

双线偏振雷达降雨估测分析*

楚荣忠 王致君 刘黎平 贾伟 李小平

(中国科学院兰州高原大气物理研究所, 兰州, 730000)

摘 要

本文提出排序配对逼近法来拟合 1993—1994 年 1314 次雷达和雨量计的取样资料, 这样既弥补了线性回归法的不足, 又提高了区域降水估测的精度。由误差分析知道: 估测 1000km^2 以上区域的降水时, 对双线偏振雷达而言, 其估测精度将极有可能降低到 10% 以下且比常规雷达有明显改善; 双线偏振雷达的两种估测公式之间差异不大; 按降水强弱分型处理可提高常规雷达估测精度, 但对双线偏振雷达估测无有利影响。

关键词: 双线偏振雷达, 降雨强度, 排序配对逼近法。

1 引 言

利用雷达来估测区域降水作为其主要用途之一一直受到重视, 国内外的研究者们对此都作了广泛的探讨。但是影响其估测精度的因素也很多, 诸如雨滴谱在不同区域不同时间的变化、雨滴下落末速的非均衡性、雷达本身的测量误差等因素使我们难以得到一个具有广泛代表性的 $Z-R$ 关系式。为了消减其误差影响, 必须逐个地排除其各个因素的影响。这一方面在于订正 $Z-R$ 关系式。另一方面在于提高雷达性能以获得更多的云物理信息。而双线偏振雷达除了能获得云中的强度信息外还能获得云粒子的相态信息。因此, 双线偏振雷达可以帮助确定雨滴谱 (Torlaschi 和 Bonlet, 1984)^[1], 并有效地改善区域降雨量的测量和提高洪水预报能力 (Ulbrich, Carlton 和 Atlas, 1982)^[2]。

但是, 对于降雨估测的研究一直未能取得令人满意的结果。虽然提出的方法很多, 如面积时间积分法、概率配对法、 $Z-R$ 关系订正法等均未能有效地解决这一问题, 这主要是因为影响其精度的因素很多。自中国科学院兰州高原大气物理研究所研制成功双线偏振雷达以来, 也曾对其探测降水性能做过初步探讨^[3]。本文以滴谱理论为基础 (Ulbrich 和 Atlas, 1984)^[4,5], 使用多次降雨过程资料探讨其 $Z-R$ 关系, 并对其估测区域降水的能力做出分析。

2 $Z-R$ 关系

2.1 资料的选取

* 初稿时间: 1994 年 3 月 1 日; 修改稿时间: 1994 年 9 月 4 日。

资助课题: “八五”攻关课题 (85—906—01—03) 和国家自然科学基金课题 (49275233)。

本文使用了 1993—1994 年 17 个雨量站的 1314 次取样资料。这 17 个雨量点分别是: (1) 草峰(17.6km, 87.9°), (2) 四十里铺(18.21km, 125.1°), (3) 田站(30.6km, 96.2°), (4) 白水(31.1km, 118.7°), (5) 平泉(31.5km, 78.3°), (6) 中原(34.4km, 92.9°), (7) 华亭(38.9km, 185.5°), (8) 花所(40.2km, 116.8°), (9) 索罗(41.85km, 108.2°), (10) 崇信(42.2km, 133.6°), (11) 党原(50.9km, 104.4°), (12) 合道(57.4km, 108.3°), (13) 泾川(65.3km, 112.3°), (14) 杜寨(27.9km, 88.5°), (15) 姜白(37.4km, 103.4°), (16) 谯家庄(23.3km, 106.2°), (17) 庄浪(70.9km, 236.2°)。括号中前项为该雨量点离雷达站的径向距离, 后项为正北起始顺时针方位度数。

对应雷达资料是仰角分别为 0.0, 0.5, 1.0, 2.0 及 3.0 的半径为 120 km 范围的体扫资料。为了得到降雨强度 R (mm/h)、反射率因子 Z_H (dBz) 和差示反射率因子 Z_{DR} (dB) 之间较好的对应关系, 在此将体扫资料转换为 1km 以上(限制地物的影响)云中零度层以下有效高度上的 $2 \times 2 \text{ km}^2$ 平面显示网格资料。全部资料来源于 26 次降雨过程和相应的 406 次体扫。

