

地面微波辐射计与测定区域性 降水的初步试验

大气物理研究所一〇五组*

一、前言

被动式大气微波遥感探测是近十年来发展起来的一门崭新的遥感技术。自1968年以来,卫星运载的微波辐射计在遥感大气温度、云中含水量、降水强度及水汽密度等方面都取得了显著的成绩。与此同时,地面微波遥感探测也获得相应的发展,不仅类似空间遥感可以实现温度、水汽的反演,而且还将大大发挥微波探测雨云的特长,能有效地测得云中含水量、云中温度、以及降水强度等参数,这对云雾物理、人工影响天气的发展必将起到积极的作用。

降水分布的遥感探测一向是气象和水文观测中的重要课题。及时准确的降水分布情报对于有效调节水库蓄放、防止洪涝灾害等具有重要意义,在我国实际情况下更是如此。目前国内外均在探索用雷达作降水定量测量,并已取得了一定的成功,但由于雷达测雨原理是利用后向散射强度与雨强之间的定量关系进行的,这种定量关系受雨滴谱型变化的影响很大,因而具有很大的离散度。理论和实践均证明单用一部雷达测雨,其误差是很大的。虽然国外设法采用某些辅助手段和应用双波长雷达测雨,从而可能使测量精度得以提高,但设备庞大复杂,不利于推广。微波辐射计不需要强大的发射设备与复杂的显示技术,除天线尺寸和雷达有同样的要求外,具有重量轻、体积小、耗电极省的突出优点,至今已成为美国气象业务卫星上的重要设备之一。据报导,微波辐射计已测得台风螺旋雨带的雨强分布^[1]。

近二年来我们就微波辐射计测雨问题,在理论上论证了原理方案,在技术上研制了3公分测雨微波辐射计,并连续两年在北京雨季进行了应用验证。从已处理的资料看,地面微波辐射计测雨是可行的,取得了较满意的结果,其中路径积分雨强可望得到更高的精度。若能与测雨雷达配合,必能取得更好的效果。

本文简单介绍微波辐射计测雨原理、仪器性能、应用验证及应用前景展望等几个方面。

二、测雨原理

在微波段,大气中的气体和云雨粒子都有吸收衰减作用。根据热辐射理论,在热力学

1978年1月8日收到。

* 本文由林海、吕达仁、荆其一执笔

平衡状态下,物质的热辐射满足 Kirchhoff 定律,任何物质在某一波段上的辐射强度与其吸收系数成正比,同时温度愈高,物质辐射也愈强。在厘米波段,雨滴是主要的大气吸收体,因而雨滴也是主要大气辐射源,大气其他成分的厘米波辐射相对雨来说是少量。测雨的原理基础就在于建立起所测辐射强度和降水强度之间的定量关系。

1. 测雨基本方程

微波辐射计测雨方程就是建立起辐射计测量值与天线所指方向上雨强分布之间定量关系。这个方程就是辐射传输方程在微波段的简化形式。

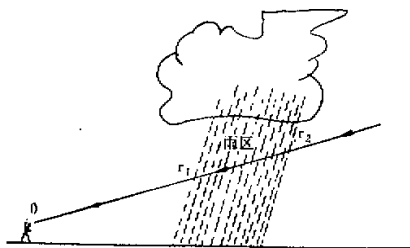


图 1 探测示意图

由于物体的微波热辐射与物体所处热力学温度成正比,因而在计量微波辐射功率时通常转换成温度值来表示,称为亮度温度 T_b 。若辐射计在某方向上(例见图 1)所接收的微波功率为 P_a ,则与 T_b 之间有如下关系:

$$P_a = kT_b \Delta f \quad (1)$$

其中 k 为 Boltzmann 常数, Δf 为接收机带宽, T_b 即为来自该方向大气的微波辐射亮度温度(这里不计及天线损耗)。在测雨厘米波段,雨滴对微波的散射一般较吸收小一个量级,故可不考虑散射作用。这时传输方程的形式为(参见图 1):

$$T_b = \int_0^{r_1} T(r) \alpha_a(r) e^{-\int_0^r [\alpha_a(r') + \alpha_p(r')] dr'} dr + \int_{r_1}^{r_2} T(r) [\alpha_a(r) + \alpha_p(r)] e^{-\int_0^r [\alpha_a(r') + \alpha_p(r')] dr'} dr + \int_{r_2}^{\infty} T(r) \alpha_a(r) e^{-\int_0^r [\alpha_a(r') + \alpha_p(r')] dr'} dr \quad (2)$$

