

张亚萍, 王伟峰, 刘德, 等. 2013. 基于精细化降水分布的山洪气象条件分析. 气象, 39(1): 101-111.

基于精细化降水分布的山洪 气象条件分析^{*1}

张亚萍¹ 王伟峰² 刘 德¹ 方德贤³ 廖 峻¹

1 重庆市气象台, 重庆 401147
2 国家气象中心, 北京 100081
3 重庆市万州区气象局, 重庆 404000

提 要: 提出了天气雷达联合地面雨量计估测降水的局地分级平均校准方法。以该方法得到的精细化降水分布($0.01^{\circ} \times 0.01^{\circ}$)为基础, 对重庆綦江石角流域(面积 707 km^2) 2008 年 5 月 28 日、2009 年 8 月 5 日和 2010 年 6 月 23 日的 3 次洪峰过程进行了山洪气象条件分析。结合由数字高程模型(Digital Elevation Model, DEM)资料计算的流域河道出口距离分布, 提出了流域出口无损径流序列(假设降水全部转换为径流)的预报方法。结果表明: 与局地平均校准法相比, 局地分级平均校准法对强降水的估计效果更好。无损径流预报对预测山洪发生的可能性具有参考意义。

关键词: 天气雷达, 雨量计, 定量降水估测, 山洪

中图分类号: P694 **文献标识码:** A **doi:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2013.01.013

Analyses of Meteorological Conditions Affecting Flash Floods Based on Elaborate Distribution of Precipitation

ZHANG Yaping¹ WO Weifeng² LIU De¹ FANG Dexian³ LIAO Jun¹

1 Chongqing Meteorological Observatory, Chongqing 401147
2 National Meteorological Centre, Beijing 100081
3 Wanzhou Meteorological Office of Chongqing Municipality, Chongqing 404000

Abstract: A raingauge-based local classified average bias-adjusted algorithm for radar quantitative precipitation estimate is presented. Based on the elaborate distribution of precipitation with a resolution of $0.01^{\circ} \times 0.01^{\circ}$ from the proposed algorithm, the meteorological conditions are examined for three flood peak events of Shijiao Catchment (707 km^2) in Qijiang, Chongqing Municipality occurring on 28 May 2008, 5 August 2009 and 23 June 2010, respectively. A method of extrapolating lossless runoff series (given all precipitation transforming into runoff) is developed by combining the elaborate distribution of precipitation and the distribution of distance from catchment outlet calculated from DEM (digital elevation model). The results show that: the local classified average bias-adjusted algorithm is a better way in the intense rainfall estimate than the local average bias-adjusted algorithm. The lossless runoff forecast gives support to alert forecasters to the potential for flash flood.

Key words: weather radar, raingauge, quantitative precipitation estimate (QPE), flash flood

^{*} 公益性行业(气象)科研专项(GYHY201206028 和 GYHY200806002)及重庆市科技攻关计划项目(CSTC, 2009AC0126)共同资助
2012 年 2 月 22 日收稿; 2012 年 6 月 23 日收修定稿
第一作者: 张亚萍, 主要从事天气预报、大气探测和遥感应用技术研究. Email: zyaping@126.com

引言

美国国家天气局(National Weather Service, NWS)(NWS/NOAA, 2007)将山洪解释为由强降水、溃坝等导致的河流或溪流洪水,其水位一般在 6 小时内迅速上升到预先设定的洪水水位以上。由于山洪对强降水的响应时间很短(Georgakakos, 1986; Smith et al, 1996; 周雨华等, 2004; Borga et al, 2007; 曲晓波等, 2010),强降水的监测技术、河流或溪流对强降水的水文响应等是山洪气象条件预报需要考虑的重要环节(Mogil et al, 1978; Mad-dox et al, 1986; McEnery et al, 2005; Arthur et al, 2005)。

对降水空间分布的监测是研究降水-径流过程的第一步。研究表明(Georgakakos, 1986),降水强度的量级和时空变化,以及地形坡度和湿度条件等决定着山洪发生的位置、时间和量级。天气雷达定量估测降水是进行强降水监测的重要手段(Smith et al, 1996; Baeck et al, 1998)。平均校准法是常用的天气雷达联合地面雨量计估测降水方法(Wil-son et al, 1979; Fulton et al, 1998),要求研究区域内的雨量计达到一定数量时才进行校准,校准前需要将天气雷达反射率因子按照考虑某种滴谱分布的 $Z-I$ 关系将反射率因子反演为雨强(Marshall et al, 1948; Willis et al, 1989),其中 $Z(\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3})$ 为反射率因子, $I(\text{mm} \cdot \text{h}^{-1})$ 为雨强。平均校准法有两个方面的误差需要特别加以考虑:一方面,如果在天气雷达覆盖范围内采用统一的校准因子,由于不同风暴之间微物理和动力方面的差异,雷达覆盖范围内的平均偏差就不能代表具体的风暴单体,导致某些区域校准后的雨量与地面雨量计测值相比偏高过大,同时另一些区域偏低严重(Bauer-Messmer et al, 1997; Fulton, 1999)。随着地面雨量计密度的增加,雷达覆盖范围内的校准向范围逐渐减小的局地校准发展(McEnery et al, 2005; 张亚萍等, 2007; 李建通等, 2009; 田付友等, 2010; Kitzmiller et al, 2011)。另一方面,由于将天气雷达反射率因子转换为降水率估测需要考虑滴谱分布,而滴谱分布在不同强度的降水中差别很大(Willis et al, 1989)。汪瑛等(2011)提出了雷达定量降水动态分级 $Z-I$ 关系估算方法,改进了对短时强降水的估测效果。为了在局地范围内得到更为精确的强降水监测结果,

本文提出天气雷达联合地面雨量计估测降水的局地分级平均校准方法。以重庆綦江上游的石角流域(707 km^2)及其周边为研究区域($0.7^\circ \times 0.7^\circ$),针对 2008 年 5 月 28 日、2009 年 8 月 5 日和 2010 年 6 月 23 日的 3 次洪峰过程,以雨量计测值为标准,对某时次的雷达-雨量计对进行分级,得到不同级别的平均校准因子,在此基础上进行分级校准。

在获得降水分布的基础上,需要将降水分布与地形数据、水文模型等结合,获取流域出口流量序列供预报员参考。然而,流域出口流量的模拟要求对水文模型进行率定,率定时需要实测流量序列资料。当没有水文模型率定需要的详细实测流量资料时,需要研究在不利用水文模型时如何为预报员提供与山洪发生可能性有一定关系的某种输出量。Borga 等(2007)将流域内的降水分布与流域河道出口距离分布相结合,定义了某时刻降水分布与流域出口靠近程度的定量指标,即标准化时间距离。本文在计算标准化时间距离的基础上,提出对未来某时刻可能到达流域出口的无损径流(假设降水全部转换为径流)进行计算,预报未来一段时间到达流域出口的无损径流序列,为预报员进行山洪气象条件分析提供参考。

