湖南夏季个体积云降水强度的雷达测定

徐永胜

（湖南省气象科学研究所）

一、引言

利用雷达定量测量降水在国外已作过大量的研究和实验，近几年来国内也有不少这方面的探讨。目前我国大多数气象台站使用的是711型天气雷达。由于这种雷达波长短，回波受降水的衰减较大，特别是特大暴雨时可以使雷达探测不到目标物，因而不适合在雨强很强和降水范围很大时测定降水。在云物理研究和夏季积云人工影响天气试验中，无更优的雷达可供使用之前，还得利用它作一些定量测定工作。特别是夏季积云降水由于雨区范围不大，单靠稀疏的固定台站，很多积云降水就会被漏测。运用711雷达有可能及时准确地测定一定范围内的积云降水。下面介绍我们用711天气雷达对个体积云降水强度测定的一些初步结果。

二、资料

本文所用的资料均来源于湖南省气象科研所人控室1979—1981年夏季在新化县和安化县进行的野外人工降雨试验。在安化县思游公社设有711雷达一部，在其四周设有50个左右的自记雨量计和20个雨量筒，1979年还设有三个雨滴谱取样点；试验区图略。

1.地面雨量资料

取用与雷达回波取值时间比较接近的地面降水资料。因为雨滴从空中降到地面需要一定的时间，所以地面降水的时间允许有一定的滞后。但滞后的时间不得超过6分钟[1]，否则资料予以舍弃。

2.雨滴谱资料

我们采用常规的染色滤纸法[2]，1979年夏季在新化县和安化县取了200份雨滴谱资料，除掉连续性降水和滴与滴之间发生严重重叠的样片，实际上仅选用了131份雨滴谱资料。这些资料的有关参数和计算雨强概要列于表1，可见滴谱资料具有一定代表性。

表1　雨滴谱参数及滴谱雨强概况

雨滴直径(cm)		雨滴浓度(m^{-3})		滴谱雨强(mm/hr)	
平均	最大	平均	最大	平均	最大
0.107	0.510	703	3286	13.163	71.320

3.雷达资料

本文所用的个体积云的雷达回波资料是按以下要求选取的：

（1）由于试验是在山区进行的，因此雷达不能进行低仰角探测。为了确保所用的雷达资料在零度层高度以下，我们选用的雷达回波一般距离雷达站在40km以内，仰角一般在3°左右。这样雷达平均波束高度在1—2km之间，最高的也不超过3km。

（2）雷达回波和地面自记雨量计的空间位置要基本一致，回波强中心的水平位置偏离地面自记雨量计最大不得超过5km。

（3）要求雷达站到回波这段距离内无障碍物遮挡和其它云雨之类的衰减物。

（4）每块积云的雷达回波时间最长不得超过60分钟。

表2给出了本文统计所用的雷达回波参数和地面雨强资料。

表2 雷达回波参数、雷达雨强和地面雨强

	回波距离 (km)	回波强度 (dB)	雷达反射因子 Zr (mm^6/m^3)	雷达雨强 Id (mm/hr)	地面雨强 Ia (mm/hr)
样本数	27	27	27	27	27
最小值	14	20	1.3×10^3	3.235	3.1
平均值	24.3	34.5	1.1636×10^4	16.324	14.2
最大值	38	44.7	2.71×10^4	59.45	38.4

三、计算与分析

(一) 雨滴谱Zd-Id关系

根据地面雨滴谱资料计算雨强、衰减系数、雷达反射因子和含水量的表达式分别为：

$$Id = 3.6\times10^4\frac{\pi}{6}\frac{1}{st}\Sigma N(Di)\ Di^3 \quad (mm/hr) \quad (1)$$

$$Kd = 0.4343\Sigma Qti N(Di)\Delta D \quad (dB/km) \quad (2)$$

$$Zd = 10^6\Sigma N(Di)Di^6\Delta D \quad (mm^6/m^3) \quad (3)$$

$$Wd = \frac{\pi\rho}{6}\Sigma N(Di)Di^3\Delta D \quad (g/m^3) \quad (4)$$

上面各式中：Id为降雨强度；Zd为雷达反射因子；Kd为衰减系数；Wd为含水量；Di为捕获的雨滴直径；N(Di)为直径为Di的雨滴个数；t为暴露时间；Qt为衰减截面；s为取样面积。根据1979年的雨滴谱资料应用（1）、（3）式得到的Zd、Id之间呈指数关系：

$$Zd = 285Id^{1.302} \quad (5)$$

对（5）式中的Zd和Id进行了相关性检验，相关系数r = 0.93，剩余标准差S = 0.284，(n = 131)。它们之间的相关系数远大于信度为0.01时的临界值，因此相关是显著的。为了对比也列出了Maoshall和Plamer提出的关系[3]：

$$Z_{mp} = 200I_{mp}^{1.6} \quad (6)$$

(二) 雷达Zr-Ia关系

1.Zr的计算

由雷达方程[4]可得到

$$Zr = \frac{1024\ln2}{\pi^3|K|^2}\cdot\frac{\lambda^2Pr_{min}}{P_tG^2h\theta\varphi}R^2\cdot10^{\frac{\bar{N}}{10}} \quad (7)$$

$$C' = \frac{1024\ln2}{\pi^3|K|^2}\cdot\frac{\lambda^2Pr_{min}}{P_tG^2h\theta\varphi}$$