实际上(2)式右方反映雨区前大气、雨区、雨区后大气三部分辐射贡献。 $T(r)$ 为路径气温分布, α_a 为无雨大气吸收系数, α_p 为雨衰减系数。根据 3.2 公分波长雨滴谱辐射特征的计算,雨滴的散射系数比衰减系数要小 1—3 个量级,所以这里 α_p 也可看作吸收系数。

对(2)式可分段取中值平均温度 T_1 、 T_2 、 T_3 , 并令

$$\tau_1 = \int_0^{r_1} \alpha_a(r) dr \quad \tau_2 = \int_{r_1}^{r_2} \alpha_a(r) dr \\ \tau_3 = \int_{r_2}^{\infty} \alpha_a(r) dr \quad \tau_p = \int_{r_1}^{r_2} \alpha_p(r) dr$$

则(2)式简化成

$$T_b = T_1(1 - e^{-\tau_1}) + T_2 e^{-\tau_1}(1 - e^{-\tau_2 - \tau_p}) + T_3 e^{-\tau_1 - \tau_2 - \tau_p}(1 - e^{-\tau_3}) \quad (3)$$

考虑到,无雨时的大气背景辐射亮温 T_{bs} 是:

$$T_{bs} = T_1(1 - e^{-r_1}) + T_2e^{-r_1}(1 - e^{-r_2}) + T_3e^{-r_1-r_2}(1 - e^{-r_3}) \quad (4)$$

由此得

$$\tau_p = -\ln \left\{ 1 - \frac{T_b - T_{bs}}{T_1 + (T_2 - T_1)e^{-r_1} - T_{bs}} \right\} \quad (5)$$

这样就求得了降水区的总衰减厚度(光学厚度)。而雨区的平均衰减系数为(令 $L = r_2 - r_1$)

$$\bar{\alpha}_p = \tau_p / (r_2 - r_1) = \tau_p / L$$

若根据予先研究建立起 α_p 与雨强 R 的定量关系

$$\alpha_p = aR^b$$

a, b 为经验常数。则可以求出平均雨强 $\bar{R}$ 和路径积分雨强 L_R

$$\bar{R} = \left\{ -\ln \left[1 - \frac{T_b - T_{bs}}{T_1 + (T_2 - T_1)e^{-r_1} - T_{bs}} \right] / La \right\}^{1/b} \quad (6)$$

$$L_R = \int_{r_1}^{r_2} R dr \cong \bar{R}L = \left\{ -\ln \left[1 - \frac{T_b - T_{bs}}{T_1 + (T_2 - T_1)e^{-r_1} - T_{bs}} \right] / a \right\}^{1/b} L^{\frac{b-1}{b}} \quad (7)$$

此时算得的 L_R 值为假设雨区内雨强均匀分布情况下的路径积分雨强。实际雨强分布当然是不均匀的,因而与(7)式估算值会有差别。这种差别可等效于所取 L 值不符合实际降水区宽度所引起的误差,这种误差已在第四节中进行了讨论。

在实际测雨的一般低仰角观测中,可近似地取 $T_1 \approx T_2 = \bar{T}$, 则上式可进一步简化

$$\bar{R} = \left[-\ln \left(\frac{\bar{T} - T_b}{\bar{T} - T_{bs}} \right) / La \right]^{1/b} \quad (8)$$

$$L_R = \left[-\ln \left(\frac{\bar{T} - T_b}{\bar{T} - T_{bs}} \right) / a \right]^{1/b} L^{\frac{b-1}{b}} \quad (9)$$

