线与急流轴相距较远,距离一般超过 400 km,切变在东移的过程

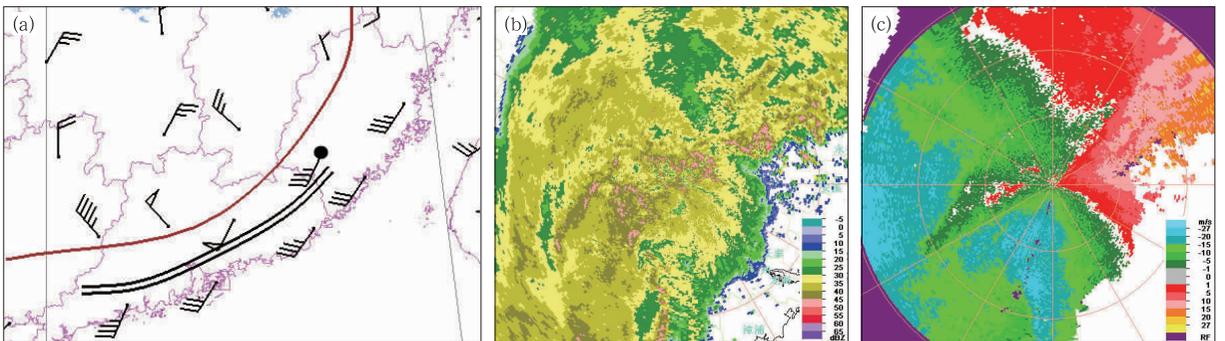


图 5 2007 年 4 月 24 日 08 时 850 hPa 风场、切变线、急流轴线(a, 双实线)及 10:56 0.5° 反射率因子(b, 单位: dBz)和径向速度(c, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

(图 a 中小黑点为雷达站位置)

Fig. 5 850 hPa wind field, shear line, southwest jet axis line (a, double line) at 08:00 BT and reflectivity factor (b, unit: dBz), velocity (c, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) at 0.5° at 10:56 BT 24 April 2007

[The small black spot in (a) is the location of radar station]

中受南面副热带高压加强的影响北抬或逐渐减弱。在该天气形势下,在切变附近或在切变南段西南急流左侧易形成百千米以下尺度较小的强回波带,在雷达径向速度图上该切变或辐合线表现为范围较小的速度相对大值区和逆风区的结合,此时,在强回波带附近易形成短时暴雨,由于切变系统减弱或北抬,因此该中小尺度系统维持时间也较短,并在移动过程中逐渐减弱。与上一种形式相比,该系统造成的短时暴雨尺度和范围相对较小,影响时间短,以单点暴雨为主。此类过程共出现 7 次区域短时暴雨和 4 次单站典型短时暴雨。

以 2005 年 5 月 13 日三明地区一次区域短时暴雨为例,13 日 20 时,850 hPa 切变位于江西北部(图 6a),切变南侧有西南急流,急流轴与切变线相距约 500 km,切变在南压过程中逐渐减弱,在急流轴左侧形成尺度约 100 km 左右近东北—西南向的强带状回波(图 6b),在径向速度上表现为径向速度相对大值区和逆风区(图 6c),造成沙县、三明、尤溪 1 h 49.8、42.2 和 20.2 mm 的短时暴雨。由于切变在南压过程中减弱,带状回波也在东移过程中逐渐

减弱。

3.2 与切变南压相配合的中小尺度切变线或辐合线

造成此类短时暴雨的低层天气系统同样为 850 hPa 上的切变线,或在热带系统的左侧有冷空气配合,在低压槽附近形成的切变。该切变在南压过程中,在切变线附近易形成与切变走向近似的强回波带,回波带上发展旺盛的对流单体易产生短时暴雨,在雷达径向速度图上则强回波带前沿对应为正负速度相反的辐合线,若此时高空引导气流与辐合线走向一致时,则容易形成“列车效应”回波,产生区域短时暴雨。此类中小尺度系统共造成 23 次区域短时暴雨和 12 次单站典型短时暴雨过程。

以 2007 年 6 月 1 日影响龙岩北部、三明南部的短时暴雨为例,1 日 20 时,低层 850 hPa(图 7a)在龙岩北部有一东西向切变线,随着切变南压,在长汀、连城一带形成一近似东西走向强带状回波(图 7b),在速度图上对应正负速度相反的一条辐合线窄带(图 7c),同时,高空 500 hPa 为弱的偏西引导气流,