根据本所雷达参数即可求得雷达常数$C' = 5.4\times10^{-27}m$。上式中雷达站到目标物回波的距离R的单位为m，雷达回波强中心的强度$\bar{N}$的单位为dB。如果R的单位为km，$\bar{N}$同上，（7）式便可改写成：

$$Zr = 5.4\times10^{-3}R^2 10^{\frac{\bar{N}}{10}} \ (mm^6/m^3) \quad (7')$$

2.Zr-Ia关系

对表2中的雷达反射因子Zr和地面自记雨量计实测雨强的原始资料，应用最小二乘法求得Zr-Ia之间的关系为：

$$Zr = 392.24Ia^{1.235} \quad (8)$$

相关系数r = 0.935，(n = 27)。

(三) Zd-Id法计算雨强

令Zr = Zd，根据表2中的雷达反射因子Zr应用（5）式求得雨强Id，我们对雷达雨强Id和地面自记雨量计实测雨强Ia分强度进行了误差分析，结果绘于图1。

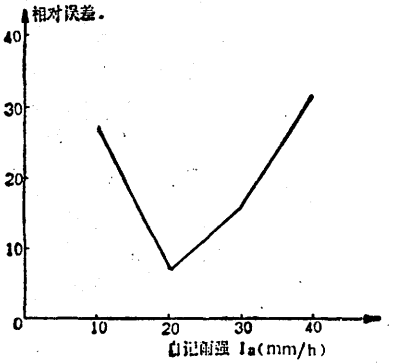


图1 Ia与Id之间的相对误差

由图1可见，雷达测定雨强的误差是在地面自记雨量计实测雨强为20mm/hr时最小，随着地面雨强的增大，雷达测定雨强误差有所增大。

另外还发现雷达测定雨强的相对误差有随波束高度和回波距离增加而增大的迹象。

四、三种雨强计算法的应用与比较

我们根据1979年8月17个点的雷达回波资料，应用（5）、（6）和（8）式计算了雷达雨强。并将三种雷达雨强与地面自记雨量计实测雨强作了比较，结果表明：个体积云10分钟雷达雨强的平均值$\bar{I}d=1.852$(mm/10分)、$\bar{I}mp=1.485$ (mm/10分)、$\bar{I}r=1.757$ (mm/10分)，地面自记雨量计雨强$\bar{I}a=1.959$(mm/10分)，差值$\Delta Id=-0.107$ (mm/10分)、$\Delta Imp=-0.474$ (mm/10分)、$\Delta Ir=-0.202$(mm/10分)。Id、Imp、Ir与Ia之间的平均相对误差的绝对值分别为19%、26%和21%。通过对三种雨强的误差分析，我们认为用雷达定量测降水还是以本地雷达回波参数或是雨滴谱资料建立的关系为好。

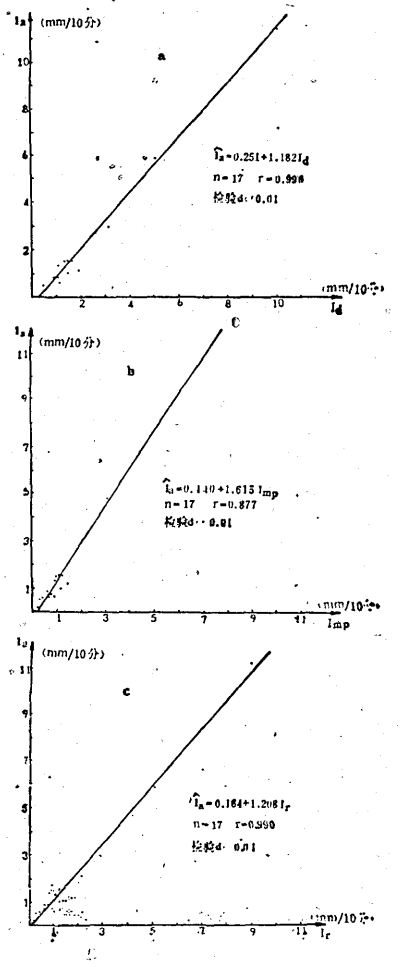


图2 Ia与Id(a)、Imp(b)、Ir(c)相关图

下面将三种雷达雨强和地面自记雨量计实测雨强的相关分析绘于图2。图中直线方程由最小二乘法求得。对图中相关系数r分别进行了t检验，$\alpha\ll0.01$。

五、小结与讨论

通过对1979—1981年夏季个体积云降水强度的雷达定量测定得出了以下两点主要结论。

1.711天气雷达采用本地雨滴谱建立的的Zd-Id关系（5）式和直接用雷达回波参数建立的Zr-Ia关系（8）式，对于范围在40km以内的个体积云降水强度在60mm/hr内的定量测定精度还是较高的，误差范围在±1—60%，平均相对误差的绝对值在21%以下。