式中 T_b 为下雨时实际测量值, T_{bs} 为扣掉雨的潮湿大气辐射值(包括云的影响),它可在下雨前测量获得或在本站无雨时向非降雨方向测量获得,还可按实际探空温湿层结计算得到。 $\bar{T}$ 为路径平均温度,可按降水时的气温分布适当取平均而得。在 T_{bs} 、 $\bar{T}$ 及 a, b 已知的情况下,根据实测亮温 T_b 就可推算该方向上的 $\bar{R}$ 和 L_R 。

2. 衰减系数与雨强的关系

α_p 与 R 的关系一般根据雨滴谱计算求得经验公式,较普遍采用的经验公式形式为

$$\alpha_p = aR^b \quad (10)$$

a, b 为经验常数。这里, α_p 单位为 $1/\text{Km}$, R 为 mm/hr 。1963年 Wexler 和 Atlas^[2]计算了不同类型雨滴谱的 a, b 值,结果表明 a, b 与谱形关系不大。为了考察我国降雨实际情况的 α_p-R 关系,我们利用 Mie 散射公式具体计算了各种温度条件下的 Marshall-Palmer 谱和北京、新疆天山两地雨滴谱的 α_p-R 关系,并求得 a, b 随温度的关系

$$\begin{aligned} a &= f_0 + f_1t + f_2t^2 \\ b &= g_0 + g_1t + g_2t^2 \end{aligned} \quad (11)$$

式中 f_i 和 g_i ($i = 0, 1, 2$) 是与微波波长有关的回归系数。 t 是温度($^{\circ}\text{C}$)。对 M-P 谱,波长为 3.2 厘米时

$$f_0 = 0.245 \cdot 10^{-2}, \quad f_1 = -0.465 \cdot 10^{-4}, \quad f_2 = 0.385 \cdot 10^{-6}, \\ g_0 = 1.093, \quad g_1 = 0.548 \cdot 10^{-2}, \quad g_2 = -0.244 \cdot 10^{-4}$$

北京、天山实际雨滴谱计算表明, 连续性降水时 α_p-R 关系与 M-P 谱十分接近, 阵性降水时偏离稍大一些, 但大致仍和 M-P 谱接近。10℃ 时的各参数值见表 1。

表 1 3.2 厘米、10℃ 各种雨滴谱的 a, b 值

	M-P 谱	北 京 谱 (夏季)	新 疆 天 山 谱
a	0.00203	0.00213	0.00202
b	1.15	1.21	1.00
σ	0.088	0.127	0.083

表中 σ 为统计回归均方差。从表 1 可以看出, α_p-R 的关系是比较稳定的。

从雨滴的微波散射和衰减计算结果¹⁾表明, 同一谱型下 Z_e-R , α_p-R 的关系随温度的变化是不同的。在通常所考察的温度范围 ($-10^\circ-20^\circ\text{C}$) 内 Z_e-R 关系要比 α_p-R 关系稳定得多。但是谱型对 Z_e-R 关系的影响却大得多。可以认为, α_p-R 关系与谱型无关。当我们选取平均温度代替实际降水中的雨滴温度时, 在近水平的测量中, 可以用本站雨水的温度大致代表雨中平均温度, 这时相对误差 (对热力学温标而言) 会小于 0.2% (即绝对偏差不会大于 5°C)。在 5°C 变化范围内, 根据计算, 其相应 b 值变化在 1% 左右, 可以忽略。而 a 值变化可达 10%, 这一点对整个测量的贡献见第四节误差讨论。总之, α_p-R 关系随谱型变化不大, 与 Z_e-R 关系有本质上的不同, 所以微波辐射计测雨有其一定的长处。

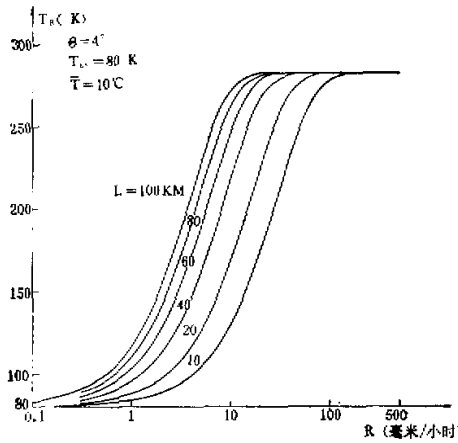


图 2 $\theta = 4^\circ$ 时亮温与雨强的关系
($T_a = 80\text{K}$, $\bar{T} = 283\text{K}$)

