

# 基于雷达组网拼图的定量降水估测算法 业务应用及效果评估<sup>\*1</sup>

勾亚彬<sup>1,2,3</sup> 刘黎平<sup>1</sup> 杨杰<sup>4</sup> 吴翀<sup>4</sup>  
GOU Yabin<sup>1,2,3</sup> LIU Liping<sup>1</sup> YANG Jie<sup>4</sup> WU Chong<sup>4</sup>

1. 中国气象科学研究院灾害天气重点实验室,北京,100081

2. 中国科学院大学,北京,100049

3. 杭州市气象局,杭州,310051

4. 成都信息工程学院,成都,610225

1. *State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Science, Beijing 100081, China*

2. *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*

3. *Hangzhou Meteorological Bureau, Hangzhou 310051, China*

4. *Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China*

2013-10-17 收稿,2014-04-16 改回.

勾亚彬,刘黎平,杨杰,吴翀. 2014. 基于雷达组网拼图的定量降水估测算法业务应用及效果评估. 气象学报, 72(4): 731-748

Gou Yabin, Liu Liping, Yang Jie, Wu Chong. 2014. Operational application and evaluation of the quantitative precipitation estimates algorithm based on the multi-radar mosaic. *Acta Meteorologica Sinica*, 72(4): 731-748

**Abstract** The real-time system of QPE (Quantitative Precipitation Estimates) together with the real-time evaluation based on the multi-radar mosaic has been successfully implemented in the operation at the Weather Bureau of Hangzhou in Zhejiang Province. A comprehensive evaluation is presented in this paper and meanwhile the error sources are analyzed according to the characteristics of vertical profile of radar reflectivity using the four different precipitation events. The system unites the basic data from the six CINRAD (China New Generation of Weather Radar) at Hangzhou, Ningbo, Zhoushan, Jinhua and Quzhou and the gauge data within Zhejiang Province which are quality-controlled in real time by the IDW (Inverse Distance Weights) method, and in order to reduce systematic and local errors, both the dynamic Z-R relationship and optimal interpolation method are integrated into the system to calibrate the QPE field. From the verification and analysis of the four events, some conclusions are as follows: (1) In northwestern and the southwestern Zhejiang, if the reflectivity sources from the bright-band (the top of the cloud), it results in the overestimation (underestimation) of radar QPE of the stratiform rainfall system. (2) In the case of the coexistence of different rainfall types the use of relative uniform Z-R relationship will result in serious local overestimation and underestimation of QPE during the Meiyu front / typhoon. (3) The severe convection with the squall line and the asymmetry of typhoon are important reasons of the error in the radar QPE. And, (4) although the combination of the Z-R relationship with the optimal interpolation can effectively reduce the systematic error, some large local error remains in the QPE.

**Key words** Multi-radar mosaic, Quantitative precipitation estimates, Real-time operation and evaluation

**摘要** 基于雷达组网实时的定量降水估测(QPE)及实时评估系统在浙江省杭州市气象局成功实现了业务应用,在评估雷达定量降水估测业务应用效果的同时,根据雷达反射率因子垂直廓线(VPR)特征,探讨分析了不同类型降水过程中雷达定量降水估测的误差源。系统联合杭州、宁波、舟山、温州、金华及衢州6部新一代天气雷达的基数据资料,以及覆盖浙江省且经反

\* 资助课题: 973 项目(2012CB417202)、气象行业专项(GYHY201306004)、国家自然科学基金项目(41175038、41205078)。

作者简介: 勾亚彬,主要从事雷达资料处理、相关算法优化及业务应用方面的研究工作。E-mail:gouyabin@163.com

距离加权(Inverse Distance Weights, IDW)法实时质量控制的雨量计观测资料,采用先雷达组网拼图再降水估测的方案,集成Z-R关系法和最优插值法反演与校准雷达定量降水估测数据场。4次不同类型降水过程的评估结果表明:(1)在地物遮挡严重的浙江西北部和雷达覆盖较差的浙江南部,降水估测的雷达反射率因子如果源于0°C层亮带,会导致雷达定量降水估测严重高估;如果源于浅薄层云云系的云顶,会造成雷达定量降水估测严重低估。(2)多种降水类型云系并存,但使用相对单一的Z-R关系,会导致梅雨和台风期间雷达定量降水估测的局部高估或低估。(3)伴随飑线系统的强对流以及台风系统的非对称性也是导致雷达定量降水估测误差的重要原因。(4)联合Z-R关系和最优插值法,有效地降低了雷达定量降水估测的系统误差,但仍然存在大量的局部误差。

**关键词** 雷达三维组网拼图, 定量降水估测, 实时业务应用及效果评估

**中图法分类号** P414

## 1 引言

新一代天气雷达的三维组网拼图数据可以为中小尺度天气过程提供高时空分辨率的观测资料,雨量计观测雨量具有较高的单点测量精度,融合雷达组网拼图数据和雨量计观测雨量,构建高分辨率和高精度的全国性或区域性的定量降水估测(Quantitative Precipitation Estimates, QPE)数据产品,是目前科研成果向业务转化的难点和焦点。

中外研究机构及学者对基于雷达组网的定量降水估测算法进行了很多研究,其中既有先单部雷达降水估测再组网拼图的处理方案(Tabary, 2007; 高晓荣等, 2012),也有先组网拼图再做降水估测的处理方案(Vasiloff, et al, 2007; Zhang, et al, 2011),但雷达标定、衰减、静锥区、地形遮挡、降水空间分布不均匀等误差源一定程度上限制了雷达降水估测算法的精度(Wilson, et al, 1979; Zawadzki, 1984; Germann, et al, 2003; Villarini, et al, 2010; Zhang, et al, 2012)。中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室在雷达资料质量控制(刘黎平, 2007; 江源等, 2009; 庄薇等, 2012; 谭学等, 2013)和雷达资料三维格点化方法(肖艳姣等, 2006)研究的基础上,研发了雷达三维组网拼图处理和显示系统(王红艳等, 2009; 张志强等, 2007),并采用先组网拼图数据,再依据混合扫描的策略(肖艳姣等, 2008)选取降水估测的反射率因子,构建了基于雷达三维组网拼图数据的定量降水估测算法。该算法在广东省、淮河流域的试验性研究中表现出较高的精度(伍静等, 2010; 郭忠立等, 2011; Wang, et al, 2012),并于2012年在杭州市气象局成功进行了算法的业务化应用,实时生成并评估覆盖浙江省的雷达1 h定量降水估测数据。

雷达观测资料的反射率因子垂直廓线(Vertical profile of reflectivity, VPR)信息是降水粒子微物理特征的重要指示器,不同降水类型的云系具备不同的反射率因子垂直廓线特征(Houze, 1993; Zipser, et al, 1944; Xu, et al, 2008; Qi, et al, 2013)。鉴于目前没有针对不同类型降水过程的雷达定量降水估测分类评估及误差分析,本研究在介绍雷达组网拼图定量降水估测算法的业务应用的同时,基于雷达反射率因子垂直廓线特征,选择2012年浙江省发生的4次不同降水类型的灾害性天气过程,对基于雷达组网拼图定量降水估测算法的业务应用效果进行综合评估和分类评估,着力分析不同类型降水云系的雷达定量降水估测在业务化应用过程中的主要误差源,以便为算法的进一步优化改进提供参考。

## 2 雷达及雨量计资料的实时处理

在杭州市气象局应用的雷达组网拼图系统中,包含了诸如雷达组合反射率因子、回波顶高、垂直液态水含量、1 h定量降水估测及评估、1 h定量降水预报(Quantitative Precipitation Forecasting, QPF)及评估、风暴单体识别跟踪(Storm Cell Identification and Tracking, SCIT)、以及基于乡镇行政分区的雷达1 h定量降水估测面雨量和1 h定量降水预报面雨量等多种基于雷达三维组网拼图的数据产品。数据产品的范围覆盖整个浙江省,空间分辨率均为1 km×1 km,时间分辨率为6 min。

### 2.1 算法框架与流程

基于雷达组网拼图的定量降水估测算法包含4个相对独立程序模块(图1):

(1) 数据下载模块:从浙江省气象局的FTP服务器上主动下载杭州、宁波、衢州、舟山、金

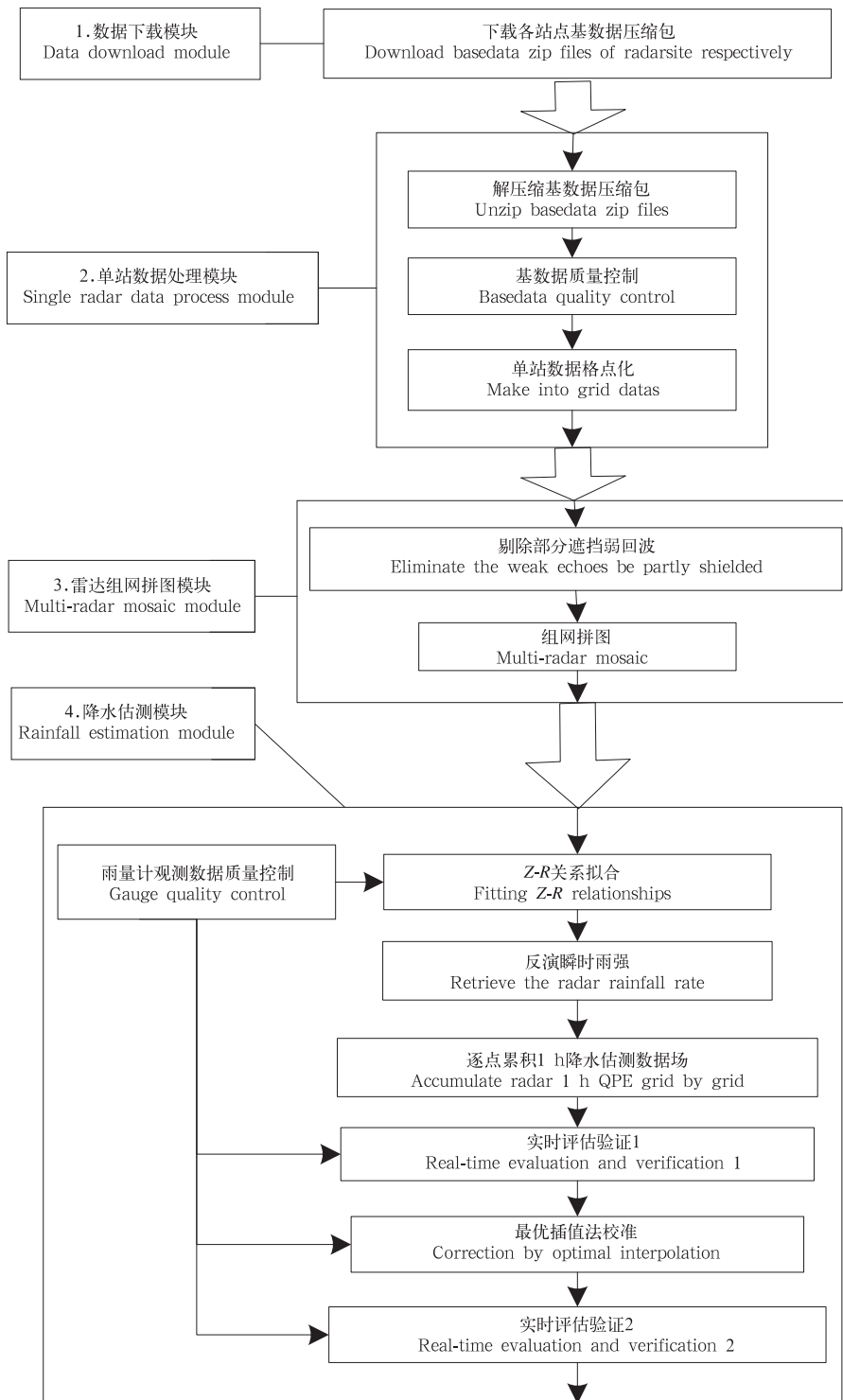


图 1 基于雷达组网拼图的定量降水估测算法流程

Fig. 1 Flowchart for the radar-mosaic quantitative precipitation estimation algorithm

