

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 [J]. 大气科学, 33 (3): 501-512. Li Jiantong, Gao Shouting, Guo Lin, et al. 2009. The two-step calibrate technique of estimating areal rainfall [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (3): 501-512.

基于分步校准的区域降水量估测方法研究

李建通^{1, 2, 3} 高守亭³ 郭林² 刘晓阳⁴ 杨洪平⁵ 蔡义勇⁶

1 中国科学院研究生院, 北京 100049

2 厦门市气象局, 厦门 361012

3 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴实验室, 北京 100029

4 北京大学, 北京 100871

5 中国气象局气象探测中心, 北京 100081

6 福建省气象科学研究所, 福州 350001

摘要 在对国内外雷达定量估测区域降水量一些方法进行回顾的基础上, 介绍了卡尔曼滤波校准和最优插值校准的基本原理, 提出了综合利用两种校准方法优点的分步校准法进行区域降水量估测, 并用 2003 年淮河流域暴雨过程的雷达和雨量计资料对以上的三种方法进行评估。评估结果表明: 分步校准法无论在估测的精度还是稳定度上都优于其它两种方法。

关键词 区域降水量 雷达 校准 评估

文章编号 1006-9895(2009)03-0501-12

中图分类号 P414

文献标识码 A

The Two-Step Calibration Technique of Estimating Areal Rainfall

LI Jiantong^{1,2,3}, GAO Shouting³, GUO Lin², LIU Xiaoyang⁴,
YANG Hongping⁵, and CAI Yiyong⁶

1 Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

2 Xiamen Meteorological Bureau, Xiamen 361012

3 Laboratory of Cloud Precipitation Physics and Severe Storm, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

4 Peking University, Beijing 100871

5 Atmospheric Observation Technology Centre, China Meteorological Administration, Beijing 100081

6 Fujian Provincial Institute of Meteorology, Fuzhou 350001

Abstract Techniques of estimating areal rainfall are firstly reviewed, and the principles of Kalman filter calibration and optimum interpolation calibration are introduced. Based on analysis of the two methods characteristics, the authors present a new method to estimate areal rainfall, i. e., two-step calibration method. At the end, the radar data observed by the Doppler radar (CINRAD/SA) in Hefei and the raingauge data are used to evaluate the precision of the three methods. The results show that not only in precision but also in stability, the two-step calibration method is better than the other two methods.

Key words areal rainfall, weather radar, calibration, assessment

收稿日期 2008-07-24, 2008-12-07 收修定稿

资助项目 水利部和中国气象局合作项目 HH-2000-4、科技部社会公益研究专项 2002DIB20064

作者简介 李建通, 男, 1969 年出生, 理学硕士, 高级工程师, 主要从事大气探测与大气遥感研究。E-mail: qxjxlmjt@xm.gov.cn

1 引言

雷达定量估测区域降水量研究一直伴随着天气雷达的发展,许多科学家付出了很大的努力。1941年英格兰地区就出现了第一个降水回波的观测记录。Ryde 在 1941 年至 1946 年间发表了一系列与雷达回波强度有关的文章 (Ryde, 1941, 1946; Ryde et al., 1945), 他针对不同天气现象对于 10 cm 或者波长更小的雷达所造成的影响进行研究,并对雷达回波作天气现象的预报,这奠定了雷达气象的基础。Bent (1943) 提出雷达降水估测的概念,并分析了雷达在降水观测应用上造成误差的不确定因子。关于雨量计的资料使用起源于 Stout et al. (1953), 他们利用雷达中心 128 km² 内的 33 个雨量站来做整体地面雨量的估计测量。1960 年以后,雨量站资料开始大量用来验证雷达资料,从 1970 年开始,先后发展出许多不同的降雨量估计方法。随着经济社会的发展,雨量观测站网密度的不断提高,地面雨量站网对实际降水的描述更为精细,为雷达-雨量计联合估测区域降水量方法的研究提供了更大的空间。

雷达-雨量计联合估测区域降水量的基本原理就是综合利用雷达具有实时准确提供大范围降水空间分布信息的能力和地面雨量计具有准确测量单点降水的优点,通过比较二者的观测误差,再通过一定的客观分析方案,对非雨量站上空的雷达探测资料进行校准,获取雷达估测的降水强度分布,进而估测区域降水量。

为了正确评估雷达估测雨量和雨量计降水之间的绝对误差,必须对二者观测的误差源进行认真的分析。我们知道:雷达和雨量计观测的特征不一样,雷达估测单个有效脉冲体积的降水量,而雨量计则是测量落入雨量筒的降水。Glenn et al. (1968)、Joss et al. (1968) 和 Robert et al. (1968) 对雷达反射率因子 Z 和地面雨量站测值 I 之间的关系进行研究,并发展了一些校准方法。Austin (1987)、Joss et al. (1990)、Seed et al. (1996)、Huffman (1997)、Ciach et al. (1998)、Harrison et al. (2000) 和 Germann et al. (2001) 对二者的观测误差做了大量的研究。Wilson et al. (1979) 在 1970 年代就提出了平均校准方法; Sasaki (1970) 把变分法引入气象领域; Ninomiya et al. (1978) 运

用变分法原理,使用雷达和雨量计观测资料做暴雨的客观分析; Brandes (1975) 引入 Barnes 客观分析方法估计降水, Ahnert et al. (1986) 应用卡尔曼 (Kalman) 滤波, Tanguay et al. (1990) 采用最优化校准法, Seo et al. (1990a, 1990b) 和 Seo (1998) 采用克里金 (kriging)、Krajewski (1987) 采用协克里金 (co-kriging) 进行降水估测, Bhargava et al. (1994) 采用最优插值法 (optimum interpolation) 进行降水估测。国内,如张培昌等 (1992)、李建通等 (1996、2000)、林柄干等 (1997)、赵坤等 (2005) 和尹忠海等 (2005) 也对雷达定量估测降水开展了相关研究。

本文对卡尔曼滤波校准 (简称 KLM 方法) 和最优插值校准法 (简称 OPT 方法) 的估测方法进行总结,提出了综合两种校准方法进行区域降水量估测的分步校准法 (简称 KOP 方法),即对雷达观测的降水先利用卡尔曼滤波校准的原理在时间域上对雷达-雨量计的平均偏差场进行校准,然后再利用最优插值校准的原理在空间上做第二次校准,实现对雷达-雨量计观测误差的二次校准,最大程度地减小雷达-雨量计之间的观测误差,达到更好的校准效果。为了评估分步校准的实际效果,评估数据采用了“淮河黄河流域暴雨洪涝监测预报系统”项目 (水利部和中国气象局联合项目 HH-2000-4) 2003 年收集的加密雨量站网数据和雷达资料做了效果检验。检验结果表明, KOP 法通过综合利用 KLM 和 OPT 方法的优点,可以达到提高估测区域降水量精度的目的。

2 分步校准法估测区域降水量

在论述分步校准估测区域降水量方法前,我们首先分别介绍一下这两种与分步校准法相关的区域降水量估测方法。

2.1 卡尔曼滤波校准法

卡尔曼滤波是由数学家卡尔曼 (R. E. Kalman) 在 1960 年针对随机过程状态估计首先提出的。卡尔曼滤波校准法的目的是为了消除随机噪声对雷达降水估测的干扰,它的基本思想是由状态方程得到偏差估计值 f_1 ,再用测量方程得到的偏差估计值 f_2 去校准,校准的结果使得最佳估计 \hat{f} 的方差最小。

