

稳定性层状云降雨量的估算研究

李金辉¹ 罗俊颖²

- (1. 陕西省宝鸡市人工影响天气领导小组办公室, 721006;
2. 陕西省人工影响天气领导小组办公室)

提 要: 利用2000—2004年711雷达观测的稳定性层状云降雨回波资料, 结合雨滴谱和地面雨量自记资料, 使用统计方法, 分析了引起稳定性层状云降雨量大小改变的因子, 得出稳定性层状云降雨量大小除与雷达回波强度关系最为密切外, 还和云顶高度、暖云厚度等因素有关, 分析了产生误差的原因, 建立了多元回归方程, 为使用雷达回波对降雨量的估算提供了一种方法。

关键词: 雷达回波 层状云 降雨量 估算

Estimation of Rainfall of Stable Stratiform Clouds with Radar Echo Features

Li Jinhui¹ Luo Junjie²

- (1. Baoji Meteorological Office, Shaanxi Province, 721006; 2. Meteorological Bureau of Shaanxi Province)

Abstract: Based on the data of 711 radar echo in five years, together with the raindrop size distribution and raingauge data, a statistical analysis of various parameters of stable stratiform clouds is made. The result shows that the precipitation intensity is not only related to the intensity of radar echo but also is affected by the cloud height, warm cloud thickness, etc. A mutiple regression equation is developed to estimate rainfall amount based on the radar echoes.

Key Words: radar echo stratiform cloud rainfall estimation

资助项目: 国家科技部“西部开发科技行动”攻关项目(2001BA901A41)和陕西省气象局科研项目(2004Z-4)共同资助

收稿日期: 2005年5月9日; 修定稿日期: 2005年9月8日

引言

利用雷达回波定量测量区域降雨,国内外作了许多研究,具有代表性的方法有 Z-R 关系法、平均校准法、卡尔曼滤波校准法、最优差值法、泰森多边形法等^[1,2],这些方法基于雷达—雨量计联合测定区域降水,误差一般不小于 50%。最常用的还是 Z-R 关系法,它是利用 $Z=AI^B$ 确定 A、B 参数进行估算,该计算公式单点取样的标准误差至少在 ±50%,估算降雨量时产生的误差更大^[3]。随着计算机技术的发展,我国大部分 711 雷达(包括新一代多普勒天气雷达)进行了数字化改造,图像色彩分辨率采用每档 5dBz,反算的 Z 值误差在 3 倍左右,远大于所需要的精度,再者由于电磁波在降雨云层中衰减明显,同一位置、不同类别的云层,电磁波的衰减不同,雷达回波的强度也不一样,因此利用雷达回波强度估算降雨量的方法应用于实际时产生了非常大的误差。

但是雷达具有直观、探测范围大的特点,因而进一步研究利用雷达回波的其他参数来估算降雨量的方法非常必要。通过对雷达资料进行细致的分类,分析每类云层的回波特征^[4],得出降雨量的大小可能与云顶高度、15dBz 高度、0℃层高度、0℃层厚度、0℃层回波强度、冷云高度、暖云厚度等因素有关,通过降雨量与这些因素之间建立多元回归方程,对降雨量进行估算并对误差进行分析,是一种有益的尝试。

资料是利用 2000—2004 年 5 年宝鸡 711 雷达观测的 33 天,60 个个例的稳定性层状云降雨回波,见表 1。

1 雷达回波的分类

降雨的雷达回波按云层温度结构、空间

延展和存在时间等可分为:冷云、暖云、对流云、层状云四大类^[5]。冷云主要为降雪,多出现在冬、春季节,量级较小,无与之配套的地面每小时降雪量;暖云在宝鸡出现较少;对流云结构复杂,降雨时空分布更为复杂;层状云降雨一般可分为混合性层状云 and 稳定性层状云,混合性层状云之中有对流泡存在,精确估算存在困难,而稳定性层状云降雨,融化层明显且融化层上下均无强回波区,瞬间雨强变化不大,降雨均匀,云层结构简单,寻找各种参数与降雨量之间的关系,对于评估人工增雨效果有参考意义。

