0577-6619/2008/66(2)-0262-73 *Acta Meteorologica Sinica* 气象学报

基于准同雨团样本概念雷达和雨量计的实时同步结合方法*

万玉发[1] 吴翠红[2] 金鸿祥[2]

WAN Yufa[1] WU Cuihong[2] JIN Hongxiang[2]

1. 中国气象局武汉暴雨研究所,武汉,430074

2. 武汉中心气象台,武汉,430074

1. *Wuhan Institute of Heavy Rain, China Meteorological Administration, Wuhan* 430074, *China*

2. *Wuhan Central Weather Office, Wuhan* 430074, *China*

2007-02-06 收稿,2007-06-28 改回.

Wan Yufa, Wu Cuihong, Jin Hongxiang. 2008. Real time synchronously integrated technique for radar and raingauge based on concept of quasi-same rain volume sample. *Acta Meteorologica Sinica*, 66(2): 262－273

Abstract The real time synchronously integrated technique for radar and raingauge (R&G) based on the concept of quasi-same rain volume sample was presented. Because of the presence of temporal and spatial discrepancies as well as resolution differences, the same sample correspondence of R&G has long been a difficult, lasting problem. However, the observations indicate that there exists the correlation conforming to the power-law between hourly accumulation of raingauge measurement Q_G and radar detected echo aloft over the rain gauge vertically (Z_{OH}). On the basis of this fact, aiming to eliminate the temporal and spatial discrepancies, the concept of quasi-same rain volume sample and the five direct correspondence relationships of R&G are built up. The quite convenient and practical TIVS, i. e. time integral vertical synchronous sampling, and its Z_{OH}-Q_G relationship with power law are emphatically studied. What has significance is that under the fixed exponent, the coefficient A_B or A_M can flexibly vary in accordance with the temporal and spatial variability of the natural precipitation, and has a function to synchronously integrate the Z-R conversion and the gauge adjustment into a single equation, thus the precipitation estimation error caused by detecting resolution differences between radar and gauge can be obviously mitigated. It is apparently different from the traditional methods wherein precipitation is estimated by radar and gauge, respectively. The real time synchronously integrated technique using the Z_{OH}-Q_G relationship to estimate hourly ground rainfall accumulation, is called radar-gauge synchronously integrated method (RASIM). The experiments of two cases show that the correctness rate for area estimation within 230 km is about 90% and the average relative error rate for point estimation over the whole process is about 20%.

Through the analysis of effects for various wind drifts in three kinds of environment fields, the physical substance of TIVS has been revealed, definitely suggesting that it is an approximate quasi-sample rain volume sampling. Fortunately, by full demonstration, the better availability has been explained in most weather conditions and confirmed by experimental tests in the paper. By analyzing the data pairs of R&G, the effective quality control method is established which can greatly improve the stability and the reasonability of Z_{OH}-Q_G relationship. The forecasting product of hourly accumulated precipitation derived by RASIM method has been put into the operational forecasting and has especially played an important part in the short-term quantitative monitoring and forecasting for torrential rain.

RASIM needs to be further studied at many aspects, such as to establish more robust theory concerning with quasi-same sample for R&G, to try searching the methods of accurately temporal and spatial coordinating sampling, to make tests and a-

* 资助课题:湖北省气象局科技发展基金项目(2003ZZ01),湖北省科技攻关计划项目(2004AA306B01),湖北省国际科技合作课题(2005CA012)及中国气象局新技术推广项目(CMATG2007M19)。

作者简介:万玉发,主要从事天气雷达应用技术研究。E-mail: yufawan@163.com

nalysis in field for TIVS in various weather systems and conditions, to explore the data quality control technique influenced by wealth systems and its mechanism of evolution, to study the further application of fixed exponent in calculation of rainfall accumulation, to study multiple Z_{OH}-Q_G relationships and the characters and application of A_B(A_M) distribution in space, and so on. All these advances will prospectively help to improve the correctness of radar estimated rainfall accumulation.

Key words Radar-raingauge, Quasi-same rain volume sample, Synchronously integration, Hourly equivalent reflectivity

摘 要 文中提出一种基于准同雨团样本概念雷达与雨量计(R&G)的实时同步结合技术。由于存在探测时空和分辨率的两种差异,雷达与雨量计(R&G)的同样本对应历来被视为一道难题。但观测表明,雨量计与其垂直上空雷达的小时累积量(Z_{OH},Q_G)存在符合幂律的相关性。以此为基础,提出旨在基本消除时空差异的准同雨团样本概念和 5 个 R&G 直接对应关系,着重研究一种简便实用的"时间积分垂直同步采样"TIVS,以及具有幂律形式的 Z_{OH}-Q_G 关系。有意义的是在固定指数条件下系数 A_B 或 A_M,具有 *Z-R* 转换和雨量计调整(订正)同步结合于一式的功能,两种设备在探测分辨率上巨大差异而引起的降水估算误差由此得到明显缓解。这种利用 Z_{OH}-Q_G 关系估算地面小时降水累积量的方法称为 RASIM。经过两个降水个例的试验初步表明,雷达估算半径为 230 km 内地面区域小时累积降水量的正确率在 90%以上,而全过程以站为计的点评估相对误差率平均为 20%左右。本文还对时间积分垂直同步采样在具有风漂移效应各种环境风场中的可利用性作了详细分析,揭示了时间积分垂直同步采样方法的物理本质,明确指出这是一种近似的准同雨团样本采样;同时通过分析 R&G 数据对的分布规律,研究提出了有效的质量控制方法,明显改善了 Z_{OH}-Q_G 关系的稳定性和合理性。

关键词 雷达-雨量计,准同雨团样本,同步结合,小时等效反射率。

中图法分类号 P415.2 P414.9$^+$5

1 引 言

雷达定量测量降水目前最常用的是基于雷达气象方程的 *Z-R* 关系法(张培昌等,2001),这正如 Krajewski 等(1991)所强调,正确确定 *Z-R* 关系($Z=AR^b$)参数 A、b 是建立高质量雷达估算降水的重要基石。张培昌等(2001)指出,雷达反射率因子(Z)和降水强度(R)根据其定义都与滴谱分布有很大关系,故有可能在它们之间建立某种关系。借此不难理解,讨论 Z 和 R 两者关系应基于同一个降水客体(本文中称为雨团样本),显然获得同雨团样本应是合理确定 A、b 参数的物理基础。雨滴谱方法是符合上述要求的,Joss 和 Waldvogel(1990)认为这是一种严格的方法。自从 1948 年 Marshall 和 Palmer 的幂律形式 *Z-R* 关系公布以来,直至 20 世纪 70 年代中期以前,研究 A、b 参数大都采用雨滴谱方法。但遗憾的是在实际应用中,雨滴谱在地面取样不能代表雷达在空中取样的特点(Krajewski, et al., 1991),这应该是雨滴谱方法的较大弱点。

社会各项活动需要地面大气降水信息。虽然雷达与雨量计(R&G)各自存在探测的不确定性(Smith, 1990),但是人们仍然把雨量计作为地面真值去衡量雷达的估算,即便对 Z 作垂直廓线 VPR(Vertical Profile of Reflectivity)订正后也必须用雨量计对其作调整(Joss, et al., 1995; 吴翠红等, 2006)。研究 R&G 结合技术至今已有不少,借助于 Krajewski 等(1999)的观点首先划分为气候和非气候学方法,区别在于使用历史或实时配对资料;在此基础上本文设立同步和非同步结合的类别,区别于 *Z-R* 转换和雨量计调整是同步进行还是先转换后再调整。气候学方法大都为同步结合,具有代表性的有:概率配对法(Rosenfeld, et al., 1994),参数化 *Z-R* 关系(Ciach, et al., 1997),最优化处理法和 A 值平均法(张培昌等,2001)等;非气候学方法大都是非同步结合,主要有:调整因子场(Brandes, 1975)、调整域技术(Collier, 1991)、卡尔曼滤波法(Ahnert, et al., 1986; 李致家等, 2004)、变分法(张培昌等, 1992)等,至于实时的同步结合则不多见,除了瞬时对应的最小二乘匹配(Zawadzki, et al., 1986)以外,就是由本文研究的积分对应方法。其实,所有的结合技术都遇到一大难题,即二者在探测上存在的时空差异和巨大的分辨率差异(Krajewski, et al., 1991; Ciach, et al., 1997; Zawadzki, 1975; Lane, et al., 1999),这几乎阻碍了瞬时直接对应的可能性。因而人们长时间倾向于气候学方法,最为典型的是 Rosenfeld 等(1994)的概率配对法,巧妙绕过了样本实时直接对应的难题。在非气候学方法中 Liu Xiaoyang 等(2003)将雨量计小时雨量逆转换为