在定量估测区域降水量中,卡尔曼滤波校准的

状态方程和测量方程分别为:

(1) 状态方程: 校准因子 $f = I_g(t)/I_r(t)$ 为一个随机变量, 当有多个雨量站时, 用各站取得的偏差平均值作为 f , 则 f 就与空间无关, 仅仅是时间的函数, 可以表示为 $f(t)$ 。 $f(t)$ 的变化具有随机性, 假设满足“一维无规则行走”, 则数学表达式为:

$$f(t+1) = f(t) + W(t), \quad (1)$$

其中, $W(t)$ 是均值为 0 的白噪声, $f(t+1)$ 与 $f(t)$ 成为状态的偏差。式 (1) 表示偏差值 f 这个状态量随时间变化的方程。

(2) 测量方程: 设 I_r 和 I_g 分别代表实际雷达测量值和雨量计值, 则测量偏差为:

$$\beta(t) = \frac{I_g}{I_r}. \quad (2)$$

由于测量过程有其它的噪声干扰, 使得 $\beta(t)$ 与给出的状态方程不相等, 因此, 测量方程可以写为:

$$\beta(t) = f(t) + \epsilon(t), \quad (3)$$

其中, $\epsilon(t)$ 也是零均值的白噪声, 但是, 与 $W(t)$ 是两个不同序列的白噪声, 它们相互独立。

状态方程 (1) 和测量方程 (3) 就组成了卡尔曼滤波方程。通过递推方程 (张培昌等, 2001), 可以求出每个时次的校准因子, 随着观测次数的增加, 估测的精度会逐渐提高。

2.2 最优插值校准法

最优插值校准法是一种误差的客观分析方法, 在最优插值法中, 每一格点的分析值可由下列表达式表示:

$$A_{k,a} = A_{k,g} + \sum_{i=1}^N (A_{i,ob} - A_{i,g}) P_i, \quad (4)$$

其中, $A_{k,a}$ 表示格点的分析值, $A_{k,g}$ 表示格点的初估值, $A_{i,g}$ 表示第 i 个测站的初估值, $A_{i,ob}$ 表示第 i 个测站的观测值, P_i 表示第 i 个测站的权重系数, N 是校准雨量站的个数。只要得到了最优权重系数, 就可以实现最优插值的校准。

假设观测误差之间以及它和偏差场之间的误差是无关的, 并假定相关函数是各向均匀同性, 则最优的权重系数可由下式求得:

$$\sum_{j=1}^N P_i \mu_{ij} + \eta_i P_j = \mu_{ii}, \quad i = 1, 2, \dots, N, \quad (5)$$

μ_{ij} 表示 i, j 两点之间的相关函数, η_i 为第 i 个测站观测值的相对均方差。在实际计算中取 η_i 为零, 则

式 (5) 简化为:

$$\sum_{j=1}^N P_i \mu_{ij} = \mu_{ii}, \quad i = 1, 2, \dots, N, \quad (6)$$

从式 (6) 可知, 只要给定要素场的相关函数后, 就可以求解最优的权重系数。

2.3 分步校准法

2.3.1 物理基础分析

影响雷达-雨量计联合估测区域降水量的主要因子有:

(1) 雷达参数不稳定造成的误差。从雷达气象方程可以知道: 雷达接收机接收的平均功率与雷达波长、接收天线增益、发射天线增益以及波束宽度有关。雷达的稳定性也直接影响雷达测量的精度。

(2) 反射率因子 (Z)-雨强 (I) 关系不稳定造成的误差。 $Z-I$ 关系不稳定主要是由于雨滴谱分布的变化所致。降水强度与降水粒子直径的分布即雨滴谱有关。在同样降水强度下, 对流性降水和层状云降水由于雨滴谱不同而反射率因子 Z 不同。在同一次降水过程中, 云的不同发展阶段雨滴谱也不一样。因此, $Z-I$ 关系是不确定的。

(3) 雷达测量和地面雨量计采样时间、空间的不一致性造成的误差。空间的不一致性: 雷达测量的取样是空间有效照射体积中的降水强度, 而雨量计测量的是与该空间相对应的地面降水强度。在实际的降水过程中, 由于雨滴蒸发、大气运动以及水的相变, 雷达反射率因子在垂直方向上有很大的变化; 另外, 雷达电磁波的路径随距离的延伸而离开地表面, 水平距离越远, 垂直距离也越大, 雷达观测的降水与实际落地的降水差距也越大; 同时还存在随着距离的延伸, 雷达的有效照射体积增大等因素。时间的不一致性: 一方面雷达测量的是降水粒子在空中的雨强, 与实际地面雨量站测量实际的降水时间上不一致, 另外, 雷达测量的是瞬时的降水强度, 地面雨量计测量的是累积的降水强度, 在时间上也存在不一致。

由以上几种影响雷达估测降水的主要因子可知, 利用雷达估测降水存在较多的误差源。如何降低误差, 提高雷达定量估测降水的准确性, 是雷达测雨业务应用的关键。

1983 年, Ahnert et al. (1983) 在为美国下一代天气雷达 (NEXRAD) 设计降水处理系统 (PPS) 时, 假设雷达估测降水过程中有时会产生均匀的倍

乘偏差, 假定这个偏差服从“随机行走过程”, 并用离散的卡尔曼滤波进行校准。Ahnert et al. (1984) 用数值模拟的方法首次验证了卡尔曼滤波法测量降水的有效性和稳定性。O'Bannon et al. (1986) 用 Oklahoma 冬季的实际降水资料对美国 NEXRAD 降水子系统进行测试, 了解卡尔曼滤波某些参数值的设置对降水测量精度的影响。以后, Dah-Syang et al. (1987) 和 Smith et al. (1991) 在上述工作的基础上对卡尔曼滤波测量降水进行了改进和完善。目前, 卡尔曼滤波方法在国内外得到了比较广泛的应用。

卡尔曼滤波校准从时间序列上, 用状态方程和测量方程的迭代实现了对雷达估测的系统偏差的订正。实际雷达测量的 Z 值是对应于每个有效照射体积内的瞬时回波强度, 而用于估测地面降水的强度初值场必须用一定方法形成的。研究表明: 采用时间权重平均法可以使初值场 (李建通等, 2005) 对地面实际降水的表述能力提高。由于受地形、下垫面条件、天气系统、降水类型等各种因素的影响, 雷达估测降水的偏差具有一定的空间分布特征, 在不同时间和不同地点, 雷达估测降水的偏差也不相同。对于降水场中的每个格点, 最优插值方法利用该格点周围的雨量站处雷达估测降水偏差, 校准该格点上的雷达估测降水值, 该法既保留了雨量站在格点上测量的精度, 又体现了雷达探测到的回波的分布特征, 能较好地反映降水场的真实分布。最优插值法利用了空间局部偏差进行订正, 较好地解决了空间场的订正。

2.3.2 分步校准法原理

从上面的分析可以看到: 雷达估测降水的误差不仅是由于各种随机噪声而使估测存在系统性的平均偏差, 也存在雷达在各个估测点上误差不一样的问题。卡尔曼校准法主要消除雷达-雨量计的平均偏差场的问题, 自适应最优插值法 (李建通等, 2000) 则主要解决空间误差的客观分析。这两种方法从不同的角度对雷达估测的偏差进行校准, 分别订正了不同原因造成的偏差, 因此, 将两种方法相结合有望提高估测区域降水量的精度。即先用卡尔曼滤波校准对雷达估测的降水分布场在时间域上滤波校准, 消除雷达估测降水的平均偏差, 再通过最优插值法对降水的空间结构误差进行校准, 最终获取雷达估测的区域降水。该方法称为分步校准法。