华、温州 6 部新一代天气雷达的基数据压缩包。待基数据下载完成后,立即调用单站数据处理模块,对基数据进行质量控制及格点化处理。

(2)单站数据处理模块:基数据压缩包的解压、质量控制和格点化处理。

单部雷达的质量控制算法基于模糊逻辑的原

理,根据回波强度纹理、垂直变化、径向方向变号、径向库间变化程度,径向速度区域平均值和方差,速度谱宽区域平均值共计 7 个物理量,基于临界成功指数(Critical Success Index, CSI)评判标准建立超折射地物回波识别的最佳线性梯形隶属函数,通过调整地物杂波判别阈值,分步识别并剔除超折射地物杂波(刘黎平等, 2007; 江源等, 2009)。目前,该算法已做了进一步优化更新:将地物判别阈值更新为随距离变化的函数,在剔除地物杂波后,对“回波空洞”形成有效填补(庄薇等, 2012),并通过分析海浪回波和降水性回波的各种特征,确定了海浪回波识别的最佳隶属函数(谭学等, 2013)。单站格点化数据的处理,采用最邻近与线性垂直插值相结合的方法(肖艳姣等, 2006),将质量控制后的雷达体扫数据,从球坐标系转换到笛卡尔坐标系。

不同站点数据的处理以进程并发的方式发起,进程互不干扰。这样处理不但可以满足实时处理的需求,而且即使某站点的数据异常,也不会影响其他站点数据处理过程,有效地防止了数据异常导致的系统崩溃,提高了系统的稳定性。

(3)组网拼图数据处理模块:设置组网数据的分辨率为 6 min,依据单站格点数据进行三维组网拼图;设置延迟时间 10 min,如果某站点的数据通信存在延迟,则根据延迟时间进行等待,并放弃超过延迟时间而未能上传到省局服务器的基数据;如果各站点基数据先于组网时间上传完毕,则提前发起组网算法线程,以增强组网数据产品的实时性。

为了降低地物遮挡对雷达组网拼图数据的影响,采用先剔除雷达部分遮挡弱回波,然后再组网拼图的计算方案。这样处理,可以在多部雷达重叠探测范围内,有效地去除部分遮挡造成的条带状雷达弱回波,提高组网拼图数据的连续性(勾亚彬等, 2014)。

在数据处理效率方面,雷达三维组网拼图算法经开放式多处理技术并行优化后,对 6 个雷达站点基数据的三维组网拼图处理,仅需 1—2 s,有效地实现了业务应用对组网数据实时性的需求。

(4)降水估测模块:不仅包含了采用全部雨量计数据,结合 Z-R 关系法及最优插值法,生成基于动态 Z-R 关系的雷达定量降水估测初值场和经最优插值法局部校准雷达定量降水估测的功能,还包含了雷达定量降水估测实时评估的功能:事先将浙江省的雨量计划分为相对均匀的两个部分,一半雨量

计仅参与数据融合,另一半雨量计仅用作评估验证;在 Z-R 关系拟合,最优插值法的效果评估过程中,两部分雨量计相互独立,互不干扰,以确保评估验证的客观性。浙江省全省雨量计的划分和雷达定量降水估测的评估方法见第 3 节。

最优插值法使用开放式多处理并行优化后,可在 1 min 内实现使用浙江省实时 1 h 雨量计观测雨量,对组网拼图范围内所有雷达 1 h 定量降水估测格点的校准,实现了基于雷达组网拼图的定量降水估测产品的准实时处理。此外,雨量计 1 h 观测雨量的质量控制也包含在该模块中。

上述 4 个程序模块整体上以串行方式运行,并以进程并发的形式处理基数据,以任务级和循环级线程并行的方式生成雷达组网拼图数据和相应的定量降水估测数据,有效地满足了业务单位对基于雷达组网拼图的定量降水估测产品及评估的实时性需求。

## 2.2 雨量计资料质量控制

目前,覆盖浙江省的 10 min 间隔的雨量计观测雨量实时性较高(单位为 mm)。以组网数据时间为标尺,以时间线性平均的方式累积雨量计 1 h 观测雨量

$$G_{\text{hour}} = \frac{t_d}{T_{\text{total}}}g_0 + \sum_{i=1}^6 \frac{t_i}{T_{\text{total}}}g_i + \frac{t_7 - t_d}{T_{\text{total}}}g_7 \quad (1)$$

式中, $G_{\text{hour}}$ 为雨量计 1 h 观测雨量; $T_{\text{total}}$ 为雨量计雨量总的累积时间,即 60 min; $g_i$ 为  $i$  时刻的 10 min 雨量计观测雨量; $t_i$ 为  $i$  时刻的雨量计时间长度,这里固定为 10 min; $t_d$ 为某时刻的组网时间与距离组网时间最近一个雨量计观测雨量时间的差值。整点时刻恰好需要 6 个时刻的雨量计观测雨量,否则需要联合 7 个时刻的雨量计观测雨量,计算 1 h 观测雨量, $t_7$ 即为第 7 个时刻的观测时间, $g_7$ 是相应的观测雨量。因此,用式(1)可实现每 6 min 获取一次雨量计的 1 h 观测雨量,有利于雷达与雨量计观测雨量的进一步融合。

空间一致性评估方法,通过对比目标站点观测要素的估计值(由周边站点的观测值计算得到)和实际观测值,对目标站点观测资料进行质量评估(Wade, 1987; Gandin, 1988; Eischeid, et al, 1995, 2000; Shafer, et al, 2000; Hubbard, 2001)。反距离权重法按距离赋予周边站点不同的加权重,计算目标站点观测资料的估计值(Wade, 1987; Guttman, et al, 1988)

$$g_A = \frac{\sum_{i=1}^n g_i \omega_i}{\sum_{i=1}^n \omega_i} \quad (2)$$

$$\Delta = \frac{|g_A - g_O|}{\sigma} \quad (3)$$

式(2)、(3)中,  $g_A$  为周边雨量计的反距离权重估测雨量;  $g_i$  为周边雨量计的观测值;  $g_O$  为目标雨量计观测值;  $\sigma$  取距离最近 12 个雨量计观测雨量的标准差;  $\omega_i$  为周边站点的权重系数, 这里假定权重按距离线性衰减, 周边雨量计距离目标雨量计越近, 权重越大。

考虑到局部区域内的雨量计相对稀疏, 周边雨量计的搜索半径(影响范围)设置为 20 km; 同时, 考虑到降水系统的多尺度及局地特征以及较远处观测资料对目标中心点的代表性相对较差, 且研究表明, 没有必要使用影响范围内全部站点的观测资料(Hubbard, et al, 2005); 站点距离越近, 观测资料的相关性越强(刘雨佳等, 2013)。因而, 仅用距离目标雨量计最近的 3 个雨量计的观测雨量, 计算目标雨量计的估测雨量。

通过对比式(3)的计算结果与事先设定的阈值, 可对站点观测资料进行质量评估。一些经验性的阈值设置, 例如: 如果  $\Delta$  大于 2 或 3, 则将观测资料标识为可疑或警告(Shafer, et al, 2000; Schroeder, et al, 2005), 但实验表明,  $\Delta$  设置得越小, 通过质量评估的站点越少; 设置得过大, 则很难起到质量评估的作用; 式(3)中的分子可能小于分母, 因而需要设置一个下限阈值; 如果式(3)中分母  $\sigma$  很小,  $\Delta$  很容易超过事先设定的阈值, 导致错误的判断, 此时, 有必要进一步考察雨量计估测雨量( $g_A$ )与观测雨量( $g_O$ )的比率和绝对差异。进一步考虑到降水系统空间分布的不均匀, 以及自动站观测资料空间采样的不确定性(张宁等, 2010), 设置  $\Delta$  的上限阈值为 4, 下限阈值为 0.25, 并设置  $g_A$  与  $g_O$  的比率阈值为 4, 绝对差异阈值为 5 mm, 以期在剔除差别较大观测资料的同时, 允许空间差异在一定范围的观测资料的存在。考虑到业务应用推广以及算法优化更新的需要, 这些算法阈值均设置为可调阈值, 以便进一步对这些阈值进行优化验证。被剔除的雨量计既不参与校准也不参与实时评估。

### 3 方法与数据

#### 3.1 Z-R 关系拟合

研究表明, 对不同降水类型的云系, Z-R 关系的

$b$  系数的变化并不大(Steiner, et al, 2000), 使用固定的  $b$  系数, 动态拟合 Z-R 关系的  $A$  系数的方式, 不会造成较大的降水估测误差。简单地将所有雨量计观测值和雷达估测值之和相等的拟合方法, 隐含一个最小化雷达估测雨量和雨量计观测雨量差异的目标函数。如果目标函数仅包含  $(G_i - R_i)^2$  或  $(G_i - R_i)$ , 动态 Z-R 关系估测得到的雷达平均雨量会比雨量计观测雨量小; 选择既包含  $(G_i - R_i)^2$  又包含  $(G_i - R_i)$  的式(4)作为判别函数, 拟合某时次的 Z-R 关系, 可以使雷达 1 h 定量降水估测的平均值与相应的 1 h 雨量计观测雨量的平均值接近(张培昌等, 2000)

$$\delta = \min \left( \sum_{i=1}^n (G_i - R_i)^2 + |G_i - R_i| \right) \quad (4)$$

式中,  $G_i$  为雨量计观测雨量,  $R_i$  为根据雷达资料反演的瞬时雨强, 拟合 Z-R 关系之前将二者的单位处理成 mm/h。考虑到雷达观测的降水到达地面存在一定的延迟, 先选择两个相邻时刻的雷达反射率因子的平均值与雨量计观测雨量配对, 然后采用逐步缩小  $A$  值取值区间的拟合方法, 搜索满足式(4)的  $A$  值, 并将  $A$  值的变化区间设置为 [30, 1024], 以排除不适当的 Z-R 关系。

#### 3.2 最优插值法

目前业务应用的雷达组网拼图的定量降水估测算法, 首先基于雷达三维组网拼图数据, 自 1 km 向上选择组网混合扫描反射率因子(Hybrid Scan Reflectivity, HSR), 并根据 3.1 节的 Z-R 关系拟合方案, 反演各时次的雷达瞬时雨强, 然后采用时间线性平均法(李建通等, 2000)逐点累积雷达定量降水估测初值场, 以期降低雷达定量降水估测的系统误差。最后联合质量控制后的雨量计观测雨量, 根据最优插值法(李建通等, 2005)校准动态 Z-R 关系计算得到的雷达定量降水估测数据场, 以降低雷达定量降水估测的局部误差

$$R_{(i,j)}^a = R_{(i,j)}^r + \sum_{k=i}^N P_k (R_k^r - R_k^g) \quad (5)$$

式中,  $R_{(i,j)}^a$  为坐标为  $(i, j)$  的格点上初始的定量降水估测雨量数据,  $R_{(i,j)}^g$  为该格点上经校准后的定量降水估测雨量数据,  $R_k^g$  为该格点周边区域搜索出的雨量计数据对应的雨量;  $R_k^r$  则为与雨量计格点坐标相应的雷达定量降水估测数据,  $P_k$  为使雨量计与雷达定量降水估测数据在均方差最小意义下求得的权重系数。

#### 3.3 评估方法

为了客观地对系统生成的雷达 1 h 定量降水估

测数据进行验证评估,依照浙江省的雨量计经纬度格点的奇偶性,将覆盖浙江省的 2047 个雨量计站点均匀划分成两个部分(图 2),将红色标识的雨量计(共 1029 个),作为数据集 I,蓝色标识的站点共计 1018 个,作为数据集 II。循环使用两个数据集的雨量计观测雨量分别实时进行校准和评估。