“反射率因子”与雷达小时平均反射率因子比较计算出系统偏差,从而实施雷达反射率场的订正。

事实上横亘在R&G直接对应上的障碍——时空和分辨率差异并非不能克服,Zawadzki(1975)早在雨自云底垂直下落且强度保持不变的假设下,从理论上研究了雷达测雨值的空间面平均和其下雨量计测值时间平均的相关关系。随后Zawadzki等(1986)在离雷达近距离处从试验中进一步阐明了较长的时空采样长度(如雨量计取35 min,雷达取35 km^2)可使R&G数据具有很高的相关性,但是这些结果没有及时得到广泛的响应。Li等(2000)在此成果基础上,用瞬时强度构建了R&G的最小二乘匹配关系。近年来,Mittermaier等(2004)用中尺度模式的风切变和Lack等(2004)用多普勒反演风场研究在雷达测雨中因风漂移引起的采样误差。Smith等(1997)倡导在降水累积量计算中,可用一种固定指数b_f的Z-R关系而不会产生大的误差,这为Steiner等(2000)和Amitai等(2002)再次证实,此成果引起了作者们的高度重视并予采用。

在人们探讨和研究单参数雷达定量测量降水一些新方法的同时,研究和开发双线偏振多普勒天气雷达多参量结合进行定量测量降水的工作也不断纷呈涌现(刘黎平等,1996;楚荣忠等,1997),多雷达联合观测研究也在开展中(张沛源等,1998;肖艳姣等,2006;刘黎平,2002)。双线偏振多普勒雷达充分利用水平反射率因子Z_H、垂直反射率Z_V、差反射率因子Z_{DR}、差传播相移K_{DP}等参量及其组合,无疑对提高降水测量精度产生积极效果。但是,我们同样不能回避系数(指数)的确定问题以及雷达与雨量计如何直接对应采样等科学方法的研究。况且,在相当长时期内单参数雷达要在业务中服役。因此,从新的思路和角度进一步开展有关雷达与雨量计的结合研究与开展双线偏振雷达多参量结合方法的研究并不矛盾,而是相得益彰。如果前者研究能取得新的进展,必然会对后者产生积极的影响和补充作用。

本文提出R&G准同雨团样本概念,仔细研究了R&G的采样对应关系,分析了雨团样本因风漂移对R&G采样带来的影响。以雨量计与其垂直上空雷达的小时累积量(Z_{OH},Q_G)存在符合幂律相关性的观测事实为基础,研究一种简便实用的“时间积分垂直同步采样”TIVS(Time Integral Vertical Synchronous Sampling),建立在固定指数条件下雷达和雨量计小时累积探测的幂律关系Z_{OH}-Q_G,形成了雷达-雨量计实时同步结合估算小时降水量的方法RASIM(RAdar-raingauge Synchronously Integrated Method in Real-time)。这种同步结合具有二种意义,其一是指二者每小时累积量数据的同步对应;其二是指在每小时反射率因子向地面降水累积量的转换,与雨量计对雷达估算作调整(校准),二者是同步结合在关系中进行的,这与传统上二者分开进行不论在方法和效果上都是有明显区别的。

2 雷达小时累积量测量的定义及与雨量计小时测量的幂律相关性

2.1 雷达小时累积量测量的定义

在1 h内,雨量计的降水累积量用Q_G表示,与其相对应的垂直上空某层(如0.5 PPI)的雷达反射率因子累积量用Z_{OH}表示,在本文中也称作“小时等效反射率因子”。Z_{OH}分别用Z_B和Z_M两种方式表达(详见第4节)

$$Z_B=\left[\int_0^T Z^{\frac{1}{b_f}}\mathrm{d}t\right]^{b_f};\quad Z_M=\int_0^T Z\mathrm{d}t \tag{1}$$

式中b_f为固定指数,T=1 h,Z_B是从积分型Z-R关系而得,Z_M则是从平均型Z-R关系而得,显然Z_M是Z_B在b_f=1时的一个特例。

2.2 (Z_{OH},Q_G)数据具有符合幂律的相关性特征

2.2.1 (Z_{OH},Q_G)数据的获取

根据式(1)的基本定义,雷达小时等效反射率因子Z_{OH}的二种实际求取算法见下式

$$\begin{cases} Z_B=\left[\dfrac{1}{m}\displaystyle\sum_{i=1}^{m}(\overline{Z_{9点}^{\frac{1}{b_f}}})_i\right]^{b_f} \\ Z_M=\dfrac{1}{m}\displaystyle\sum_{i=1}^{m}(\overline{Z_{9点}})_i \end{cases} \tag{2}$$

m为雷达在1 h所探测的次数,对于CINRAD/SA雷达的VCP21运行模式,通常m=10;$\overline{Z_{9点}^{\frac{1}{b_f}}}$和$\overline{Z_{9点}}$为在雨量站上空取9个象元的平均值。

选取武汉雷达CINRAD/SA两个降水例子(个例1,2004年6月18日03:00—15:00 UTC;个例2,2004年7月18日08:00—19:00 UTC)6 min频度的观测资料和覆盖范围为230 km所分布的41个标准雨量站小时降水资料,个例1和2都是混合型降水,其中个例2带有阵性特性。

2.2.2 (Z_{OH},Q_G)数据的相关性特征

经过观测分析后发现(Z_{OH},Q_G)数据具有紧密的关系。两个例子的(Z_B,Q_G)和(Z_M,Q_G)的相关系数ρ_B和ρ_M如表1所示,经单级质量控制(见第5节)后其相关系数都较高,平均0.76—0.87;表中还显示$\rho_B>\rho_M$,个例1,$\rho_B(\rho_M)$随距离增大而减小,以及个例2中因在150 km范围内阵性降水发展而使相关减弱等规律。

表1 武汉雷达分距离段$Z_B(Z_M)$和Q_G的相关系数ρ_B和ρ_M

Table 1 $\rho_B(Z_B,Q_G)$ and $\rho_M(Z_M,Q_G)$ at five distance segments for Wuhan radar

距离分段	个例1		个例2	
(km)	$\rho_B(Z_B,Q_G)$	$\rho_M(Z_M,Q_G)$	$\rho_B(Z_B,Q_G)$	$\rho_M(Z_M,Q_G)$
0—50	0.95	0.94	0.70	0.68
50—100	0.90	0.87	0.86	0.73
100—150	0.88	0.89	0.82	0.79
150—200	0.85	0.86	0.89	0.88
200—230	0.75	0.76	0.74	0.72
平均	0.87	0.86	0.80	0.76

在固定指数($b_f=1.5$)条件下,构建以等A_B的$Z_B=A_BQ_G^{1.5}$曲线族为背景场的(Z_B,Q_G)点聚图(图1)和以等A_M的$\lg Z_M=\lg(A_MQ_G^{1.5})$直线族为背景场的$(\lg Q_G,\lg Z_M)$点聚图(图2)。由图1可见,个例1

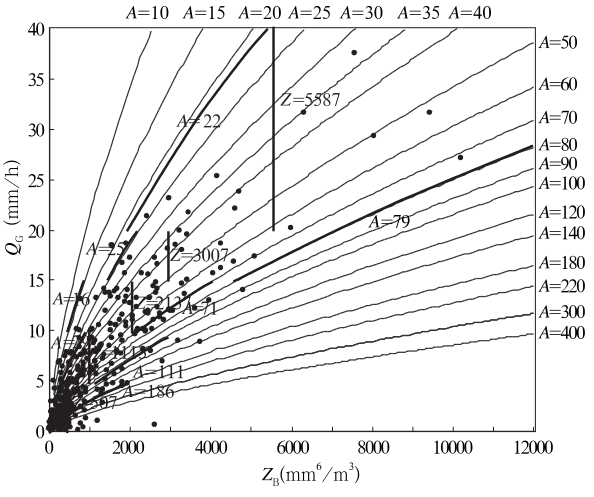


图1 以等A_B的$Z_B=A_BQ_G^{1.5}$曲线族为背景场的Z_B-Q_G数据对点聚图(粗曲线为各雨量段A_B值的控制范围,粗黑直线为相应Z_B的平均值$\overline{Z}$)