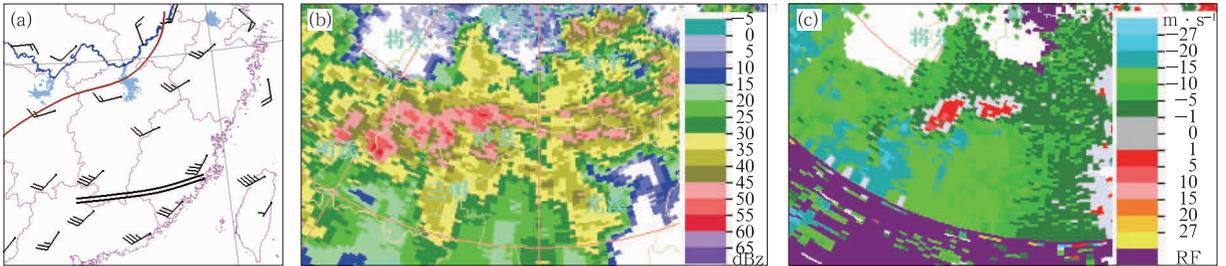


图 6 2005 年 5 月 13 日 20 时 850 hPa 风场、切变线、急流轴线(a, 双实线)及 20:05 0.5°反射率因子(b, 单位:dBz)和径向速度(c, 单位:m·s⁻¹)

Fig. 6 850 hPa wind field, shear line, southwest jet axis line (a, double line) at 20:00 BT and reflectivity factor (b, unit: dBz), velocity (c, unit: m·s⁻¹) at 0.5° at 20:05 BT 13 May 2005

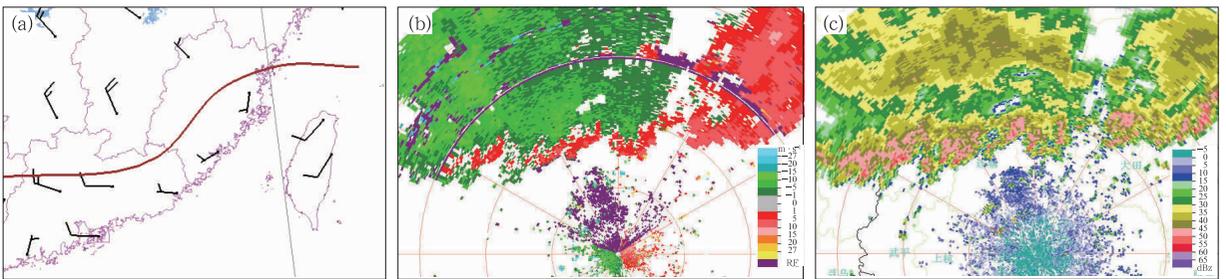


图 7 2007 年 6 月 1 日 20 时 850 hPa 风场、切变线(a)及 2 日 09 时 0.5°反射率因子(b, 单位:dBz)和径向速度(c, 单位:m·s⁻¹)

Fig. 7 850 hPa wind field, shear line (a) at 20:00 BT 1 June and reflectivity factor (b, unit: dBz), velocity (c, unit: m·s⁻¹) at 0.5° at 00:09 BT 2 June 2007

辐合线在东移的过程中缓慢南压,在切变线西段不断有较强对流单体生成,并不断向东段移动,造成辐合线上对流单体不断影响长汀、连城,长汀 1 日 23 时到 2 日 01 时 2 h 雨量达 66.2 mm,连城 2 日 01—02 时 1 h 雨量达 38 mm。

3.3 以局地对流发展为主的逆风区或中气旋

以局地对流单体发展后移动缓慢或静止不动造成的短时暴雨也较为常见,多数情况下是由于对流系统中的单体移动与传播相互抵消产生的。对流回波系统的移动与对流单体的移动、传播有密切关系,前者是后两者的矢量之和。单体的移动一般随大气中风暴承载层的平均风移动,在对流单体某侧由新生单体所引发的对流单体运动称为传播,对流单体的传播也就是新生单体的位置和变化,一般是与对流系统与周围环境相互作用有关,一个对流系统所形成的外流边界与边界层暖湿气流交汇的地方,若形成强烈的边界层辐合就可能形成新的对流单体(张家国等,2008)。通常情况下,当环境为强气流所控制时,风暴运动取决于平流,而当对流层环境风场较弱时,传播对于风暴运动起着主导作用,造成局地短时暴雨环境风场均较弱。

