

雨滴微波辐射特征量之间关系的探讨

李承明¹⁾ 戴铁丕²⁾

(1)南京气象学院基础科学系,2)南京气象学院大气物理学系,南京,210044)

摘要 通过对一次特定降水过程雨滴谱资料的分析,建立了 $Z-M$ 、 $M-I$ 和 $k-M$ 的统计模式。在与理论模式和国内外有关资料的对比中,得到了一些有意义的结果。这些结果,无论对进一步的理论探讨或气象台站的实际工作,都具有一定的参考价值。

关键词 雨滴谱,微波辐射,特征量

分类号 TN959.4

微波在大气中传播特性的变化,以及大气自身存在的微波辐射,是一个涉及到空间科学、大气科学、环境科学等多学科的问题,也是目前工程应用中迫切需要解决的问题。因此,对大气中存在的云、雨、雪、雹等降水水体引起的微波散射和吸收总效应造成的微波衰减的研究,显得尤为重要。所以从理论上研究并建立统计模式,以便能够从一个已知的特征量去推知另一个特征量,这是一项很有实用价值的工作,目前已取得一定成果^[1~3]。但是,对于一次降水过程中,微波辐射特征量和雨滴谱本身特征量之间统计模式的变化问题,至今研究仍不够深入。

本文利用在江苏六合地区收集的一次锋面气旋降水过程的资料,分别计算了三种不同测雨雷达波长和不同雨型的谱衰减系数 k 、雷达反射率因子 Z 、雨强 I 和含水量 M 。用回归统计方法建立了它们之间的统计模式,在与国内外有关资料的对比中,得到了一些较有意义的结果。

1 资料来源和计算公式

1.1 资料来源

1982年6月21日,我们用染色滤纸法在江苏六合气象站观测场附近,对一次锋面气旋降水过程取得雨滴谱资料108份,并按文献[4]的方法进行处理。在上述相同时间内,使用经过标定、架设在南京气象学院的711雷达,探测20km处六合气象站上空降水目标物的回波强度。按文献[5]的方法经脉冲、高频和衰减订正后,求得雷达反射率因子 Z 值。

1.2 计算公式

由雨滴谱资料计算得到 $N(D)\Delta D$ 之后,可以利用下述理论公式计算微波辐射特征量。

$$Z = \int_0^{\infty} N(D) D^6 dD \quad \text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3} \quad (1)$$

$$Z_e = \frac{\sigma_M}{\sigma_R} \int_0^{\infty} N(D) D^6 dD \quad \text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3} \quad (2)$$

$$k = 0.4343 \int_0^{\infty} Q_i N(D) dD \quad \text{dB} \cdot \text{km}^{-1} \quad (3)$$

其中 Z 为雷达反射率因子, Z_e 为等效雷达反射率因子, k 为衰减系数。式中 σ_M 、 σ_R 分别为单个粒子米散射和瑞利散射截面, Q_i 为单个粒子衰减截面。它们可由文献[5]列出的公式计算得到, 也可由有关图表查得*。

雨滴谱本身的特征量——含水量 M 和雨强 I , 也可以通过下列公式求得

$$M = \frac{\pi\rho}{6} \int_0^{\infty} N(D) D^3 dD \quad \text{g} \cdot \text{m}^{-3} \quad (4)$$

$$I = \frac{\pi\rho}{6} 3.6 \times 10^4 \int_0^{\infty} N(D) D^3 v(D) dD \quad \text{mm} \cdot \text{h}^{-1} \quad (5)$$

式中 ρ 为水的密度, $v(D)$ 为雨滴下落末速度, 可由文献[6]列出的公式计算得到。

2 雨滴微波辐射特征量 Z 、 k 与含水量 M 、雨强 I 之间统计模式的建立

2.1 理论模式

从上述几个公式中可以发现, Z 、 Z_e 、 k 、 M 和 I , 这些量与滴谱 $N(D)\Delta D$ 密切相关, 因此在它们之间建立某种关系是完全可能的。若要建立 Z - M 之间的理论模式, 在一定假设基础上^[6], 由(1)式考虑 M - P 谱分布及 Γ 函数可得

$$Z = \int_0^{\infty} N_0 e^{-\lambda D} D^6 dD = N_0 \frac{\Gamma(7)}{\lambda^7}$$