1 石角流域概况

綦江为长江右岸支流。綦江流域位于贵州省北部与重庆市西南部接壤地区(《中国河湖大典》编纂委员会, 2010)。石角水文站(图 1a)始建于 1958 年 6 月,位于重庆市綦江县石角镇,控制流域面积 707 km^2 ,多年平均流量 $12.7 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$,警戒水位 241.11 m,保证水位 243.14 m。当水位在 236.95 m 以下时为低水,水位在 236.95~239.20 m 时为中水,水位在 239.2 m 以上时为高水。该站建于长江二级支流、綦江一级支流蒲河上,为区域代表站,国家基本水文站。石角水文站以上河流属山溪性河流,洪水涨落急剧,漂浮物多。蒲河沿岸乡镇多,人口密,防洪水平低,因此石角水文站对防洪预警和提高下游水文站洪水预报的预见期起着重要作用。

石角流域位于重庆新一代天气雷达(China Next Generation Weather Radar, S 波段,即 CIN-RAD/SA)东南 $43 \sim 90 \text{ km}$,雷达 1.5° 仰角波束中心高度在 $1.7 \sim 3.3 \text{ km}$,波束中心距离地面均在 3.0 km 以下。在进行雷达定量降水估测时,需要选

取最靠近地面的,不受地物遮挡的反射率因子(Fulton et al, 1998; 张亚萍等, 2002)。由于 0.5° 仰角的雷达波束在石角流域受到严重波束阻挡(图 1a), 本文选取 1.5° 仰角的反射率因子(图 1b)进行降水估测。图 1a 中研究区域西北部的强回波是地物回波, 1.5° 仰角探测资料不受地物回波影响。

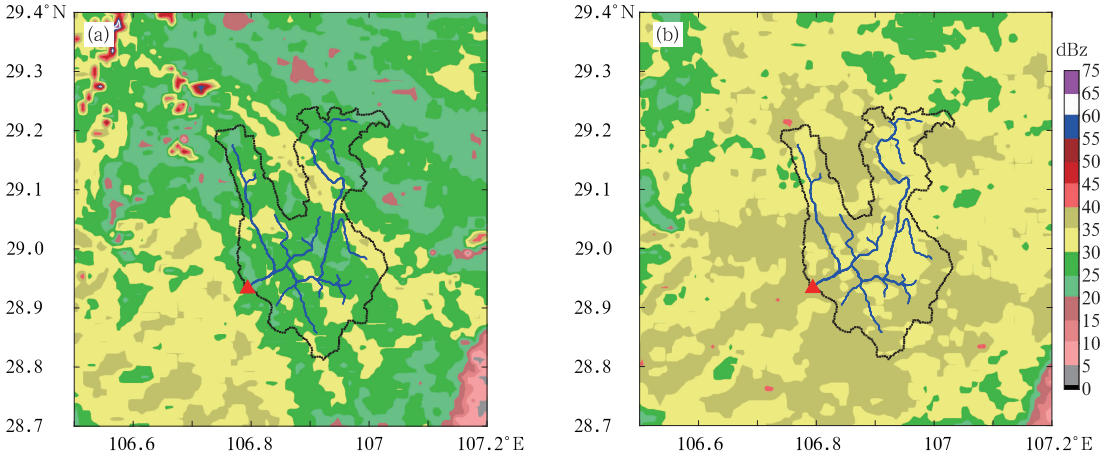


图 1 2009 年 8 月 5 日 06:48 BT, 重庆 CINRAD/SA 雷达 0.5° (a) 和 1.5° (b) 仰角反射率因子 PPI
(黑色实线为石角流域边界, 蓝色实线为流域河网, 红色实心三角为流域出口)

Fig. 1 The Chongqing CINRAD/SA 0.5° (a) and 1.5° (b) elevation reflectivity PPI at 06:48 BT 5 August 2009

(black solid: the boundary for Shijiao Catchment, blue solid: river network, and red solid triangle: outlet)

2 局地分级平均校准法估测降水

针对石角流域 3 次洪峰过程, 利用重庆 CINRAD/SA 雷达和地面雨量计测值进行降水估测。3 次洪峰均为当年最大洪峰: 2008 年 5 月 28 日 14:00 (本文均为北京时), 水位 240.79 m, 为高水水位; 2009 年 8 月 5 日 13:00, 水位 242.72 m (超警戒水位); 2010 年 6 月 23 日 17:42, 水位 243.31 m (超保证水位), 下游的三江镇由于山洪暴发, 致使三江街道辖区内的五里村等遭受泥石流及洪水灾害(重庆市綦江县规划局, 2010)。

2.1 雷达-雨量计对的选取及质量控制

进行雷达联合雨量计定量降水估测的时段为: 2008 年 5 月 28 日 02:00—14:00 (共 12 小时), 2009 年 8 月 4 日 22:00 至 5 日 13:00 (共 15 小时), 2010 年 6 月 23 日 01:00—16:00 (共 15 小时)。对应时段的重庆雷达共有 412 次体积扫描观测资料, 平均约 6 分钟 1 次体扫。为了与地面雨量计对应, 将雷

石角流域及其周边 ($0.7^{\circ} \times 0.7^{\circ}$, 约 5445 km^2) 的雨量计密度逐年增加。2008 年为 30 个 (不含贵州省的雨量站), 平均每 182 km^2 一个雨量站, 2009 年增加到 54 个 (包括重庆和贵州), 平均每 101 km^2 一个雨量站, 2010 年为 60 个 (包括重庆和贵州), 平均每 94 km^2 一个雨量站。

达 1.5° 反射率因子以雷达为原点的极坐标 (1 km 径向 $\times 1^{\circ}$ 方位) 转换到经纬度坐标 (分辨率 $0.01^{\circ} \times 0.01^{\circ}$; 图 1b)。

为了检验雨量计资料的可用性, 分析了研究区域内 3 个雨量计 2009 年 8 月 5 日 05:00—06:00 的分钟数据(图 2)。3 个雨量计监测的小时累积雨量分别为 28.9 mm (隆盛)、14.1 mm (南桐) 和 7.3 mm (黑山)。由图 2 可见, 分钟级的雨量计监测数据是呈连续变化的, 雨量监测较为稳定, 可用于对雷达降水估计进行校准。

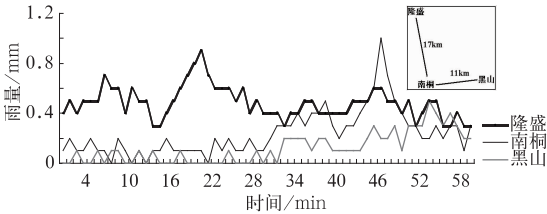


图 2 2009 年 8 月 5 日 05:00—06:00 时的
地面雨量计分钟测值

Fig. 2 Raingauge observations during
05:00 to 06:00 BT 5 August 2009

为了提取用于校准的雷达-雨量计对,需要得到雷达初估小时降水场。这里采用文献(Fulton et al, 1998)中的 $Z=300I^{1.4}$ 关系生成每个时次的雷达估测瞬时雨强 I ,然后累积为小时降水,作为雷达初估值。