在雷达回波图上,对流单体一般随着平均气流移动,而判断对流单体的传播,或未来新生对流单体的位置则比较复杂。传播受对流单体内部特征、与风暴相互作用的外部环境特征影响,一般认为在边界层所形成的雷暴外流以及边界层暖湿气流的活

动,它们两者汇合的地方就是未来单体新生的位置,通过新生单体位置的变化可以大概估计单体的传播速度,由此判断对流单体的移动。如果传播矢量与平流矢量之间的夹角大于 90° (图 8a),则系统的移动矢量绝对值小于平流矢量绝对值,称该系统为后向传播系统。后向传播系统的移动相对比较缓慢,容易导致强降水。如果传播矢量与平流矢量之间的

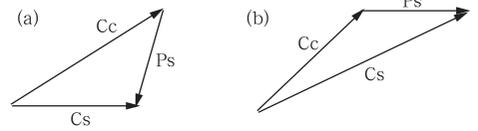


图 8 对流单体移动方向与平流矢量和传播矢量的关系
(Cc 为单体平流矢量,Ps 为传播矢量, Cs 为单体移动方向)

Fig. 8 Relations of convective cell movement direction (Cs), advection (Cc) and propagation vector (Ps)

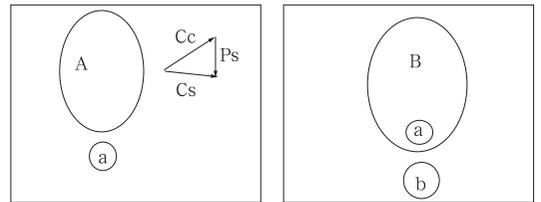


图 9 2005 年 6 月 12 日降水回波移动方向与平流矢量和传播矢量的关系

Fig. 9 Relations of precipitation echo movement direction, advection and propagation vector on 12 June 2005

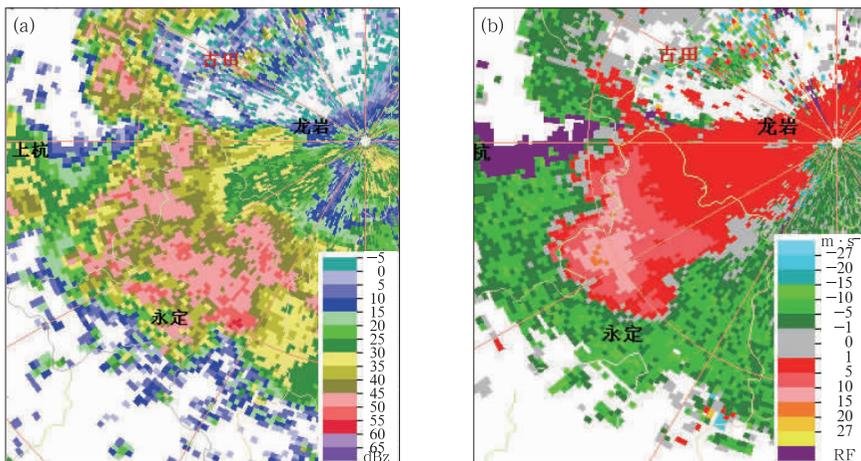


图 10 2006 年 6 月 18 日 07:10 0.5° 仰角反射率因子(a, 单位: dBZ)和径向速度图(b, 单位: $m \cdot s^{-1}$)

Fig. 10 Reflectivity factor (a, unit: dBZ), velocity (b, unit: $m \cdot s^{-1}$) at 0.5° at 07:10 BT 18 June 2006

夹角小于 90° (图 8b), 则系统的移动矢量绝对值超过平流的绝对值, 称该系统为前向传播系统, 前向传播系统因为移动较快, 因此不容易形成强降水(俞小鼎, 2011)。

如 2005 年 6 月 12 日新罗出现 21 时 70.1 mm, 22 时 48.8 mm 的短时暴雨, 通过分析可以看出, 对流单体在对流层西南气流影响下向东北方向移动, 新生对流单体在偏南方向生成, 传播矢量与平流矢量之间的夹角大于 90° , 两者矢量和为偏东方向(图 9), 缓慢移动的对流单体造成 2 h 118.9 mm 的短时暴雨。

在 2005—2009 年共有 10 次区域短时暴雨和 16 次单站短时暴雨由局地对流造成。局地发展的短时暴雨在回波上表现为强度强, 移动缓慢, 在径向速度图上主要表现为逆风区、中气旋或小尺度的辐合、辐散。逆风区相对于短时暴雨有一定的提前量, 在短时预报中可利用逆风区提前做出预报。