若 Z 取 $\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$ 、 D 取 cm 、 N_0 取 $1 \cdot \text{cm}^{-4}$ 为单位, 则有

$$Z = 10^{12} N_0 \frac{\Gamma(7)}{\lambda^7} \quad (6)$$

另外, 由(4)式考虑 M - P 谱分布及 Γ 函数可得

$$M = \frac{1}{6} \pi \rho \int_0^{\infty} N_0 e^{-\lambda D} D^3 dD = \frac{1}{6} \pi \rho N_0 \frac{\Gamma(4)}{\lambda^4}$$

若 M 取 $\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ 、 D 取 cm 、 N_0 取 $1 \cdot \text{cm}^{-4}$ 、 ρ 取 $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ 为单位, 则有

$$M = 10^6 \frac{1}{6} \pi \rho N_0 \frac{\Gamma(4)}{\lambda^4} \quad (7)$$

由(6)、(7)两式可得

$$Z = \frac{10^{12} N_0 \Gamma(7)}{[10^6 \frac{1}{6} \pi \rho N_0 \Gamma(4)]^{7/4}} \cdot M^{7/4}$$

若令

$$Z = AM^b$$

其中

$$A = \frac{10^{12} N_0 \Gamma(7)}{[10^6 \frac{1}{6} \pi \rho N_0 \Gamma(4)]^{7/4}} = 2.042 \times 10^4$$

$$b = \frac{7}{4} = 1.75$$

即

$$Z = 2.042 \times 10^4 M^{1.75} \quad (8)$$

显然, (8)式这种理论关系只适用于平均情况, 而一般某一次降水实际上是不均匀的, 且随时间

* 中科院大气所编, 球形雨滴和冰雹的微波散射函数表, 第二册

变化。另外雨滴谱也随时间、空间和降水类型变化,特别是大雨中由于有较多的大雨滴,瑞利散射条件已不满足。而在 $M-P$ 谱分布中,由于对直径大于 5mm 的雨滴数估计过高,对小于 1mm 的雨滴数估计过低,也会造成较大误差。总之,由于以上种种原因,使得推导的理论公式(8)式在实际应用中有一定的局限性。所以在一般实际工作中,都是根据当时当地的情况,应用实测的雨滴谱资料,统计计算 $Z-M$ 关系中的系数 A 和指数 b ,然后进行分析讨论。而在精度要求不高的情况下,对层状云降水仍可应用(8)式。

2.2 统计模式

2.2.1 $Z-M$ 统计模式

按照 Z 、 Z_e 和 M 的计算公式,对本次气旋降水过程中所取得的 108 份雨滴谱资料分别计算它们的值,再用统计回归方法求得它们的统计模式。同时,按本次气旋降水所经历的暖锋、低压中心、冷锋等雨型,用统计回归方法求得不同雨型 $Z-M$ 的统计模式,如表 1、表 2 所示。

表 1 $Z-M$ 的统计模式

Table 1 $Z-M$ statistical model

江 苏 六 合				
	气旋	暖锋	低气压中心	冷锋
$Z-M$	$1.09 \times 10^4 M^{1.733}$	$0.80 \times 10^4 M^{1.595}$	$1.37 \times 10^4 M^{1.902}$	$0.31 \times 10^4 M^{1.129}$
	南京气象学院	南京大校场	湖南常德	湖南长沙
	对流雷雨	阵性	对流	混合
$Z-M$	$3.43 \times 10^4 M^{1.4}$	$2.03 \times 10^4 M^{1.4}$	$2.62 \times 10^4 M^{1.27}$	$2.78 \times 10^4 M^{1.7}$