由于雷达有效照射体积的充塞系数随着距离的增加而减小, 为了减少单一的校准因子对最终降水估测的影响, 本文对卡尔曼滤波方法进行进一步的改进, 即对不同的距离档分别求解不同的卡尔曼滤波参数, 以期减少由于距离原因造成回波减弱的影响, 进一步提高卡尔曼滤波校准的有效性。距离分档为 0~49 km、50~99 km、100~149 km、150~229 km。

3 资料来源及其质量控制

3.1 降水过程

2003 年梅雨期淮河流域爆发了继 1991 年后的全流域持续性暴雨和大洪水。研究表明: 此次大洪水过程和亚欧中高纬地区高压活动密切相关, 2003 年 6 月 20 日至 7 月 12 日的降水过程是由于亚洲北部阻塞形势发展成熟, 活动显著的原因造成的 (李峰等, 2008)。该降水类型为典型的梅雨期降水, 降水区域主要维持在距离雷达 90~200 km 的范围内。在雷达扫描区域内, 雨量站观测有降水的总时数为 347 小时, 1 小时中最多有 171 雨量站同时观测到降水, 其中每个小时有 50 个以上雨量站同时观测到降水的时数有 177 个小时, 平均每小时有 58 个站同时观测到降水。雨量站测到最大雨强为 79.5 mm/h。

在此期间, 合肥新一代天气雷达 (CINRAD/SA) 以降水观测模式 (每隔 6 分钟) 对降水过程进行采样, 共获取立体扫描资料 5520 个。

3.2 雨量站数据分组及其质量控制

与雷达观测资料匹配的一个小时雨量观测数据来自河南、安徽省的水文部门雨量站网, 我们将每个小时雨量站网数据分为三组: HW0、HW1、HW2。分组方法是:

(1) 首先, 将一个小时内所有观测到降水的雨量站按经纬度从上到下、从左到右顺序排列, 然后, 分别将序列号对 3 取余数, 余数 (0, 1, 2) 相同编为一组, 即将一个小时的雨量站网数据在空间上基本均匀地分为三组 (HW0、HW1、HW2)。

(2) 将雨量站 HW0 的数据用于雷达降水估测的校准, 其余两组雨量站 (HW1、HW2) 用于评估。然后, 分别将 HW1 和 HW2 用于校准, 相应的 (HW0、HW2) 和 (HW0、HW1) 作为评估雨量站。循环使用三组雨量站分别用于校准和评估。

(3) 对过程的逐时雨量数据重复上述的工作。

(4) 把所有参加校准的雨量站观测数据和相应雷达估测的数据合并形成一个数据集, 用于自评估, 称为校准雨量站评估数据; 把所有未参加校准的雨量站观测数据和相应雷达估测的数据合并形成一个数据集, 用于非自评估, 称为非校准雨量站评估数据。

为了使评估更具有科学性, 需要对影响精度评估的数据进行质量控制, 剔除不合理的数据。剔除的数据为: 三种降水估测结果为零的数据, 由于地形或其它原因造成的地面观测到降水而相应时间雷达上无回波的数据; 尽管进行了地物杂波控制, 但部分混在降水中的地物回波仍然无法彻底消除, 使得雷达估测的降水远远大于地面的实际降水, 对于相对误差绝对值平均大于 200% 的数据也予以剔除。另外, 对于一些由于仪器或其它原因造成的, 地面雨量数据观测值大于实际雷达估测 3 倍以上的数据, 也作为不可信数据进行剔除。经过质量控制后, 形成数据集 I。

在统计学上, 对数据进行分类汇总就是按照指定分类变量值的观测量进行分组, 对每组观测量的各变量求描述的统计量。我们对上述的数据集 I 按雨量测量值(雨强等级)和雨量站(距离)进行汇总。

首先, 把同一种雷达估测方法数据形成一个新数据集, 按雨量测量值汇总的过程是: 把具有相同测量值的雨量站和相对应的(不同时间和地点)雷达估测降水量数据之间的误差和误差标准差按等权重方法进行平均, 获取该雨量测量值雷达估测的误差和误差标准差。由此方法汇总的不同雨量站测量值的误差和误差标准差的数据类型称为数据集 II。按雨量站进行汇总则是, 把同一个雨量站所有不同时间段的雨量站测量值和相对应的雷达估测降水量值之间的误差和误差标准差, 按等权重方法进行平均, 获取该雨量站的误差和误差标准差, 由此方法获得的不同雨量站的误差和误差标准差的数据类型称为数据集 III。

4 三种方法估测结果的评估

为了检验三种估测方法的估测效果, 本文将所有的样本分成三种样本组进行评估。评估参数为变量的误差、平均相对误差、标准差(参数说明参见

附录, 下同)。第一种把所有参加校准的雨量站集合作为样本组, 称为校准雨量站评估组, 利用该组数据评估三种估测方法对校准雨量站的回归情况; 第二种是把未参加校准过程的雨量站样本数据集作为样本组, 称为非校准雨量站评估组, 利用该组数据检验对未用地面雨量站校准时, 实际降水强度和雷达估测的偏差情况; 第三种是将校准雨量站评估组和非校准雨量站评估组合并为一个样本组, 称为总样本评估组。对三种方法的估测情况进行总体评价。

4.1 校准雨量站评估

按 3.2 节所述方法进行质量控制后, 用于自评估的数据组总共有 20108 个样本组(Data I), 雨量站实际观测到的小时降水强度在 0.0~79.5 mm/h 之间, 雨量站的观测精度是 0.1 mm。理论上, 雨量站可以观测到 795 个降水等级, 但实际观测到的只有 388 个降水等级。我们按实际观测的降水等级进行汇总, 得到 388 样本数据集(Data II)。自评估数据组内共有 173 个雨量站, 将雨量站(按距离)进行汇总, 得到 173 个样本数据集(Data III)。

综合分析图 1 和图 2, 最优插值校准和分步校准两种方法估测的结果与地面的观测值基本一致, 在图 2 上其误差基本为 0, 因此在校准点上可以较好地恢复实际的观测值; 而卡尔曼滤波校准法对于小于 4 mm/h 雨强的降水存在高估, 对大于 4 mm/h 降水存在系统低估, 且低估的大小随着雨强增大有较为明显的增大现象。总体来说, 卡尔曼滤波使得大雨强得到抑制。

从表 1 上可以看到: KOP 和 OPT 两种方法估测值和雨量计的相关系数为 1, 它们估测的误差以及误差标准差都与雨强值基本不相关 [DOPT、DKOP、DKLM 表示为三种方法估测的误差, STDOPT、STDKOP、STDKLM 表示三种方法的误差标准差(下同)]; 而卡尔曼滤波校准估测值与雨量观测值之间的相关系数为 0.767, 其误差与雨强存在负相关, 对所有的样本而言, 其相关系数为 -0.677, 经过雨强汇总后, 其相关系数为 -0.843。即随着雨强的增大, 低估的程度越大, 其误差标准差也与雨强存在正相关(相关系数为 0.633), 即随着雨强增大, 其误差标准差增大。