Fig. 1 (Z_B,Q_G) scatter plot of case 1 with A_B contours as background, quality control extents of A_B at Q_G intervals are denoted by lines

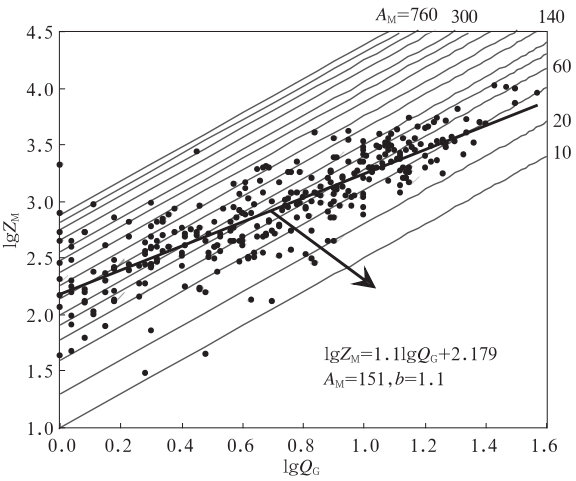


图2 以等A_M的$\lg Z_M=\lg(A_MQ_G^{1.5})$直线族为背景的$(\lg Q_G,\lg Z_M)$点聚图

Fig. 2 $(\lg Q_G,\lg Z_M)$ scatter plot of case 1 with A_M contours as background

的数据已呈现幂律分布状态且聚集在$A_B=20$—180,而图2则更明显地表现了这一重要特征,在图2中列出了相应的线性回归方程。

3 R&G准同雨团样本的概念和采样方法

Mittermaier等(2004)和Lack等(2004)提出了雷达测雨因风漂移引起的误差订正方法,主要技术思路是从雷达空中探测回波开始然后向下向前沿索到地面某处。本节在R&G准同雨团样本概念的基础上,分析雷达与雨量计这两种测量手段在不同采样方式下所得数据匹配的时空差异,探索减小或克服这种差异的方法,其技术思路则从地面雨量计测雨开始然后向上向后沿索到雷达探测层某处,同样是探求空中与地面两种采样的对应。

3.1 准同雨团样本的概念

3.1.1 雨团样本定义

被雷达所观测到的悬浮在大气中具有某一物理属性(反射率因子Z)和运动特性(下落速度ω和水平速度$\boldsymbol{V}$)的雨滴集合群体称为雨团样本,本文规定雨团样本水平尺度与雷达数据处理分辨率相同,在直角坐标下为1 km。

3.1.2 准同雨团样本及其采样

雨滴谱方法是在地面采集到若干个雨滴谱样本来构建Z-R关系,可称为同雨团样本采样。当雷达在空中和雨量计在地面测量时,显然难以做到同雨

团样本采样。若用一定的技术方法使雷达采集到的雨团样本与雨量计测量样本，具有一定和内在的物理联系，此时称这两种样本为准同雨团样本，将这种采样方式称为准同雨团样本采样 QSVS(Quasi-Same Rain Volume Sampling)。为后续研究起见，又将准同雨团样本采样 QSVS 区分为两个类别：

(1) 准同物质雨团样本采样 QSMVS (Quasi-Same Matter Rain Volume Sampling)。雷达探测的雨团样本垂直下落或兼有平移运动后再被雨量计采样，图 3(x 坐标轴方向表示环境风场的合成风向，下同)表示雨团样本 S_{RB}、S_{RC}、S_{RA} 分别在 3 种环境风场下与雨量计采样 S_G 的对应关系。即

$$S_{RB}\xrightarrow{M}S_G,\ S_{RC}\xrightarrow{M}S_G,\ S_{RA}\xrightarrow{M}S_G$$

符号$\xrightarrow{M}$表示准同物质雨团样本对应。

(2) 准同属性雨团样本采样 QSAVS(Quasi-Same Attribution Rain Volume Sampling)。如图 3 中雷达探测的雨团样本 S'_{RB} 和 S'_{RC} 与同时被雨量计采样的 S_G 虽然不是同物质的，但它们可能来自空中同一雨团，在较短时间内其物理属性又基本保持守恒 $dZ/dt=0$，可以认为 R&G 采样的是准同属性雨团样本。用 $S'_{RB}\xrightarrow{A}S_G$ 和 $S'_{RC}\xrightarrow{A}S_G$ 表示二者准同属性雨团采样 QSAVS 的对应关系。

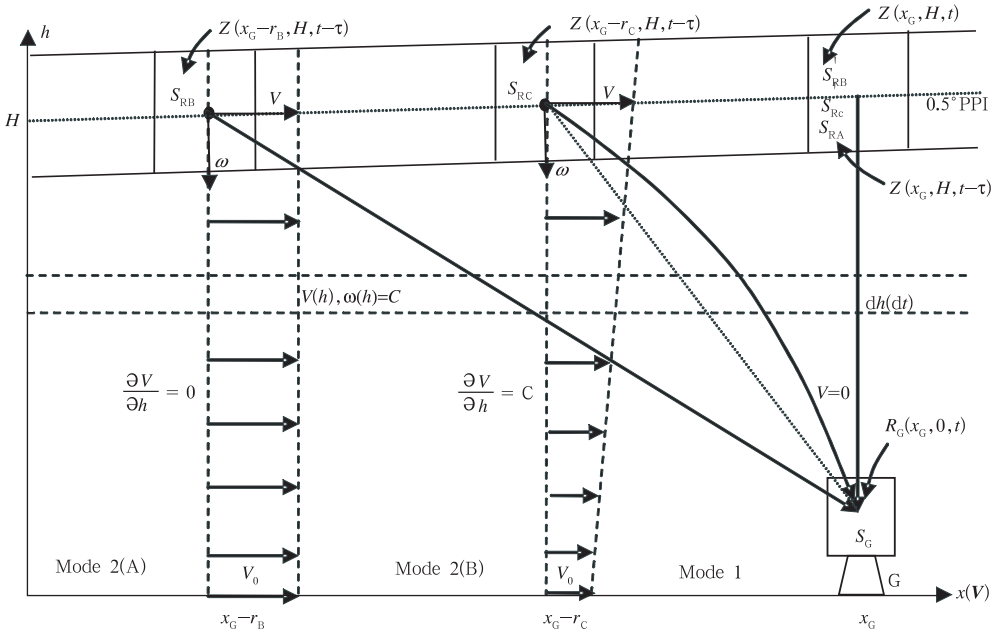


图 3 R&G 在 3 种环境风场下准同雨团样本的时空对应关系

Fig. 3 Temporal and spatial correspondence illustration of quasi-same sample rain volume for R&G in three kinds of environmental wind field

3.2 采样时空差异的特征量

为量化 R&G 采样的时空差异，特定义两个特征量，一是雷达采样的前置时间 τ，二是在沿风上方的雷达采样前置距离 r。

$$\begin{aligned}\tau &= H/\omega\\ r &= V\tau\end{aligned}\qquad(3)$$

H 为雨量站离雷达采样层的高度，ω 为雨团样本自雷达采样层垂直下落至雨量计的平均速度(与雨滴直径及降水强度有关)，V 为影响雨团样本自雷达采样层下落至雨量计各层环境风场的平均风速，雷达采样前置距离 r 定义为雷达采样点至雨量计各层风引起的合成雨团样本轨迹的水平投影距离，H、ω 及 V 可称为影响采样时空差异的三要素。

3.3 准同雨团样本采样的方法

为能采集到相互关联和对应的准同雨团样本，视环境风场条件 R&G 采样可归纳为 3 种方法：倾斜异步、垂直异步和垂直同步；以及 2 种样本对应方式：瞬态和积分态，由此构成了 5 种 QSVS 方法(表 2)。

表 2 准同雨团采样 QSVS 的 5 种方法

Table 2 Five methods of quasi-same rain volume sampling (QSVS)