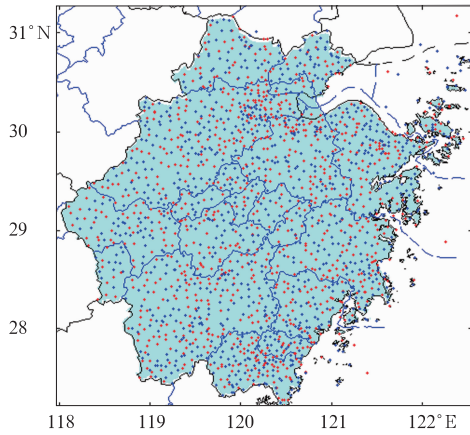


图 2 浙江省雨量计分布  
Fig. 2 Gauge distribution in Zhejiang Province

系统采用比率偏差( $E_{BIAS}$ )、平均误差( $E_M$ )、绝对平均误差( $E_{MA}$ )、均方根误差( $E_{RMS}$ )和相关系数( $C_C$ ),评估各时次的雷达定量降水估测

$$E_{BIASi} = \frac{\bar{r}_i}{g_i} \quad (6)$$

$$E_{Mi} = \frac{1}{n} \sum_j (g_{i,j} - r_{i,j}) \quad (7)$$

$$E_{MAi} = \frac{1}{n} \sum_j |g_{i,j} - r_{i,j}| \quad (8)$$

$$E_{RMSi} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_j |g_{i,j} - r_{i,j}|^2} \quad (9)$$

$$C_{Ci} = \frac{\sum_j (g_{i,j} - \bar{g}_i)(r_{i,j} - \bar{r}_i)}{\sqrt{\sum_j (g_{i,j} - \bar{g}_i)^2 (r_{i,j} - \bar{r}_i)^2}} \quad (10)$$

式中, $g_{i,j}$ 为*i*时刻的第*j*个雨量计观测雨量, $r_{i,j}$ 则为相应的雷达估测雨量; $\bar{g}_i$ 为*i*时刻全部雨量计观测雨量的平均值, $\bar{r}_i$ 为相应的*i*时刻雷达估测雨量的平均值。为了使评估的结果具有客观性,剔除没有通过质量控制的雨量计数据,考虑到雨量计 1 h 观测雨量为 0.1 mm 的雨量计的数量较多,会降低雷达定量降水估测的误差平均值,仅使用 1 h 观测

雨量大于 0.1 mm 的雨量计进行评估;每个时次参与评估的雨量计在 10 个以上,否则不评估该时次的雷达定量降水估测产品。

### 3.4 评估数据

雷达定量降水估测通常会受到诸如 0°C 层回波亮带、不恰当的 Z-R 关系以及降水空间不均匀等误差源的影响,不同类型降水云系的微物理特征不同,雷达定量降水估测的误差源也可能有所差异。根据不同雷达的反射率因子垂直廓线特征,选择表 1 中的不同类型的灾害性天气过程,以详细分析雷达定量降水估测的误差源。

表 1 2012 年的 4 次不同降水类型的天气过程

Table 1 The 4 weather events with the different rainfall types in 2012

降水过程	起止时间(世界时)	时次总数
持续性弱降水	3月1日11时—9日16时	1711
梅雨锋	6月17日01时—27日12时	1314
飊线	8月2日01—21时	201
海葵台风	8月7日01时—9日00时	471

表 1 中的 4 次典型的灾害性天气过程,分别为与层云降水、层云与对流云混合降水、强对流降水以及与热带气旋降水联系在一起的 4 种不同类型的降水云系。其中,3 月的持续性弱降水覆盖面积大,降水的空间分布均匀而稳定,持续时间较长;6 月的梅雨锋多以层云和对流云并存的降水云系为主,降水的空间分布不均匀;8 月 2 日的飊线系统以强对流降水为主;8 月 7 日的“海葵”台风以热带气旋降水为主。4.2—4.4 节将分别描述这 4 次天气过程不同雷达的 1 h 反射率因子垂直廓线特征以及降水的空间分布特征。其中,反射率因子垂直廓线的计算在各雷达单站格点化数据的基础上进行,将格点化数据的垂直分辨率设置为 100 m,然后用式(11)计算各高度层的平均反射率因子  $\bar{Z}_k(t, i, j)$ 。

$$\bar{Z}_k(t, i, j) = \sum_{t \in T} \sum_{(i, j) \in S} Z_i(i, j) \quad (11)$$

式中, $Z_i(i, j)$ 为*t*时刻格点坐标(*i, j*)上的反射率因子,*T*为 1 h 的时间跨度,*S*为距离雷达较近的邻域探测区域。由于杭州、宁波、舟山与温州 4 个站点海拔高度较低,选择 1 km 高度等高平面位置显示(CAPPI)探测范围作为雷达的邻域探测区域;金华和衢州雷达海拔较高,选择 1.5 km 高度 CAPPI 探测范围作为雷达的邻域探测区域。

## 4 效果评估与误差分析

### 4.1 综合效果评估

参照 3.2 节的误差评估方法,使用数据集 I 的

雨量计观测雨量校准,并使用数据集 II 的雨量计观测雨量评估,分别评估这 4 次天气过程中,固定  $Z-R$  关系( $A=200, b=1.6$ )、动态  $Z-R$  关系以及经最优插值法校准后的雷达估测雨量(表 2)。

表 2 雷达 1 h 定量降水估测的综合评估  
Table 2 The comprehensive evaluation of the radar 1 h QPE

降水过程	不同降水估测方法	评估结果平均值				
		$E_M$	$E_{BIAS}$	$E_{MA}$	$E_{RMS}$	$C_c$
持续性弱降水	固定 $Z-R$ 关系( $A=200, b=1.6$ )	0.38	0.74	0.77	1.14	0.59
	动态 $Z-R$ 关系( $A$ 动态, $b=1.6$ )	0.42	0.73	0.79	1.15	0.58
	动态 $Z-R$ 关系( $A$ 动态, $b=1.6$ ) + 最优插值	-0.001	0.988	0.507	0.780	0.761
梅雨	固定 $Z-R$ 关系( $A=200, b=1.6$ )	1.14	0.58	1.40	2.43	0.75
	动态 $Z-R$ 关系(动态 $A, b=1.6$ )	0.35	0.86	1.21	1.98	0.76
	动态 $Z-R$ 关系 + 最优插值	-0.1	1.05	0.90	1.5	0.85
飑线	固定 $Z-R$ 关系( $A=200, b=1.6$ )	2.54	0.45	2.71	4.24	0.83
	动态 $Z-R$ 关系(动态 $A, b=1.6$ )	0.57	0.85	1.96	3.08	0.83
	动态 $Z-R$ 关系 + 最优插值	-0.26	1.07	1.64	2.50	0.87
“海葵”台风	固定 $Z-R$ 关系( $A=200, b=1.6$ )	2.73	0.42	2.99	4.73	0.72
	动态 $Z-R$ 关系(动态 $A, b=1.6$ )	0.24	0.95	2.26	3.39	0.73
	动态 $Z-R$ 关系 + 最优插值	-0.33	1.10	1.73	2.63	0.84

根据表 2 的综合评估结果,固定  $Z-R$  关系( $A=200, b=1.6$ ),在 3 月的持续性弱降水过程中取得了较好的结果,  $E_M$ 、 $E_{BIAS}$ 、 $E_{MA}$  和  $E_{RMS}$  的平均值相对其他几次过程较小,其他几次不同降水类型的天气过程中,均导致了很大的误差。 $A=200, b=1.6$  是适合于层云降水过程的  $Z-R$  关系,相比之下,  $A=300, b=1.4$  则是更适用于对流云降水过程的  $Z-R$  关系。虽然美国 NMQ(National mosaic and multi-sensor QPE)系统将  $A=253, b=1.2$  作为台风降水的默认  $Z-R$  关系(Xu, et al, 2008; Zhang, et al, 2011),但统计舟山地区台风降水过程得到的  $Z-R$  关系是  $A=70, b=1.38$ (何宽科等, 2007),但不同台风的  $Z-R$  关系并不相同,动态  $Z-R$  关系拟合具有明显优势(冀春晓等, 2008)。因而,固定的  $Z-R$  关系并不符合业务应用的需要,动态拟合的  $Z-R$  关系更具潜在应用价值。

相比固定的  $Z-R$  关系,动态  $Z-R$  关系在以层云为主的持续性弱降水过程中,取得与经典  $Z-R$  关系相当的误差评估结果,同时能够很好地适用于其他几次天气过程;特别是从  $E_M$  和  $E_{BIAS}$  的评估结果来看,雷达 1 h 定量降水估测的系统误差得到有效降低,但根据  $E_{MA}$  和  $E_{RMS}$  的评估结果来看,雷达定量降水估测仍然存在大量的局部误差。将某一时刻拟合  $Z-R$  关系使用的反射率因子和雨量计观测雨量

分别记作  $\{Z_i\}$  和  $\{R_i\}$ ,由于  $R_i$  相对固定,但  $Z_i$  却源于不同的高度层。对层云而言,  $\{Z_i\}$  易于受到  $0^\circ\text{C}$  层亮带和云顶反射率因子的影响,这会导致实时动态拟合得到的  $Z-R$  关系与该时次潜在最优的  $Z-R$  关系有所差别。这可能是层云雷达降水估测时,动态  $Z-R$  关系比经典  $Z-R$  关系评估结果稍差的主要原因。同时,梅雨锋中层云与对流云并存,飑线和台风系统中强烈的垂直和水平气流,都可能导致较大的雷达定量降水估测局部误差。

在动态  $Z-R$  关系雷达 1 h 定量降水估测的基础上,经最优插值法局部校准后的雷达 1 h 定量降水估测,在所有天气过程中,  $E_M$  和  $E_{BIAS}$  都得到有效改善,进一步降低了雷达定量降水估测的系统误差,同时  $E_{MA}$  和  $E_{RMS}$  的降低以及  $C_c$  的进一步提高,表明雷达定量降水估测的局部误差也得到改善,系统最终生成的雷达 1 h 定量降水估测产品取得了较好的业务应用效果。式(5)中,最终的雷达定量降水估测数据场由动态  $Z-R$  关系得到的雷达定量降水估测初始场和雨量计观测雨量两方面决定,但雷达定量降水估测初始场仍然受到诸如  $0^\circ\text{C}$  层亮带、地物遮挡、 $Z-R$  关系等多种误差源的影响,因而有必要进一步分析不同类型天气过程与不同雷达定量降水估测误差源的联系。

### 4.2 层云

系统采用混合扫描策略选择的组网混合扫描反



射率因子,反演各时次的雷达瞬时雨强。理想情况下,假定每个高度层都有可形成降水的反射率因子,覆盖浙江省全省的组网混合扫描反射率因子的高度如图3所示:在距离雷达较近的区域,可选择较低高度的反射率因子,但在雷达波束遮挡严重的区域(如区域1)或距离雷达较远,雷达覆盖较差的区域(如区域2),需要使用较高高度的反射率因子。对于较为浅薄的层云来说,使用较高高度的反射率因子反演降水,易受到0℃层亮带的影响:如果反射率因子位于0℃层亮带,会导致雷达定量降水估测的高估;如果反射率因子在0℃层亮带以上,会导致雷达定量降水估测的低估。

2012年3月3日07时30分(世界时,下同)和08时,参照混合扫描策略得到的组网混合扫描反射率因子如图4a和c所示,同时,图4b和d中给出了对应的5部雷达的1h平均反射率因子垂直廓线。杭州、衢州、宁波及金华4部雷达(舟山雷达故障)的1h平均反射率因子垂直廓线形状非常相似,呈现出典型的层云特征(Zhang, et al, 2008, 2010);虽然温州雷达与其他几部雷达的反射率因子垂直廓线并不相似,但从雷达回波特征可以看出,经过温州雷达