对于每个雨量计,选取该雨量计上空及周围共 9 个格点(这里每个格点代表 $0.01^{\circ}\times0.01^{\circ}$)的雷达初估小时降水的平均值得到一个雷达-雨量计对。每个时次的雷达-雨量计对质量控制采用文献(Fulton et al, 1998)中的方法,分为 3 步:第 1 步,去除雷达初估值或雨量计测值低于 0.6 mm(可调参数,本文与文献(Fulton et al, 1998)所用参数相同)的雷达-雨量计对,保证雷达和雨量计都测到降水;第

2 步,去除雷达初估值或雨量计测值高于 200 mm [可调参数,文献(Fulton et al, 1998)中所用参数为 400 mm]的雷达-雨量计对;第 3 步,计算剩下的雷达-雨量计对的归一化绝对偏差,计算该绝对偏差数组的标准偏差 S_d ,若某雷达-雨量计对的归一化绝对偏差大于 $2S_d$ [可调参数,本文与文献(Fulton et al, 1998)所用参数相同],则去除该雷达-雨量计对,以减轻雷达初估值与雨量计测值偏差过大以及零度层亮带等的影响。

2008 年的雨量计资料全部用于提取雷达-雨量计对,进行雷达估测降水校准,2009 年和 2010 年保留了 5 个雨量计用于效果评估(以下简称评估站),其余全部用于校准。

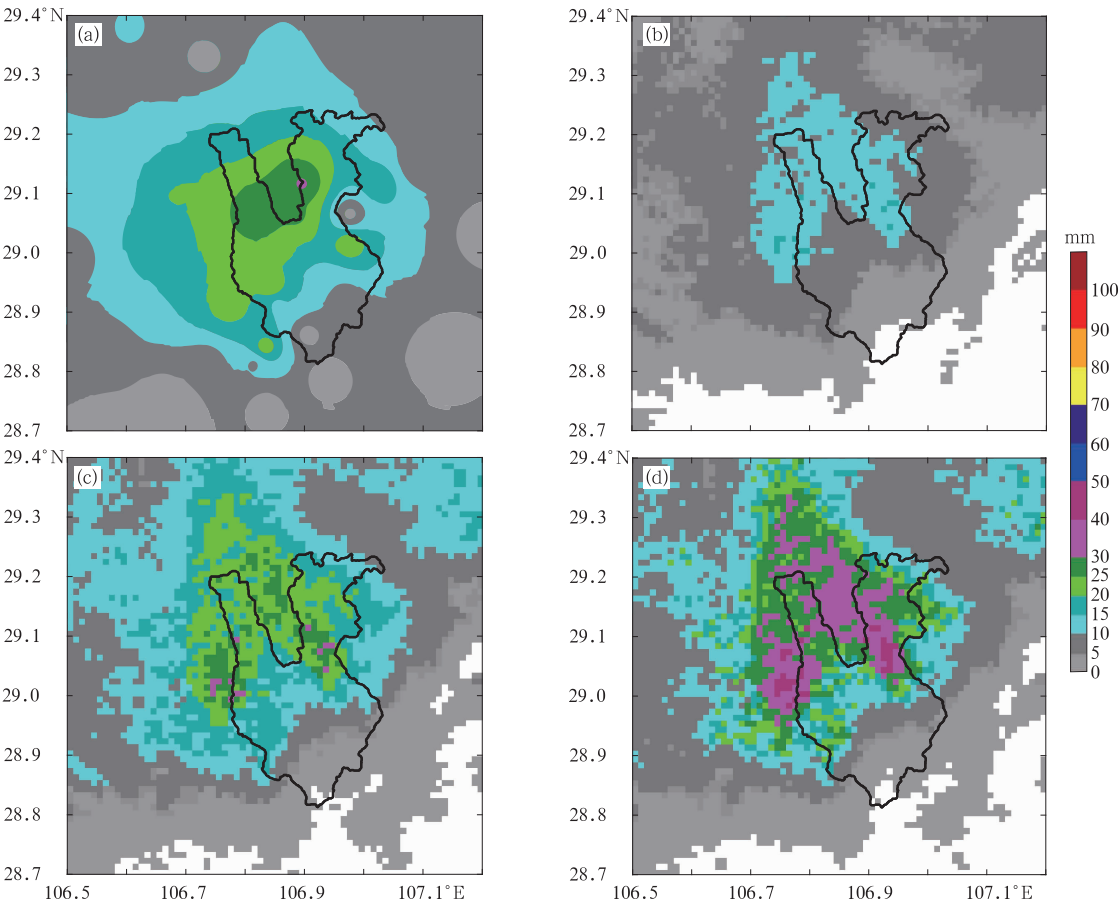


图 3 2009 年 8 月 5 日 06:00 时的地面雨量(a)及雷达估测降水(b~d)
(b) 由 $Z=300I^{1.4}$ 得到, (c) 由局地平均校准法得到, (d) 由局地分级平均校准法得到
(图中黑色实线为石角流域边界)

Fig. 3 Raingauge rainfall (a) and radar rainfall estimates (b—d) at 06:00 BT 5 August 2009
(b) obtained by $Z=300I^{1.4}$, (c) obtained by local average bias-adjusted algorithm,
(d) obtained by local classified average bias-adjusted algorithm
(black solid line: the boundary for Shijiao Catchment)

2.2 局地分级平均校准法

2.2.1 局地平均校准法

局地平均校准法是指选择雷达覆盖范围内具有一定数量雨量计的局部区域进行平均校准。本文的局地范围为石角流域及其周边($0.7^{\circ} \times 0.7^{\circ}$, 约 5445 km^2)。首先计算研究区域内的平均校准因子 F (Wilson et al, 1979):

$$F = \frac{\sum_{i=1}^N G_i}{\sum_{i=1}^N R_i} \quad (1)$$

式中, N 为用于校准的雨量计数, R_i 和 G_i 为第 i 个雷达-雨量计对的雷达初估值和雨量计测值。将平均校准因子乘以雷达初估小时降水场, 就得到平均校准后的雷达估测小时降水场。

当至少有 5 个雷达-雨量计对的数据时才进行校准。图 3a 为 2009 年 8 月 5 日 06:00 雨量计观测到的降水场。图 3b 为校准前的雷达初估降水场, 图 3c 为局地平均校准得到的雷达估测降水场。平均校准因子为 2.0094。校准后流域面雨量为 15.8 mm, 流域内 $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 以上降水的面积占流域总面积的 34%, $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 以上总降水量占流域总降水量的 51%。