对应方式	精确的准同雨团采样对应		近似的准同雨团采样对应	
	倾斜异步(有风时)	垂直异步(无风时)	时间积分垂直同步采样 TIVS	
			无风:近似	有风:近似的
瞬态对应	$Z(x_G-r,H,t-\tau)\xrightarrow{M}R(x_G,0,t)$ (4)	$Z(x_G,H,t-\tau)\xrightarrow{M}R(x_G,0,t)$ (6)		
积分对应	$\int_0^T Z(x_G-r,H,t-\tau)\mathrm{d}t\xrightarrow{M}\int_0^T R(x_G,0,t)\mathrm{d}t$ (5)	$\int_0^T Z(x_G,H,t-\tau)\mathrm{d}t\xrightarrow{M}\int_0^T R(x_G,0,t)\mathrm{d}t$ (7)	$\int_0^T Z(x_G,H,t)\mathrm{d}t\overset{M}{\sim}\int_0^T R(x_G,0,t)\mathrm{d}t$ (8)	$\int_0^T Z(x_G,H,t)\mathrm{d}t\overset{A}{\sim}\int_0^T R(x_G,0,t)\mathrm{d}t$ (8)

3.3.1 精确的准同雨团样本采样——时空协调法

为消除雷达与雨量计两者采样的时空差异,理应建立倾斜异步(有风)和垂直异步(无风)的采样方法,在本文中称为时空协调法。倾斜是指有风时雷达在采样层的采样源地,应相对雨量站垂直上空的风上方前移一个距离 r,而异步是指雷达必须提前一个 τ 时间采样。瞬时倾斜异步采样用式(4)表示,相应的时间积分态采样见式(5)。

3.3.2 近似的准同雨团样本采样——时间积分垂直同步采样(TIVS)

实际上,垂直同步采样本身是不考虑时空差异的,因而它的瞬态对应不能成立。然而极为重要的是,R&G 经时间积分的垂直同步采样 TIVS,在一般情况下会有相当高的准同雨团样本成份因而成为近似的准同雨团样本采样,其操作简便并具有重要的应用价值。

3.4 TIVS 的特点和可利用性分析

影响采样的 3 个因素(H,ω,V)中以 V 起主导作用,若令 $H=2$ km,$\omega=10$ m/s,$V=10$ m/s,这应该属于较强降水环境比较正常的范畴,经式(3)计算 $\tau=200$ s,$\gamma=2$ km 左右;如果出现象雷雨大风这类天气,如 $V=20$ m/s,则 $\gamma=4$ km。但在强风($V=20$ m/s)弱雨($\omega=4$ m/s)和远离雷达($H=4$ km)极端情况时 γ 可达到近 20 km。某些学者认为雨的漂流位移仅为 1—2 km 可忽略不计(Mittermaier, et al., 2004),这比较接近中国南方地区强降水天气环境。

(1) 当环境风较小时,雷达采样前置距离 $\gamma=0$ 或在 1 km 左右,因雷达采样取 9 km^2 的平均值,雨团样本可视为无平移。雨量站上空的雷达雨团样本 S_{RA} 与其垂直下方雨量计采样 S_G(图 3)为仅存在取样时差 τ 的准同物质雨团样本采样。

现对时间积分垂直异步采样式(7)进行时间坐标变换可得到式(9)

$$\int_{-\tau}^{T-\tau}Z(x_G,H,t)\mathrm{d}t\xrightarrow{M}\int_0^T R_G(x_G,0,t)\mathrm{d}t \tag{9}$$

并将式(9)左端的上、下限换成 0—T 即改为同步采样,并引进一个累积误差量 δQ_Z,于是有

$$\int_0^T Z(x_G,H,t)\mathrm{d}t+\delta Q_Z\xrightarrow{M}\int_0^T R_G(x_G,0,t)\mathrm{d}t$$

$$\delta Q_Z=\int_{-\tau}^0 Z(x_G,H,t)\mathrm{d}t-\int_{T-\tau}^T Z(x_G,H,t)\mathrm{d}t \tag{10}$$

δQ_Z 是 0—T 时段前后二个 τ 内不同样本累积抵消后的余量,一般情况下($T=1$ h,$\tau<0.1$ h)会很小(尤其当 Z 值前后变化不大时),可以忽略,因而近似的 QSMVS 对应关系式(8)成立。由此可见,TIVS 采样只可能带来小误差,但操作简便可行是一个很大的优点。

R&G 垂直同步采样在 T 内造成的采样差异,可引入一个表征量——时间差异比 $E_{S1}=\tau/T$,T 为包含有相同和相异样本的采样总时间,而 τ 为相异时间。计算表明(表略),降水越弱和雷达探测距离越远(H 较大),E_{S1} 越大;而降水越强 E_{S1} 就越小,对于中—大雨和暴雨,即使远达 230 km,TIVS 取样也是可行的。当 $T=24$ h 时 E_{S1} 极小,这正好印证了 Leber(1961)的试验结果,当累积时段达到 1 d 时,R&G 就几乎不存在样本差异问题。

(2) 当环境风速大,但风向无空间变化时,设 $\mathrm{d}Z/\mathrm{d}t=0$ 即雨团样本属性 Z 在平移中无变化。存在两种情况:一是均匀环境风场,$\partial V/\partial h=0$,$\partial V/\partial x=0$(图 3 左),TIVS 为近似的准同属性雨团样本对应 $S'_{RB}\overset{A}{\sim}S_G$;二是风速随高度增加,此时存在风的

垂直切变有 $\partial V/\partial h>0$,$\partial V/\partial x=0$(图 3),也为准同属性雨团样本对应如 $S'_{RC}\overset{A}{\sim}S_G$。

(3) 当环境风速大,且风向有垂直和水平切变时,$\partial \boldsymbol{V}/\partial h\neq 0$,$\partial \boldsymbol{V}/\partial x\neq 0$,这是一种复杂情况,一般而言 TIVS 采样的可利用性就变差,这就是为什么有时在某些雨量站会发现 Z 和 R 不合理匹配的原因。

需着重指出,只是在一些小至 γ 中尺度天气系统出现时(此时 $\mathrm{d}Z/\mathrm{d}t=0$ 的假设也不成立),如强锋的锋区、飑线、切变线、雷暴和龙卷风等,在雨量计的环境风场中,才会出现剧烈变化的风和降水场,诚如 Steiner 等(2001)指出,大气降水巨大的时空变率增加了 R&G 比较的复杂性。然而,对于在 $T=1$ h 时段内整个雷达覆盖区,在这个狭窄的地带内满足风向随高度无大变化的风场应该是多数情况,所以 TIVS 的可利用性总的来说比较好,这与第 2 节所揭示的观测事实相符。

4 雷达和雨量计测量的 Z_{OH}-Q_G 关系

在准同雨团样本采样的基础上,利用固定指数所带来的优越性,研究建立 R&G 小时累积量的幂律关系。

4.1 R&G 的瞬态 Z-R_G 关系

根据时空协调的精确采样方法,式(4)的对应关系可转化为瞬态幂律关系

$$Z(x_G-\gamma,H,t-\tau)=A_B R_G^b(x_G,0,t) \tag{11}$$

式中 R_G 为雨量计所测雨强,系数 A_B 与经典 Z-R 关系中的 A 是不同的,既反映了自雷达采样层雨团样本下落至雨量计过程中的相应变化,又具有调整测量分辨率引起差异的作用。因此,式(11)将 Z-R 转换与雨量计的调整有机结合于一个关系式中,这是一个十分重要的特点。

从原理上讲,相应于表 2 可建立 5 个类似式(11)的幂律关系,但在本文中将着重对比较容易实现的 TIVS 采样幂律关系(Z_{OH}-Q_G)进行探讨,并区分为下述 2 种类型。

4.2 积分型 Z_B-Q_G 关系

4.2.1 单站的 Z_B-Q_G 关系

从式(11)中解出 R_G 后对 T 积分,并引入固定指数 b_f,于是有

$$Q_G=\int_0^T R_G(x_G,0,t)\mathrm{d}t=A_B^{-\frac{1}{b_f}}\int_0^T Z^{\frac{1}{b_f}}(x_G-\gamma,H,t-\tau)\mathrm{d}t \tag{12}$$

在 T 时段内,Q_G 为雨量计测量的降水累积量,而 A_B 为 T 时段的代表系数。若将式(12)中的倾斜异步采样改换成 TIVS,式(12)可近似成立,但式右端仍用等号。

$$Q_G=\int_0^T R_G(x_G,0,t)\mathrm{d}t=A_B^{-\frac{1}{b_f}}\int_0^T Z^{\frac{1}{b_f}}(x_G,H,t)\mathrm{d}t \tag{13}$$