表 1 2000 至 2004 年稳定性层状云降雨两个例季节分布

季节	稳定性层状云个例(天/个)
春季(4、5月)	18/38
夏季(6、7、8月)	7/12
秋季(9月)	8/10
合计	33/60

2 回波强度 P 与地面雨强 I 的关系

宝鸡雷达站海拔高度 630m,距地面雨量观测站约 150m。雨滴谱观测点在此下方约 10m 处。雨滴谱观测方法仍采用吸水纸色斑法,读数面积 $S=28\text{cm}\times 28\text{cm}$,取样时间间隔不等,如 2003 年 5 月 15 日 03—11 时连续观测时段内,在降水开始时,每 10 分钟取一次样,持续 1 小时。降水稳定后的第 2、3 小时,每 30 分钟取一次样,3 小时后 1 小时取一次样,直至降雨结束。为保证获取的雨滴粒子谱代表性和稳定性,取样时要目测雨滴色斑不少于 200 个。计数处理时,考虑了吸水纸的分辨率和减少溅散小滴影响^[6~9],最小雨滴尺度从 0.0005m (500 μm)起算计数,直径间隔 $\Delta D=0.0002\text{m}$ (200 μm),这样就获得了平均直径 \bar{D} 为 0.0006, 0.0008, ..., (0.0006+

$K\Delta D$) 的单位体积雨滴数浓度 $n(\bar{D}_i)$,

$$n(\bar{D}_i) = \frac{N(\bar{D}_i)}{V(\bar{D}_i)S \Delta t}$$

式中 $N(\bar{D}_i)$ 为吸水纸上平均直径为 \bar{D}_i 的雨滴数 (个), S 为取样面积 ($28 \times 28 \times 10^{-4} \text{ m}^2$), Δt 是吸水纸承接雨滴的时间 (秒), $V(\bar{D}_i)$ 是雨滴在静止大气中下降落速 ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)。为方便运算采用了两种落速表达式; $\bar{D}_i < 0.001 \text{ m}$ 时, $V(\bar{D}_i) = 9663 \times \bar{D}_i^{1.1} e^{-230\bar{D}_i}$; 当 $\bar{D}_i > 0.001 \text{ m}$ 时, $V(\bar{D}_i) = 4854 \times \bar{D}_i^{1.1} e^{-196\bar{D}_i}$ 。与此对应的雨滴谱计算雨强:

$$I_c = 3.6 \times 10^6 \times \frac{\pi}{6} \sum n(\bar{D}_i) \times V(\bar{D}_i) \bar{D}_i^3$$

雷达反射率因子 Z 计算, 对于球型水滴, $Z = \sum n_i(\bar{D}_i) \bar{D}_i^6$ 。对于非球型、非均质

(表面部分为水, 部分为冰) 计算相当困难。文中假定在融化层中非球型冰相粒子基本融化成球型水粒子, 因而可近似用 $Z = \sum n_i(\bar{D}_i) \bar{D}_i^6$ 表示。考虑量纲, 因 \bar{D}_i 单位用米, 故 $Z = 10^{18} \times \sum n(\bar{D}_i) \bar{D}_i^6$ 。它和融化层雷达回波强度 P_m 有如下关系: $P_m = 10 \log Z_m$, 即由 P_m (dBz) 可求得 $Z_m = 10^{\frac{P_m}{10}}$ 。下标 m 表示融化层。而由雨滴谱计算反射因子为 $Z_c = 10^{18} \times \sum n(\bar{D}_i) \bar{D}_i^6$ 。考虑到降水粒子从融化层降落到地面的时间滞后和云体的移动速度, 以雷达站上风向 10km 融化层回波作为 P_m 。对应地面自计雨量是雷达观测开始后 20~30 分的平均雨量值 I_R 。这样就获得了稳定性层状云降水部分宏微观量 P_m 、 Z_m 、 I_R 、 I_c 。典型实测值列于表 2、表 3。