2.2.2 局地分级平均校准法

本文提出的局地分级平均校准法是指选择雷达覆盖范围内具有一定数量雨量计的局部区域进行分级平均校准。根据雨量计值所在的不同级别($0.6 \sim 1.9, 2.0 \sim 4.9, 5.0 \sim 9.9, 10.0 \sim 14.9, 15.0 \sim 19.9, 20.0 \sim 24.9 \text{ mm}, \dots$)对雷达-雨量计对进行分组, 然后分别按照式(1)得到每一级别的平均校准因子。当雨量计测值在较高级别范围内的雷达-雨量计对达不到 5 个时, 归到下一级别。2.0 mm 以下级别不进行校准。各级别的上、下限除以该级别校准因子, 可以得到相应的校准前雷达初估降水的可能范围。若某一格点的雷达初估降水落在几个级别的可能范围内, 则将其乘以各个校准因子, 然后求平均。若某一格点的雷达初估降水落在某一级别可能范围的上限与相邻较高级别可能范围的下限之间, 则分别乘以两个级别的校准因子后取平均。

以 2009 年 8 月 5 日 06:00 为例, 雨量计值在 20 mm 以上的雷达-雨量计对有 6 个, 平均校准因子为 $F|_{>20} = 2.7179$, 则雷达初估降水在 ($20 \text{ mm}/$

$2.7179 \approx$) 7.4 mm 以上的点都可用 $F|_{>20}$ 进行校准。同时, 由于 $15.0 \sim 19.9 \text{ mm}$ 的雷达-雨量计对只有 3 个, 因此, 与 $10.0 \sim 14.9 \text{ mm}$ 级别合并计算, 得到 $F|_{10 \sim 19.9} = 2.1914$, 则雷达初估降水在 ($10 \text{ mm}/2.1914 \approx$) 4.6 mm 与 ($19.9 \text{ mm}/2.1914 \approx$) 9.1 mm 之间的格点都可用 $F|_{10 \sim 19.9}$ 进行校准。 $5.0 \sim 9.9 \text{ mm}$ 的雷达-雨量计对有 13 个, $F|_{5 \sim 9.9} = 1.6088$, 则雷达初估降水在 ($5 \text{ mm}/1.6088 \approx$) 3.1 mm 与 ($9.9 \text{ mm}/1.6088 \approx$) 6.2 mm 之间的格点都可用 $F|_{10 \sim 19.9}$ 进行校准。 $2.0 \sim 4.9 \text{ mm}$ 的雷达-雨量计对有 5 个, $F|_{2 \sim 4.9} = 0.6699$, 则雷达初估降水在 ($2 \text{ mm}/0.6699 \approx$) 3.0 mm 与 ($4.9 \text{ mm}/1.6099 \approx$) 7.5 mm 之间的格点都可用 $F|_{2 \sim 4.9}$ 进行校准。假设校准前某一格点的雷达初估降水为 8 mm , 则校准后的值为: $(8 \times F|_{>20} + 8 \times F|_{10 \sim 19.9})/2 \approx 19.6 \text{ mm}$ 。

图 3d 为局地分级平均校准得到的雷达估测降水场。局地分级平均校准后流域面雨量为 19.5 mm , 流域内 $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 以上降水的面积占流域总面积的 52%, $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 以上格点总降水量占流域总降水量的 77%。与未分级的校准结果相比, 强降水所占比例有较大提高, 流域面雨量值也大于平均校准的结果。

2.3 定量估测降水效果评估

利用 5 个评估站, 对研究时段内的局地平均校准法和局地分级平均校准法估测降水结果进行效果评估。在总共 30 个时次中(2009 和 2010 年), 两种校准方法各得到 142 站次的校准后的雷达-雨量计对。图 4a 和 4b 分别为局地平均校准后和局地分级平均校准后的雨量计测量降水(R_G)与雷达估测降水(R_R)散点图。可见, 与局地平均校准法相比, 局地分级平均校准使得强降水雷达-雨量计对更接近 1:1 线。计算表明, 地面雨量测值为 $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 以上的有 6 个雨量计对, 用局地平均校准法得到的雷达估测总降水(91.9 mm)比地面雨量测值(149.2 mm)偏低 38.4%, 而用局地分级平均校准法得到的雷达估测总降水(107.8 mm)比地面雨量测值偏低 27.7%。表明局地分级平均校准法对强降水的估测与地面雨量测值更为接近。对另外 3 个等级, 即 $10 \sim 19.9 \text{ mm}$ 、 $5 \sim 9.9 \text{ mm}$ 和 $2 \sim 4.9 \text{ mm}$ 的计算表明, 局地平均校准法(括号内为局地分级平均校准法)得到的雷达估测总降水对于地面雨量测值的偏差分别为: 偏低 19.8%(偏低 13.4%)、偏低 3.5%

(偏低 1.7%)、偏高 18.6%(偏高 25.9%)。总体而言,局地平均校准法(括号内为局地分级平均校准法)得到的雷达估测总降水对于地面雨量测值的偏差为偏低 10.2%(偏低 4.3%),相关系数都是 0.81。

由于山洪气象条件分析特别关注对强降水分布的分析,因此本文利用局地分级平均校准法得到的石角流域内分辨率为 $0.01^{\circ} \times 0.01^{\circ}$ 的精细化雨量分布对该流域的山洪气象条件进行初步分析。

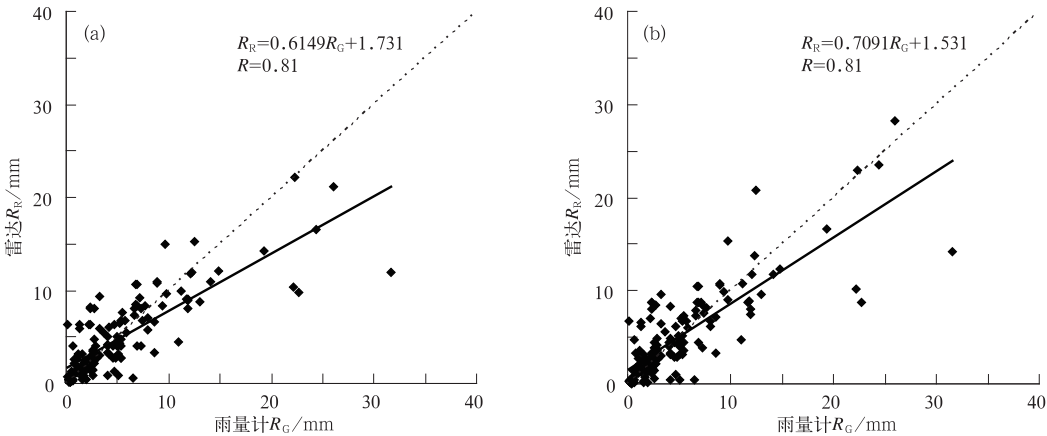


图 4 雷达估测降水与雨量计测值散点图

(a) 局地平均校准法, (b) 局地分级平均校准法

Fig. 4 Scatter plots of radar estimates and raingauge observations based on

(a) local average bias-adjusted algorithm, and

(b) local classified average bias-adjusted algorithm

3 山洪气象条件分析

3.1 标准化时间距离

本文基于 1:250000 的数字高程数据,采用数字高程流域水系模型 DEDNM (Digital Elevation Drainage Network Model) (Martz et al, 1992),又称 TOPAZ (TOPographic PArameteriZation) 作为数字地形分析工具进行流域河网水系识别和流域边界划分(图 1a),并根据 TOPAZ 的输出结果计算流域内每个格点的河道出口距离 $d(x)$ 。