将上式中的坐标符号都省略,于是积分型的 Z_B-Q_G 关系即 R&G 累积量之间的关系为

$$Q_G=A_B^{-\frac{1}{b_f}}Z_B^{\frac{1}{b_f}}\ \text{或}\ Z_B=A_B Q_G^{b_f},Z_B=\left[\int_0^T Z^{\frac{1}{b_f}}\mathrm{d}t\right]^{b_f} \tag{14}$$

4.2.2 区域的 Z_{BS}-Q_{GS} 关系

式(14)是以雨量站为单位的 Z_B-Q_G 关系,现对其在降水区域 S 进行面积分,并引入 A_{BS} 为适合区域的待定系数,则有

$$\iint_S Q_G\mathrm{d}s=A_{BS}^{-\frac{1}{b_f}}\iint_S Z_B^{\frac{1}{b_f}}\mathrm{d}s$$

将上述积分转换为离散求和,各离散雨量计小时测量为 Q_{Gi},相应各站测量之和为 Q_{GS},对应各雨量站点的雷达小时测量为 Z_{Bi},不难证明下式成立

$$Q_{GS}=A_{BS}^{-\frac{1}{b_f}}Z_{BS}^{\frac{1}{b_f}} \tag{15}$$

式中 $A_{BS}=\left[\dfrac{\sum_{i=1}^{N}Z_{Bi}^{\frac{1}{b_f}}}{\sum_{i=1}^{N}Q_{Gi}}\right]^{b_f}$,$Z_{BS}=\left[\sum_{i=1}^{N}Z_{Bi}^{\frac{1}{b_f}}\right]^{b_f}$,$N$ 为区域 S 内的雨量站数,A_{BS} 是代表区域 Z_{BS}-Q_{GS} 关系的系数。

4.3 平均型 Z_M-Q_G 关系

4.3.1 单站的 Z_M-Q_G 关系

Joss 和 Waldvogel(1990)认为,对 Z-R 关系时空平均得越多,则越趋近于指数式分布。现用 R 和 Z 的时间平均值代入 Z-R 关系,并且系数用 A_M 表示,则 $\overline{Z}=A_M\overline{R}^{b_f}$,即

$$\frac{1}{T}\int_0^T Z\mathrm{d}t=A_M\left(\frac{1}{T}\int_0^T R\mathrm{d}t\right)^{b_f}$$

当 R 的单位用 mm/h 表示,并 $T=1$ 时,则 $\overline{R}=\int_0^T R\mathrm{d}t$,$\overline{Z}=\int_0^T Z\mathrm{d}t$,可见 1 h 内降水强度平均值就等于其累积量。现引入雨量站小时降水累积量为 Q_G,与此相应的雷达测量 Z 的小时平均量为 Z_M,则有

$$Z_M=A_M Q_G^{b_f} \tag{16}$$

式中 $Q_G = A_M^{-\frac{1}{b_f}} Z_M^{\frac{1}{b_f}}$,$Z_M = \int_0^T Z\mathrm{d}t$,其中 A_M 同样具有类似 A_B 的重要物理意义。从式(14)和(16)比较来看,正如第 2 节所述,Z_M 是 Z_B 在 $b_f=1$ 时的特例,体现了 Z-R 由非线性转变为线性的结果。所幸的是,自然大气中 b 一般在 1.5 左右,b 越接近于 1,两者的差别就越小,这也被下文的例子所证实。

4.3.2 区域平均的 Z_{MS}-$\overline{Q}_{GS}$ 关系

同样借助于 Joss 和 Waldvogel(1990)的观点,在式(16)中若分别用 $\overline{Q}_{GS}$ 和 Z_{MS} 表示在区域 S 中的相应平均值如下

$$\begin{aligned}\overline{Q}_{GS} &= \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} Q_{Gi} \\ Z_{MS} &= \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} Z_{Mi}\end{aligned} \tag{17}$$

将式(17)代入式(16)后可得到区域平均的 Z_{MS}-$\overline{Q}_{GS}$ 关系为

$$\overline{Q}_{GS} = A_{MS}^{-\frac{1}{b_f}} Z_{MS}^{\frac{1}{b_f}} \tag{18}$$

其中 $A_{MS} = N^{b_f-1} \sum_{i=1}^{N} Z_{Mi} \Big/ \Big[\sum_{i=1}^{N} Q_{Gi}\Big]^{b_f}$ 是代表区域 Z_{MS}-$\overline{Q}_{GS}$ 关系的系数。

5 (Z_{OH},Q_G)数据对的质量控制

Joss 等(1995)认为 R&G 只有系统偏差大于随机误差的标准差时,用雨量计调整雷达估算降水才能得到稳定改进,Gabella 等(2000)也指出对 R&G 数据实施质量控制的重要性。(Z_{OH},Q_G)数据的准同样本性质会因雨滴谱、风场、垂直气流及雨团中的微物理过程等影响有时有较大随机误差。为此在 TIVS 采样中有必要对数据实施质量控制。

5.1 A_B(A_M)随 Q_G 分布的规律

本节以个例 1 说明 A_B 随 Q_G 分布的规律,A_M 类似。在(A_B,Q_G)点聚图中,随 Q_G 增大 A_B 表现从高度发散变为迅速聚合的特点(图 4)。用区间 A_B 的平均相对标准差表征 A_B 的离散度,计算表明在 0—0.9 mm 其值极大,至 1—1.9 mm 迅速减小到 1.00 左右,随后其值渐趋减小,其他几个区间变化特征见图 4。此变化特征说明可按 Q_G 区间来掌握 A_B 的合理变化范围,为分区实施质量控制提供了依据。需强调的是,在此之前必须对雷达反射

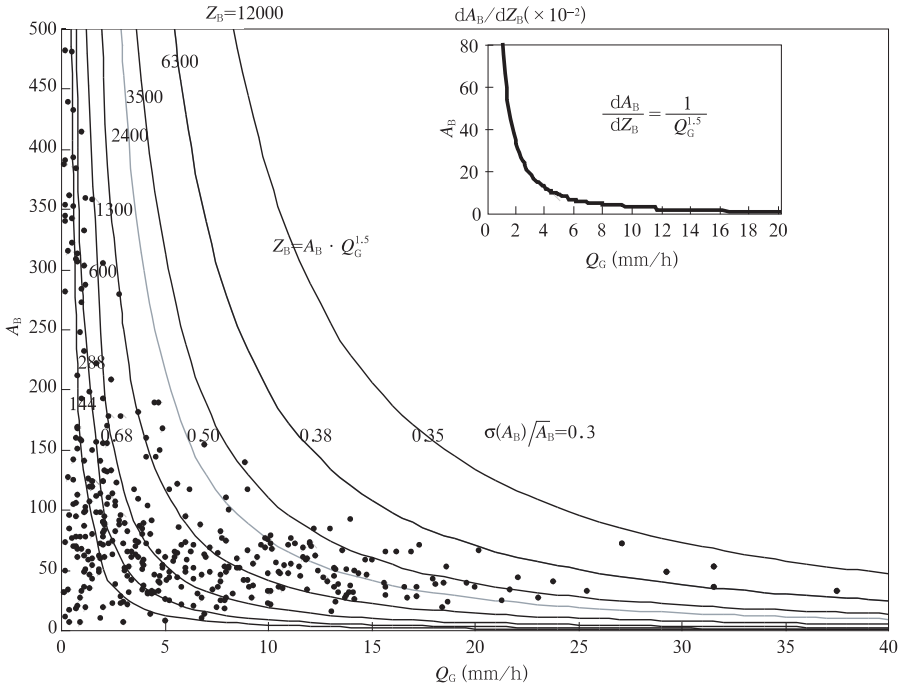


图 4 个例 1 的(A_B,Q_G)点聚图

(背景场为等 Z_B 线,图的右上角为 dA_B/dZ_B 曲线分布)

Fig. 4 (A_B,Q_G) scatter plot of case 1 with Z_B contours as background

(dA_B/dZ_B as shown in upright corner)