向东北方向移动的小片云系也是层云。因此,这次天气过程属于大范围的层云降水系统。同时,杭州、衢州、宁波及金华4部雷达的反射率因子垂直廓线的最大反射率因子位于3km左右的高度层,大致可以判定在2.5—3.5km的高度存在一个0℃层亮

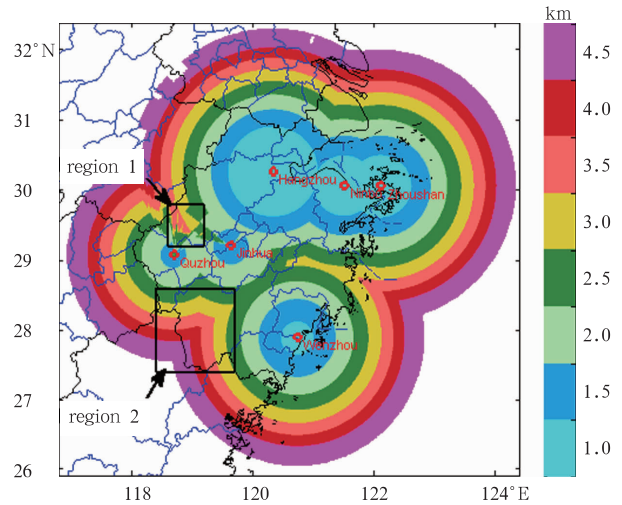


图3 理想情况下组网混合扫描反射率因子在不同区域的高度  
Fig. 3 Ideal heights of the mosaic HSR in the different regions

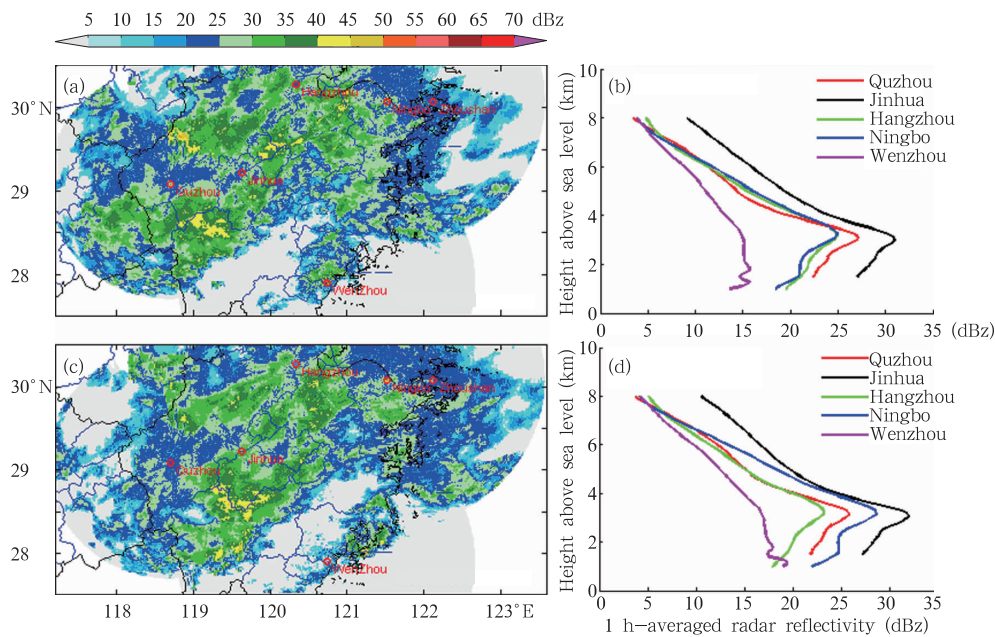


图4 2012年3月3日07时30分(a)组网混合扫描反射率因子和(b)5部雷达的1h平均反射率因子垂直廓线信息; 2012年3月3日08时(c)组网混合扫描反射率因子和(d)5部雷达的1h平均反射率因子垂直廓线信息

Fig. 4 (a) The mosaic HSR field at 07:30 UTC 3 May 2012, (b) the corresponding 1 h average VPR to the 5 radar sites, (c) the mosaic HSR field at 08:00 UTC 3 May 2012, and (d) the corresponding 1 h average VPR to the 5 radar sites



带,而图 4a、c 中,衢州和金华两部雷达北部和南部偏强的反射率因子,很可能就是因为反射率因子源自 0℃ 层亮带的缘故。

参照图 3 的混合扫描策略,在区域 1 和 2 中,仅能用较高高度的雷达反射率因子,导致这两个区域中的反射率因子可能取自 0℃ 层亮带或亮带以上的云顶,进而造成区域 1 中雷达估测雨量高估和区域 2 中雷达估测雨量低估(图 5),图 5a 中的椭圆 1 内的雨量计对应图 5b 中椭圆 2 内的雨量计,相应的雷达定量降水估测明显高估;图 5d 中椭圆 4 内的雨量计对应图 5e 中椭圆 5 内的雨量计,相应的雷达定量降水估测明显低估。

经过最优插值法校准后雷达定量降水估测(图 5c 和 f), $E_{BIAS}$  比校准前都更接近 1,  $E_M$  分别降低了 60% 和 92%; $E_{MA}$  分别降低了 60% 和 55.3%, $E_{RMS}$  降低了 48% 和 55%, $C_C$  分别从 0.03 和 0.47 提高

至 0.46 和 0.83。整体而言,雷达定量降水估测的系统误差和局部误差都得到有效缩小。但是,图 5c 中椭圆 3 内的 4 个雨量计对应的校准后的雷达定量降水估测仍然高估,这可能与周边雨量计相对稀疏有关(图 5a)。图 5f 中,椭圆 6 内雨量计对应的校准后的雷达定量降水估测,与雨量计观测雨量较为一致,这可能与雨量计密度相对较大有关(图 5d)。

为了解决 0℃ 层亮带导致雷达定量降水估测高估,已研发的雷达回波 0℃ 层亮带识别及订正方法,初步取得了较好的效果(庄薇等, 2013),但研究表明,与反射率因子垂直廓线相联系的雷达定量降水估测误差与距离、0℃ 层亮带高度、累积时间以及验证区域有关(Bellon, et al, 2005),基于考虑反射率因子垂直廓线空间变化的局部反射率因子垂直廓线的订正方案优于基于气候的反射率因子垂直廓线和时间平均的反射率因子垂直廓线订正方案(Vignal, et

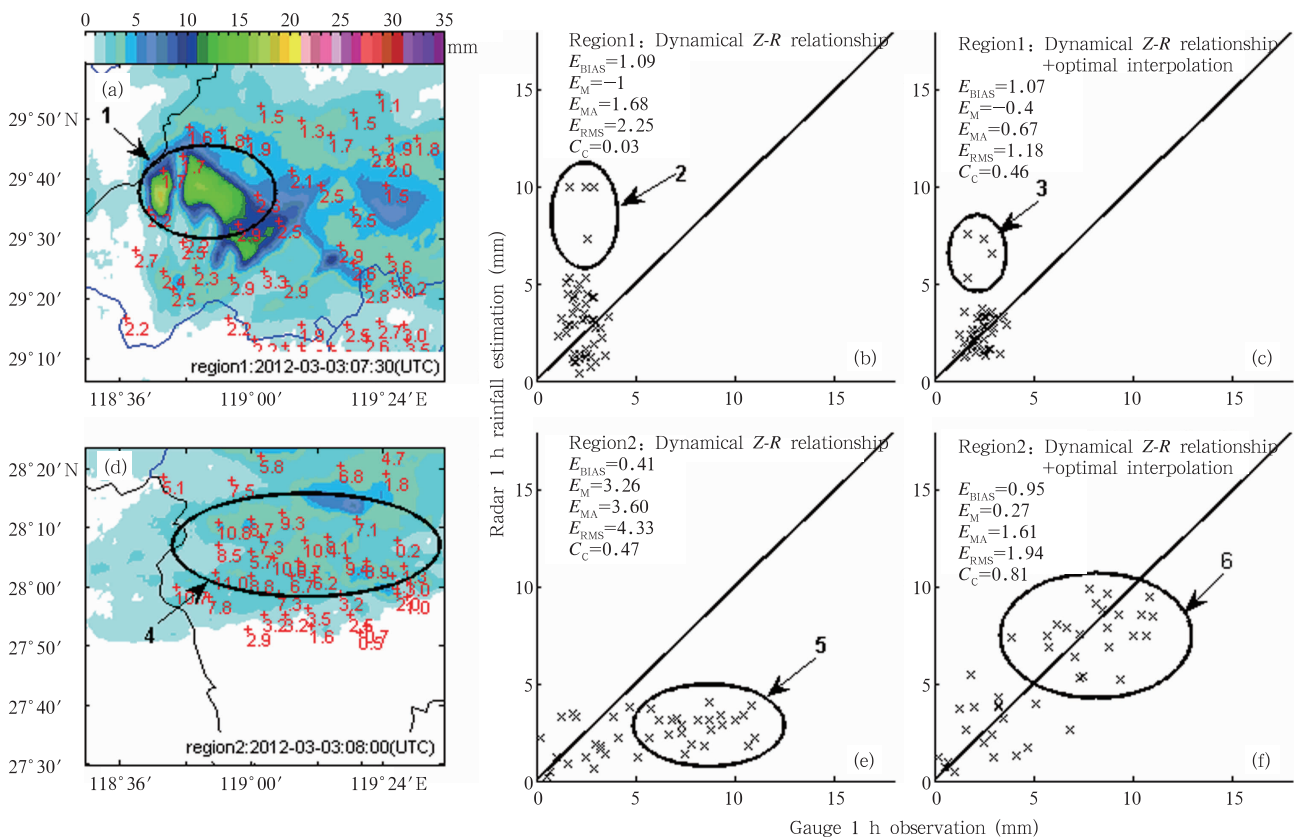


图 5 (a)区域 1 对应的雷达 1 h 定量降水估测和雨量计观测雨量以及 (b)局部校准前和 (c)局部校准后的雷达-雨量计 1 h 雨量散点分布, (d)区域 2 对应的雷达 1 h 定量降水估测和雨量计观测雨量以及 (e)局部校准前和 (f)局部校准后的雷达-雨量计 1 h 雨量散点分布

Fig. 5 (a) Radar 1 h QPE within the region 1 and the corresponding radar-gauge scatters, (b) those before and (c) after local correction, (d) the radar 1 h QPE within the region 2 and the corresponding radar-gauge scatters, (e) before and (f) after local correction

al, 2000, 2001)。考虑业务自动化应用的需要以及计算机并行计算技术的逐渐成熟,进一步计划在系统中增加基于局部反射率因子垂直廓线的回波亮带订正算法。

### 4.3 梅雨锋

在同一次降水过程中,不同尺度、不同类型降水云系通常是并存的,即使同一次降水过程中,降水的空间分布也可能是不均匀的(Houze, 1989; Tokay, et al, 1996; Uijlenhoet, et al, 2003)。梅雨期间的降水云系,就多以不同降水特征的层云和对流云为主。目前系统采用的动态  $Z-R$  关系拟合方法,本质上是一种整体最优化的方法。但针对不同类型降水并存的降水过程,使用单一的  $Z-R$  关系,会造成不同区域内雷达定量降水估测的高估或低估。