表 2 Z_e-M 的统计模式

Table 2 Z_e-M statistical model

Z_e-M			
	3.2cm 波长	5.6cm 波长	10.0cm 波长
气 旋	$0.990 \times 10^4 M^{1.726}$	$0.995 \times 10^4 M^{1.717}$	$1.010 \times 10^4 M^{1.697}$

为了便于比较,表 1 中也列出了南京和湖南地区得到的 $Z-M$ 关系。由表 1、表 2 我们可以看到:(1)由(8)式可知,理论模式的 $Z-M$ 关系为 $Z_1 = 2.042 \times 10^4 M^{1.75}$,而表 1 中本次气旋降水统计模式的 $Z-M$ 关系为 $Z_2 = 1.09 \times 10^4 M^{1.733}$,两者有一些差别,主要表现在系数 A 上,前者 A 值大,后者 A 值小,但是两者指数 b 值相差不大,反映在图 1 上两条直线基本平行;(2)由表 2 和图 2 可知(图中 $Z_{e3.2}$ 、 $Z_{e5.6}$ 、 $Z_{e10.0}$ 分别表示波长为 3.2、5.6、10.0cm 时的雷达等效反射率因子),当考虑大粒子散射时,不同波长的 3 种 Z_e-M 统计模式非常接近,而且与 $M-P$ 谱理论模式的 $Z-M$ 关系也较为一致。说明在本次气旋降水过程中,雨滴散射主要是由小粒子的瑞利散射引起的,大粒子散射贡献不大;(3)本次气旋降水过程,经历了暖锋、低压中心、冷锋 3 种不同性质的雨型。由表 1 和图 3 可知,不同雨型的 $Z-M$ 关系差别较大。而且除低压中心雨型外,其他雨型与理论模式的 $Z-M$ 关系比较,偏离都较大。另外,不同雨型 $Z-M$ 关系的直线相互交叉,这可能是由于降水性质不同、垂直运动和微物理作用不同,而引起系数 A 和指数 b 的数值变化所产生的,具体情况有待进一步研究;(4)比较不同地区、不同雨型的 $Z-M$ 关系还可以发现,随着对流加强,系数 A 值增加,而指数 b 值减少。

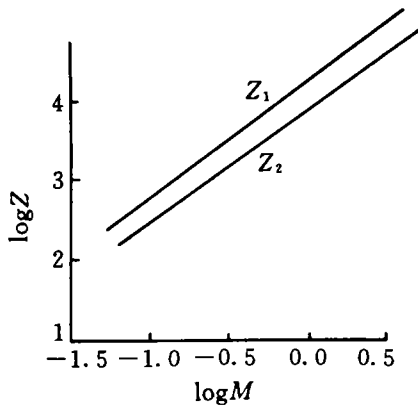


图 1 理论模式与统计模式的 $Z-M$ 关系
 图中 $Z_1 = 2.042 \times 10^4 M^{1.75}$ ($M-P$ 谱理论模式)
 $Z_2 = 1.09 \times 10^4 M^{1.733}$ (气旋)
 Fig. 1 $Z-M$ relation in the theoretical and statistical model with $Z_1 = 2.042 \times 10^4 M^{1.75}$ for the $M-P$ spectral theoretical model and $Z_2 = 1.09 \times 10^4 M^{1.733}$ for a cyclone rainfall available

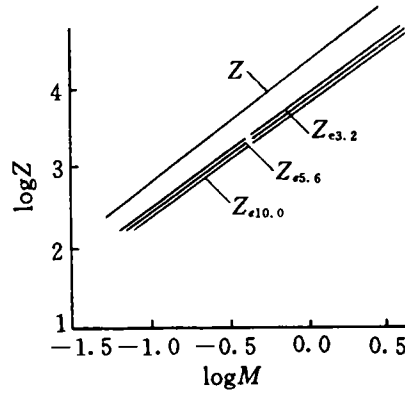


图 2 不同波长的 Z_e-M 关系
 图中 $Z = 2.042 \times 10^4 M^{1.75}$ ($M-P$ 谱理论模式)
 $Z_{\epsilon 3.2} = 0.990 \times 10^4 M^{1.726}$
 $Z_{\epsilon 5.6} = 0.995 \times 10^4 M^{1.717}$
 $Z_{\epsilon 10.0} = 1.010 \times 10^4 M^{1.697}$
 Fig. 2 Z_e-M for a range of wavelengths with value of Z for the theoretical model