率场实施质量控制(王佑兵等,2006),主要对非降水回波识别和消除,同时各雨量站测值的代表性也须认真检验。

5.2 (Z_{OH},Q_G)数据对的质量控制方法

5.2.1 一级质量控制

在第3节中已指出当降水很小时,会严重影响TIVS采样的同样本性质。从式(14)求A_B对Z_B的导数得:$dA_B/dZ_B=1/Q_G^{1.5}$(令$b_f=1.5$),画出此导函数曲线如图4的右上角。由图可见当$Q_G<1.0$(尤其是<0.5),用实测的Z_{OH}和Q_G去反求$A_B(A_M)$是很不合适的,此时A_B对Z_B的变化极为敏感,为保证Z_{OH}-Q_G关系的稳定性,首先应避免$Q_G<1.0$的(Z_{OH},Q_G)数据对参与计算。

5.2.2 二级质量控制

考虑到A_B是由Z_B和Q_G二个量计算的,而自然界中实测Z_B的随机变化相当大,故应以雨量计实测为基准,从控制Z的变化范围作为质量控制的出发点。设$\overline{Q}_{Gi}$、$\overline{Z}_{Bi}$、$\overline{A}_{Bi}$分别为在第i个Q_G区间内的平均值,当$\overline{Z}_{Bi}$发生增量ΔZ_{Bi}以及A_{Bi}发生ΔA_{Bi}后,应有

$$\frac{\Delta A_{Bi}}{\overline{A}_{Bi}}=\frac{1}{(\overline{Q}_{Gi})^{b_f}}\cdot\frac{\overline{Z}_{Bi}}{\overline{A}_{Bi}}\left[1+\frac{\Delta Z_{Bi}}{\overline{Z}_{Bi}}\right]-1 \quad (i=1,2\cdots6) \tag{19}$$

当合理地确定Z_B的相对变幅$\Delta Z_{Bi}/\overline{Z}_{Bi}$,可得各$Q_G$区间$A_B$的控制幅度$\Delta A_B$,由此确定$A_B(Z_B,Q_G)$的取舍。现讨论如何确定$\Delta Z_{Bi}/\overline{Z}_{Bi}$,若设第$i$雨量区间$Z_{Bi}$取值范围在其下第$i-1$和其上第$i+1$区间的平均值$\overline{Z}_{Bi-1}$和$\overline{Z}_{Bi+1}$之间,并存在一个上(下)界定系数$k_{i,u}(k_{i,d})$如下式所示

$$\begin{aligned}\Delta Z_{Bi,u}&=k_{i,u}(\overline{Z}_{Bi+1}-\overline{Z}_{Bi})\\ \Delta Z_{Bi,d}&=k_{i,d}(\overline{Z}_{Bi}-\overline{Z}_{Bi-1})\end{aligned}\quad k_{i,u},k_{i,d}>0 \tag{20}$$

按式(19)和(20)计算的一个分Q_G区间对$A_B(Z_B,Q_G)$实施质量控制的个例1(图1),在$Q_G\geqslant1.0$ mm范围的(Z_B,Q_G)数据仅被删去6%。系数$A_B(A_M)$的二级质量控制范围应按季节和降水类型,经过较长时间统计而予以相对固定。二级质量控制对于处在剧烈天气变化地带的降水估算是十分必要的。

6 RASIM的操作程序及评估方法

6.1 累积降水量的点估算及点面评估

Ciach等(1999)曾指出,虽然一个真实的降水系统由不同体系组成,但许多研究者都支持用一个固定的Z-R关系。作为初步试验,本文在半径230 km内0.5°PPI层用一个逐时更新的代表性Z_{BS}(Z_{MS})-Q_{GS}($\overline{Q}_{GS}$)关系的$A_{BS}(A_{MS})$作降水点(1 km×1 km)估算,然后作区域(面)和点的2种评估。

6.2 降水累积量估算和评估的操作程序

(1) 质量控制。对Z_{OH}-Q_G数据实施质量控制,视需要执行单(一)级或双(一和二)级质量控制。

(2) 计算$A_{BS}(A_{MS})$。据式(15)和(18)计算雷达覆盖区每小时的A_{BS}和A_{MS}。如果出现雷达缺测或周期长,有可能对系列雷达数据采取内插算法(Ronald, 2002; Wan Yufa, et al.,1997)。

(3) 小时降水累积量的点估算。逐个象元(x,y)计算雷达估算的地面1 h累积降水量$Q_{RB}(Q_{RM})$,由此可得到详尽的分布图产品。

$$Q_{RB}(x,y)=A_{BS}^{-\frac{1}{b_f}}\cdot Z_B^{\frac{1}{b_f}}(x,y)=\sum_{i=1}^{N}Q_{Gi}\cdot Z_{Bi}^{\frac{1}{b_f}}(x,y)\Big/\sum_{i=1}^{N}Z_{Bi}^{\frac{1}{b_f}} \tag{21}$$

$$Q_{RM}(x,y)=A_{MS}^{-\frac{1}{b_f}}\cdot Z_M^{\frac{1}{b_f}}(x,y)=N^{\frac{1}{b_f}-1}\cdot\sum_{i=1}^{N}Q_{Gi}\cdot Z_{Mi}^{\frac{1}{b_f}}(x,y)\Big/\Big(\sum_{i=1}^{N}Z_{Mi}\Big)^{\frac{1}{b_f}} \tag{22}$$

6.3 评估方法及判据

评估判据为评估因子E和相对误差率F。

6.3.1 面评估判据公式

用逐时全区域全过程平均的$E(S)$和$F(S)$作为面评估判据

$$\begin{aligned}E(S)&=\frac{1}{M}\sum_{t=1}^{M}\left(\frac{\sum_{i=1}^{N}Q_{Ri,t}}{\sum_{i=1}^{N}Q_{Gi,t}}\right)\\ F(S)&=\frac{1}{M}\sum_{t=1}^{N}\Big(\Big|\sum_{i=1}^{N}Q_{Ri,t}-\sum_{i=1}^{N}Q_{Gi,t}\Big|\Big/\sum_{i=1}^{N}Q_{Gi,t}\Big)\end{aligned} \tag{23}$$

其中M表示降水全过程的时数,N为全区域的降水站数,$Q_{Ri,t}$和$Q_{Gi,t}$表示第i个雨量站在第t小时由雷达估算和雨量计实测的小时累积量。若在式(23)中不作全过程平均,则得到逐时的面评估。

6.3.2 点评估判据的公式

据Klazura等(1995)的见解,为避免大雨与小雨具有相当权重的问题,R&G在比较时用各站全过程

和全区域平均的 $E(P)$和 $F(P)$作为点评估判据。

$$E(P)=\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left(\sum_{t=1}^{M}Q_{\mathrm{R}i,t}\Big/\sum_{t=1}^{M}Q_{\mathrm{G}i,t}\right)$$

$$F(P)=\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left(\left|\sum_{t=1}^{M}Q_{\mathrm{R}i,t}-\sum_{t=1}^{M}Q_{\mathrm{G}i,t}\right|\Big/\sum_{t=1}^{M}Q_{\mathrm{G}i,t}\right) \tag{24}$$

6.4 有关面评估的特点

将 S 区域内雨量站划分为二组 G_1 和 G_2,分别有 N_1 和 N_2 个站,G_1 组用作计算 $A_{\mathrm{BS}}(G_1)$并去估算G_2范围降水,G_2用作评估。由式(15)和(23)可得

$$E(S)=\frac{Q_{\mathrm{GS}}(G_1)}{Q_{\mathrm{GS}}(G_2)}\cdot\sum_{G_2}Z_{\mathrm{B}i}^{\frac{1}{b_{\mathrm{f}}}}\Big/\sum_{G_1}Z_{\mathrm{B}i}^{\frac{1}{b_{\mathrm{f}}}} \tag{25}$$

从式(25)可知,当 G_1 和 G_2 相同时(即不分组),$E(S)=1$,从而使得用A_{BS}能得到理想的最佳面评估。

而对于用 A_{MS}估算,即使不分组也不能取得像 A_{BS}一样的面评估效果。用 A_{MS}估算的评估式见式(26),显然只有当时 $b_{\mathrm{f}}=1$,$E(S)=1$。

$$E(S)=N^{\frac{1}{b_{\mathrm{f}}}-1}\cdot\sum_{i=1}^{N}Z_{\mathrm{M}i}^{\frac{1}{b_{\mathrm{f}}}}\Big/\left(\sum_{i=1}^{N}Z_{\mathrm{M}i}\right)^{\frac{1}{b_{\mathrm{f}}}} \tag{26}$$