根据图 6b 中各雷达的反射率因子垂直廓线特征,可以将图 6a 所示的降水云系划分为 3 个区域:区域 1 和 2 中的雷达回波特征非常近似,都包含了大片 40 dBz 以上的雷达回波,杭州站的反射率因子垂直廓线表明,在 3 km 上下的高度层内,区域 1 内存在较强的对流,相应的云系属于典型的对流云系;宁波站和舟山站的反射率因子垂直廓线中,反射率因子随高度的升高而逐步降低,是典型的热带降水特征,这与宁波和舟山靠近东海,夏季大气低层的水汽相对丰沛有关。区域 3 和西部的雷达回波与区域 1 和 2 中的雷达回波属于同一降水云团,但雷达回波明显偏弱,且区域 3 内的衢州和金华雷达的反射率因子垂直廓线呈现典型的层云特征;区域 3 东部的云系虽然相对独立,雷达回波明显偏弱,也呈现出典型的层云特征。因此,可判定区域 3 内的降水以

层云降水为主。此外,温州雷达的反射率因子垂直廓线虽然呈现热带降水的基本特征,但反射率因子很弱,对北部云系的代表性较差。因此,各雷达的反射率因子垂直廓线特征及回波特征表明,该时次的降水系统至少包含了 3 个不同类型的降水云系。

使用动态  $Z-R$  关系的雷达定量降水估测的评估(图 7a—c),区域 1—3 内的评估结果差异很大。区域 1 内的雷达定量降水估测的  $E_{\text{BIAS}}$  为 1,  $E_{\text{M}}$  接近 0,雷达定量降水估测的系统误差较小,区域 2 中的  $E_{\text{BIAS}}$  小于 1,且  $E_{\text{M}}$  较大,雷达定量降水估测严重低估;区域 3 中,  $E_{\text{BIAS}}$  大于 1,且  $E_{\text{M}}$  小于 0,雷达定量降水估测严重低估;同时,区域 1 和 2 中的  $E_{\text{MA}}$  和  $E_{\text{RMS}}$  相对较大,区域 3 中的  $E_{\text{MA}}$  和  $E_{\text{RMS}}$  相对较小。这一方说明单一的  $Z-R$  关系,虽然可以较好地适用于局部区域内的雷达定量降水估测,但因未考虑不同区域内降水类型的差异,会导致雷达定量降水估测的局部高估或低估。另外,雷达定量降水估测的局部误差与降水的强度有一定联系,如果降水强度较大,会导致较大的局部误差。这是梅雨期间,不同降水类型云团并存时,雷达定量降水估测误差较大的重要原因。

经最优插值法校准后的雷达定量降水估测的评估(图 7d—f),区域 1—3 的  $E_{\text{BIAS}}$  都趋近 1,虽然区域 1 中的  $E_{\text{M}}$  有所增大,但  $E_{\text{MA}}$  和  $E_{\text{RMS}}$  均降低了 30%;区域 2 中的  $E_{\text{M}}$ 、 $E_{\text{MA}}$ 、 $E_{\text{RMS}}$  分别降低了 78%、59% 和 60%;区域 3 中的  $E_{\text{M}}$ 、 $E_{\text{MA}}$ 、 $E_{\text{RMS}}$  分别降低了 83%、38% 和 28%;区域 1—3 中的  $C_c$  分别提高了 17%、2% 和 20%。整体而言,使用最优插值法,一定程度上可以缓解单一  $Z-R$  关系导致的雷达定量

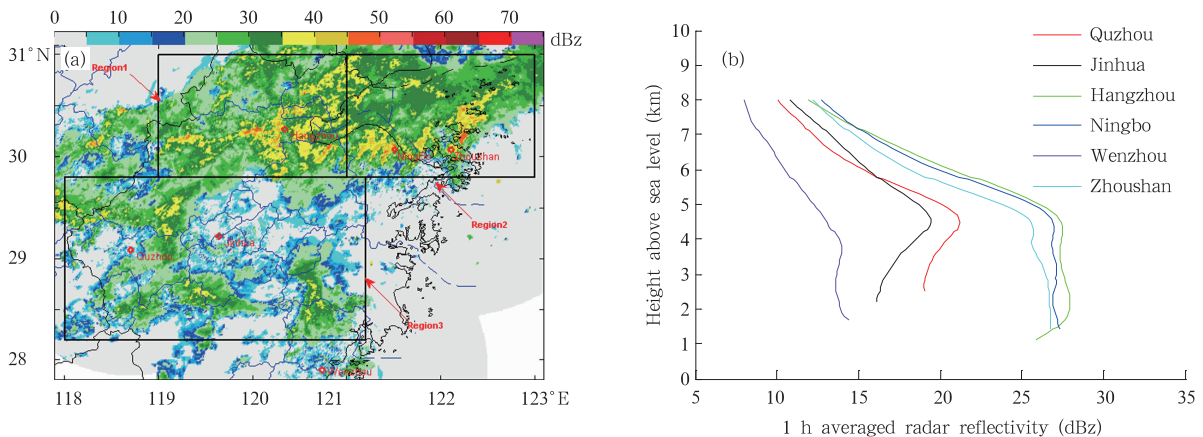


图 6 2012 年 6 月 18 日 00 时(a)组网混合扫描反射率因子和(b)各雷达站的 1 h 平均反射率因子垂直廓线信息  
Fig. 6 (a) Mosaic HSR at 00:00 UTC 18 June 2012 and (b) the corresponding 1 h averaged VPR to the radar sites

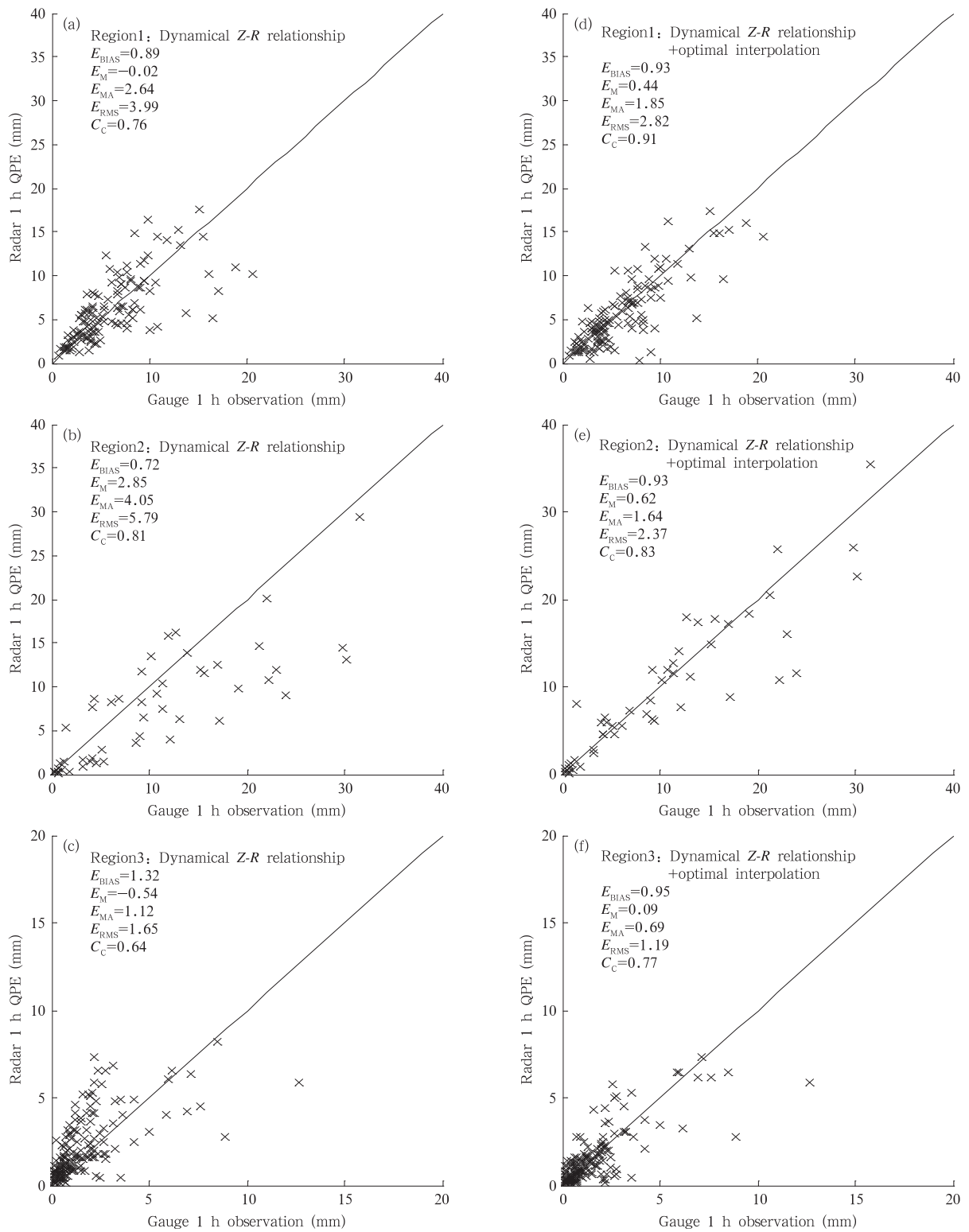


图7 2012年6月18日00时,区域1—3内(a—c)局部校准前和(d—f)局部校准后的雷达1 h定量降水估测评估

Fig. 7 Evaluation of the radar 1 h QPE with (a—c) before local correction and (d—f) after local correction within the three regions at 00:00 UTC 18 June 2012

降水估测的局部高估或局部低估,但区域1和2中的一些雨量计对应的雷达定量降水估测仍然存在低



估。

针对不同降水云系并存,降水空间分布不均匀的特点,目前研发了基于云团的分组  $Z-R$  关系拟合方案,先采用段识别算法识别不同云团的回波区域(肖艳姣等,1998;王改利等,2010),然后在不同云团区域内,对云团内的反射率因子分组(姚燕飞等,2007;彭涛等,2010;汪瑛等,2011),不同反射率因子分组使用不同  $Z-R$  关系反演降水,以期在  $Z-R$  关系环节,降低雨量计观测雨量与雷达定量降水估测初始场的误差偏差。

#### 4.4 飏线系统

2012年8月2日12时的飏线系统,自温州和台州沿海登陆(图8a),飏线内部存在结构密实的强对流单体,雷达回波强度在50 dBz以上,相应的相关跟踪雷达回波(TREC)矢量场表明,飏线系统正进一步向西部内陆移动发展。按照雨量计对应的雷达1h降水估测的高估和低估,可以将这次飏线系统覆盖的雨量计划分成2部分(图8b),雷达降水估测高估的雨量计位于飏线的锋前,雷达降水估测低估的雨量计位于锋后。此外,很多雨量计1h观测雨量的演变曲线与图9中K3097站的观测雨量演变趋势相似:雷达1h估测雨量与雨量计1h观测雨量演变曲线存在明显的时间延迟。

垂直和水平气流是雷达降水估测的一种重要误差源,相比静止空气,如果下落的雨滴受到向上(向下)气流的影响,会导致降水率的减少(增大);向上气流托举空气中小雨滴的趋势,对空气中的雨滴分布有影响(Villarini, et al,2010);水平气流会导致雨滴以抛物线而非直线下落,因此造成的降水漂移

对高空间分辨率的雷达定量降水估测有很大的影响(Gunn, et al, 1995; Dalezios, et al,1990; Collier, 1999; Lack, et al, 2005, 2007)。这次飏线系统过程中就伴随了强烈的垂直和水平气流。图8a中的红色直线处的反射率因子垂直剖面如图10a所示,飏线系统中的对流单体以向前倾斜的方式快速向前推进,系统下方存在较强的抬升气流;图10b中,最大的1h平均反射率因子位于1.5—3 km高度,雷达反射率因子的变化非常大,这是强对流系统的典型特征。