表 2 2003 年 5 月 15 日回波强度反算与雨滴谱计算的 Z 值比较

时间	P_m /dBz	P_m 对应 Z 值 $Z_m/\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$	雨滴谱对应 Z 值 $Z_c/\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$	自计雨强 $I_R/\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$	计算雨强 $I_c/\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$
3: 40	50	100000	1644.2	7.8	6.1
3: 50	50	100000	1439.3	4.8	5.3
4: 00	40	10000	964.3	4.2	4.3
5: 56	45	31622	1231.1	4.8	4.6
11: 00	20	100	112.2	0.2	0.7

2.1 Z 与 I 的关系

从表 2、3 分析表明: 尽管 711 雷达经过了数字化改造升级, 但因设备老化, 又未经严格标定校准, 加之融化层粒子并未完全融化为球形水滴, 综合结果导致 P_m 值偏大, 与之对应的 Z_m 明显高于 Z_c 。但它们同总趋势仍相当好的呈现幂指数关系 $Z = AI^B$ 。如表 2, Z_m 、 Z_c 与 I_R 或 I_c , 相关系数均高于 0.967。表 2 和表 3 样本综合统计, 仍呈高相关, $Z-I_R$ 和 $Z-I_c$, 相关系数均高于 0.93; B 值接近, A 值差异明显, 各为:

$$Z = 735.1 I_{2.625}^R, Z = 1112.1 I_C^{0.644}。$$

表 3 回波强度及最大强度与雨强比较

日期	时间	P_m /dBz	P_{max} /dBz	计算雨强 $I_c/\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$	自计雨强 $I_R/\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$
2003-4-01	0: 11	55	70	7.1	4.9
2003-4-01	0: 27	50	70	6.6	4.0
2003-4-01	2: 00	45	70	1.6	1.1
2003-4-01	3: 00	15	35	0.3	0.4
2003-4-01	4: 00	25	50	1.3	1
2003-4-01	5: 00	20	55	0.6	0.3
2003-4-01	6: 00	15	30	0	0
2003-4-01	8: 00	5	45	0.3	0.1

2.2 I_R 与 I_c 的关系

I_R 与 I_c 存在明显的相关关系。若以 $I_c = a + bI_R$ 形式回归表 2、3 样本化, 相关系数 $R = 0.948$, $a = 0.2537$, $b = 0.7514$, b 值和文献 [7] 全省 4 个测点有差异: 一是云系不同部位; 二是由微观量向宏观量转化的不唯一性所致。尽管 a 、 b 取值不唯一, 但它们之间的显著相关, 为微观—宏观量耦合提供了可能。

3 稳定性层状云降雨量的估算

3.1 各种参数与降雨量的相关系数

选取雷达回波参数的标准为^[8,9]: P_m , 融化层 10km 处回波强度; P_{max} , 融化层回波最大强度; H , 云顶高度; H_{15} , 云层衰减 15dBz 回波高度; $H_{融厚}$, 融化层厚度; $H_{零}$, 0℃层高度; $H_{暖}$, 暖云厚度, 在零度层以下; $H_{冷}$, 冷云厚度, 云顶高度 H 减 $H_{零}$ 高度。

表 4 稳定性层状云降雨量与各种因子之间的相关系数

	春季	夏季	秋季	总体 (4至9月)
P_m	0.6047	0.6843	0.4857	0.6160
P_{max}	0.4853	0.8580	0.6712	0.5949
H_{15}	0.4761	0.4908	0.5831	0.4906
H	0.5152	0.2559	0.5849	0.4444
$H_{暖}$	0.5230	0.3734	0.2716	0.4088
$H_{零}$	0.5230	0.3734	0.2716	0.4088
$H_{融厚}$	0.1396	0.3712	0.3777	0.2504
$H_{冷}$	0.2616	0.1172	0.5100	0.2883
平均 0℃层高度	2.82	4.50	3.65	3.29
复相关系数	0.7600	0.8540	0.8735	0.7061

由表 4 对 60 个稳定性层状云个例统计可以看出:

