

8 毫米雷达和微波辐射计联合系统探测 层状云中含水量分布的原理研究*

忻 妙 新 林 海

(中国科学院大气物理研究所)

1. 前 言

自从 1968 年 Lhermitte^[1]提出地面被动微波遥感云中含水量的可能性以来,地面微波辐射计相继出现,为遥感云中含水量带来了日益优越的条件,取得了一定的进展。例如 1970 年 Decker^[2]等人利用地面 2.8 厘米波长的 Dicke 辐射计成功地探测到降水雷暴单体内路径积分含水量的时间演变。近年来,我国也陆续研制成 3.2 厘米和 8.6 毫米波长的地面辐射计^[3,4]进行了云雨参数的探测,尤其于 1980 年取得了该两个波长观测云中路径积分含水量分布^[5],并对探测原理进一步作了分析比较。由于受微波辐射计探测原理的根本性局限,结果不可能达到较高的距离分辨率。为此,要克服这个弱点,显然会考虑到主被动相结合的微波遥感系统。苏联水文气象局地球物理观象台先后发表过一些主被动相结合的雷达系统^[6,7],提出过一种测云中含水量路径分布的方法,并取得了结果。他们利用大气的微波辐射亮度温度 T_b ,通过经验回归,求得各种对应仰角下的路径总含水量 W ,然后利用雷达反射率因子 Z 与单位体积含水量 w 的关系

$$Z = w^b \quad (1)$$

导出任一点 i 上的含水量 w_i :

$$w_i = \frac{\sqrt[b]{Z_i W}}{L} \quad (2)$$

式中 $W = \bar{w}l$, L 为等效路径长度

$$L = \frac{\sum_i^n \sqrt[b]{Z_i}}{n} l \quad (3)$$

l 为云中路径长度。从中可以看到:

(1) 主被动结合的枢纽是(1)式;

(2) 测量含水量分布的精度取决于雷达反射率因子、总含水量和云中路径长度的定量化。这样势必造成云滴谱型的变化和雷达定量精度直接影响到含水量的测量。

差不多同一时候,在 1978 年吕达仁和林海提出了一种雷达和微波辐射计联合测雨的迭代求解方案,已于 1980 年发表^[8]。这种方法充分在数学上体现了两种仪器的结合,放

* 本文于 1981 年 3 月 4 日收到, 1981 年 10 月 26 日收到修改稿。

宽了对雷达量化的要求,并自动补偿了滴谱变化的一部分影响。该联合探测原理同样适合于云中含水量分布的探测。本文着重讨论 8 毫米波长雷达——微波辐射计联合系统探测云中含水量分布的原理和方法。利用实际云滴谱和模式滴谱进行了各类数值计算,并讨论了它们的误差。由此可以看出,该迭代求解方法用于云的探测是极为优越的,尤其在非降水云,即满足瑞利近似条件下,各项相对误差的最大可能总和为 59%。本文将有助于主被动结合的微波遥感云层的理论研究并有所推进。

2. 联合探测原理

一架雷达和微波辐射计相结合的探测系统,可以研制成同一波长,使用同一天线,并能方便地交替进行观测的一种装置。来自同一方向的探测信号就有两个,一个是雷达回波功率 $P(r)$,另一个为微波辐射计所得到的辐射亮度温度 $T_B(\theta, \varphi)$ 。 $P(r)$ 是路径矢量 \vec{r} 方向上具有一定距离分辨率的功率分布,而 $T_B(\theta, \varphi)$ 是同一路径上大气自身辐射强度的总和,因此仅具有一定的角度(仰角 θ 和方位 φ)分辨率。以后为简单起见,该亮度温度写作 T_B 。它们分别遵循下列公式:

$$P(r) = \frac{C_A Z(r)}{r^2} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 \exp \left[-2 \int_0^r \sigma(r') dr' \right] \quad (4)$$

$$T_B = \int_0^\infty T(r) \sigma_a(r) \exp \left(- \int_0^r \sigma(r') dr' \right) dr \quad (5)$$

这就是大家熟知的雷达方程和微波辐射传输方程。式中 C_A 是雷达仪器常数, m 为被测物的复折射指数, $\sigma(r)$ 是衰减系数(单位为公里⁻¹), $\sigma_a(r)$ 是吸收系数, $T(r)$ 是路径温度分布, $Z(r)$ 为雷达反射率因子的路径分布。

利用 8 毫米波长的联合系统进行层状云的探测,则满足瑞利近似条件^[9],可认为云中衰减系数等于吸收系数,即忽略散射。其衰减系数可表达成

$$\sigma_c(r) = \frac{6\pi}{\rho\lambda} \operatorname{Im} \left(- \frac{m^2 - 1}{m^2 + 1} \right) w(r) \quad (6)$$