目前未考虑垂直和水平气流对雷达降水估测的影响,难免导致飏线系统期间雷达定量降水估测的较大误差。图11a的仅使用动态  $Z-R$  关系法的雷达定量降水估测评估结果中,从  $E_{BIAS}$  小于1和  $E_M$  的值来看,雷达定量降水估测整体上以低估为主;  $E_{MA}$  和  $E_{RMS}$  都非常大,说明存在较大的局部误差。经最优插值法校准后的雷达定量降水估测评估如图11b所示,  $E_{BIAS}$  接近1,  $E_M$ 、 $E_{MA}$  和  $E_{RMS}$  分别降低了93%、46%和44%,  $C_c$  提高了8%,雷达定量降水估测的系统误差和局部误差都得到了有效的改善。整体上来讲,联合  $Z-R$  关系法和最优插值法的降水估测取得了较好的降水估测效果。从最优插值法对雷达定量降水估测的锋前高估和锋后低估来看,虽然最优插值法大大改善了锋后的雷达定量降水估测低估,但对图11b中的椭圆中的2个站点,相比较准前的雷达定量降水估测,校准后的雷达定量降水估测的偏离程度更大,最优插值法对雷达定量降水估测高估的改善程度也是有限的。

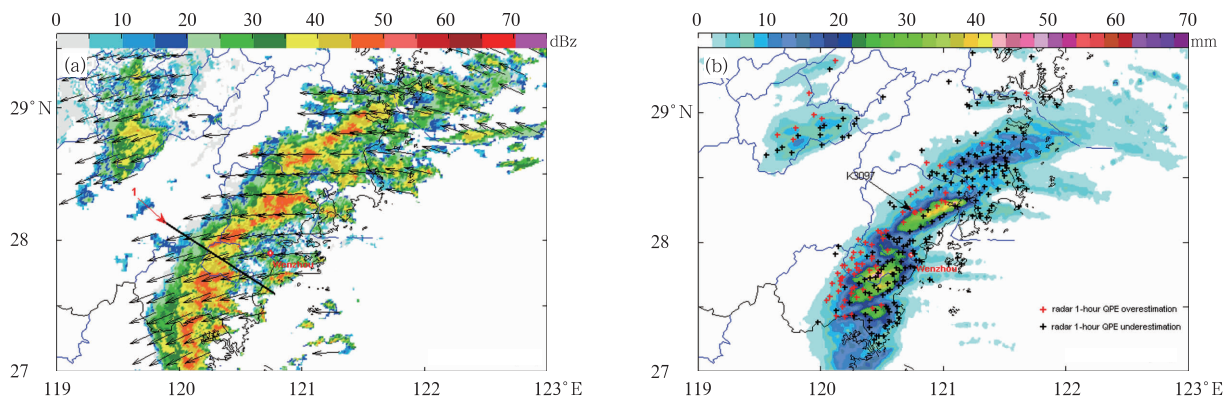


图8 2012年8月2日13时(a)飏线系统的跟踪雷达回波矢量场与  
(b)动态  $Z-R$  关系的雷达1h定量降水估测的高估和低估

Fig.8 (a) TREC vector field and (b) the overestimation and underestimation of radar 1 h QPE using the dynamical  $Z-R$  relationship for the squall line at 13:00 UTC 2 August 2012

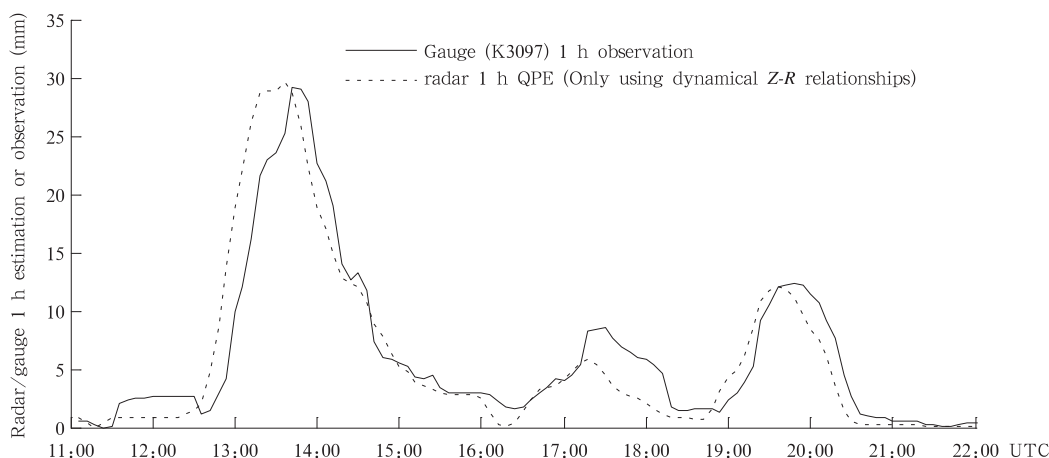


图9 K3097 站 1 h 观测雨量与雷达 1 h 定量降水估测的时间演变

Fig. 9 Time evolution of the gauge-observed rainfall and radar 1 h QPE at the station K9341

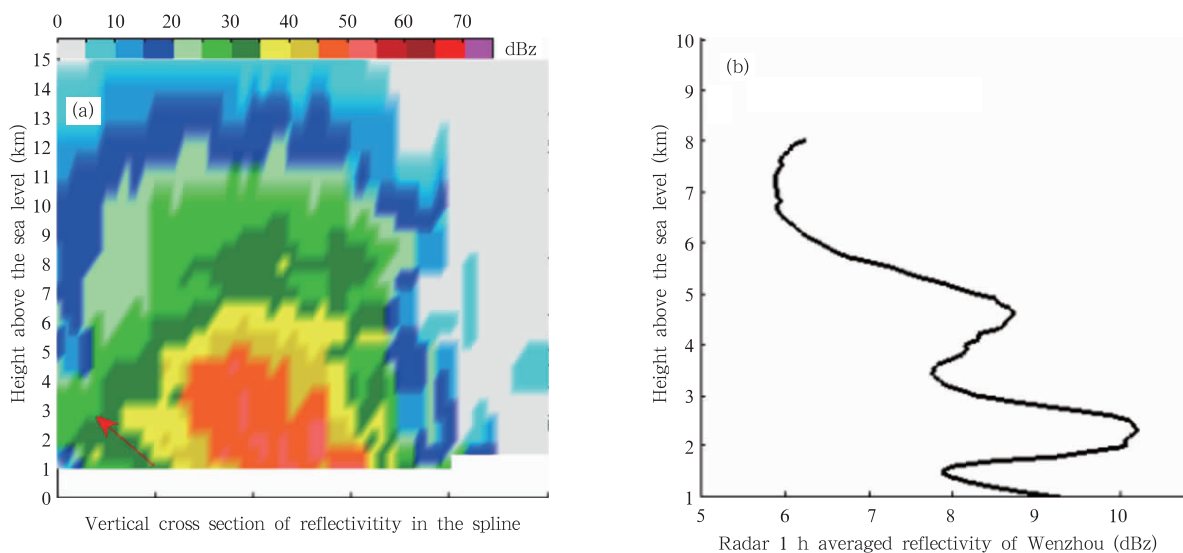


图10 (a) 飗线的垂直剖面及(b)温州雷达的1 h 平均反射率因子垂直廓线

Fig. 10 (a) Vertical sectional view of the mosaic and (b) the 1 h average VPR from the radar at Wenzhou

进一步融合高分辨率的风场信息,预期有效解决垂直和水平气流造成的雷达降水估测误差,但首先需要解决四维变分风场反演算法(牟容等, 2007)的优化和业务化应用问题。同时,目前考虑根据雷达定量降水估测初始场与雨量计之间误差的空间分布特征,在校准过程中有选择地使用雨量计观测资料,以避免发生局部校准后雷达定量降水估测误差更大的情况。

#### 4.5 台风系统

“海葵”台风是 2012 年登陆中国的最强台风,登陆时台风中心附近最大风力高达 14 级(42 m/s),也是近 5 年来唯一正面袭击浙江省的台风系统,是非常具有代表性的热带降水系统。虽然在 4.1 节的综

合评估中,“海葵”台风影响期间,动态 Z-R 关系的雷达定量降水估测的系统误差较小,但从  $E_{MA}$  和  $E_{RMS}$  来看,局部误差仍然偏大。由 4.4 节可知,台风过程伴随着强烈的垂直气流和水平气流,也是台风期间雷达定量降水估测的一个重要误差源。更重要的是,台风降水具有非对称特征,局部区域内常发生强对流降水;诸如冷空气入侵、地形作用、外围中尺度系统作用和凝结潜热释放等多个因素,均会加剧台风降水的不对称性(钮学新等, 2010)。其中,地形是加剧华东地区登陆台风降水不对称特征的一个重要因素:地形强迫产生的降水量与地形走向一致,在迎风坡导致降水增加,在背风坡导致降水减少;地形强迫有利于生成低层辐合和高层辐散的环境,从

而激发中尺度对流云团,加剧台风降水的不对称分布(冀春晓, 2007; 钮学新等, 2005, 2010; 姚丽娜等, 2009; 岳彩军, 2009)。此外,一些研究(何会中等, 2006)表明,台风系统通常包含多种不同类型的降水粒子,不同性质降水云系对台风降水的贡献不同。针对不同降水类型,使用相对单一的 Z-R 关系难免会导致雷达定量降水估测的局部高估与低估。

“海葵”台风的影响范围覆盖了浙江省大部分地区,但雷达回波的分布总体上并不均匀,相应的雷达回波和相关跟踪雷达回波矢量场表现出明显的不对

称特征。图 12a 中,较强的雷达回波明显集中位于浙江北部(台风右侧),而浙江南部的雷达回波明显较弱;区域 1 中的相关跟踪雷达回波矢量在 3 个区域中最大,区域 2 位于台风的左前方,相关跟踪雷达回波矢量相对较小;区域 3 一直位于台风的左下方,相应的相关跟踪雷达回波矢量在 3 个区域中最小。图 12b 中,杭州、宁波和舟山 3 个站点的反射率因子垂直廓线成典型的热带降水特征,区域 2 中,从衢州和金华 2 个雷达的反射率因子垂直廓线来看,2—

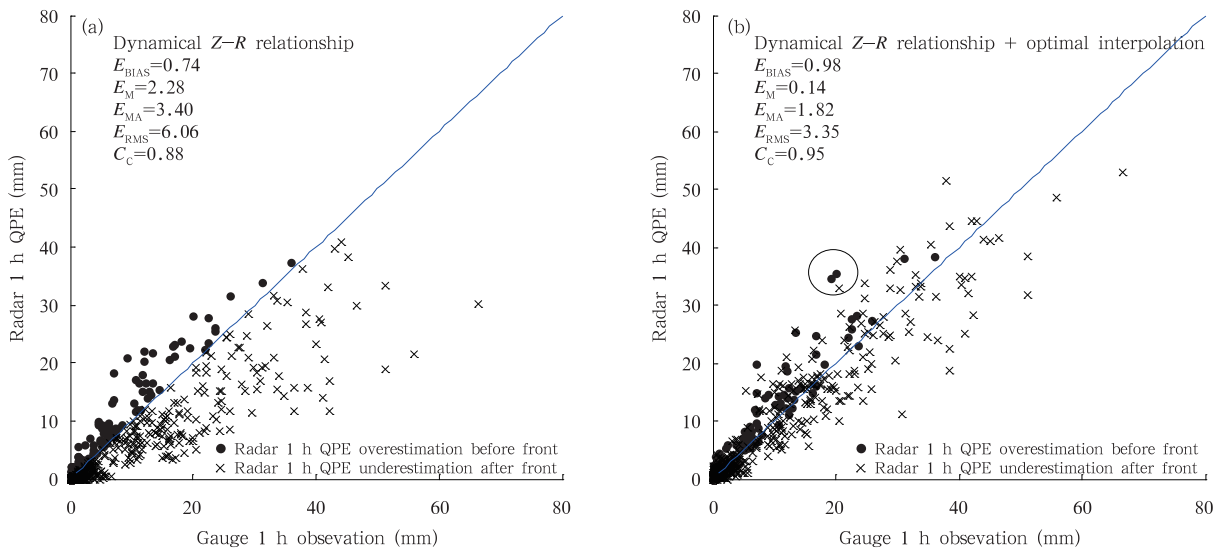


图 11 2012 年 8 月 2 日 13 时(a)局部校准前和(b)局部校准后的雷达 1 h 定量降水估测评估  
Fig. 11 Evaluation of the radar 1 h QPE (a) before and (b) after local correction at 13:00 UTC 2 August 2012