以 2006 年 6 月 18 日新罗、永定及上杭的短时暴雨过程为例, 18 日 04:30 逆风区在低仰角先生成, 并不断向高仰角发展, 05 时新罗雨势加强, 在发展和强盛阶段中低层 ($0.5^\circ \sim 6.0^\circ$ 仰角) 逆风区(图 10) 随强回波一起不断向南扩, 使得强降水南扩。

4 结 论

(1) 短时暴雨的雷达回波以按降水类型可为大陆强对流型降水和热带海洋型强降水, 大陆强对流型降水, 单体质心位置较高, 50 dBz 以上的强回波伸展高度超过 0°C 层高度, 在 0°C 以下垂直结构上有类似于冰雹或雷暴的结构, 回波移动速度慢, 平均在 $10 \sim 25 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$, 4 和 5 月的短时暴雨以大陆强对流型降水为主。热带海洋型降水表现为强回波主要集中在低层, 降水回波一般呈带状或块状, 回波强度从低到高依次减弱, 6 月的短时暴雨主要以热带海洋型降水为主。当低层反射率因子在 $50 \sim 55 \text{ dBz}$ 大陆强对流型降水的雨强与热带海洋型降水相当, 当反射率因子在 $55 \sim 60 \text{ dBz}$ 时, 热带海洋型降水的雨强大于大陆强对流型降水。当反射率因子大于 40 dBz , 热带海洋型降水的雨强即能达 $50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。

(2) 按降水影响时间可以分为以局地发展为主的停滞型回波和不断影响某一地区的移动型列车效

应回波; 停滞型回波形成强降水的主要原因是由于系统单体移动与传播相互抵消造成系统移动缓慢或静止不动。“列车效应”回波可分为雨带的移动速度矢量基本平行于雨带的走向和多个降水云团先后经过同一地点两类, 产生“列车效应”回波的对流雨带的回波强度大于 40 dBz , 持续半小时即能造成大于 $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的短时暴雨, 造成“列车效应”回波主要原因是产生强降水的中小尺度系统的走向与引导气流一致, 使得某一地区不断受到降水回波的影响。

(3) 与低空切变(或低压槽)、西南急流配合的中小尺度切变线或辐合线, 以切变南压为主的中小尺度切变线或辐合线和以局地对流发展为主的逆风区或中气旋, 是造成短时暴雨主要的中小尺度系统。

参考文献

- 陈永仁, 李跃清. 2013. “12.7.22”四川暴雨的 MCS 特征及对短时强降雨的影响. 气象, 39(7): 848-860.
- 郝莹, 姚叶青, 郑媛媛, 等. 2012. 短时强降雨的多尺度分析及临近预警. 气象, 38(8): 903-912.
- 何群英, 东高红, 贾慧珍, 等. 2009. 天津一次突发性局地大暴雨中尺度分析. 气象, 35(7): 16-22.
- 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.
- 孙莹, 王艳兰, 唐熠, 等. 2011. 短时暴雨天气雷达回波概念模型的建立. 高原气象, 30(1): 235-244.
- 俞小鼎. 2011. 强对流天气的多普勒天气雷达探测和预警. 气象科技进展, 1(3): 31-41.
- 俞小鼎. 2012. 2012 年 7 月 21 日北京特大暴雨成因分析. 气象, 38(11): 1313-1329.
- 俞小鼎, 姚秀萍, 熊廷南, 等. 2006. 多普勒天气雷达原理与业务应用. 北京: 气象出版社, 172-176, 187-197.
- 张家国, 王珏, 黄治勇, 等. 2011. 几类区域性暴雨雷达回波模型. 气象, 37(3): 285-290.
- 张家国, 王珏, 周金莲, 等. 2008. 暴雨多普勒天气雷达回波特征分析及临近预警. 暴雨灾害, 27(4): 326-329.
- 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.
- Corfidi S F, Merritt J H, Fritsch J M. 1996. Predicting the movement of mesoscale convective complexes. Weather and Forecasting, 11: 41-46.
- Davis R S. 2001. Flash flood forecast and detection methods. Meteorological Monographs, 28: 481-526.
- Doswell III C A, Brooks H E, Maddox R A, et al. 1996. Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology. Weather and Forecasting, 11: 560-581.