与云中含水量分布 $w(r)$ 成正比,式中 ρ 为水的密度,取(克/厘米³)为单位, λ 是波长(厘米), Im 为虚部。如果路径上,云层占居 $r_1 - r_2$,则云层的回波与辐射亮温为:

$$P(r) = \frac{C_A Z(r)}{r^2} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 \exp \left[-2 \int_0^r (\sigma_g(r') + \sigma_c(r')) dr' \right] \quad r_1 \leq r \leq r_2 \quad (7)$$

$$\begin{aligned} T_B = & \int_0^{r_1} T(r) \sigma_g(r) e^{-\int_0^r \sigma_g(r') dr'} dr + \int_{r_1}^{r_2} T(r) \\ & \left[\sigma_g(r) + \sigma_c(r) \right] e^{-\int_0^r [\sigma_g(r') + \sigma_c(r')] dr'} dr \\ & + \int_{r_2}^\infty T(r) \sigma_g(r) e^{-\int_0^r [\sigma_g(r') + \sigma_c(r')] dr'} dr \end{aligned} \quad (8)$$

其中 $\sigma_g(r')$ 为大气的衰减系数。(8)式通过简化,可求得云层路径上的总衰减 τ_c ,

$$\tau_c = -\ln \left\{ 1 - \frac{T_B - T_{BS}}{T_1 + (T_2 - T_1) \exp \left[-\int_0^{r_1} \sigma_g(r') dr' \right] - T_{BS}} \right\} \quad (9)$$

式中 T_{BS} 为同一路径上无云时的晴空背景亮度温度, 它是一个可测量。 T_1 和 T_2 分别为云前和云中的平均气温, 以 K 温标计。 $0-r_1$ 之间的大气衰减, T_1 和 T_2 都可以根据气象资料作出估计。一般说来, 从微波辐射亮温推算总衰减能达到较高的精度^[3]。

同时, 利用云的衰减系数与雷达反射率因子之间的经验关系

$$Z = C\sigma_c^d \quad (10)$$

将(7)式改写成类似文献[8]中的迭代方程组:

$$\begin{cases} \sigma_i(r_1) = [r_1^2 P(r_1) / C_A C_i |K|^2]^{1/d} \exp \left[\frac{2}{d} \int_0^{r_1} \sigma_g(r') dr' \right] \\ \sigma_i(r_2) = [r_2^2 P(r_2) / C_A C_i |K|^2]^{1/d} \exp \left[\frac{2}{d} \sum_{i=1}^1 \sigma_i(r_i) (r_{i+1} - r_i) \right] \\ \quad \exp \left[\frac{2}{d} \int_0^{r_2} \sigma_g(r') dr' \right] \\ \vdots \\ \sigma_i(r_N) = [r_N^2 P(r_N) / C_A C_i |K|^2]^{1/d} \exp \left[\frac{2}{d} \sum_{i=1}^{N-1} \sigma_i(r_i) (r_{i+1} - r_i) \right] \\ \quad \exp \left[\frac{2}{d} \int_0^{r_N} \sigma_g(r') dr' \right] \end{cases} \quad (11)$$

即把云中一段路径分成 $i=1, 2, \dots, N$ 小段, 建立起云层衰减的分布 $\sigma(r_i)$ 所依赖的方程组, 其各段衰减的累加即为相应路径上的总衰减 τ_i , 应等于(9)式的值

$$\tau_i = \sum_{i=1}^{N-1} \sigma_i(r_i) (r_{i+1} - r_i) = \tau_c \quad (12)$$

下标 j 为迭代次数, $j=1, 2, 3, \dots$ 。方程组(11)中的 $k = \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2}$, C_i 为(10)式中的 C 值, 我