2.2.2 $M-I$ 和 $k-M$ 的统计模式

研究中发现衰减系数 k 和含水量 M 的统计关系式对雨型比较敏感,而含水量 M 与雨强 I 的统计关系比较稳定。在表 3 中我们列出了本次气旋降水过程中,由雨滴谱资料所建立的 $M-I$ 、 $k-M$ 和 $M-k$ 的统计模式。为了便于分析比较,同时列出了国内外其他地区的相应关系式。

表 3 各地雨滴谱 $M-I$ 、 $k-M$ 和 $M-k$ 的统计模式
 Table 3 Statistical models of $M-I$, $k-M$ and $M-k$ for rain drop size distribution over different regions

	江 苏 六 合				北 京 混 合	
	气 旋	暖 锋	低 压 中 心	冷 锋		
$M-I$	$0.0798I^{0.8420}$	$0.0799I^{0.8210}$	$0.0833I^{0.8178}$	$0.0744I^{0.9344}$	$0.0633I^{0.87}$	
$k-M$	$0.1980M^{0.950}$	$0.1872M^{1.177}$	$0.2682M^{1.411}$	$0.1379M^{1.037}$	$0.1135M^{1.527}$	
$M-k$	$2.6720k^{0.7197}$	$3.7601k^{0.8246}$	$2.2151k^{0.6524}$	$6.4863k^{0.9530}$	$4.16k^{0.655}$	
	江 西 混 合	新 疆 连 续 性 降 水	湖 南 混 合	湿 太 华 (加) 层 状 云 降 水	夏 威 夷 (美) 暖 性 地 形 云 降 水	伊 利 诺 斯 (美) 大 阵 雨
$M-I$	$0.084I^{0.78}$	$0.075I^{0.89}$	$0.0616I^{0.88}$	$0.072I^{0.88}$	$0.150I^{0.70}$	$0.052I^{0.97}$
$k-M$	$0.0758M^{1.385}$	$0.0389I^{1.138}$	$0.0334M^{1.247}$	$0.0624M^{1.377}$	$0.0014M^{1.835}$	$0.2183M^{1.082}$
$M-k$	$6.44k^{0.722}$	$17.34k^{0.879}$	$15.29k^{0.802}$	$7.94k^{0.726}$	$36.29k^{0.545}$	$4.16k^{0.924}$

由表 3 可知:(1)除夏威夷以外,各地区的 $M-I$ 关系均比较接近,与地区和雨型的变化关系不大,这说明 $M-I$ 关系很稳定。这个结论是很有意义的,它告诉我们,可以由容易测量得到的雨强 I 值,直接推知不容易测量的含水量 M 值。这无论对实际业务工作还是对其经济效益

而言,都是十分有价值的;(2)在表 3 中可以看到, $k-M$ 和 $M-k$ 关系随雨型变化较大。但本次气旋降水的 $k-M$ 关系,由于各阶段降水无论从雷达回波还是雨滴谱资料,均证明为阵性降水,所以与美国伊利诺斯大雨的 $k-M$ 关系比较接近。表中新疆与湖南的情况比较接近,江西与加拿大渥太华的结果比较接近。但就总体上来说, $k-M$ 关系随地区和雨型的变化较大,因此各地需要根据不同雨型寻找当地的 $k-M$ 和 $M-k$ 关系。