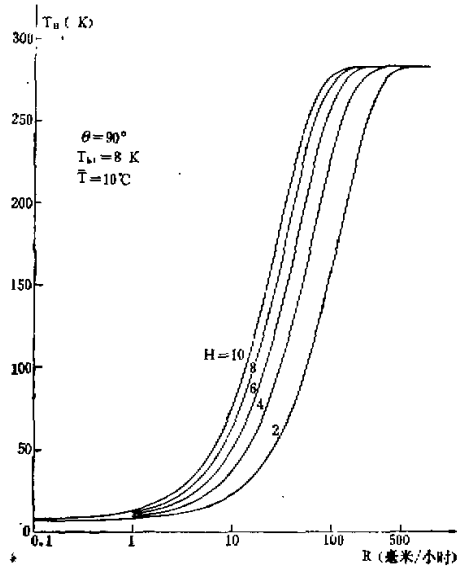


图 3 天顶方向亮温与雨强的关系
($T_a = 8\text{K}$, $\bar{T} = 283\text{K}$)

1) 雨滴的微波辐射特征(待发表)。

3. 亮温与雨强的关系

由(8)、(9)二式取定 $\bar{T}$ 、 T_b ，则可计算不同雨区宽度下 T_b 与 $\bar{R}$ 、 L_R 的关系曲线。作为例子，我们计算了仰角 4° 和 90° 两种情况。取 $\bar{T} = 283K$ ，背景亮温 T_b 取自实测，分别为 $80K$ 和 $8K$ 。对垂直方向，宽度 L 即转化为厚度 H 。从图 2 可以看出低仰角探测时 T_b 饱和现象十分明显，当 $L \geq 60$ 公里时，难以反映 20 毫米/小时以上的平均雨强，这是由探测波长 (3.2 厘米) 偏短所引起的。若采用较长波长，则可有明显改善。垂直方向(图 3)情况很不相同，饱和现象对测雨的影响不大，因此与测站高灵敏的雨强计相配合，可用

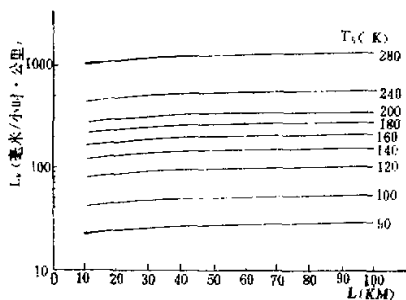


图 4 水平方向路径积分雨强与雨区宽度之间的关系

来验证测雨原理，但实用价值不大。而空地测雨(气象卫星遥测地面雨区分布)，虽有地表的反射影响，其 T_b-R 的关系类似于图 3 的形状。

图 4 是 L 与 L_R 的关系。由于雨区宽度在许多情况下难以确切知道，了解 $L-L_R$ 关系是很有意义的。从图中可以看出，路径积分雨强 L_R 对雨区宽度 L 很不敏感，例如 L 估计值差 100% 时 L_R 的误差不超过 10% 。这对于区域性降水总量的正确估计是十分有利的。

三、微波辐射计性能

我们研制的 3.2 厘米测雨微波辐射计是一台非平衡式 Dicke 接收机，其结构框图见图 5。整机由室内和室外两部分组成。室外有天线系统及接收机，室内部分有天线控制