们选其为迭代中的变动量。由于(10)式是一种经验关系, 其回归参数 C 和 d 都是温度、云滴谱的函数, 因此解出方程组(11)后, 再求(12)式求得的 τ_i 并不一定等于 τ_c 。这里我们提出一种由 τ_c 来控制迭代次数的求解方法。首先选 $C_i = C_0$ 为迭代初值, 代入方程组(11), 所得 τ_0 与 τ_c 作比较, 取 $\gamma = \tau_0 / \tau_c$, 如果 $|\gamma - 1| < \epsilon$ (ϵ 为误差控制量)时, 认为所得 $\sigma_0(r)$ 满足要求, 否则令 $C_1 = \gamma C_0$, 将 C_1 代入方程组进行第二次计算, 以此类推直到满足要求为止。然后将最后一组满足条件的 $\sigma(r)$ 分别代入公式(6)求得云中的含水量 $w(r)$ 分布。从求解过程中可以看出, 云滴谱变化所造成的对 C_i 值的影响在迭代过程中自动适应了, 其适应的程度取决于辐射计所得的 τ_c 值反映实际滴谱的真实性。而实际上滴谱对总衰减的影响是很小的。另外由于方程中 C_i 与 C_A 是以构成一个乘积出现的, 这就对仪器常数 C_A 的精确测定放低了要求, 只要雷达在观测过程中保持稳定, 就可得到定量的探

测结果,这正是主被动结合的一大好处,也是此探测原理的特色所在。

3. 数值试验

数值试验就是用一定模式的有云大气,通过计算(正问题)造就实际的观测值 $P(r)$ 和 T_B ,然后按上述迭代求解法(反问题)得到云中含水量分布,考虑在各种可变条件(指云滴谱分布、大气背景等)情况下反演结果与所假定模式的偏离程度。

为了便于数值试验,假定大气为球面分层,大气参数沿球面均一。在1.6到3.6公里处设一云层,云中参数沿球面均一,云底和云顶的相对湿度取80%,云内取90%。天气背景的温压湿资料取自北京7月份十年的平均气候。其它如含水量分布和云滴谱取如下各种模式。

1) 云中液态含水量

云中含水量设五种模式,其中三种是存在极值的情况,另外二种分别为随高度递增和常值的情况,具体形状见图1。

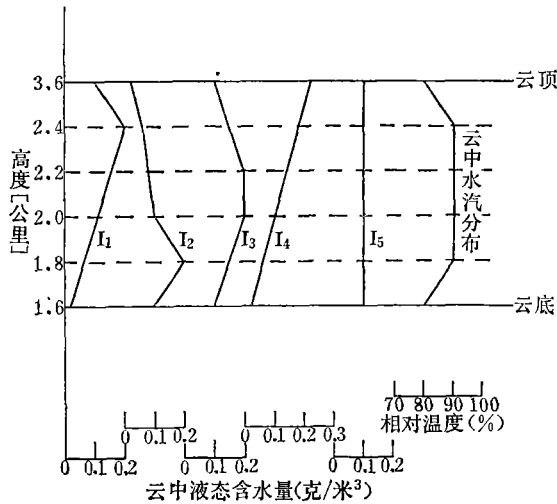


图1 模式云中液态含水量五种分布和水汽分布

2) 云滴谱

为了考察不同云滴谱对反演含水量的影响,我们取了三种典型的滴谱:匀谱、 Γ 谱和实际谱个例分别进行了计算。匀谱的滴半径取3微米, Γ 谱分布由下式决定,

$$n(r) = ar^a e^{-br} \quad (13)$$

式中 $a=4, b=1$,众数半径 $r_c=4$ 微米,常数 a 由云中含水量确定。实际谱个例取江西庐山非降水云的一次观测实例,图2给出了这三种典型的谱型。

不同云滴谱的雷达反射率因子与衰减系数的关系是不同的,即(10)式中的回归系数 C 和 d 不仅是波长、温度的函数,而且还依赖于谱型。对于匀谱这种极端的情况, $d=2$,对于 Γ 谱, $d=1.971$,它们的 C 值从 -10°C 到 20°C 范围内大致有一个量级的变化范围。对于实际谱,我们取了庐山非降水云的392份滴谱进行统计回归,得到的8毫米回归系

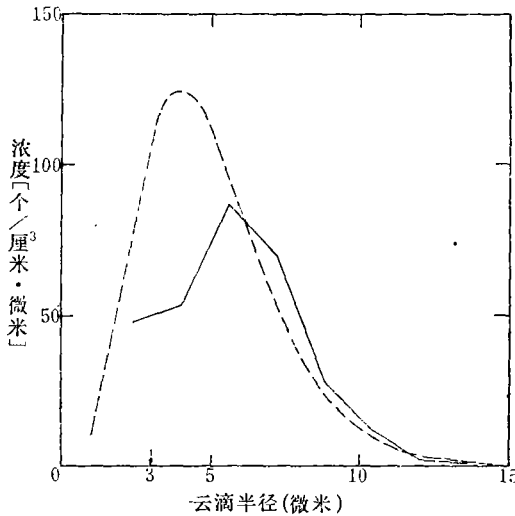


图 2 模式云的三种滴谱
 (实线：庐山非降水云实际谱个例。总浓度 480 个/厘米³, $r_c=5.6$ 微米; 虚线： Γ 谱, 总浓度 637 个/厘米³, $r_c=4$ 微米, 含水量为 0.6 克/米³; 箭头: 匀谱, 半径取 3 微米, 浓度由含水量确定)