从表 1 可以看到: KOP 和 OPT 两种方法估测值和雨量计的相关系数为 1, 它们估测的误差与雨

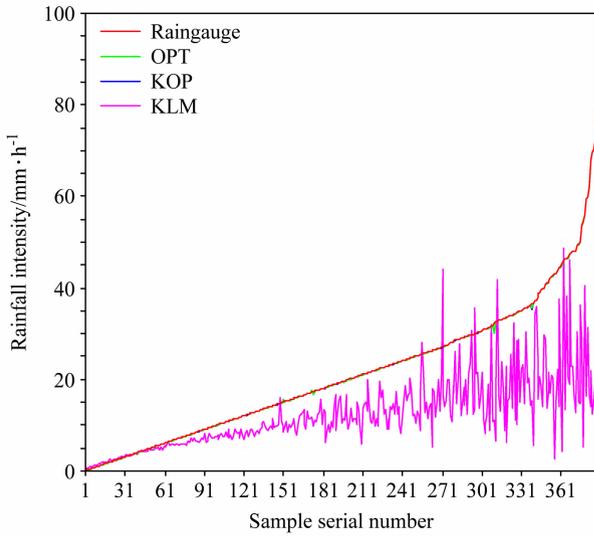


图1 三种方法估测结果与雨量站测量值的比较 (Data II)
Fig. 1 Values measured by raingauge versus estimated with three methods for Data II

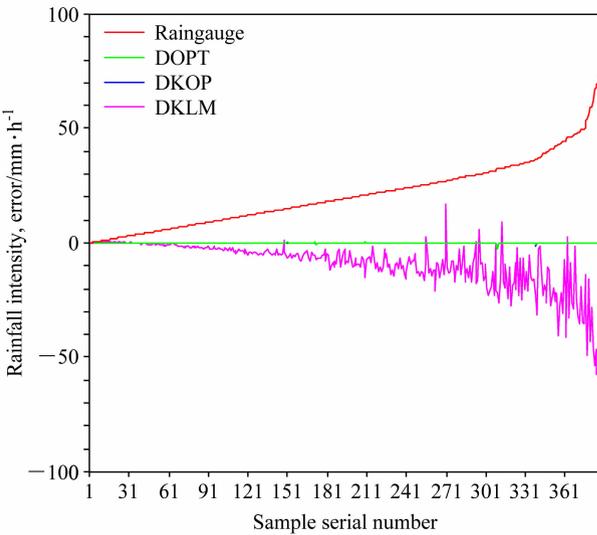


图2 三种方法估测误差与雨量站测量值的关系 (Data II)
Fig. 2 Relation between rain intensity and the errors measured with the three methods for Data II

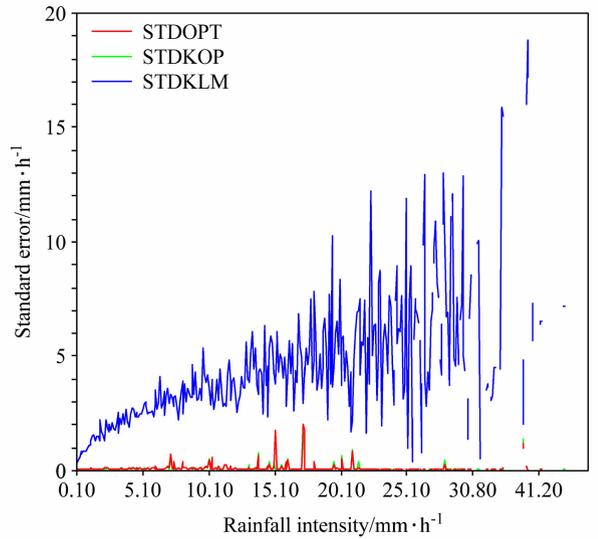


图3 三种方法误差标准差和雨量站测量值的关系 (Data II)
Fig. 3 Relation between rainfall intensity and the standard errors measured with the three methods from Data II

强值基本不相关；在 Data II 中，两种方法误差标准差为 -0.037 和 -0.007 ，也和雨强值不相关；而卡尔曼滤波校准估测值与雨量观测值之间的相关系数为 0.767 ，其误差与雨强存在负相关，对所有的样本而言，其相关系数为 -0.677 ，经过雨强汇总后，其相关系数为 -0.843 。即随着雨强的增大，低估的程度越大，其误差标准差也与雨强存在正相关（相关系数为 0.633 ），即随着雨强增大，其误差标准差增大。从图 3 可以知道：OPT 和 KOP 方法的误差标准差和雨强基本不存在相关，而 KLM 方法随着雨强的增大，误差标准差有增大趋势。

为了检验上述的结果，我们抽取了两个站进行分析，一个是黄尾河站，距离雷达为 120 km ，另一个站为马汉河站，距离雷达为 201 km 。从图 4、图 5 和表 1 来看，其结论与统计结果一致。

为了进一步分析误差与距离之间的关系，将数据按雨量站进行汇总。汇总后，OPT 和 KOP 方法

表 1 三种估测方法估测值及其误差和雨量计测量值的相关系数

Table 1 Correlation coefficients between values measured by raingauge and both values estimated with the three methods and their errors

	样本数	OPT	KOP	KLM	DOPT	DKOP	DKLM
Data I	20108	1.0	1.0	0.767	-0.040	-0.055	-0.677
Data II	388	1.0	1.0	0.697	-0.059	-0.052	-0.843
Data III	173	1.0	1.0	0.375	-0.060	-0.046	-0.700
黄尾河	58	1.0	1.0	0.898	0.113	0.057	-0.518
马汉河	66	1.0	1.0	0.743	-0.214	-0.201	-0.753

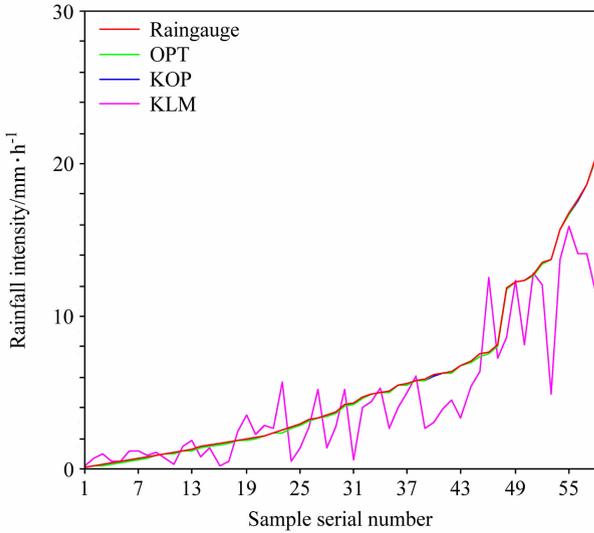


图 4 黄尾河站测量值与三种方法估测结果的比较
Fig. 4 Values measured by raingauge versus estimated with the three methods at Huangweihe station