3 小 结

(1)统计模式与理论模式的 $Z-M$ 关系略有差别,说明 $M-P$ 谱是大量资料统计的结果,某一次特定降水的雨滴谱不可能与 $M-P$ 谱完全相同。因此它们的 $Z-M$ 关系曲线的斜率略有差别,截距也不尽相同。

(2)统计模式的 $Z-M$ 关系随地区和雨型变化较大,需根据各地资料寻找规律。

(3)统计模式的 $M-I$ 关系比较稳定,随地区和雨型的变化较小,这一点对实际工作有一定的指导意义。

(4)统计模式的 $k-M$ 和 $M-k$ 关系随地区和雨型的变化较大,但也有一些可类比的情况,如本次气旋降水与美国伊利诺斯大雨之间的 $k-M$ 关系比较接近等,这是值得进一步探讨的问题。

(5)本文所建立的 $Z-M$ 、 $M-I$ 和 $k-M$ 统计模式,在 $\alpha = 0.05$ 显著性水平条件下,相关系数均在 0.95 以上,所以分析结果可信。

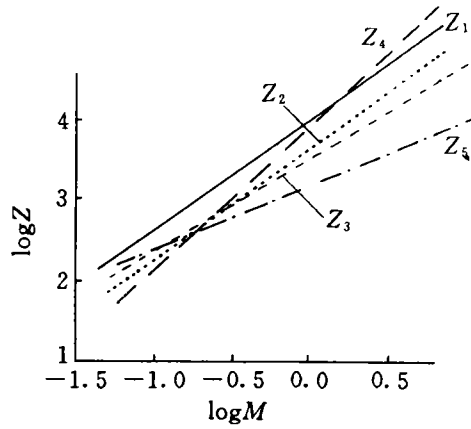


图 3 不同雨型的 $Z-M$ 关系
 $Z_1 = 2.042 \times 10^4 M^{1.75}$ ($M-P$ 谱理论模式)
 $Z_2 = 1.09 \times 10^4 M^{1.733}$ (气旋)
 $Z_3 = 0.80 \times 10^4 M^{1.595}$ (暖锋)
 $Z_4 = 1.37 \times 10^4 M^{1.902}$ (低压中心)
 $Z_5 = 0.31 \times 10^4 M^{1.129}$ (冷锋)

Fig. 3 $Z-M$ relation for different situations
 Values of Z_1 to Z_5 are used in the cases of the theoretical spectral model, cyclone, warm front, low's center and cold front, respectively, when rainfall occurs

参 考 文 献

- 1 Battan L J. Radar observation of the Atmosphere. Chicago, the University of Chicago Press, 1973. 64~104
- 2 林 海,魏 重,吕达仁. 雨滴的微波辐射特性. 大气科学,1981,5(2):188~197
- 3 陈德林,谷淑芳. 暴雨滴谱微波辐射特征. 气象,1982,13(6):45~49
- 4 王建初,汤达章. 不同雨型的 $Z-I$ 关系及几种误差讨论. 南京气象学院学报,1981,2:185~191
- 5 张培昌. 711 雷达回波数据订正方法. 南京气象学院学报,1982,1:83~90
- 6 张培昌,戴铁丕,杜秉玉等. 雷达气象学. 北京:气象出版社,1988. 143~181

ON RELATIONS OF RAINDROP MICROWAVE RADIATION CHARACTERISTIC QUANTITIES

Li Chengming

(Department of Basic Courses, NIM, Nanjing, 210044, PRC)

Dai Tiepi

(Department of Atmospheric Physics, NIM, Nanjing, 210044, PRC)

Abstract Although investigations of characteristic quantities of raindrop microwave radiation have been documented, the subject needs to be further explored. This article proposes a statistical model for the relations $Z-M$, $M-I$ and $k-M$ established by analyzing the raindrop size distribution in a rainfall event. Compared with some theoretical models and relevant datasets reported, significant results have been achieved and are of useful reference both in theoretical and practical aspects of weather prediction.

Keywords raindrop size distribution, microwave radiation, characteristic quantity