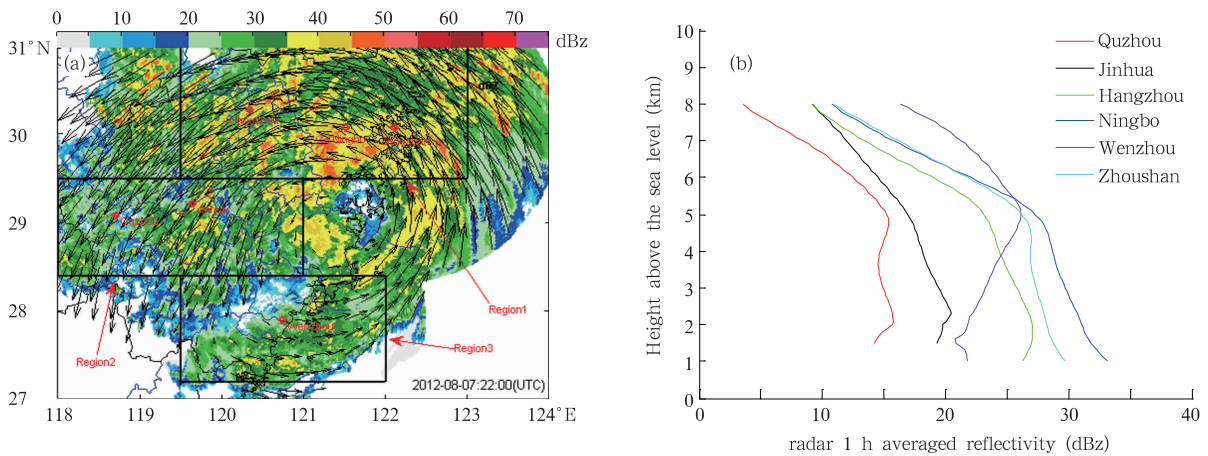


图 12 2012 年 8 月 7 日 22 时(a)“海葵”台风的雷达回波特征及(b)各雷达站 1 h 平均反射率因子垂直廓线  
Fig. 12 (a) Characteristics of radar echo at 22:00 UTC 7 August 2012 and  
(b) the corresponding 1 h averaged VPR to the radar sites during Typhoon Haikui (2012)



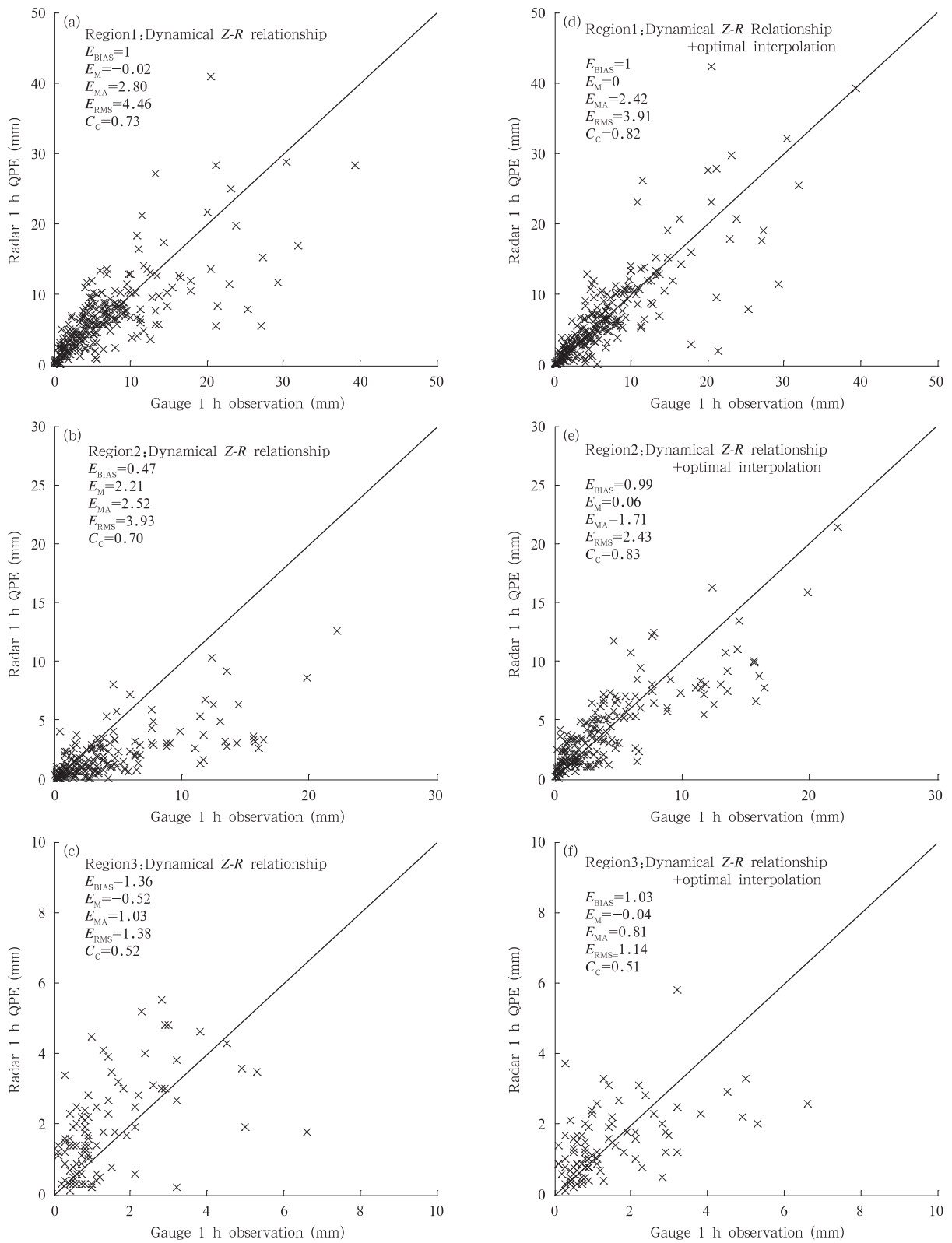


图 13 2012 年 8 月 8 日 00 时区域 1—3(a—c)局部校准前和(d—f)局部校准后的雷达 1 h 定量降水估测评估

Fig. 13 Evaluation of the radar QPE (a—c) before and (d—f) after local correction in the three regions at 00:00 UTC 08 August 2012

3 km 高度层存在较浅薄的对流, 区域 3 中, 温州雷达的反射率因子垂直廓线 1.5 km 以上呈层云降水的特征, 低层的反射率因子偏小, 说明温州地区的水汽含量也相对较小。总体而言, 台风的不对称特征与不同区域内的降水类型联系在一起。这意味计算台风系统的雷达定量降水估测时, 除了要考虑到垂直和水平气流的影响, 多样化的  $Z-R$  关系拟合方法同样非常必要。

目前并未专门针对台风系统的特点而对雷达定量降水估测算法进行优化改进, 且如 4.3 节所述, 也并未考虑同一次降水过程中, 降水空间分布不均匀的特性。使用单一的动态  $Z-R$  关系, 区域 1—3 中雷达定量降水估测评估如图 13a—c 所示: 区域 1 中,  $E_{\text{BIAS}}$  等于 1, 且  $E_M$  接近 0, 但  $E_{\text{MA}}$  和  $E_{\text{RMS}}$  均较大, 虽然雷达定量降水估测的系统误差非常小, 但仍存在明显的局部误差; 区域 2 中,  $E_{\text{BIAS}}$  小于 0.5,  $E_M$ 、 $E_{\text{MA}}$  和  $E_{\text{RMS}}$  均偏大, 雷达定量降水估测严重低估且局部误差均较大; 区域 3 中,  $E_{\text{BIAS}}$  大于 1, 虽然  $E_M$ 、 $E_{\text{MA}}$  和  $E_{\text{RMS}}$  较小, 但雷达定量降水估测明显高估。台风系统登陆后, 地形与台风系统的相互作用导致台风不同区域的降水类型发生了变化, 使用单一的  $Z-R$  关系会造成雷达定量降水估测的局部高估和局部低估。

经最优插值法局部校准后的雷达定量降水估测评估(图 13d—f), 区域 1—3 中雷达定量降水估测评估一定程度上都得到改善: 3 个区域中的  $E_{\text{BIAS}}$  为 1 或接近 1,  $E_M$  更接近 0; 区域 1 中的  $E_{\text{MA}}$  降低了 14%,  $E_{\text{RMS}}$  降低了 12%,  $C_c$  提高了 12%; 区域 2 中的  $E_{\text{MA}}$  降低了 32%,  $E_{\text{RMS}}$  降低了 38%,  $C_c$  提高了 18%; 区域 3 中的  $E_{\text{MA}}$  降低了 21%,  $E_{\text{RMS}}$  降低了 17%, 但  $C_c$  并未提高。因而, 经最优插值法校准后, 虽然 3 个区域中的雷达定量降水估测还存在一些局部误差, 但从整体而言, 不同区域内的系统误差和局部误差都得到了有效降低。

## 5 小 结

本研究在介绍雷达组网拼图的定量降水估测及实时评估系统的基础上, 对雷达定量降水估测的业务应用效果进行了综合评估和分类评估, 讨论分析了不同降水类型云系的雷达定量降水估测误差源, 得到如下结论:

(1) 相比固定  $Z-R$  关系, 动态  $Z-R$  关系可以较

好地适应不同类型的天气过程, 有效地降低了雷达定量降水估测的系统误差; 经最优插值法校准后, 不同降水云系的雷达定量降水估测的局部误差也得到有效的降低。整体而言, 联合动态  $Z-R$  关系法和最优插值法的基于组网的雷达定量降水估测算法取得了较好的业务应用效果。

(2) 层云云系的雷达定量降水估测易受到  $0^\circ\text{C}$  层回波亮带的影响, 在地物遮挡严重和雷达覆盖能力较差的区域中, 会造成雷达降水估测的高估或低估。最优插值法的校准效果与雨量计的密度有关, 在雨量计密度较大的区域, 校准效果较好; 雨量计密度较小的区域, 校准效果相对较差。

(3) 对于层云和对流云并存的降水云系, 使用单一的  $Z-R$  关系, 虽然可以最小化某一区域内的雷达定量降水估测的系统误差, 但会造成其余区域内的雷达定量降水估测的高估或低估, 这与降水的不均匀空间分布, 以及不同类型降水云系的微物理过程有关。最优插值法一定程度上可以降低某区域内的雷达定量降水估测的系统误差, 但局部误差仍然会很大。

(4) 飑线系统过程的雷达定量降水估测误差与飑线系统伴随的垂直和水平气流有关。最优插值法对飑线锋后的雷达定量降水估测低估有一定的改善作用, 但仍然存在一定的局部误差。

(5) 虽然台风系统以热带降水为主, 但台风本身具有不对称性特征, 这会导致多种类型降水云系并存的情况, 这种降水的空间分布不均匀会导致台风系统雷达定量降水估测的局部高估和局部低估。