2.2 Z - R 关系的一般形式

基于滴谱理论, 常规雷达的降雨估测公式一般为如下形式

$$R_1 = A_1 \times 10^{0.1 \times B_1 \times Z_H}$$

同样, 双线偏振雷达的降雨估测公式有如下两种形式

$$R_2 = A_2 \times 10^{0.1 \times Z_H - B_2 \times Z_{DR}}$$

$$R_3 = A_3 \times 10^{0.1 \times Z_H} \times (Z_{DR} + C)^{-B_3}$$

2.3 降水估测的误差计算

为方便起见, 可将实际降雨强度 R_g 和使用雷达估测的降雨强度 R 描述为一对如下的变量

$$R_{g_i} \text{ 和 } R_i \quad i = 1, 2, \dots, N \quad (N \text{ 为取样总数})$$

为了对降水估测的误差从不同的角度进行分析, 本文使用了下列误差量:

$$ARg = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N R_{g_i}$$

$$Er_1 = \frac{1}{N \times ARg} \sum_{i=1}^N (R_i - R_{g_i}) \times 100\%$$

$$Er_2 = \frac{1}{N \times ARg} \sum_{i=1}^N |R_i - R_{g_i}| \times 100\%$$

$$Er_3 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{|R_i - R_{g_i}|}{R_{g_i}} \times 100\%$$

$$Er_4 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{|R_i - R_{g_i}|}{R_{g_i}} \times 100\%$$

$$Sr_1 = \frac{1}{ARg} \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (R_i - R_{g_i})^2} \times 100\%$$

$$Sr_2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(\frac{R_i - Rg_i}{Rg_i} \right)^2 \times 100\%$$

$$EL = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \log_{10} \left(\frac{R_i}{Rg_i} \right)$$

$$SL = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \log_{10}^2 \left(\frac{R_i}{Rg_i} \right)$$

$$LEr = 10^{EL} \times 100\%$$

$$LS1 = 10^{EL-SL} \times 100\%$$

$$LS2 = 10^{EL+SL} \times 100\%$$

另外, 为了对区域降水的估测作一些分析, 必须另外定义一组误差量 $AEr_j (j = 1, 2, \dots, 10)$ 来分别对应 8, 16, \dots, 4096 km² 面积的区域降水估测误差。这些量的计算公式为

$$AEr_j = \frac{1}{2K} \sum_{k=1}^K \frac{1}{J} \sum_{i=1}^J \frac{R_i - Rg_{i_1}}{Rg_{i_1}} + \frac{1}{2K} \sum_{k=1}^K \frac{1}{J} \sum_{i=1}^J \frac{R_{i_2} - Rg_{i_2}}{Rg_{i_2}}$$

其中 $J = 2^j, K = N/J, i_1 = i + (k - 1)J, i_2 = N - i - (k - 1)J + 1$

2.4 线性回归拟合

在数理统计中, 线性回归是得到参数最常用的一种方法。在 $\log_{10}Rg$ 和 $0.1Z_H$ 之间、 $\log_{10}Rg - 0.1Z_H$ 和 $-Z_{DR}$ 之间以及 $\log_{10}Rg - 0.1Z_H$ 和 $-\log_{10}(Z_{DR} + C)$ 之间分别进行线性回归并调整参数 A_1, A_2 或 A_3 , 使误差 $Er_1 = 0$ 就可以得到一组降雨估测参数, 如表 1 所示。发现用这种方法得到的参数与滴谱理论得到的差异较大。

表 1 线性拟合 Z-R 参数及其相关性

Z-R 关系	参 数			相关系数
	A	B	C	
$R_1^L(Z_H)$	0.957	0.141	—	0.32
$R_2^L(Z_H, Z_{DR})$	0.0166	0.512	—	0.869
$R_3^L(Z_H, Z_{DR})$	0.137	3.23	2.0	0.863

2.5 最小误差逼近拟合

线性回归拟合方法的实质在于使均方差 Sr_1 达到最小后并使偏差 Er_1 为零。也可以用另一种较为直观且可用其他衡量误差的方法 (如 Er_2, Er_2 和 Sr_2 等) 来拟合参数, 这就是最小误差逼近法。以拟合参数 A_2 和 B_2 为例, 其步骤为:

- (1) 限定初始值, 令 $B_0 = 0, \Delta B = 0.1, B_2 = B_0, A_2 = 0.1$;
- (2) 用参数 A_2 和 B_2 计算估测降雨强度并得到偏差 Er_1 值;
- (3) 调整参数 A_2 使偏差 $Er_1 = 0$ 。重复步骤(2), 并同时计算指定误差 (如 Sr_1);
- (4) 令 B_2 递增 ΔB 。重复步骤(2)和(3)直至出现最小的指定误差为止; 使 A_2 和 B_2 值与该最小指定误差相匹配。此时得到的 A_2 和 B_2 值是一对较为粗略的降雨估测参数;