表 1 实际非降水云的回归系数
(江西庐山)

温度 (°C)	C 值	d 值
-10	0.3455	1.946
0	0.5715	1.946
10	0.9292	1.946
20	1.473	1.946

数见表 1。

由此看出,在同一波长下, d 值随谱型和温度的变化是很小的,而 C 值是一个极为敏感的量。在第 2 节中,联合探测方案正是将 C 值作为调节因子,在若干次迭代中寻求一个比较接近于实际探

测云的 C 值,其接近程度靠辐射计测得的总衰减的精度而保证。

3) 数值结果

在以上假定模式条件下,我们可以严格按(6)、(7)和(8)式算得模拟的探测值 $P(r)$ 与 T_B ,然后采用第二部分所述的迭代原理求解,得到反演的云中含水量分布。图 3 给出了图 1 中五种含水量分布:三种云滴谱的模式云条件下,统一用 d 为 1.946 时所得的反演结果。从中可以看到谱型越接近,也就是经验关系符合得越好,则反演精度就越高。

注意到在求解方程组时,云中的 C 值取一常值,而实际上 C 值在一定的波长下它是温度的函数,这就会引进误差,其误差不超过 5%。

联合反演比单部雷达反演在理论上说其优越性是明显的,为了进一步说明这个问题,我们在假定单部雷达本身能精确定标的理想情况下,考察它与联合应用的定量差别。以图 1 中模式 I_1 为例的比较结果见表 2。其它四种模式的比较见图 4。

从表 2 中可以看出联合反演的优越性是明显的,对于同一种 Γ 谱而言,如果六个高度上的相对误差取平均值的话,那么单雷达反演的平均相对误差是 26.3%,而联合反演的平均相对误差为 3.3%,比前者提高了 23%。

在实际探测时,大气的实时背景一般是不知道的,为了实时处理资料的需要,为此我们考察了用气候背景代替实时背景所引起的偏差,从表 3 可见,在正问题中用 7 月份低温、低湿和逆温三天典型的背景,而反问题用 7 月份气候背景计算时,最大偏差也不超过 10%。

前面已经谈到,联合探测法可以降低对雷达的定标要求,甚至可以无须知道雷达仪器常数 C_A ,只要在观测的短时间内雷达稳定即可,因此,此探测法的误差主要由以下因素引起:云滴谱差异、反演时 C 值取常数、辐射计所测的总衰减 τ_c 、背景。

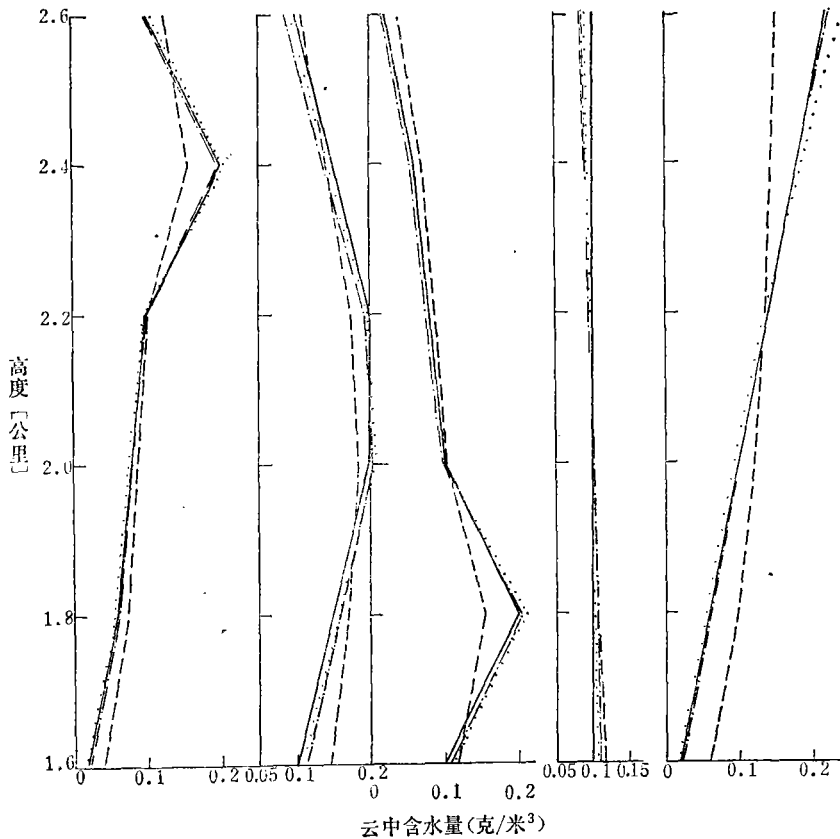


图 3 不同云谱时的反演结果
(实线:模式分布,点划线:实际谱反演,
虚线:匀谱反演,点线: Γ 谱反演)