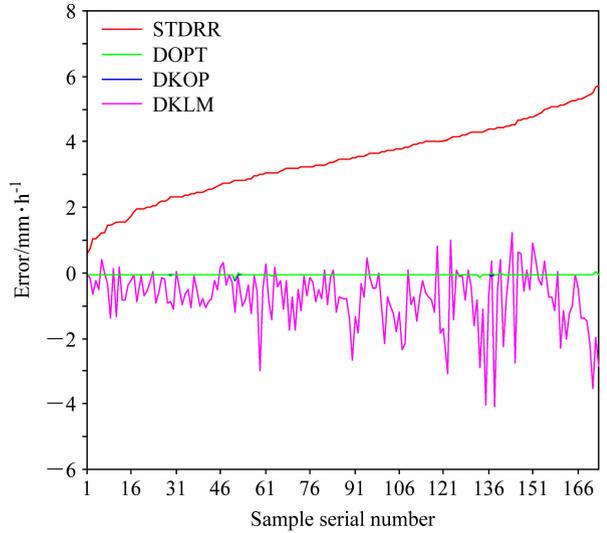


图 6 三种方法估测误差和雨量站测量值的关系 (Data III)
Fig. 6 Relation between rain intensity and the errors measured with the three methods for Data III

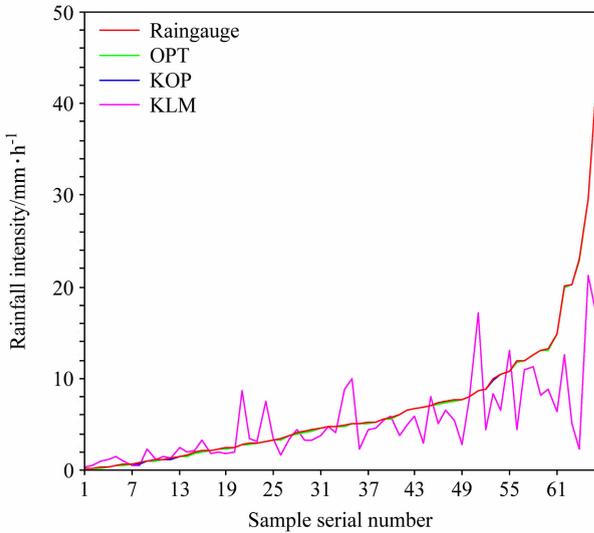


图 5 马汉河站测量值与三种方法估测值的比较
Fig. 5 Values measured by raingauge versus estimated with the three methods at Machahe station

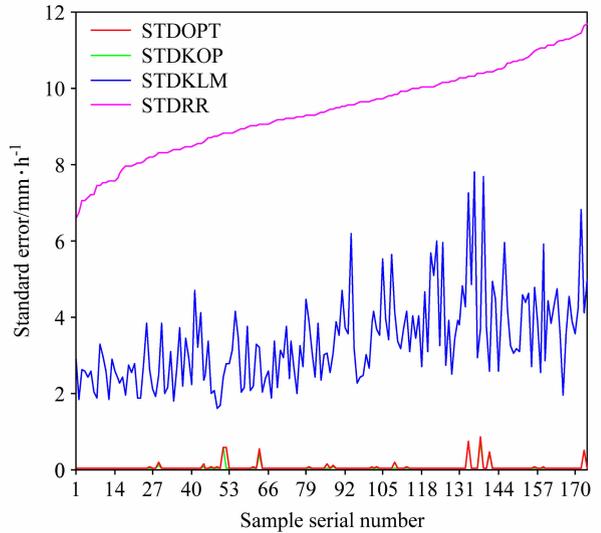


图 7 三种方法估测误差标准差随雨量站距离变化关系 (Data III)
Fig. 7 Relation between stations and the standard errors measured with the three methods for Data III

的估测误差和距离的相关系数分别为 0.140 和 0.172, 误差标准差与距离的相关系数为 0.083 和 0.114, 存在很弱的相关, 而 KLM 方法的误差和距离存在负相关, 相关系数为 -0.242。从按距离汇总后形成的图 6 和图 7 可以看出, 随着距离的增加 (横坐标是雨量站从近到远排列), KLM 误差越大, 其误差标准差和距离存在的正相关越为明显, 相关系数为 0.532, 即随着距离的增加, 其误差标准差

随之增大。为了在同一张图上清晰显示误差标准差和站点之间的关系, 我们首先将站点和雷达之间的距离归一到偏差的数值范围内, 标准化的方法为将距离除以 40, 将距离为 24~228 km 转化为 0.6~5.7, 同时为了防止和原有的曲线重叠, 在此量上加上 4 个单位的偏移量, 变量为 STDRR。

从表 2、3 中可以看出, KOP 方法无论在何种样本组里, 其统计的误差 (DKOP)、标准差和平均

表 2 三种样本组中三种方法估测误差的数据统计

Table 2 The statistical analysis of the errors measured with the three methods for three group of samples

	Data I			Data II			Data III		
	DOPT	DKOP	DKLM	DOPT	DKOP	DKLM	DOPT	DKOP	DKLMP
方差	0.020	0.015	13.079	0.1413	0.1310	10.6952	0.0172	0.0178	0.8904
标准差/mm·h ⁻¹	0.1422	0.1209	3.6164	-0.0676	-0.0697	-9.0036	-0.0549	-0.0567	-0.7555

表 3 不同样本组三种估测方法平均相对误差的数据统计

Table 3 The statistical analysis of mean relative errors with the three methods for three group of samples

	Data I			Data II			Data III		
	OPT	KOP	KLM	OPT	KOP	KLM	OPT	KOP	KLM
平均值(%)	5.346	5.104	69.08	0.9682	0.9382	45.9815	5.3034	5.0554	70.4078
标准差	15.325	10.315	110.699	2.237	2.1405	20.7926	2.2399	1.8982	25.3338
方差	234.858	106.408	12254.22	5.002	4.582	432.334	5.017	3.603	641.803

表 4 三种方法估测值及其误差和雨强的相关系数

Table 4 Correlation coefficients between values measured by raingauge and both values estimated with the three methods and their errors

	OPT	KOP	KLM	DOPT	DKOP	DKLM
Sample I	0.834	0.850	0.802	-0.459	-0.517	-0.612
Sample II	0.822	0.857	0.695	-0.644	-0.740	-0.785
Sample III	0.807	0.835	0.564	-0.359	-0.384	-0.582

相对误差 (\bar{E}) 的方差都是最小的,反映了该方法的优越性。

4.2 非校准雨量站评估

按 3.2 节所述方法进行质量控制后,用于非自评估的数据组总共有 32640 个样本(简称 Sample I),雨量站实际观测到的小时降水强度在 0.0~79.5 mm/h 之间,雨量站的观测精度是 0.1 mm。理论上,雨量站可以观测到 795 个降水等级,但实际观测到只有 372 个降水等级。我们按实际观测的降水等级进行汇总,得到 372 样本数据集(简称 Sample II);自评估数据组内共有 174 个雨量站,将雨量站(按距离)进行汇总,得到 174 个样本数据集(简称 Sample III)。

从图 8 和图 9 可以看到,通过三种估测方法校准后,对于雨强小于 4 mm/h 的降水存在高估,对大于 4 mm/h 的降水存在系统性低估,且负偏差随着雨强增大有较为明显的增大现象,三种方法在非评估点上都存在抑制大雨强的情况。

从表 4 中可以看到:在不同的样本组中,三种

方法估测值和雨量观测值为正相关,相关系数从大到小为 KOP、OPT、KLM;其相应误差和雨强呈负相关,相关系数从大到小为 OPT、KOP、KLM,其中 KLM 最大为 -0.785。从图 10 可以看出:随着雨强增大,其误差标准差增大,三种方法的变化趋势基本一致。