某一时次的流域面雨量 $M(t)$ 定义为:

$$M(t) = |A|^{-1} \int_A R(t, x) dx \tag{2}$$

其中 A 是流域的空间范围, $R(t, x)$ 为 t 时刻流域内某个格点的降水。

假设降水以 $5 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$ (可调参数) 的速度汇流到流域出口,则可根据每个格点的河道出口距离计算出该格点的降水到达流域出口的时间 $\tau(x)$ 。定义某时刻 t 以降水为权重的时间距离 $D_1(t)$ (Borga

et al, 2007):

$$D_1(t) = |A|^{-1} \int_A w(t, x) \tau(x) dx \tag{3}$$

权重函数 w 定义为:

$$w(t, x) = \frac{R(t, x)}{M(t)} \tag{4}$$

则由 $D_1(t)$ 可定义某时刻 t 的标准化时间距离(normalized time distance) $D(t)$:

$$D(t) = \frac{D_1(t)}{d_{\text{mean}}} \tag{5}$$

其中 d_{mean} 为流域内所有格点的降水到达流域出口的平均时间。 $D(t)$ 接近 1,表明降水分布集中在平均的河道出口距离处,或者流域内的降水是均匀分布的; $D(t)$ 小于 1,表明降水分布接近流域出口; $D(t)$ 大于 1,表明降水分布更接近流域边界。

图 5a 和 5b 给出 2008 年 5 月 28 日 14:00 洪峰前后的 $M(t)$ 和 $D(t)$ 随时间的变化。09:00 时面雨量增大,但 $D(t)$ 值为 1.25,表明降水分布距离流域出口较远,在 10:00 和 11:00,降水维持并增大,而 $D(t)$ 值迅速减小到 10:00 的 0.79 和 11:00 的 0.69,表明降水分布迅速向流域出口集中。

图 6a 和 6b 给出 2009 年 8 月 5 日 13:00 洪峰

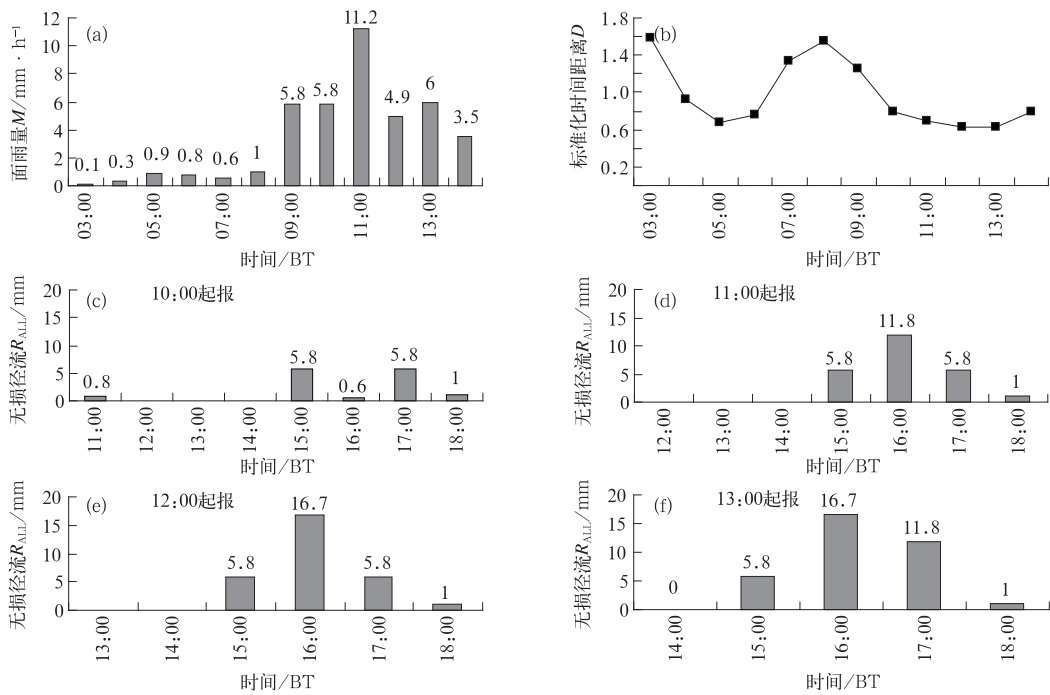


图 5 石角流域 2008 年 5 月 28 日洪峰过程气象条件分析(洪峰时间: 14:00 BT)
(a) 面雨量 M 序列, (b) 标准化时间距离 D 序列, (c)~(f) 无损径流 R_{All} 预报
Fig. 5 Analyses of meteorological conditions for the 28 May 2008 flood peak process
(peak time: 14:00 BT) in Shijiao Catchment according to (a) the mean rainfall M series,
(b) the normalized time distance D series, and (c) — (f) the lossless runoff R_{All} forecasts