(5) 改变初始值令 $B_0 = B_2 - \Delta B$ 并使递增参量 ΔB 降为原来的 $1/10$, B_2 为改变后的 B_0 。重复步骤(2)、(3)和(4)直至该最小指定误差的变化可以忽略为止。这时与该最小指定误差相匹配的 A_2 和 B_2 值就是所需要的参数。

使用该逼近法得到的参数如表2所示。这些参数与表1差不多。

表2 最小误差逼近 Z-R 参数

Z-R 关系	参 数		
	A	B	C
$R_1^N(Z_H)$	0.947	0.182	—
$R_2^N(Z_H, Z_{DR})$	0.0205	0.571	—
$R_3^N(Z_H, Z_{DR})$	0.174	3.44	2.0

3 排序配对逼近法

结合滴谱理论, 可以认为雷达估测的降雨强度应该与实测的降雨强度一一对应。因此, 为弥补上述两种方法的不足, 我们提出用排序配对逼近法来拟合估测参数。以双线偏振雷达的第一种降雨估测公式为例, 其步骤为:

- (1) 将 R_g 序列按从小到大的顺序进行排列;
- (2) 以线性回归法得到的参数为起始值计算出估测降雨强度;
- (3) 以此降雨强度从小到大的顺序重新排列 Z_H 和 Z_{DR} 序列 (Z_H 和 Z_{DR} 的内部相对顺序不变);

表3 排序配对最小误差逼近 Z-R 参数

Z-R 关系	样本选择	参 数		
		A	B	C
$R_1^S(Z_H)$	全 部	0.0176	0.725	—
	弱降水	0.1587	0.421	—
	强降水	0.00354	0.882	—
$R_2^S(Z_H, Z_{DR})$	全 部	0.00964	0.3498	—
	弱降水	0.009	0.339	—
	强降水	0.00178	0.0704	—
$R_3^S(Z_H, Z_{DR})$	全 部	0.04997	2.4	2.0
	弱降水	0.0366	2.13	2.0
	强降水	0.00138	0.139	2.0

(4) 应用最小误差逼近法计算估测参数并依此计算出估测降雨强度及其指定误差。重复步骤(3)直至指定误差达到最小, 此时可认为已得到所需要的估测参数。

表4 各种不同 $Z-R$ 关系下降水估测误差

$Z-R$ 关系		误 差 要 素							
		Er_1 (%)	Er_2 (%)	Er_3 (%)	Er_4 (%)	SEr_1 (%)	SEr_2 (%)	LEr (%)	$LS1-LS2$ (%)
线性拟合	R_1^L	0.0	54.7	58.3	78.2	129.2	116.3	130.2	67-251
	R_2^L	0.0	62.5	36.6	71.8	145.0	124.4	104.7	50-217
	R_3^L	0.0	63.9	33.4	71.8	155.5	134.2	100.0	47-212
逼近 最小误差	R_1^N	0.0	54.8	56.0	76.7	129.1	114.3	128.1	66-248
	R_2^N	0.0	63.4	40.4	75.8	143.5	135.2	106.4	51-222
	R_3^N	0.0	64.0	36.1	74.1	154.1	150.7	100.8	47-215
排序配 对逼近	R_1^{S1}	0.0	81.1	24.5	88.0	167.9	136.2	73.1	24-225
	R_1^{S2}	0.0	67.6	33.4	73.1	165.3	116.1	99.1	44-223
	R_2^{S1}	-1.1	68.8	24.8	72.3	163.6	115.2	89.5	38-208
	R_2^{S2}	-1.2	71.0	23.0	73.3	176.2	118.4	86.5	36-206
	R_3^{S1}	-1.2	69.8	22.7	71.2	174.8	115.3	88.7	39-202
	R_3^{S2}	-0.9	72.1	22.9	74.2	178.0	120.4	86.3	36-205

表5 各种不同 $Z-R$ 关系下区域降水估测误差(%)