云滴谱的差异主要反映在经验关系的 d 值上,因为在迭代时, C 值已逐步逼近实际值。计算表明,对于极端的情况——匀谱而言,最大相对误差为 110%, 平均相对误差为 24.7%, 迭代时 C 值取常数所带来的误差约 8%, 辐射计测 τ_c 的误差约 20%, 天气背景的误差不大于 10%。以上四项误差的算术平均为 15.7%。

以上可以看出联合探测法的精度要比单雷达探测提高 23%, 其误差主要由经验关系(公式 10)的符合程度所决定,可以预计,只要经验关系取得比较好,迭代方案精心设计,联合探测法的精度将会比单雷达探测有更大的提高,这还有待于在观测事实中证实。

应该说明,在满足瑞利近似条件时,8 毫米波长仅适用于探测粒子较小的层状云,对于对流云来说,只要适当加长波长或考虑散射的影响,本联合求解法仍然适用。

目前,我们已研制成功双波长(3 厘米和 8 毫米)雷达——微波辐射计联合系统,已经做到了雷达回波图象与辐射计定量结果的结合,取得了一些有关云中路径积分含水量和平均含水量的空间分布^[5], 预计,进一步改进雷达性能,采用数据处理系统,就能进行该联合探测原理的试验,这对研究遥感原理、云雾物理以及微波通信将起到积极作用。

表 2 不同谱型下联合反演与单雷达反演的比较

模式云垂直高度 (km)			1.6(云底)	2	2.4	2.8	3.2	3.6(云顶)
模式云含水量分布(克/米 ³)			0.02	0.06	0.08	0.1	0.2	0.1
联合反演	匀谱	反演含水量	0.042	0.074	0.088	0.103	0.157	0.124
		相对误差%	110	23	10	3	-22	24
	Γ 谱	反演含水量	0.023	0.068	0.085	0.101	0.192	0.089
		相对误差%	15	13	6	1	-4	-11
	实际谱	反演含水量	0.021	0.062	0.081	0.100	0.198	0.099
		相对误差%	5	3	1	0	-1	-1
单雷达反演	Γ 谱	反演含水量	0.028	0.083	0.104	0.123	0.236	0.109
		相对误差%	40	38	30	23	18	9

表 3 用气候背景和实时背景迭代反演值之间的相对偏差

相对偏差 % 日期	云 层					
	1(云底)	2	3	4	5	6(云顶)
(低温) 7 月 1 日	7	8	9	9	8	8
(低温) 7 月 5 日	4	1	2	4	5	7
(逆温) 7 月 14 日	2	1	1	3	3	1

参 考 文 献

- [1] Lhermitte R. M. Indirect probing of cloud and precipitation by microwave radiometer, *ISA transactions*, 7(2), 138—142, 1968.
- [2] Decker M. T. & E. J. Dutton, Radiometer observations of liquid water in thunderstorm cells, *J. Atm. Sci.*, 27, 785—790, 1970.
- [3] 大气物理研究所 105 组, 地面微波辐射计与测定区域性降水的初步试验, 大气科学, 第 2 卷第 4 期, 1978.
- [4] 赵柏林等, 微波遥感大气层结的原理和实验, 中国科学, 1980 年, 第 9 期。
- [5] 魏重, 林海, 忻妙新, 8.6 毫米和 3.2 厘米两个波长地面辐射计探测云中含水量, 大气科学, 第 6 卷第 2 期, 1982.
- [6] Попова Н. Д., и др, К методике определения профиля водности в облаках методом пассивно-активной радиолокации, *Тр ГГО*, 395, 1977.
- [7] Шуцкий Г. Г., и др, комплексное активно-пассивное радиолокационное зондирование облачности, *Тр. ГГО*, 411, 1978.
- [8] 吕达仁, 林海, 雷达和微波辐射计测雨特性的比较及联合应用, 大气科学, 3, No 1, 1980.
- [9] 林海, 魏重, 吕达仁, 雨滴的微波辐射特征, 大气科学, 5, No 2, 1981.