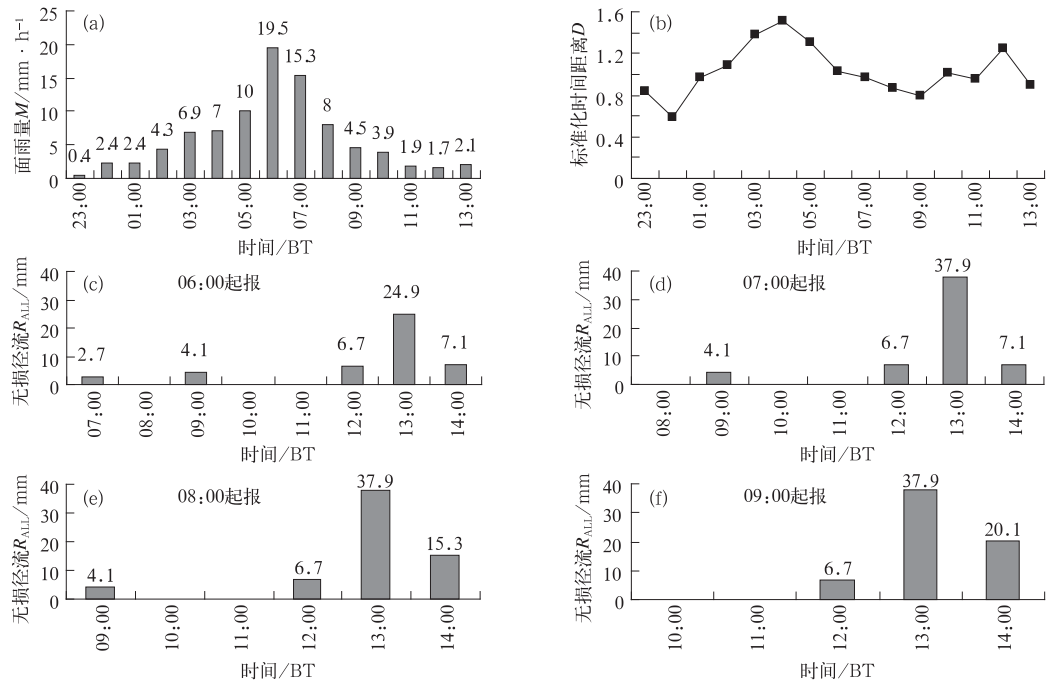


图 6 石角流域 2009 年 8 月 5 日洪峰过程气象条件分析(洪峰时间: 13:00 BT)
(a) 面雨量 M 序列, (b) 标准化时间距离 D 序列, (c)~(f) 无损径流 R_{All} 预报
Fig. 6 Same as Fig. 5, but for the 5 August 2009 flood peak process
(peak time: 13:00 BT)

前后的 $M(t)$ 和 $D(t)$ 随时间的变化。02:00 开始面雨量逐渐增大,但从 02:00—04:00 降水趋于分布在靠近流域边界的地方,04:00 时 $D(t)$ 达到了 1.51,但随后降水分布向流域出口集中,到 09:00 时 $D(t)$ 降低到 0.8。

图 7a 和 7b 给出 2010 年 6 月 23 日 17:42 洪峰前后的 $M(t)$ 和 $D(t)$ 随时间的变化。除了 04:00 的较强降水主要分布在靠近流域边界的地方以外[04:00 时 $D(t)$ 为 1.32],从 06:00 以后,降水分布基本上为全流域均匀分布并略向流域出口方向集中。

3.2 无损径流预报

$D(t)$ 虽然能够提供对降水分布情况的近似描述,但不能给出山洪可能发生时间的参考。由于山洪易发生在连续两次或多次强降水叠加的地区 (Caracena et al., 1979),在分析山洪气象条件时,应该考虑同时到达流域出口的降水可能有多少。为此,本文在所有降水全部转换为径流的假设条件下,定义某一时次的无损径流 $R_{ALL}(t)$,用于粗略估计 t 时刻及 t 时刻以前各时次的降水在 t 时刻同时到达流域出口的可能性。例如,如果 t_1 时刻的降水 $M(t_1)$ 经过 $D_1(t_1)$ 时间后到达流域出口的时刻为 t_m , t_2 时刻的降水 $M(t_2)$ 经过 $D_1(t_2)$ 后到达流域出口的时刻也为 t_m ,则 t_m 时刻的无损径流 $R_{ALL}(t_m) = M(t_1) + M(t_2)$ 。需要注意的是,无损径流只是用于粗略估计不同时次降水在流域出口叠加可能性的参考量,而不是实际的汇水情况。

在利用无损径流预报进行山洪气象条件分析时,需要首先定义滞后时间和洪峰预报预见期。流域的降水-径流响应时间用滞后时间表示 (Javier et al., 2007),定义为峰值流量时间或峰值径流时间与峰值流域面雨量时间之差。洪峰预报预见期为洪峰时间与预报起始时间之差 (Vivoni et al., 2006),预见期越长,越有利于预警的提前发布。

图 5c~5f 给出 2008 年 5 月 28 日 14:00 洪峰前 4 个时次 (10:00—13:00) 的无损径流预报结果。该次洪峰的实际滞后时间为 3 小时 (面雨量在 11:00 达到最大),属于山洪时间范围,但洪峰水位没有超过警戒水位。可以看出,11:00 预报在 15:00—16:00 之间有个 R_{ALL} 峰值,为 11.8 mm,12:00 预报 R_{ALL} 峰值达到 16.7 mm,时段仍为 15:00—16:00 之

间,13:00 的预报结果与 12:00 相似。从整个预报过程可以看出,预报的 R_{ALL} 峰值出现时间 (15:00—16:00 之间) 比洪峰发生时间 14:00 晚了 1 小时以上。洪峰预报预见期为 4~5 小时。

图 6c~6f 给出 2009 年 8 月 5 日 13:00 洪峰前 4 个时次 (06:00—09:00) 的无损径流预报结果。该次洪峰的实际滞后时间为 7 小时 (面雨量在 06:00 达到最大),大于山洪时间范围仅 1 小时,洪峰水位超过警戒水位。可以看出,06:00 预报在 12:00—13:00 之间有个 R_{ALL} 峰值,为 24.9 mm,07:00 预报 R_{ALL} 峰值达到 37.9 mm,时段仍为 12:00—13:00 之间,08:00 和 09:00 的预报结果与 07:00 相似。从整个预报过程可以看出,预报的 R_{ALL} 峰值出现时间 (12:00—13:00 之间) 与洪峰发生时间较为吻合。洪峰预报预见期为 6~7 小时。

图 7c~7f 给出 2010 年 6 月 23 日 17:42 洪峰前 4 个时次 (09:00—12:00) 的无损径流预报结果。该次洪峰的实际滞后时间为 6~7 小时 (面雨量在 11:00 达到最大),大于山洪时间范围 0~1 小时,洪峰水位超过保证水位,但 6 小时内洪水水位已超过警戒水位,属于山洪。从 09:00 和 10:00 的预报可见,在未来几小时一直有 10mm 左右的 R_{ALL} 峰值间断出现。11:00 预报在 16:00—17:00 之间有个 R_{ALL} 峰值,为 23.9 mm,12:00 的预报结果与 11:00 相似。从整个预报过程可以看出,预报的 R_{ALL} 峰值出现时间 (16:00—17:00 之间) 比洪峰发生时间早了 1 小时左右。洪峰预报预见期为 5~6 小时。

从以上分析可以看出,就石角流域 3 次洪峰个例而言,如果将预报的无损径流峰值时间作为洪峰发生时间的参考,预测误差平均在 1 小时内,对于滞后时间在 3 小时以上的山洪,其预报结果可供预报员参考。

需要注意的是,无损径流没有考虑径流比 (即实际径流与实际降水之比)。径流比对于实际洪峰的大小起着很大作用,因此无损径流仅能对洪峰出现的时间提供参考,对于洪峰的大小,还需结合前期降水进行分析。前期降水较大时,土壤趋于饱和,径流比增大,洪水量级相应增大。例如,比较 2009 年 8 月 5 日和 2010 年 6 月 23 日的两次洪峰过程可见 (图 6 和 7),在流域面雨量达到最大之前,2009 年 8 月 4 日 23:00—05:00 的累积面雨量为 33.4 mm,而