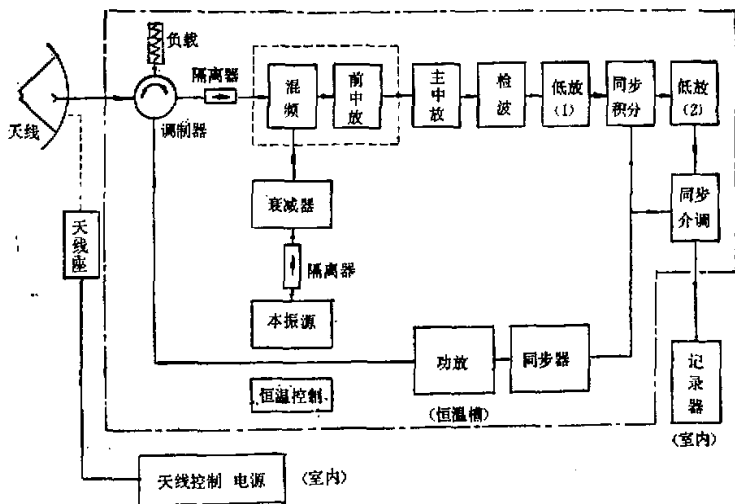


图 5 3.2 厘米测雨微波辐射计

器、电源及显示纪录装置。

它的简单工作原理是: 天线接收到来自大气某方向的微波热辐射送入调制器作为一路输入, 另一路输入来自机内恒温负载这个固定热辐射源。这两路输入通过调制器轮流送至混频器, 经中频放大器选出一定频段的双边带热噪声辐射信号, 再经检波、同步积分、放大、同步解调得到一个直流电位差。这个电位差的大小正比于两路微波热辐射的差值, 由电位差计记录, 也可数字打印输出。这个电位差值经标定即可转换成主瓣辐射亮温。我们作了相对标定得每小格为 3.5K (参见图 6)。

3.2 厘米测雨微波辐射计性能技术指标见表 2。

表 2 测雨微波辐射计技术指标

天 线 系 统	频 率	9.375 GC
	型 式	卡塞格伦式天线
	口 面 直 径	1.5 米
	焦 距	0.441 米
	主 瓣 宽 度	1.35°
	方 位 转 速	0.4 转/分
接 收 系 统	中 频 频 率	70MC
	中 频 带 宽	30MC
	积 分 时 间	1 秒
	灵敏度(理论值)	0.3K
	总 增 益 变 化	2.5%/°C
	恒 温	56°C ± 0.5°C
测量精度(相对标定)		0.5K
整 机 电 耗		<200瓦
工 作 状 态		可连续数日自动扫描观测。

四、初步应用验证及误差分析

1. 应用验证

根据辐射计测雨方程及我们研制的测雨辐射计, 77 年夏季我们在北京地区进行了辐射计测雨和地面雨量网记录的对比验证。由于雨量自记仪一般县气象站才配备, 布网过稀, 而公社雨量记录网虽较密, 但记录时段起迄不一, 给对比工作造成很大的困难, 目前还只进行了一小部分资料整理工作。这里仅就几个实例说明微波辐射计的测雨能力。

图 6 是 1977 年 7 月 23 日一次 4° 仰角全方位扫描所得 T_b 曲线及计算值。扫描一圈需时约 2.5 分钟。图中还注有各方位上雨量自记在相应时刻的 10 分钟平均雨强。该日为大面积降水, 本站有雨。当时本站 3 公分雷达回波范围仅 50—60 公里, 而实测雨表明降雨范围达 80—100 公里。由于雨厚 6 公里, 在仰角 4° 探测条件下, 近似地取 $L = 80$ 公

里, $T_b \approx 80K$, $\bar{T} = 288K$, a, b 取 $15^\circ C$ 时的 M-P 谱值进行计算. 图 6 表明, 所计算 $\bar{R}$ 值与雨量自记值在趋势上是一致的.