(1) 总体来说 4—9 月, 稳定性层状云

降雨量大小与上述 8 个因子均有正的相关关系。与雷达回波 10km 处零度层回波强度 P_m 关系最为密切, 达到 0.616, 与回波最大强度, 相关系数达到 0.5949; 除此之外还与云层的高度 (15dBz 回波高度、云顶高度) 关系密切, 相关系数分别为 0.4906、0.4444; 最后和暖云厚度和 0℃层高度关系密切, 达到 0.4088, 而与融化层厚度、冷云厚度关系不密切, 可见降雨是一个非常复杂的过程, 与云层的回波强度、云顶高度、零度层关系最为密切, 单一因子很难准确估算降雨量。

(2) 将雷达资料按季度求相关系数, 可见引起春季与夏季降雨的因子可能不同, 在春季降雨量的大小除与 10 km 处零度层回波强度关系密切外, 还和暖云厚度关系密切, 相关系数为 0.523, 而秋季降雨量的大小与冷云厚度关系密切, 相关系数为 0.51, 可能是春季近地层大气为冷向暖过度, 降雨量的大小主导因子为暖空气, 而秋季近地层大气由暖空气向冷空气转变, 降雨量的大小主导因子为冷空气。

(3) 在夏季, 稳定性层状云降雨量的大小与最大回波强度关系最为密切, 相关系数达到 0.858, 其次为雷达回波 10km 处零度层回波强度相关系数达到 0.6843, 最后为 15dBz 回波高度, 相关系数为 0.4908, 暖云的厚度对降雨量的贡献较冷云厚度贡献大。

(4) 零度层高度对降雨的影响。春季零度层平均高度较低, 零度层高度与降雨量的相关系数较大, 为 0.5230, 而秋季零度层高度与降雨量的相关系数不密切, 仅为 0.2716。

(5) 各季节的复相关系数较高, 秋季复相关系数最高, 达 0.8735, 最低的也达到 0.76, 优于总体的相关系数。

3.2 误差分析

利用回归方法建立的各季多元线性回归方程为:

春季

$$R = -4.3574 + 0.0505P_m + 0.0247P_{\max} - 0.2621H + 0.0281H_{15} + 1.2641H_{\text{暖}} - 0.9605H_{\text{融厚}} + 0.3914H_{\text{冷}}$$

夏季

$$R = -2.7778 - 0.0149P_m + 0.1121P_{\max} - 3.2410H + 0.2425H_{15} + 3.1374H_{\text{暖}} + 0.3725H_{\text{融厚}} + 2.7279H_{\text{冷}}$$

秋季

$$R = -2.4091 - 0.0693P_m + 0.0849P_{\max} - 0.1553H + 0.2686H_{15} + 0.5330H_{\text{暖}} + 0.5332H_{\text{融厚}} + 0.0158H_{\text{冷}}$$

总体

$$R = -2.6779 + 0.0520P_m + 0.0336P_{\max} - 1.8811H - 0.0241H_{15} + 2.2654H_{\text{暖}} - 0.8702H_{\text{融厚}} + 1.8255H_{\text{冷}}$$

由表 5 可知:

(1) 分季节建立的多元线性回归方程, 1h 降雨量平均误差小于 0.71mm, 夏季平均误差最小, 秋季平均误差最大。而平均误差率较大达到 46.43%, 夏季的平均误差率较小, 为 31.42%。

(2) 由于降雨量越小雨滴谱计算的降雨量与实际自计的雨量产生的误差越大, 去掉降雨量小于每小时 0.3mm 的个例, 利用多元线性回归方法建立的方程, 平均误差率为 33.11%, 平均误差和误差率有所降低, 按季节建立的回归方程效果较好, 最大误差率为 27.44%。

表 5 稳定性层状云降雨建立的多元回归方程平均误差

	春季	夏季	秋季	总体 (4至9月)
平均误差/mm	0.6045	0.5446	0.71	0.6794
平均误差率/%	46.06	31.42	36.66	46.43
* 平均误差/mm	0.4516	0.4581	0.282	0.5890
* 平均误差率/%	27.44	22.68	13.39	33.11