$Z-R$ 关系		区域降水的面积(km^2)									
		8	16	32	64	128	256	512	1024	2048	4096
线性拟合	R_1^L	58.5	49.0	43.5	38.7	34.4	28.7	23.1	22.1	8.6	8.1
	R_2^L	54.8	46.0	40.5	35.7	28.4	23.4	21.1	16.8	6.2	5.5
	R_3^L	53.9	44.2	37.4	32.4	24.7	20.6	17.7	12.7	4.9	4.6
逼近 最小误差	R_1^N	57.4	48.0	42.5	37.6	33.5	28.2	23.0	21.5	8.2	7.7
	R_2^N	57.3	48.8	43.1	37.9	30.7	26.1	22.8	20.5	8.3	6.8
	R_3^N	55.4	45.9	39.0	34.1	26.2	21.9	18.6	15.3	6.6	5.6
排序配 对逼近	R_1^{S1}	65.5	52.7	45.2	39.2	34.0	29.7	23.9	16.4	10.4	2.0
	R_1^{S2}	54.2	44.4	38.5	33.8	29.3	24.1	20.3	14.8	6.9	2.4
	R_2^{S1}	54.6	43.6	37.0	32.2	26.3	21.1	6.9	9.3	2.7	2.0
	R_2^{S2}	55.5	44.6	38.3	32.7	28.5	23.0	17.8	9.4	3.2	1.6
	R_3^{S1}	54.7	43.9	37.4	32.3	27.3	21.9	17.4	8.7	2.3	1.6
	R_3^{S2}	56.7	45.3	38.7	33.1	28.9	3.8	18.7	9.6	3.8	1.6

在此可将全部样本区分为弱降水($Z_H < 38\text{dBZ}$, $R < 7\text{mmh}^{-1}$, 样本数为1251)和强降水($Z_H \geq 38\text{dBZ}$, $R \geq 7\text{mmh}^{-1}$, 样本数为63)。

依照上述方法得出的参数如表3所示。这些参数与滴谱理论得到的较为接近。而且这种方法有利于提高区域降水估测的精度。

4 误差分析

依照上述线性回归拟合、最小误差逼近拟合及排序配对逼近3种方法给出的估测参数估测降水时其误差如表4和表5所示。这3种方法用不同的上标 L 、 N 及 S 给以分别,而上标 S 的下标1和2代表不分强弱降水使用统一的估测参数及按 Z_H 的大小分为弱降水和强降水使用不同的估测参数两种处理方法。从以上这些误差中可以看到:

(1) 用线性相关或最小误差逼近法得到的参数估测降水时,明显地有小雨偏大、大雨偏小的趋向,这也与以前的结论相吻合,这不利于估测区域降水。而估测区域降水正是排序配对逼近法估测参数的优点;

(2) 相对于不分强弱降水使用统一的估测参数来说,按降水强弱给予分别处理对单参数常规雷达的降水估测有所改善,而对双线偏振雷达的降水估测暂未发现有利之处;

(3) 依现有资料来研看,双线偏振雷达的两种估测公式之间无明显差别。但与常规雷达相比,其区域降水估测精度却有明显改善。如用于估测 1000km^2 以上区域的降水时,对双线偏振雷达而言,其估测精度将很有可能降低到10%以下。

5 展 望

在讨论上述估测误差时,误差的一个主要来源是雨量计的测量误差。如在降雨强度的测量方法上有较大提高并增加取样资料,则可预计用排序配对逼近法将可能提高降雨估测参数的精确性。

参考文献

- [1] Torlaschi E and Boulet G. Assessment of polarization diversity radars using observed raindrop spectra. Proceeding 22nd Conference on Radar AMS, 1984. 346—351.
- [2] Ulbrich C W and Atlas D. Assessment of the contribution of differential polarization to improved rainfall measurement. Proceeding of URSI, multiple parameter radar measurements of precipitation, IEE, 1982. 1—8.
- [3] Xu Baoxiang, Wang Zhijun et al. Study on applications of C-band dual linear polarization radar in meteorology. Acta Meteor Sinica, 1991, 5(3): 286—292.
- [4] Ulbrich C W, Atlas D et al. Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution. J Climate Appl Meteor, 1984, 22: 1764—1775.
- [5] Atlas D, Ulbrich C W et al. The multiparameter remote measurement of rainfall. Radio Sci, 1984, 19: 3—22.

PRELIMINARY ANALYSIS OF RAINFALL ESTIMATE UTILIZING DUAL LINEAR POLARIZATION RADAR

Chu Rongzhong Wang Zhijun Liu Liping

Jia Wei Li Xiaoping

(Lanzhou Institute of Plateau Atmospheric Physics, Academia Sinica, Lanzhou, 730000)

Abstract

In the paper, Asp (approximation after sort and pair) method have been put forward for get parameters of rainfall estimate. The paper use 1314 samples of radar and 17 precipitation stations at 1993—1994. This method make up the defect of linear regression and raise the precision of area rainfall estimate. Having analysed the errors, have gained the result: When estimate area precipitation more than $1\ 000\text{km}^2$ using dual linear polarization radar, the error will redeced to under 10% probably, it is better more than conventional radar; The difference between estimate formulas of dual linear polarization radar can overlook; The method of estimate area rainfall in classified parameters is only effective using conventional radar.

Key words: Dual linear polarization radar, Rainfall density, Approximation after sort and pair (ASP).