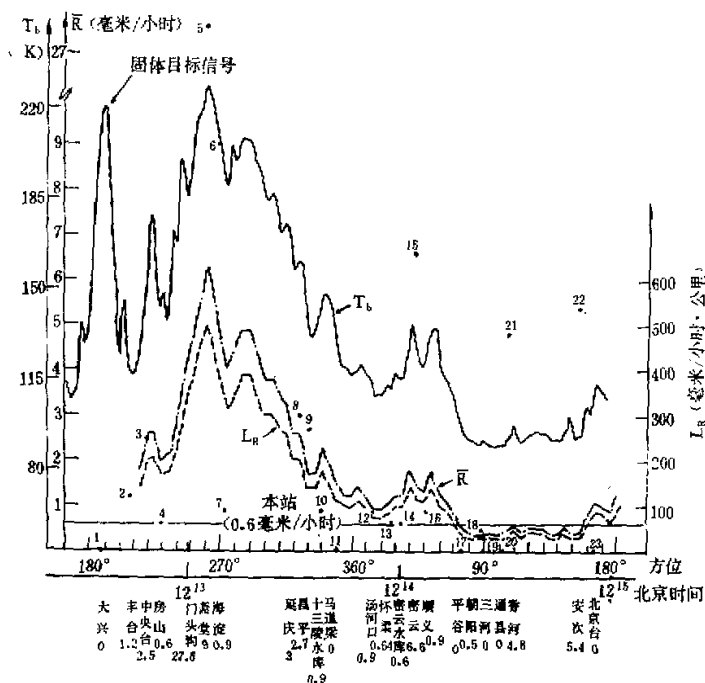


图 6 1977.7.23 一次实测对比

为了进一步与时段雨量作对比, 我们将所对比方位上一小时内的 T_b 值进行统计平均, 所有资料每隔 5° 取一个点, 每 10° 区间用三点平均求得该方位的平均亮温, 由此算出 L_R 与 $\bar{R}$. 选取对应方位 80KM 距离内有比较密集的、较为可靠的雨量点测值作近似线积分及线平均雨强以供对比. 1977 年 7 月 23 日的几组对比实例列于表 3.

表 3 $L_R, \bar{R}$ 计算值与实测值对比 (1977.7.23)

时 间 (h)	方 位 (度)	资 料 组	$\bar{T}_b(K)$	$L_{R\text{计}}$	$L_{R\text{测}}$	$\bar{R}_{\text{计}}$	$\bar{R}_{\text{测}}$
				(mm/hr · KM)		(mm/hr)	
12—13	250—260	11	203.6	385.9	389	4.8	4.8
12—13	260—270	11	218.5	450.7	444	5.6	5.5
12—13	320—330	11	171.2	260.7	303	3.3	3.8
13—14	10—20	11	187.0	327.9	396	4.1	4.9
13—14	320—330	11	185.8	315.7	297	4.0	3.7
16—17	20—30	12	176.7	311.5	338	3.9	4.8
16—17	30—40	12	178.0	301.9	278	3.8	4.6
16—17	40—50	12	184.7	325.5	459	4.1	5.7
16—17	50—60	12	204.8	398.3	491	5.0	6.1

应该指出, 这种对比误差不仅来自计算值, 而且来自实测资料的布网密度和测量误差。根据我们整理资料发现, 在雨量点密并记录较细时, 计算值与实测值一致性就比较好。

1977 年 8 月 14 日傍晚有一对流云带由西向东移过本站, 雨区宽度 40 公里 (取自雷达回波径向宽度)。16⁵⁶ 雨区接近本站, 持续时间达一小时, 平均雨强为 14.9mm/hr。我们选取 270—280° 方位内微波辐射计于 16⁵⁵—17⁰⁰ 测得的亮温, 按上述同样方法取平均算得雨强为 10.0mm/hr。该方位内有自记雨量点二个: 斋堂距本站约 60 公里, 降雨时段为 16¹⁵—16⁵⁵, 平均雨强达 12.6mm/hr。海淀离本站 6.7 公里, 16⁵⁰—17⁰⁰ 降雨, 平均雨强为 10.9mm/hr。从雨量自记记录 (见图 7) 中可看到实际降水区在本站所选的方位内径向距离可达五十余公里, 但实际较强的降水区小于此值。雷达显示的宽度即为去掉微弱降水边缘的较强的雨区宽度, 依此作为计算参数是较为合理的。从此例对比可见, 对比较孤立的雨区, 辐射计测量能较正确地估算得当地的平均雨强。并能连续表示出雨区的大致走向及其雨强变化。