在按雨强数据进行汇总的 Sample II 数据组中,OPT、KOP、和 KLM 三种方法估测的误差标准差和雨强的相关系数分别为 0.437、0.449 和 0.313,其中最大的为 KOP 方法,相关系数为 0.449,随着雨强增大,其误差标准差变大。在按距离进行汇总的 Sample III 中,OPT、KOP、和 KLM 三种方法估测的误差标准差和距离的相关系数分别为 0.347、0.388 和 0.394。正相关表明,三种方法的估测误差随着雨强增大而变大,相关系数越大则表明估测的一致性和稳定性越好。综合考虑到 KOP 误差最小,误差标准差最小,可以确定 KOP 最好。

从图 11 我们可以看到(横坐标是各评估站的序号,从左到右距离依次增大),OPT 和 KLM 的误差标准差基本处于 KOP 上面,KLM 的正偏离程度更大一些,因此在这三种估测方法中,KOP 方法的误差均方差最小,OPT 次之,KLM 最大。

4.3 总样本组评估

为了进一步了解全场估测误差的统计情况,我们分三种情况进行统计评估,一是计算所有样本(32640 个);二是按雨强等级进行汇总,从理论上说,当雨量站测量精度为 0.1 mm 时,对于发生在

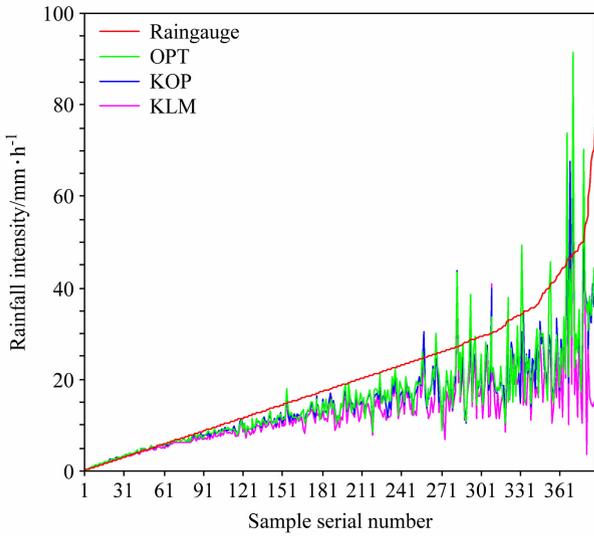


图 8 三种方法估测结果和雨量站测量值的比较 (Sample II)
Fig. 8 Values measured by raingauge versus estimated with the three methods for Sample II

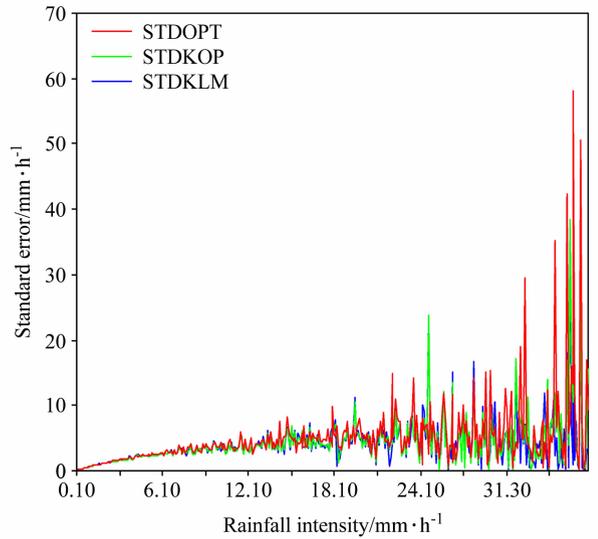


图 10 三种方法误差标准差和雨量站测量值的关系 (Sample II)
Fig. 10 Relation between rainfall intensity and the standard errors measured with the three methods for Sample II

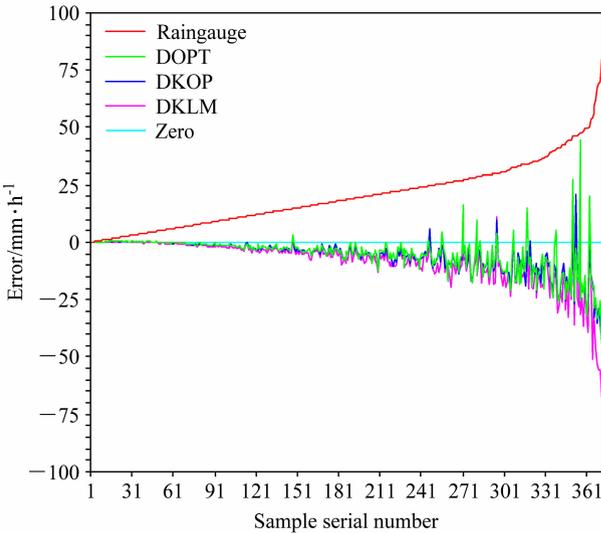


图 9 三种方法估测误差和雨量站测量值的比较 (Sample II)
Fig. 9 Relation between rainfall intensity and the error measured with the three methods for Sample II

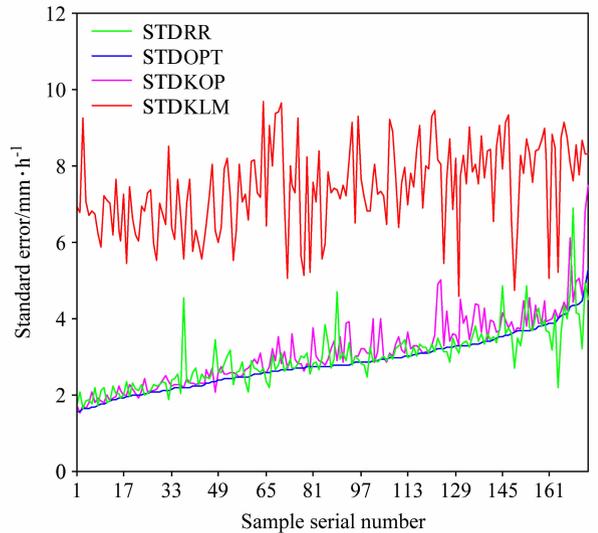


图 11 三种方法估测误差标准差随雨量站距离变化关系图 (Sample III)
Fig. 11 Relation between stations and the standard errors measured with the three methods for Sample III

表 5 三种样本组中三种估测方法估测误差的数据统计

Table5 The statistical analysis of the errors measured with the three methods for three group of samples

	Sample I			Sample II			Sample III		
	DOPT	DKOP	DKLM	DOPT	DKOP	DKLM	DOPT	DKOP	DKLM
方差	9.527	8.572	11.059	64.311	56.88	102.35	0.315	0.264	0.652
标准差/mm·h ⁻¹	3.087	2.928	3.326	8.019	7.542	10.117	0.561	0.514	0.807

0.1~79.5 mm/h 区间的自然降水可以测量到 795 个等级, 但从实际测量的情况只有 372 等级, 因

此, 汇总时只选取实际发生的 372 等级进行汇总; 三是按实际评估的 174 个雨量站进行汇总。分别对

表 6 三种估测方法平均相对误差的数据统计

Table 6 The statistical analysis of mean relative errors for the three methods

	Sample I			Sample II			Sample III		
	OPT	KOP	KLM	OPT	KOP	KLM	OPT	KOP	KLM
平均值 (%)	43.121	41.361	43.044	36.042	34.930	39.344	43.550	41.868	43.629
标准差/mm·h ⁻¹	37.546	36.137	36.312	11.241	10.038	11.463	5.232	5.182	5.822
方差	1409.72	1305.91	1318.53	126.37	100.75	131.41	27.38	26.86	33.899