* 为去掉 0.3mm 以下的降雨量。

4 利用多元线性回归方程对降雨量的估算

利用春季多元线性回归方程, 结合雷达回波对 2003 年 3 月 31 日—4 月 1 日稳定性层状云降雨进行降雨量的估算。各雷达观测时次后 1 小时实测值之和为 37.4mm, 估算值之和为 33.3mm, 误差 4.1mm, 平均误差率 10.96%, 降雨量越小相对误差越大, 见表 6。用 P_m 雷达回波强度反算 Z , 用上述经验的 $Z-I$ 关系估算降雨量时, 各个 dBz 值对应的雨强是确定的, 估算值之和为 66.4mm, 误差 29.0mm, 平均误差率 77.54%, 回波强度越大相对误差越大, 多元线性回归方法的优越性明显。

5 结 语

(1) 由于数字化雷达探测的回波强度误差较大, 靠 $Z-I$ 关系对降雨量估算产生较大的误差, 而多元回归方法考虑了回波强度、云顶高度、暖云厚度、零度层高度、融化层厚度等参数对降雨量的综合影响, 其物理意义更加明确。

(2) 稳定性层状云降雨, 利用多元线性回归方法建立的方程复相关系数较高, 估算降雨量优势明显, 准确率比使用 $Z-I$ 关系估算降雨量有所提高, 业务运行是可行的。

表6 稳定性层状云 2003年3月31日23时—4月1日06时雷达观测各因子与降雨量的估算

	23: 04	23: 06	23: 48	23: 48	00: 11	00: 27	00: 28	4: 01	5: 08
方位	270.9	126.7	88.5	270	90.8	270	34.4	31.8	56.8
P_m /dBz	50	45	60	55	55	50	65	30	25
P_{max} /dBz	70	65	70	70	65	70	70	50	55
H /km	9.5	9.0	7.8	7.6	7.5	6.0	7.8	4.3	5.0
H_{15} /km	6.6	8.0	6.5	6.0	6.2	5.8	6.5	3.7	3.2
$H_{\text{层}}$ /km	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	2.8	2.5
$H_{\text{融厚}}$ /km	0.4	0.5	0.6	0.3	0.8	0.4	0.8	0.5	0.5
$H_{\text{层}}$ /km	6.5	6.0	4.8	4.6	3.5	3.2	5.0	1.5	2.5
观测站	渭滨区	陈仓区	陈仓区	渭滨区	陈仓区	渭滨区	凤翔	凤翔	凤翔
实测值/mm	6.0	4.7	5.6	6.8	4.4	4.0	5.0	0.7	0.3
回归估算值/mm	4.7	4.3	4.8	4.8	3.8	4.3	5.0	0.9	0.7
Z-I 关系估算/mm	5.5	3.5	13.1	8.5	8.5	5.5	20.2	1.0	0.6

参考文献

- 1 张国君, 徐永胜, 贾旋云等. 湖南夏秋季雨滴谱的 Z-I 关系分析. 气象, 2002, 28 (增刊): 56~57.
- 2 徐晶, 林建, 姚学祥等. 七大江河流域面雨量计算方法及应用. 气象, 2001, 27 (11): 13~16.
- 3 梅森 B J. 云物理学. 北京: 科学出版社, 1978: 502.
- 4 李金辉, 陈保国, 罗俊颖. 陕西关中中层状云雷达回波特征. 气象, 2004, 30 (12): 53~56.
- 5 李金辉, 陈保国, 罗俊颖. 陕西省中北部人工增雨适宜时段及层状云特征. 气象科技, 2005, 33 (1): 87~89.
- 6 严采繁, 陈万奎. 对流层下部雨滴谱分布. 应用气象学报, 1990, 1 (2): 191~198.
- 7 严采繁, 陈万奎. 国外雨滴谱分布函数的数值试验结果. 气象, 1988, 19 (9): 14~18.
- 8 陈万奎, 严采繁. 雨滴谱及其特征值水平分布的个例分析. 气象, 1988, 14 (1): 8~11.
- 9 罗俊颖, 樊鹏, 李金辉等. 陕西春季层状云降水雨滴谱部分特征. 陕甘宁人工增雨技术开发研究, 2002, 123~127.