(6) 不同类型降水过程的雷达定量降水估测的业务应用效果评估及误差分析, 为算法的进一步优化改进, 提供了很好的参考信息。目前正在研发的基于局部反射率因子垂直廓线的近地面反演方法, 预期可以降低因回波亮带造成的雷达定量降水估测高估或低估; 正在研发的基于降水分团的  $Z-R$  关系拟合方法, 可以在不同云团内部, 使用多种  $Z-R$  关系反演地面降水信息, 预期可以有效降低单一  $Z-R$  关系造成的雷达定量降水估测局部高估或低估; 四维变分风场反演算法的优化, 预期可以降低因垂直和水平气流导致的雷达定量降水估测误差。

## 参考文献

高晓荣, 梁建茵, 李春晖. 2012. 雷达定量降水估计技术及效果评

- 估. 热带气象学报, 28(1): 77-88
- 勾亚彬, 刘黎平, 杨杰. 2014. 基于雷达回波概率特征的雷达部分遮挡区域识别算法. 高原气象(待刊)
- 郭忠立, 刘黎平. 2011. 最优插值校准法定量估测降水及效果分析. 成都信息工程学院学报, 26(2): 197-200
- 何会中, 程明虎, 周凤仙. 2006. 0302号(鲸鱼)台风降水和水粒子空间分布的三维结构特征. 大气科学, 30(3): 491-503
- 何宽科, 范其平, 李开奇等. 2007. 舟山地区台风降水 Z-R 关系研究及其应用. 应用气象学报, 18(4): 573-576
- 冀春晓, 薛根元, 赵放等. 2007. 台风 Rananim 登陆期间地形对其降水和结构影响的数值模拟试验. 大气科学, 31(2): 233-244
- 冀春晓, 陈联寿, 徐祥德等. 2008. 多普勒雷达资料动态定量估测台风小时降水量的研究. 热带气象学报, 24(2): 147-155
- 江源, 刘黎平, 庄薇. 2009. 多普勒天气雷达地物回波特征及其识别方法改进. 应用气象学报, 20(2): 203-213
- 李建通, 杨维生, 郭林等. 2000. 提高最优插值法测量区域降水量精度的探讨. 大气科学, 24(2): 263-270
- 李建通, 郭林, 杨洪平. 2005. 雷达-雨量计联合估测降水初值场形成方法探讨. 大气科学, 29(6): 1010-1020
- 刘黎平, 吴林林, 杨引明. 2007. 基于模糊逻辑的分步式超折射地物回波识别方法的建立和效果分析. 气象学报, 65(2): 251-260
- 刘雨佳, 陈洪滨, 金德镇等. 2014. 加密自动气象站雨量计资料的质量控制及其相关关系的研究. 大气科学, 38(1): 159-170
- 牟容, 刘黎平, 许小永等. 2007. 四维变分方法反演低层风场能力研究. 气象, 33(1): 11-18
- 钮学新, 董加斌, 杜惠良. 2005. 华东地区台风降水及影响降水因素的气候分析. 应用气象学报, 16(3): 402-407
- 钮学新, 杜惠良, 滕代高等. 2010. 影响登陆台风降水量的主要因素分析. 暴雨灾害, 29(1): 76-80
- 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
- 谭学, 刘黎平, 范思睿. 2013. 新一代天气雷达海浪回波特征分析和识别方法研究. 气象学报, 71(5): 962-975
- 王改利, 刘黎平, 阮征等. 2010. 基于雷达回波拼图资料的风暴识别、跟踪及临近预报技术. 高原气象, 29(6): 1546-1555
- 王红艳, 刘黎平, 王改利等. 2009. 多普勒天气雷达三维数字组网系统开发及应用. 应用气象学报, 20(2): 214-224
- 汪瑛, 冯业荣, 蔡锦辉等. 2011. 雷达定量降水动态分级 Z-I 关系估算方法. 热带气象学报, 27(4): 601-608
- 伍静, 刘黎平, 尤卫红等. 2010. 应用雷达拼图数据估测降水试验. 气象科技, 38(2): 175-181
- 肖艳姣, 蒋义芳. 1998. 风暴的自动识别、跟踪与预报. 南京气象学院学报, 21(2): 223-229
- 肖艳姣, 刘黎平. 2006. 新一代天气雷达网资料的三维格点化及拼图方法研究. 气象学报, 64(5): 647-656
- 肖艳姣, 刘黎平, 杨洪平. 2008. 基于天气雷达网三维拼图的混合反射率因子生成技术. 气象学报, 66(3): 470-473
- 姚丽娜, 任健, 罗哲贤. 2009. 华东地区登陆台风降水变化的初步研究. 南京气象学院学报, 32(1): 87-93
- 姚燕飞, 程明虎, 杨洪平等. 2007. 优化 Z-R 关系及其在淮河流域面雨量测量中的应用. 气象, 33(6): 37-43
- 岳彩军. 2009. “海棠”台风降水非对称分布特征成因的定量分析. 大气科学, 33(1): 51-70
- 张宁, 江志红, 吴立广. 2010. 江苏省自动站与基础站降水观测资料质量分析. 大气科学学报, 33(5): 606-614
- 张培昌, 杜秉玉, 戴铁丕. 2000. 雷达气象学. 北京: 气象出版社, 175-182
- 张志强, 刘黎平, 谢明元等. 2007. CINRAD 三维拼图产品显示系统. 气象, 33(9): 19-24
- 庄薇, 刘黎平, 余燕群等. 2012. 雷达地物回波模糊逻辑识别法的改进及效果检验. 气象学报, 70(3): 576-584
- 庄薇, 刘黎平, 胡志群等. 2013. 青藏高原零度层亮带的识别订正方法及在雷达估测降水中的应用. 气象, 39(8): 1004-1013
- Bellon A, Lee G, Zawadzki I. 2005. Error statistics of VPR corrections in stratiform precipitation. J Appl Meteor, 44(7): 998-1015
- Collier C G. 1999. The impact of wind drift on the utility of very high spatial resolution radar data over urban areas. Phys Chem Earth Part B-Hydrol Oceans Atmos, 24(8): 889-893
- Dalezios N R, Kouwen N. 1990. Radar signal interpretation in warm season rainstorms. Nord Hydrol, 21(1): 47-64
- Eischeid J K, Baker C B, Karl T, et al. 1995. The quality control of long-term climatological data using objective data analysis. J Appl Meteor, 34(12): 2787-2795
- Eischeid J K, Pasteris P A, Diaz H F, et al. 2000. Creating a serially complete, national daily time series of temperature and precipitation for the Western United States. J Appl Meteor, 39(9): 1580-1591
- Gandin L S. 1988. Complex quality control of meteorological observations. Mon Wea Rev, 116(5): 1137-1156
- German U, Joss J. 2003. Operational measurement of precipitation in mountainous terrain// Meischner P. Weather Radar: Principles and Advanced Applications. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 52-77
- Gunn K L S, Marshall J S. 1955. The effect of wind shear on falling precipitation. J Meteor, 12(4): 339-349
- Guttman N, Karl C, Reek T, et al. 1988. Measuring the performance of data validators. Bull Amer Meteor Soc, 69(12): 1448-1452
- Houze R A Jr. 1989. Observed structure of mesoscale convective systems and implications for large-scale heating. Quart J Roy Meteor Soc, 115(487): 425-461
- Houze R A Jr. 1993. Cloud Dynamics. San Diego: Academic Press, 573 pp
- Hubbard K G. 2001. Multiple station quality control procedures// Proceedings of the Automated Weather Stations for Applications in Agriculture and Water Resources Management, AGM-3 WMO. /TD No. 1074. Lincoln: High Plains Regional Climate Center, 248

- Hubbard K G, You J. 2005. Sensitivity analysis of quality assurance using spatial regression approach—A case study of the maximum/minimum air temperature. *J Atmos Ocean Technol*, 22(10): 1520-1530
- Lack S A, Fox N I. 2005. Errors in surface rainfall rates retrieved from radar due to wind-drift. *Atmos Sci Lett*, 6(1): 71-77
- Lack S A, Fox N I. 2007. An examination of the effect of wind-drift on radar-derived surface rainfall estimations. *Atmos Res*, 85(2): 217-229
- Qi Y C, Zhang J, Zhang P F. 2013. A real-time automated convective and stratiform precipitation segregation algorithm in native radar coordinates. *Quart J Roy Meteor Soc*, 139(677): 2233-2240
- Schroeder J L, Burgett W S, Haynie K B, et al. 2005. The West Texas mesonet: A technical overview. *J Atmos Oceanic Technol*, 22(2): 211-222
- Shafer M A, Fiebrich C A, Arndt D S, et al. 2000. Quality assurance procedures in the Oklahoma mesonet. *J Atmos Ocean Technol*, 17(4): 474-494
- Steiner M, Smith J A. 2000. Reflectivity, rain rate, and kinetic energy flux relationships based on raindrop spectra. *J Appl Meteor*, 39(11): 1923-1940
- Tabary P. 2007. The new French operational radar rainfall product. Part I: Methodology. *Wea Forecasting*, 22(3): 393-408
- Tokay A, Short D A. 1996. Evidence from tropical raindrop spectra of the origin of rain from stratiform versus convective clouds. *J Appl Meteor*, 35(3): 355-371
- Uijlenhoet R, Steiner M, Smith J A. 2003. Variability of raindrop size distributions in a squall line and implications for radar rainfall estimation. *J Hydrometeor*, 4(1): 43-61
- Vasiloff S V, Howard K W, Rabin R W, et al. 2007. Improving QPE and very short term QPF: An initiative for a community-wide integrated approach. *Bull Amer Meteor Soc*, 88(12): 1899-1911
- Vignal B, Galli G, Joss J, et al. 2000. Three methods to determine profiles of reflectivity from volumetric radar data to correct precipitation estimates. *J Appl Meteor*, 39(10): 1715-1726
- Vignal B, Krajewski W F. 2001. Large-sample evaluation of two methods to correct range-dependent error for WSR-88D rainfall estimates. *J Hydrometeor*, 2(5): 490-504
- Villarini G, Krajewski W F. 2010. Review of the different sources of uncertainty in single polarization radar-based estimates of rainfall. *Sur Geophys*, 31(1): 107-129
- Wade C G. 1987. A quality control program for surface mesometeorological data. *J Atmos Ocean Technol*, 4: 435-453
- Wang G L, Liu L P, Ding Y Y. 2012. Improvement of radar quantitative precipitation estimation based on real-time adjustments to Z-R relationships and inverse distance weighting correction schemes. *Adv Atmos Sci*, 29(3): 575-584
- Wilson J W, Brandes E A. 1979. Radar measurement of rainfall: A summary. *Bull Amer Meteor Soc*, 60(9): 1048-1060
- Xu X Y, Howard K, Zhang J. 2008. An automated radar technique for the identification of tropical precipitation. *J Hydrometeor*, 9(5): 885-902
- Zawadzki I. 1984. Factors affecting the precision of radar measurements of rain// Conference on Radar Meteorology. 22nd, Zurich, Switzerland. 251-256
- Zhang J, Langston C, Howard K. 2008. Brightband identification based on vertical profiles of reflectivity from the WSR-88D. *J Atmos Oceanic Technol*, 25(10): 1859-1872
- Zhang J, Qi Y C. 2010. A real-time algorithm for the correction of brightband effects in radar-derived QPE. *J Hydrometeor*, 11(5): 1157-1171
- Zhang J, Howard K, Langston C, et al. 2011. National mosaic and multi-sensor QPE (NMQ) system: Description, results, and future plans. *Bull Amer Meteor Soc*, 92(10): 1321-1338
- Zhang J, Qi Y C, Kingsmill D, et al. 2012. Radar-based quantitative precipitation estimation for the cool season in complex terrain: Case studies from the NOAA Hydrometeorology testbed. *J Hydrometeor*, 13(6): 1836-1854
- Zipser E J, Lutz K R. 1994. The vertical profile of radar reflectivity of convective cells: A strong indicator of storm intensity and lightning probability?. *Mon Wea Rev*, 122(8): 1751-1759