7 RASIM 初步试验结果

本文选用武汉雷达如前所述的 2 个典型个例进行试验。试验分为 2 种条件,第 1 种是雨量站不分组,第 2 种是顾及独立检验原则,将其划分为 A(20)和 B(21)二组,各呈均匀分布,其中一组作 $A_{\mathrm{BS}}(A_{\mathrm{MS}})$系数计算时,另一组作评估。计算时令 $b_{\mathrm{f}}=1.5$。

7.1 A_{BS}和 A_{MS}的面评估比较

(1) 由图 5 可见,$\sum Q_{\mathrm{G}}$ 为区域各雨量站小时累积量,$\sum Q_{\mathrm{RB}}$($\sum Q_{\mathrm{RM}}$)为用 $A_{\mathrm{BS}}(A_{\mathrm{MS}})$所估算的相应值。用 A_{BS}估算的$\sum Q_{\mathrm{RB}}$曲线与$\sum Q_{\mathrm{G}}$地面真值的几乎逐时重合,$E(S)\approx1.00$ 和 $F(S)\approx0.00$(见表 3),这对于个例 1 和 2 都如此。其原因是由于计算和评估所用的雨量站完全一致(见 6.4 节)。所以这应是A_{BS}的一个重要特点。

(2) A_{MS}估算的$\sum Q_{\mathrm{RM}}$与$\sum Q_{\mathrm{G}}$ 有一定误差,由表 3 可见,个例 1 及 2 的 $E(S)$和 $F(S)$分别为0.90 和 0.10 左右,比用 A_{BS}差约 10%。

(3) 不论用 A_{BS}或 A_{MS},都要比用(300,1.4)的 Z-R 关系作估算有很大改善。由图 5A 清楚可见,后者严重低估,$\sum Q_{\mathrm{R}}(300,1.4)$只约及$\sum Q_{\mathrm{G}}$ 的一半。由 Woodley(1975)提出的 $Z=300R^{1.4}$ 为 NEXRAD 所采用,Uijlenhoet 等(2001)报告从平均情况看在美国是基本适用的,但在中国长江流域夏季应用效果不佳,本文研究即为一个例证。

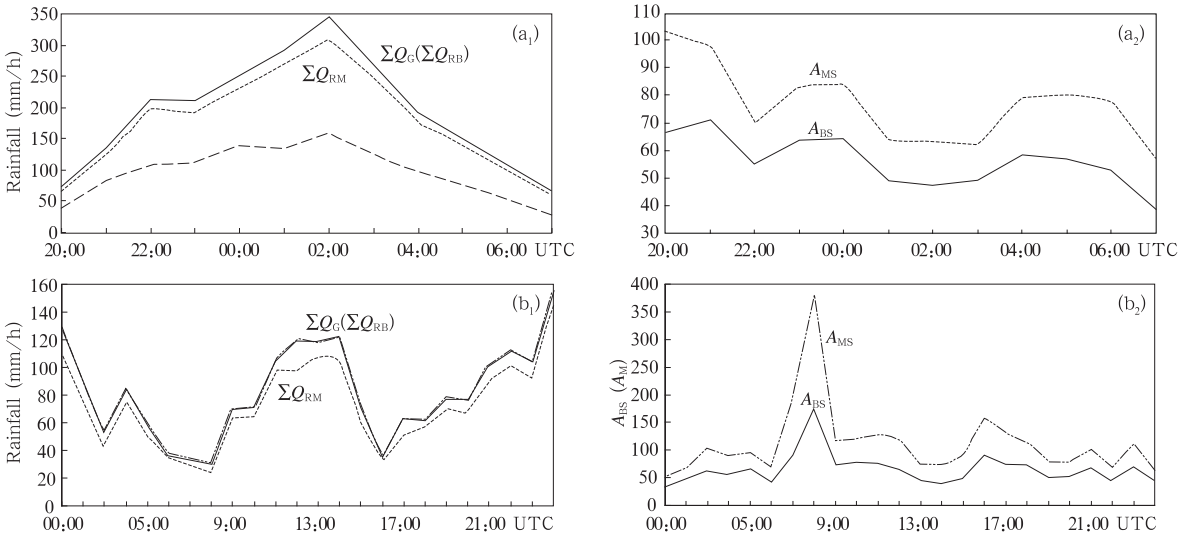


图 5 武汉雷达有效探测范围逐时雷达估算降水累积量和雨量计实测降水量(a_1、b_1),以及系数 $A_{\mathrm{BS}}(A_{\mathrm{MS}})$($a_2$,$b_2$)随时间变化(图中横坐标时间以时(世界时)为单位,(a_1、a_2)为个例 1,(b_1、b_2)为个例 2)

Fig. 5 Rainfall a_1、b_1 accumualation of rain gauges in Wuhan Radar effect area and hourly evolution curves a_2, b_2 of $A_{\mathrm{BS}}(A_{\mathrm{MS}})$ (case 1 (a_1, a_2), case 2 (b_1, b_2))

表 3 单级和双级质量控制降水估算和评估试验统计

Table 3 Statistics of evaluation for estimations of rainfall accumulation under single and dual quality control

	A_{BS}								A_{MS}							
	个例 1				个例 2				个例 1				个例 2			
质量控制	面评估		点评估		面评估		点评估		面评估		点评估		面评估		点评估	
	$E(S)$	$F(S)$	$E(P)$	$F(P)$	$E(S)$	$F(S)$	$E(P)$	$F(P)$	$E(S)$	$F(S)$	$E(P)$	$F(P)$	$E(S)$	$F(S)$	$E(P)$	$F(P)$
单级	1.00	0.00	1.05	0.20	1.00	0.00	1.08	0.28	0.91	0.09	0.95	0.20	0.88	0.12	0.97	0.27
双级	1.00	0.00	1.02	0.16	1.00	0.00	1.06	0.25	0.90	0.10	0.93	0.16	0.89	0.11	0.95	0.21

7.2 单级和双级质量控制的点评估比较

由表 3 可见在单级质量控制下,个例 1 中 A_{BS} 和 A_{MS} 的 $F(P)$ 均为 0.20,而个例 2 则约为 0.27。但若用双级质量控制,那么不论个例 1 或个例 2 的 $A_{BS}(A_{MS})$,$F(P)$ 可以降低 4%—6%,使 $F(P)$ 的平均值约为 0.20。因此双级质量控制对于降低点评估的 $F(P)$ 是很必要的。

7.3 对流性和层状云降水的比较

从表 3 中可见,不论 A_{BS} 或 A_{MS},个例 2 比个例 1 的 $F(P)$ 要大 7%左右。因此 RASIM 估算多阵性降水时也有正确率下降的弱点,但个例 2 的 A_{MS} 的 $E(S)$ 仍达到约 0.90,而 $F(P)$ 经双级质量控制为 0.21,依然有相当好的效果。

7.4 距离段和雨量强度分级比较

其主要结论可概括为:

(1) 用每隔 50 km 的 4 个距离段比较,在近和远距离段出现略有高估,以及中间距离出现平估和略为低估的现象。

(2) 从 6 个雨量区间的统计看,有小雨高估较多、大雨低估和中雨基本平估的现象。这 2 种现象是由于在整个雷达探测区域只用一个代表性的 $A_{BS}(A_S)$ 所致。

7.5 雨量计分组试验比较

当用作计算 A_{BS} 系数和评估的雨量计网相同时,可以得到最佳的面评估效果 100%(见 6.4 节)。对个例 1 作分组试验,并交换计算和评估分组,结果为 A_{BS} 二组的 $E(S)$ 分别为 0.93 和 1.08,$F(S)$ 为 0.07 和 0.08;二组 A_{BS} 和 A_{MS} 的点评估 $F(P)$ 都在 0.21 内,平均为 0.18。由此说明,RASIM 方法即使在顾及独立检验原则而分组情况下的试验结果也是很好的。

8 结论和展望

(1) 由于 $Z(R)$ 小时累积量具有符合幂律高相关性的这一重要观测事实,由本文研究的 R&G 实时同步结合技术——RASIM,将雷达空间测雨与雨量计点测量的时间积分值,在准同雨团样本采样概念的 Z_{OH}-Q_G 关系基础上直接结合起来,因而具有确定的实践依据,明确的理论基础,清晰的物理意义和良好的应用效果。