2.本地雨滴谱Zd-Id和雷达Zr-Ia关系即（5）、(8) 式计算的积云雨强与用Zmp-Imp关系（6）式计算的积云雨强与地面实测雨强相比较，结果是前两种方法计算的雨强的相对误差比后种方法小5%左右。

总之，通过上述工作我们初步认为711天气雷达定量测定50km范围内的积云降水只要雷达经过精确的标定和测量是可行的。同时应该承认本文仅仅是对三年夏季个体积云降水强度的雷达定量测定作了一点初步的尝试。对于个体积云降水量和其它类型的降水测定，有待于今后继续探讨。由于资料较少，加之水平有限，错误之处敬请读者批评指正。

致谢：本文初稿曾由南京气象学院戴铁

（下转第43页）

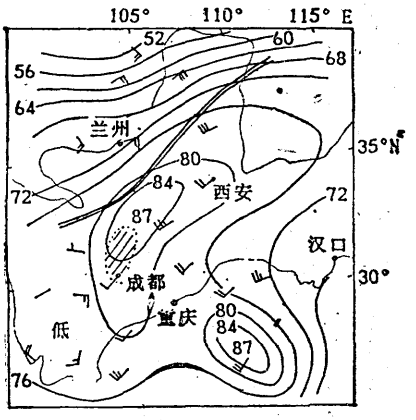


图 3a　冷切变（1972年 7 月 7 日20时）

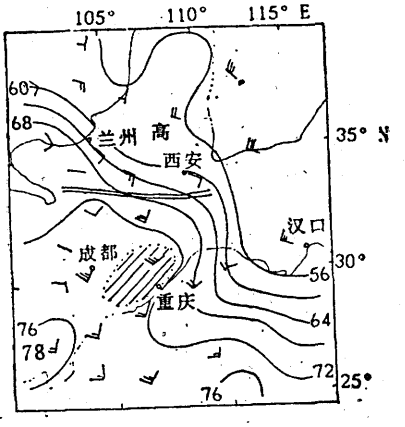


图 3b　横切变（1982年 7 月26日08时）

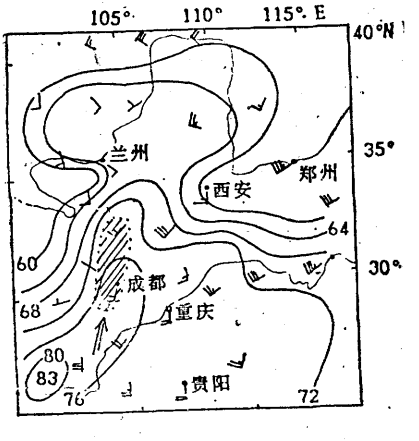


图 3c　风速辐合（1980年 6 月27日08时）

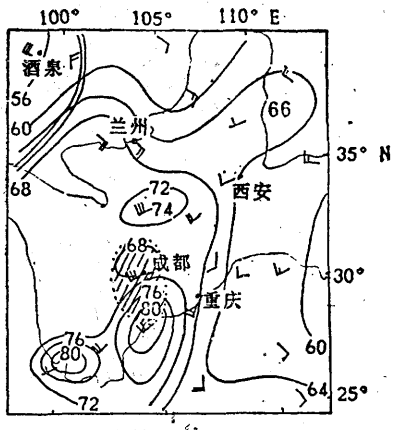


图 3d　西北冷槽（1973年 6 月29日08时）

带南侧的风速辐合区中，出现机率较小（图 3c）。

（4）西北冷槽 52区西北部有南北向切变线和冷温度槽，温度低点与盆地温度高点温差在12℃以上。四川盆地为高压后部的强南风控制，南风与 52 区东部的东南风形成气旋式流场，并伴有宽广高能区（图 3d）。暴雨在盆地西部开始，随着冷槽和地面冷空气东南移，暴雨区向盆地中部和东部扩展，扩展速度与影响范围取决于楔入盆地冷空气的强度和路径。出现机率较小。

在上述分析基础上，找出了一级暴雨的预报判据和指标，建立了一级暴雨预报模式，在 1984 和 1987 两年试用中，报出1984 年 7 月 1 日、7 月 5 日、7 月 28 日和 1987 年 6 月 25 日、7 月 9 日、7 月 19 日一级暴雨，空报 3 次，漏报 2 次，试用效果比较满意。

（上接第46页）

丕老师和本所陈历舒、费中运和刘耀宗等同志阅过，并提出了宝贵的修改意见，在此一并致谢！

参考文献

〔1〕（苏）B. Д. 斯捷帕年科著，雷达在气象中的应用，科学出版社，1976。

〔2〕汤达章，Z-I关系的初步分析，南京气象学院学报，1978.1。

〔3〕（英）B. J. 梅森著，云物理学，科学出版社，4_{21}，1978。

〔4〕南京气象学院大气探测专业，雷达气象，1976,6。