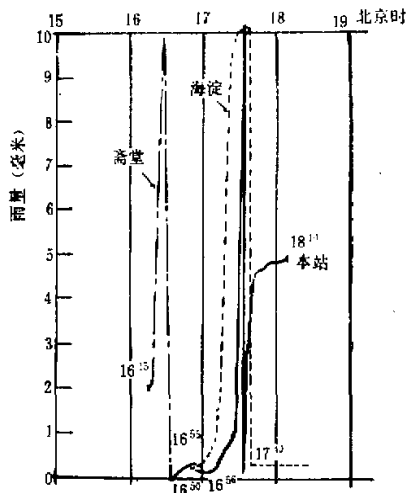


图 7 1977.8.14 三站的雨量自记图。

2. 误差讨论

对(9)式求差分, 得到 L_R 相对变化的误差传递关系为

$$\frac{\Delta L_R}{L_R} = \frac{1}{b\tau_p} \left[\frac{\Delta T_b}{\bar{T} - T_b} - \frac{\Delta T_{bs}}{\bar{T} - T_{bs}} - \frac{T_b - T_{bs}}{(\bar{T} - T_b)(\bar{T} - T_{bs})} \Delta \bar{T} \right] + \frac{b-1}{b} \frac{\Delta L}{L} - \frac{1}{b} \frac{\Delta a}{a} \quad (12)$$

当 $\bar{T} = 283\text{K}$, $T_{bs} = 80\text{K}$, $T_b = 200\text{K}$ 时, $\tau_p = 0.91$, $b = 1.15$, $b\tau_p = 1.05$ 。在最大可能误差情况, 取 $\frac{\Delta T_b}{T_b} \sim 5\%$, $\frac{\Delta T_{bs}}{T_{bs}} \sim 10\%$, $\frac{\Delta \bar{T}}{\bar{T}} \sim 5\%$, $\frac{\Delta L}{L} \sim 100\%$, $\frac{\Delta a}{a} \sim 10\%$, 则对 $\Delta L_R/L_R$ 的分别贡献为 0.12, 0.04, 0.10, 0.12, 0.09。由于各误差彼此独立, 实际 $\Delta L_R/L_R$ 的最大可能误差为 22%, 若我们对几个参数值作出合理的分析取用, 误差还可能大为减小。这是理论估计误差值。辐射计计算值与客观实际降水值之间的偏离, 还不能完全说明, 有待进一步改善对比试验予以证实。

五、应用前景展望

地面微波测雨从理论分析和实用验证初步证明是可行的, 3.2 厘米测雨微波辐射计在

测大范围暴雨方面有局限性,这很大程度上在于波长偏短的原因。只要波长改用 5 厘米,则辐射计的测雨能力将会有更大的提高。

微波辐射计在技术和使用上的许多突出优点使它有利于在实际部门发挥作用。如果试验表明在大型水库流域范围的适当地点安装一架辐射计,即可得到流域范围内降水量的迅速可靠的报告的话,则将大大减轻流域内降水量实时通信的巨大困难,促进有关部门的正确决策。

微波辐射计测雨的主要局限是缺乏距离分辨能力,而只是有利于测路径降水强度。取几个不同仰角进行测量会得到较粗糙的降水距离分布。微波雷达测雨的突出优点则是有良好的距离分辨能力。我们已经提出了综合雷达与微波辐射计的特长,进行降水分布定量测量的方案¹⁾。结合使用雷达和辐射计将使降水分布定量测量问题得到较好的解决。

在技术上,相同波长的雷达和辐射计完全可以利用同一天线系统,组成测雨雷达—辐射计系统。二者既可单独使用,亦可联合应用。这是值得发展的一种遥感技术。

参 考 资 料

- [1] T. T. Wilheit, L. T. A. Allison, E. B. Rodgers, *Bull. Amer. Met. Soc.*, 1974, No. 1.
- [2] L. J. Battan, *Radar Observation of the Atmosphere*, 1973.

1) 参见“雷达和微波辐射计测雨特性比较及其联合应用”(待发表)。