(2) 时间积分的垂直同步采样(TIVS)是 R&G 实时直接对应便易的操作方法,通过环境风场中各类风漂移效应的分析,揭示了 TIVS 方法的物理本质,明确指出这是一种近似的准同雨团样本采样。可喜的是经过细致分析和论证,已能说明它在大多数天气条件下具有较好的可利用性,这已为实例试验所证实。

(3) R&G 实时同步结合技术,需要继续深入研究试验和提高完善。其中至少应有下列几个方面:建立更健全的 R&G 准同雨团样本理论;试探研究精确的时空协调采样方法;进行 TIVS 采样在多种天气条件下的现场试验和分析;考究受天气系统及其演变机制影响的质量控制方法;探索固定指数在降水累积量计算中的进一步应用;研究多元化的 Z_{OH}-Q_G 关系以及 $A_B(A_M)$ 空间分布场的特征和应用等,使雷达估算降水累积量的正确率有进一步提高。

References

Ahnert P R, Krajewski W F, Johnson E R. 1986. Kalman filter estimation of radarrainfall field bias. Preprints, 23rd Radar Meteorology Conference and Cloud Physics Conference. Amer Meteor Soc, JP33-JP37

Amitai E, Wolff D B, Marks D S. 2002. Radar rainfall estimation, lessons learned from the NASA/TRMM validation program. Proceedings of ERAD 2002. ERAD publication series, 1: 255-260

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

Ciach G J, Krajewski W F, Anagnostou E N, et al. 1997. Radar rainfall estimation for ground validation studies of the tropical rainfall measurement mission. J Appl Meteor, 36: 735-747

Ciach G J, Krajewsky W F. 1999. Radar-Raingauge comparisons under observational uncertainties. J Appl Meteor, 38: 1519-1525

Chu Rongzhong, Wang Zhijun, Liu Liping, et al. 1997. Preliminary analysis of rainfall estimate utilizing dual linear polarization radar. Acta Meteor Sinica(in Chinese),55(1):103-109

Collier C G. 1991. Measurement of Precipitation. Application of Weather Radar System. Ellis Horwood Limited, 42-81

Doviak R, Zrnic D S. 1993. Doppler radar and weather observations. Academic Press, 226 pp

Gabella M, Amitai E. 2000. Radar rainfall estimates in an Alpine environment using different gage-adjustment techniques. Phys Chem Earth (B), 25 (10-12): 927-931

Joss J, Lee R. 1995. The application of radar-gauge comparisons to operational profile correction. J Appl Meteor, 34: 2612-2630

Joss J, Waldvogel A. 1990. Precipitation measurement and hydrology// Atlas D. Radar in Meteorology. American Meteor Soc, 577-606

Klazura G E, Kelly D S. 1995. A comparison of high resolution rainfall accumulation estimates from the WSR-88D precipitation algorithm with raingauge data. Preprints, 27th Conference on Radar Meteorology. Amer Meteor Soc, 31-34

Krajewski W F, Smith J A. 1991. On the estimation of climatological Z-R relationship. J Appl Meteor,30:1436-1445

Lack S A, Fox N I. 2004. Errors in surface rainfall rates retrieved from radar due to wind drift. Sixth International Symposium on Hydrological Applications of Weather Radar. 2-4 February 2004

Li Zhijia, Liu Jintao, Ge Wenzhong, et al. 2004. Coupling of weather radar rainfall data with hydrological model and its application to flood forecasting. J Hohai Univ(Natural Sciences), 601-606

Liu Liping. 2002. Simulation and analysis on observation errors of cloud intensity and structure with TRMM PR and ground based radar. Acta Meteor Sinica (in Chinese),60(5):668-674

Liu Liping, Qian Yongfu, Wang Zhijun. 1996. The study of spacial distribution of phase and size of hydrometeorsin cloud by dual linear polarization radar. Acta Meteor Sinica(in Chinese),54 (5): 590-599

Mittermaier M P, Hogan R J, Illingworth A J. 2004 Using mesoscale model winds for correcting wind-drift errors in radar estimates of surface rainfall. Quart J Royal Meteor Soc, 130:1-20

Ronald Hannesen. 2002. An Enhanced Surface Rainfall Algorithm for Radar Data. Deliverable 4.4 of MUSIC Project(supported by the European Commission under Contract No EVK1-CT-2000-00058)

Rosenfeld D, Wolff D B, Amitai E. 1994. The window probability matching method for rainfall measurement with radar. J Appl Meteor, 33:682-693

Smith P L. 1990. Precipitation measurement in hydrology // Atlas D. Radar in Meteorology. Amer Meteor Soc, 607-618

Smith P L, Joss J. 1997. Use of a fixed exponent in "adjustable" Z-R relationships. Preprints, 28th Conference on Radar Meteorology. Amer Meteor Soc, 254-255

Steiner M, Smith J A. 2000. Reflectivity, rain rate, and kinetic energy flux relationships based on raindrop spectra. J Appl Meteor, 39: 1923-1940

Steiner M, Smith J A, Uijlenhote R, et al. 2001. Rainfall variability and its effect on rainfall measurement. Preprints, 30th Conference on Radar Meteorology. Amer Meteor Soc,562-562

Uijlenhoet R, Smith J A, Steiner M. 2001. Intercomparison of NEXRAD rainfall estimates and raingauge measurements for GCIP. Preprints, 30th Conference on Radar Meteorology. Amer Meteor Soc,567-569

Wan Yufa, Zhang J G, Yang H P, et al. 1997. Combining radar network and satellite to quantitatively observe and forecast large area rainfall over valley of the Yangtze River. Preprints, 28th Conference on Radar Meteorology. Amer Meteor Soc, 600-601

Wang Youbing, Wan Yufa. 2006. Automated quality control for radar volume-scanning reflectivity field. Meteor Sci Tech(in Chinese),34(5):615-619

Wu Cuihong, Wan Yufa, Wu Tao, et al. 2006. Vertical profile of radar echo and its determination methods. J Appl Meteor Sci, 17(2):232-239

Xiao Yanjiao, Liu Liping. 2006. Study of methods for interpolating data from weather radar network to 3-D grid and mosaics. Acta Meteor Sinica (in Chinese),64 (5):647-657

Zawadzki I. 1975. On radar-raingauge comprision. J Appl Meteor, 14: 1430-1436

Zawadzki I, Desrochers C, Torlaschi E, et al. 1986. A radar-raingage comparison. Preprints, 23rd Radar Meteorology Conference and Cloud Physics Conference. Amer Meteor Soc, R121-R124

Zhang Peichang,Dai Tiepi,Fu Desheng,et al. 1992. Principle and accuracy of adjusting the area precipitation from digital weather radar through variational method. Chinese J Atmos Sci(in Chinese), 16(2):248-256

Zhang Peichang, Du Bingyu, Dai Tiepi. 2001. Radar Meteoroloty. Beijing:Meteological Press,2001

Zhang Peiyuan, He Ping, Song Chunmei, et al. 1998. A Study on Error Distribution and Radar Optimum Arrangements of Wind Field Measurement with Doppler Radars. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 56(1):96-103

附中文参考文献

楚荣忠,王致君,刘黎平等.1997.双线偏振雷达降雨估测分析.气象学报,55(1):103-109

刘黎平.20002.热带测雨卫星的星载雷达和地基雷达探测云回波强度及结构误差的模拟分析.气象学报,60(5): 668-674

刘黎平,钱永甫,王致君.1996.用双线偏振雷达研究云内粒子相态及尺度的空间分布.气象学报,54(5): 590-599

李致家,刘金涛,葛文忠等. 2004.雷达估测降雨与水文模型的耦合在洪水预报中的应用.河海大学学报(自然科学版),32(6):601-606

王佑兵,万玉发.2006. 雷达体扫反射率场的自动质量控制.气象科技,34(5):615-619

吴翠红,万玉发,吴涛等.2006. 雷达回波垂直廓线及其生成方法.应用气象学报, 17(2):232-239

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): 647-657

张沛源,何平,宋春梅等.1998.三部多普勒天气雷达联合测量大气风场的误差分布及最佳布局研究. 气象学报,56(1):96-103

张培昌,戴铁丕,傅德胜等.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.大气科学,16(2):248-256

张培昌,杜秉玉,戴铁丕.2001.雷达气象学.北京:气象出版社