2010 年 6 月 23 日 02:00—10:00 的累积面雨量为 48.6 mm 且分布较为均匀(从 06:00—10:00, $D(t)$

稳定在 0.8~1.0),这种差别可能是造成 2010 年洪峰较大的原因之一。利用能获取的水文观测资料对

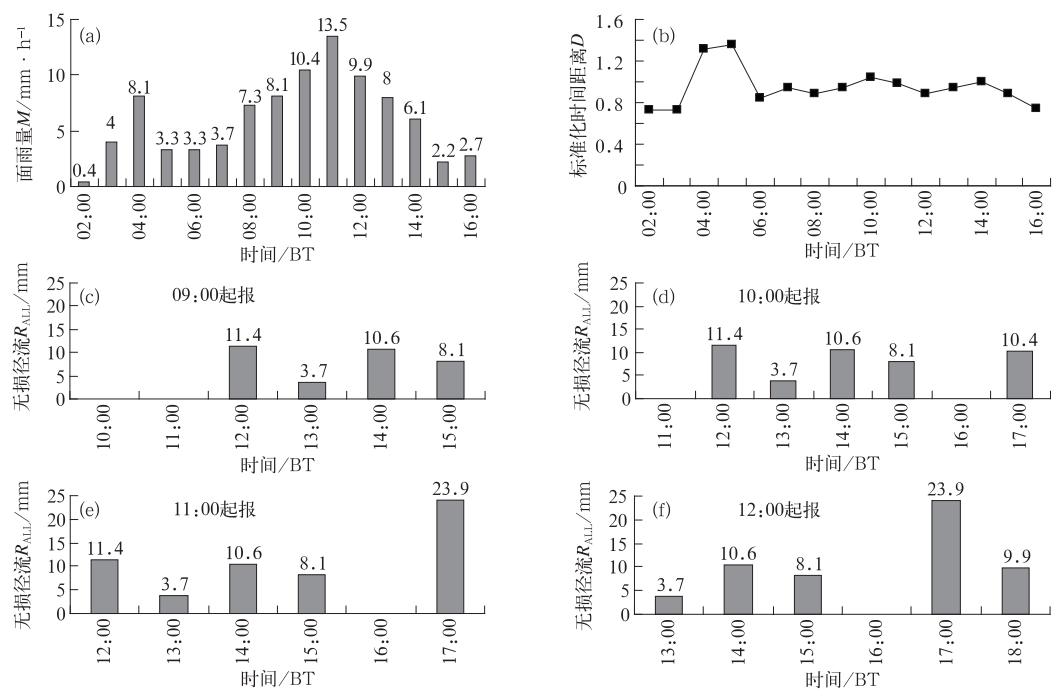


图 7 石角流域 2010 年 6 月 23 日洪峰过程气象条件分析 (洪峰时间: 17:42 BT)
(a) 面雨量 M 序列, (b) 标准化时间距离 D 序列, (c)~(f) 无损径流 R_{All} 预报
Fig. 7 Same as Fig. 5, but for the 23 June 2010 flood peak process
(peak time: 17:42 BT)

一些典型流域进行连续的模拟可能是研究前期降水和土壤湿度影响的一种方法(Javier et al, 2007)。2010 年洪峰较大的另一个可能原因是前期已经有一些间断的次级洪峰到达出口,这些洪峰已经使水位有所上升,使得最大洪峰到达时的水位比前期次级洪峰较少的 2009 年洪峰水位要高。

另外,水流速度在流域内的变化十分复杂,同时流速还与降水强度等有关,在全流域内对所有量级的降水使用统一的流速进行计算也会造成较大误差。例如 2008 年 5 月 28 日预报的无损径流峰值时间与实际峰值出现时间相比滞后 1 个多小时,就有可能与该次过程降水强度较大导致水流速度加快有关。图 8 为 2008 年 5 月 28 日 11:00 的雷达定量估测降水(局地分级平均校准法)。由于 2008 年雨量计密度较稀,雨量计测值最大为 $36.4 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (流域内 $31.2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$),而雷达估测的流域内最大降水达到 $60 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 以上。虽然流域内 $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 以上降水的面积只占流域总面积的 21%,但其总降水量占到了流域总降水量的 66%。

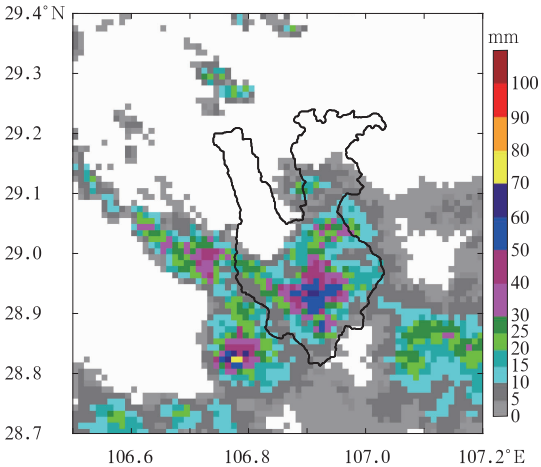


图 8 2008 年 5 月 28 日 11:00 时的
雷达估测降水(局地分级平均校准法)
(黑色实线为石角流域边界)
Fig. 8 Radar rainfall estimates
(obtained by local classified average
bias-adjusted algorithm) at
11:00 BT 28 May 2008
(black solid line: the boundary for Shijiao Catchment)

4 结论与讨论

本文的个例分析表明:

(1) 天气雷达联合地面雨量计定量估测降水的局地分级平均校准法比局地平均校准法对强降水的监测精度提高较大。

(2) 无损径流预报对预测山洪发生时间具有一定的参考意义。在应用无损径流预报结果时需要综合考虑前期降水造成的地面湿度变化、前期次级洪峰造成的水位升高以及地形和降水强度差异造成的水流速度变化等情况。

在山洪气象条件分析方面,除了定量降水估测外,还有许多问题需要关注,例如:

(1) “局地”范围的选取问题。本文进行局地校准的区域大小为 $0.7^{\circ} \times 0.7^{\circ}$, 在今后的研究工作中,需要对“局地”校准区域大小与降水估计精度的关系进行分析。

(2) 局地定量降水预报的精度及其对山洪气象条件预报的影响问题(张亚萍等, 2006; Sharif et al, 2006)。本文只研究了局地定量降水估计,而局地定量降水预报也是需要关注的方面。

(3) 将雨量计、定量降水估计和定量降水预报结果用于有流量观测资料地区的水文模拟问题(刘晓阳等, 2002; 张亚萍等, 2008; 彭涛等, 2010; 崔春光等, 2010)。利用有流量观测资料地区的模拟结果,总结出一些可能导致山洪发生的气象条件。