三种数据样本的不同方法的误差和平均相对误差进行统计,结果如表 5 和表 6。从表 5 可以看出,在三种样本条件下,KOP 的方差分别是 8.572、56.88 和 0.264,标准差分别是 2.928 mm、7.542 mm 和 0.514 mm,相对于 OPT 和 KLM 的方差和标准差,KOP 方法在相应的样本组中是最小的,说明 KOP 方法估测的误差最小,误差偏离度也最小,估测的精度最高。从表 6 可以知道:在三种样本条件下,KOP 的平均相对误差的平均值分别 41.361%、34.93%和 41.868%,方差分别是 1305.91、100.75 和 26.86,标准差分别是 36.137 mm、10.038 mm 和 5.182 mm,相对于 OPT 和 KLM 的平均相对误差的方差和标准差,KOP 方法在相应的样本组中是最小的,说明 KOP 方法估测得最稳定,估算偏离度最小。综合表 5 和表 6,我们可以知道 KOP 方法相比于 OPT 和 KLM 方法,具有估算精度高,偏离度小,估算结果稳定,实际估算效果最好(平均相对误差和标准差的定义参见附录)。

5 小结

通过对三种估测方法的理论和 2003 年数据分析,我们可以得到以下几点结论。

(1) 随着探测距离的增加,雷达有效脉冲体积增大,充塞系数减小,使得雷达测量的强度小于回波强度,相应由反射率因子(Z)和雨强(I)通过 $Z-I$ 关系直接转化后的降水强度也小于实际的降水强度,随着雨强增大,这种低估的程度也越明显。

在使用校准雨量站数据组进行评估时,经过 OPT 和 KOP 方法校准后,二者估测雨量都与实际的降水基本一致,其估测的误差、误差标准差都与雨强、距离之间不存在相关,且二者与观测值的相关系数均为 1,较好反映了这两种方法在局地的订正能力;而卡尔曼滤波校准值和观测值的相关系数

为 0.767,其误差在总样本评估时的相关系数仍然达到-0.677。在按雨强汇总后,误差和雨强的相关系数为-0.843,误差标准差和雨强的相关系数为-0.633;按距离汇总后,误差和雨强的相关系数为-0.7,误差标准差和雨强的相关系数为-0.532。其估测的误差、误差标准差随着雨强和距离的增大而增大,不能较好地在校准点上回归。

(2) 在非校准站上评估时,三种估测方法都存在对小于 4 mm/h 的雨强高估,对大于 4 mm/h 的雨强低估的现象,低估程度随着雨强增大呈增大的趋势。它们与观测值之间的相关系数以 KOP 最大,OPT 次之,KLM 最小。这说明通过卡尔曼滤波校准后再进行最优校准的分步校准法,使得估测的降水和实际降水之间的相关系数增大,但同时也使得 KOP 方法估测的误差、误差标准差与雨强、距离之间的相关系数都比 OPT 方法高,卡尔曼滤波效果反映到 KOP 方法上。据此,也给我们提供了如何进一步订正 KLM 的系统偏差以提高估测精度的思路,比如针对距离和雨强采用不同的卡尔曼滤波方案。

(3) 无论是在自评估还是在非自评估数据组中(表 2 和表 5),KOP 方法估测的误差标准差和方差都是最小的,OPT 次之,KLM 方法最大,且 KOP 和 OPT 明显小于 KLM 方法。

(4) 无论是在自评估还是在非自评估数据组,KOP 方法的平均相对误差的平均值、误差和标准差,KOP 方法最终的结果也是最优的,其估测的精度也是最好的。

总之,从理论分析和观测数据的检验评估来看,分步校准方法(KOP)综合利用了卡尔曼校准(KLM)消除系统偏差和随机噪声对降水估测的影响,最优插值法(OPT)在恢复降水空间强度和结构上的优点,最终估测结果在精度和稳定性上都比单独使用两种方法的效果更好。

附录 评估参数定义及说明

1 绝对误差、相对误差

定义雷达估测和雨量计的之间的绝对误差(也称为误差或偏差) D_r 为:

$$D_r = (R_r - R_g). \quad (A1)$$

在实际的估测中, 该值可能为正值, 也可能为负值。

定义第 i 个雨量站点的相对误差 E_i 为:

$$E_i = \frac{|R_{r,i} - R_{g,i}|}{R_{g,i}} \times 100\%, \quad (A2)$$

其中, $R_{r,i}$ 和 $R_{g,i}$ 分别为雷达估测的单位时间降水量和雨量计测量的单位时间降水量。

2 平均相对误差

平均相对误差 \bar{E} :

$$\bar{E} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{|R_{r,i} - R_{g,i}|}{R_{g,i}} \times 100\%, \quad (A3)$$

其中, N 为雨量计个数。

在实际洪水预报决策服务中, 平均相对误差具有重要的应用价值。如果能够准确告诉用户一个估测方法平均相对误差 \bar{E} (假设为 20%) 和估测值(如 8 个单位量), 那么, 用户就可以:

(1) 假设每个点上雷达估测的误差都是负, 那么最小的区域降水量为 6.7 个单位量。[由 $(8 - X)/X = 0.2$, 得 $X = 6.7$]。

(2) 假设每个点估测的误差都为正的, 那么最大的区域降水量为 10 个单位。[由 $(X - 8)/X = 0.2$, 得 $X = 10$]。

这样, 决策者就可以根据最大和最小的区域降水总量进行相关的决策, 如水库是蓄水还是泄洪的决策, 意义显然是十分重大的。

平均相对误差反映了雷达估测实际降水的精度情况, 平均相对误差越小, 说明系统整体的精度就越高; 平均相对误差的误差标准差反映了误差的偏离情况, 标准差越小, 说明离散的范围小, 结果越稳定。

定义标准差 S 为:

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (s_i - \bar{s})^2}{N}}, \quad (A4)$$

其中, N 为样本的个数, s 是变量。标准差反映各数据偏离平均数的距离(离均差)的平均数, 它是

离差平方和平均后的方根。因此, 标准差也是一种平均数, 标准差被用来评估可能的变化或波动程度, 标准差越小, 波动的范围就越小, 稳定度就越好。

参考文献 (References)

Ahnert P R, Hudlow M, Johnson E, et al. 1983. Proposed "on-site" precipitation processing system for NEXRAD [C]// Preprints of 21st Radar Meteor. Conf., Boston: AMS, 378-385.

Ahnert P R, Hudlow M, Johnson E. 1984. Validation of the "on-site" precipitation processing system for NEXRAD [C]// Preprints of 22nd Radar Meteor. Conf., Boston: AMS, 192-201

Ahnert P R, Krajewski W F, Johnson E R. 1986. Kalman filter estimation of radar-rainfall field bias [C]// Preprints, 23rd Conf. on Radar Meteorology, AMS, 33-37.

Austin P M. 1987. Relation between measured radar reflectivity and surface rainfall [J]. Mon. Wea. Rev., 115: 1053-1070.

Bent A E. 1943. Radar echoes from atmospheric phenomena [R]. Mit Radiation Laboratory Rep. 173; 10.

Bhargava M, Danard M. 1994. Application of optimum interpolation to the analysis of precipitation in complex terrain [J]. J. Appl. Meteor., 33: 508-518.

Brandes E. 1975. Optimizing rainfall estimates with the aid of radar [J]. J. Appl. Meteor., 14: 1339-1345.

Cataneo R, Stout G E. 1968. Raindrop-size distributions in humid continental climates, and associated rainfall rate-radar reflectivity relationships [J]. J. Appl. Meteor., 7 (5): 901-907.

Ciach G J, Krajewski W F. 1999. Radar-rain gauge comparisons under observational uncertainties [J]. J. Appl. Meteor., 38: 1519-1525.

Germann U, Joss J. 2001. Variograms of radar reflectivity to describe the spatial continuity of Alpine precipitation [J]. J. Appl. Meteor., 40: 1042-1059.

Harrison D L, Driscoll S J, Kitchen M. 2000. Improving precipitation estimates from weather radar using quality control and correction techniques [J]. Meteorol. Appl., 6: 135-144.

Huffman G. 1997. Estimates of root-mean-square random error for finite samples of estimated precipitation [J]. J. Appl. Meteor., 40: 1042-1059.

Joss J, Waldvogel A. 1990. Precipitation measurements and hydrology [C]// Atlas D. Radar in Meteorology: Battan Memorial and 40th Anniversary Radar Meteor. Conf., Amer. Meteor. Society, 577-606.

Joss J K, Thomas J C, Waldvogel A. 1968. The accuracy of daily rainfall measurement by radar [C]// Preprints, 13th Radar Meteorology Conference, Montreal, Amer. Meteor. Soci., 448-451.

Krajewski W F. 1987. Cokriging radar-rainfall and rain gauge data

- [J]. *J. Geophys. Res.*, 92: 9571–9580.
- 李峰, 丁一汇, 鲍媛媛. 2008. 2003 年淮河大水期间亚洲北部阻塞高压的形成特征 [J]. *大气科学*, 32 (3): 469–480. Li Feng, Ding Y H, Bao Y Y. 2008. A study of forming characteristics of blocking high in northern Asia during the flood period of the Huaihe River basin in 2003. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 32 (3): 469–480.
- 李建通, 张培昌. 1996. 最优插值法用于天气雷达测点区域降水量 [J]. *台湾海峡*, 15 (3): 255–259. Li Jiantong, Zhang Peichang, 1996. Optimum interpolation method used for measuring regional precipitation with weather radar [J]. *Journal of Oceanography in Taiwan Strait* (in Chinese), 15 (3): 255–259.
- 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 [J]. *大气科学*, 24 (2): 263–270. Li Jiantong, Yang Weisheng, Guo Lin, et al. 2000. A study of improving precision of measuring regional precipitation in optimum interpolation method [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 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 [J]. *大气科学*, 29 (6): 1010–1020. Li Jiantong, Guo Lin, Yang Hongping. 2005. A study of the formation of initial radar field in estimating areal rainfall using radar and rain-gauge [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 29 (6): 1010–1020.
- 林炳干, 张培昌, 顾松山. 1997. 天气雷达测定区域降水量方法的改进与比较 [J]. *南京气象学院学报*, 1997, 20 (3): 334–340. Lin Binggan, Zhang Peichang, Gu Songshan. 1997. Improvement of weather radar measured regional rainfall with comparison to other techniques [J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology* (in Chinese), 20 (3): 334–340.
- Lin D S, Krajewski W F. 1987. Recursive methods of estimating radar-rainfall field bias [C]//Preprints of 24th Radar Meteor. Conf., Boston; AMS, 648–651.
- Ninomiya K, Akiyama T. 1978. Objective analysis of heavy rainfalls based on radar and gauge measurement [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 50: 206–210.
- O'Bannon T, Ahnert P. 1986. A study of the precipitation processing system on a winter-type Oklahoma rainstorm [C]//Preprints of 23rd Radar Meteorology Conf., Boston; AMS, 99–102.
- Ryde J W. 1941. Echo intensities and attenuation due to clouds, rain, hail, sand and dust storms at centimetre wavelengths [R]//Rep. No. 7831, General Electric Research Laboratory, Wembley England, 48.
- Ryde J W, Ryde D. 1945. Attenuation of centimetre and millimetre waves by rain, hail, fogs, and clouds [R]//Rep. No. 8607, Research Laboratories of the General Electric Co., Wembley, England.
- Ryde J W. 1946. The attenuation and radar echoes produced at centimeter wave-lengths by various meteorological phenomena [R]//Meteorological Factors in Radio-Wave Propagation. London; Phys. Soc. 169–188.
- Sasaki Y. 1970. Some basic formalisms in numerical variation analysis [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 98: 875–883.
- Seo D J. 1998. Real-time estimation of rainfall fields using rain gauge data under fractional coverage conditions [J]. *J. Hydrol.*, 208: 25–36.
- Seo D J, Krajewski W F, Bowles D S. 1990a. Stochastic interpolation of rainfall data from rain gauges and radar using cokriging 1. Design of experiments [J]. *Water Resour. Res.*, 26: 469–477.
- Seo D J, Krajewski W F, Azimi-Zonooz A, et al. 1990b. Stochastic interpolation of rainfall data from rain gages and radar using cokriging 2. Results [J]. *Water Resour. Res.*, 26: 915–924.
- Smith J A, Krajewski W F. 1991. Estimation of the mean field bias of radar rainfall estimates [J]. *J. Appl. Meteor.*, 30: 397–412.
- Stout G E, Neill J C. 1953. Utility of radar in measuring intensity by radar [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 34: 21–27.
- Stout G E, Mueller E A. 1968. Survey of relationships between rainfall rate and radar reflectivity in the measurement of precipitation [J]. *J. Appl. Meteor.*, 7 (3): 465–474.
- Seed A W, Nicol J, Austin G L, et al. 1996. The impact of radar and raingauge sampling errors when calibrating a weather radar [J]. *Meteorol. Appl.*, 3: 43–52.
- Tanguay M, Robert A. 1990. An efficient optimum interpolation analysis scheme [J]. *Atmos. Ocean*, 28: 365–377.
- Wilson J W, Brandes E A. 1979. Radar measurement of rainfall—A summary [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 60 (9): 1048–1058.
- 尹忠海, 张沛源. 2005. 利用卡尔曼滤波校准方法估算区域降水量 [J]. *应用气象学报*, 16 (2): 213–219. Yin Zhonghai, Zhang Peiyuan. 2005. Radar rainfall calibration by using the Kalman filter method [J]. *Quarterly Journal of Applied Meteorology* (in Chinese), 24 (3): 50–53.
- 张培昌, 戴铁丕, 伍志方, 等. 1992. 用变分方法校准数字化天气雷达测定区域降水量基本原理和精度 [J]. *大气科学*, 16 (2): 248–256. Zhang Peichang, Dai Tiepi, Wu Zhifang, et al. 1992. Principle and accuracy of adjusting the area precipitation from digital weather radar through variational method [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 16 (2): 248–256.
- 张培昌, 杜秉玉, 戴铁丕. 2001. 雷达气象学 [M]. 北京: 气象出版社. Zhang Peichang, Du Bingyu, Dai Tiepi. 2001. *Radar Meteorology* (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press.
- 赵坤, 葛文忠, 刘国庆, 等. 2005. 在雷达测雨和洪水预报中自适应卡尔曼滤波法的应用 [J]. *高原气象*, 24 (6): 956–965. Zhao Kun, Ge Wenzhong, Liu Guoqing, et al. 2005. Application of self-adaptive Kalman filter method to radar rainfall estimation and flood forecasting [J]. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 24 (6): 956–965.