(4) 无资料流域水文预报问题(张建云等, 1998; 刘苏峡等, 2005)。由于山洪经常发生在小流域上,而小流域往往缺少流量观测资料,降水资料的获取也较为困难,如何将资料流域得到的水文参数移用到无资料流域是山洪预警预报技术发展的方向之一。

参考文献

- 重庆市綦江县规划局. 2010. 灾情就是命令. <http://www.cqgj.gov.cn/zxxx/gbj/gzdt/9834.htm>.
- 崔春光, 彭涛, 沈铁元, 等. 2010. 定量降水预报与水文模型耦合的中小流域汛期洪水预报试验. 气象, 36(12): 56-61.
- 李建通, 高守亭, 郭林, 等. 2009. 基于分步校准的区域降水量估测方法研究. 大气科学, 33(3): 501-512.
- 刘苏峡, 夏军, 莫兴国. 2005. 无资料流域水文预报(PUB 计划)研

- 究进展. 水利水电技术, 36(2): 9-12.
- 刘晓阳, 毛节泰, 李纪人, 等. 2002. 雷达联合雨量计估测降水模拟水库入库流量. 水利学报, (4): 342-349.
- 彭涛, 宋星原, 殷志远, 等. 2010. 雷达定量降水估算在水文模式汛期洪水预报中的应用试验. 气象, 36(12): 50-55.
- 曲晓波, 张涛, 刘鑫华, 等. 2010. 舟曲“8.8”特大山洪泥石流灾害气象成因分析. 气象, 36(10): 102-105.
- 田付友, 程明虎, 张亚萍, 等. 2010. 校准雨量计密度对雷达联合雨量计估测流域平均面雨量的影响. 气象学报, 68(5): 717-730.
- 汪瑛, 冯业荣, 蔡锦辉, 等. 2011. 雷达定量降水动态分级 $Z-I$ 关系估算法. 热带气象学报, 27(4): 601-608.
- 张建云, 何惠. 1998. 应用地理信息进行无资料地区流域水文模拟研究. 水科学进展, 9(4): 345-350.
- 张亚萍, 程明虎, 夏文梅, 等. 2006. 天气雷达回波运动场估测及在降水临近预报中的应用. 气象学报, 64(5): 631-646.
- 张亚萍, 程明虎, 徐慧, 等. 2007. 雷达定量测量降水在佛子岭流域径流模拟中的应用. 应用气象学报, 18(3): 295-305.
- 张亚萍, 刘钧, 夏文梅, 等. 2002. 雷达定量估测区域降水波束阻挡系数的计算. 南京气象学院学报, 25(5): 640-647.
- 张亚萍, 周国兵, 胡春梅, 等. 2008. TOPMODEL 模型在重庆市开县温泉小流域径流模拟中的应用研究. 气象, 34(9): 34-39.
- 《中国河湖大典》编纂委员会. 2010. 中国河湖大典(长江卷, 上). 北京: 中国水利水电出版社, 510.
- 周雨华, 黄培斌, 刘兵, 等. 2004. 2003 年 7 月上旬张家界特大暴雨山洪分析. 气象, 30(10): 38-42.
- Arthur A T, Cox G M, Kuhnert N R, et al. 2005. The national basin delineation project. Bull Amer Meteorol Soc, 86: 1443-1452.
- Baeck M L, Smith J A. 1998. Rainfall estimation by the WSR-88D for heavy rainfall events. Wea Forecasting, 13: 416-436.
- Bauer-Messmer B, Smith J, Baeck M, et al. 1997. Heavy rainfall: Contrasting two concurrent Great Plains thunderstorms. Wea Forecasting, 12: 785-798.
- Borga M, Boscolo P, Zanon F, et al. 2007. Hydrometeorological analysis of the August 29, 2003 flash flood in the eastern Italian Alps. J Hydrometeor, 8: 1049-1067.
- Caracena F, Maddox R A, Hoxit L R, et al. 1979. Mesoanalysis of the Big Thompson storm. Mon Wea Rev, 107: 1-17.
- Fulton R A. 1999. Sensitivity of WSR-88D rainfall estimates to the rain-rate threshold and rain gauge adjustment: A flash flood case study. Wea Forecasting, 14: 604-624.
- Fulton R A, Breidenbach J P, Seo D, et al. 1998. The WSR-88D rainfall algorithm. Wea Forecasting, 13: 377-395.
- Georgakakos K P. 1986. On the design of national, real-time warning systems with capability for site-specific, flash-flood forecasts. Bull Amer Meteor Soc, 67: 1233-1239.
- Javier J R N, Smith J A, Meierdiercks K L, et al. 2007. Flash flood forecasting for small urban watersheds in the Baltimore metropolitan region. Wea Forecasting, 22: 1331-1344.

- Kitzmler D, Cooten S V, Ding F, et al. 2011. Evolving multisensor precipitation estimation methods: Their Impacts on flow prediction using a distributed hydrologic model. *J Hydrometeor*, 12: 1414-1431.
- Maddox R A, Grice G K. 1986. The Austin, Texas, flash Flood: An examination from two perspectives - forecasting and research. *Wea Forecasting*, 1: 66-76.
- Marshall J S, Palmer W McK. 1948. The distribution of raindrops with size. *J Meteor*, 5: 165-166.
- Martz W, Garbrecht J. 1992. Numerical definition of drainage network and subcatchment areas from digital elevation models. *Computers & Geosciences*, 18(6): 747-761.
- McEnery J, Ingram J, Duan Q Y, et al. 2005. NOAA's Advanced Hydrologic Prediction Service - Building pathways for better science in water forecasting. *Bull Amer Meteorol Soc*, 86: 375-385.
- Mogil H M, Monro J C, Groper H S. 1978. NWS's flash flood warning and disaster preparedness programs. *Bull Amer Meteor Soc*, 59: 690-699.
- NWS/NOAA. 2007. Glossary. <http://www.weather.gov/glossary/index.php?word=flash+flood>.
- Sharif H O, Yates D, Roberts R, et al. 2006. The use of an automated now-casting system to forecast flash floods in an urban watershed. *J Hydrometeor*, 7: 190-202.
- Smith J A, Baeck M L, Steiner M, et al. 1996. Catastrophic rainfall from an upslope thunderstorm in the central Appalachians: The Rapidan storm of June 27, 1995. *Water Resour Res*, 32: 3099-3113.
- Vivoni E R, Entekhabi D, Bras R L, et al. 2006. Extending the predictability of hydrometeorological flood events using radar rainfall nowcasting. *J Hydrometeor*, 7: 660-677.
- Willis P T, Tattelman P. 1989. Drop-size distributions associated with intense rainfall. *J Appl Meteor*, 28: 3-15.
- Wilson J W, Brandes E A. 1979. Radar measurement of rainfall-a summary. *Bull Amer Meteor Soc*, 60: 1048-1058.