

霍娟 段民征 韩瑽峥 毕永恒 中国科学院大气物理研究所中层大气和全球环境探测重点实验室

**摘 要** 短波雷达在观测云内粒子微物理属性方面具有优势,是探测全球水循环重要环节——云的强有力探测工具。本文**简要**回顾了云雷达探测的理论基础,从雷达探测基本原理出发,借助小粒子电磁波散射理论和方法,建立了一套多波长雷达观测 正演(前向)模型(Radar Simulation Package, RSP),并利用 RSP 对当前主流的三种典型波长的短波雷达(X 波段-9.5GHz-3cm、 Ka 波段-35GHz-8mm、W 波段-94GHz-3mm)的遥感探测能力开展了模拟分析。通过与瑞利法计算结果相比较,证实 RSP 法 的计算精度可靠准确。基于 RSP 法模拟结果,建立了液水含量(LWC)与雷达反射率因子(*Z<sub>e</sub>*)、有效粒子半径(*r<sub>e</sub>*)与 *Z<sub>e</sub>* 之间幂指数形式的反演关系;建立了利用不同云层高度处两波长的反射率因子差值,反演云层平均 LWC 的反演关系等。本文 工作对如何利用雷达探测参数提取液态云滴的微物理参数方法进行了探讨,一方面为多波长雷达探测云特征获得更准确的理 论认识,另一方面为云微物理参数的反演提供理论依据和分析手段。 关键词 雷达 短波 毫米波 微物理反演 云

# The Triple-frequency Radar Simulation for Liquid Cloud Droplets

HUO Juan DUAN Minzheng HAN Congzheng BI Yongheng Key Laboratory for Atmosphere and Global Environment Observation, Chinese Academy of Sciences



Short-wavelength radar has advantages in observing microphysical properties of cloud particles. It is a powerful device for detecting cloud — a key member of the global water cycle. This paper briefly reviews the theoretical basis of short-wave cloud radar detection. Based on the basic principle of radar detection, with the electromagnetic scattering theory of small particles, a radar forward model (radar simulation package, RSP) is established for multi-wavelength radars and different cloud particle types. RSP is used to simulate and analyze the detection capability of three short-wave radars (X band-9.5GHz-3cm, Ka band-35GHz-8mm, W band -94GHz-3mm). Compared with the Rayleigh method, RSP method is proved to be reliable and accurate. Based on the simulation results of RSP, the power-law relationship between liquid water content (LWC) and radar reflectivity factor ( $Z_e$ ), effective particle radius ( $r_e$ ) and  $Z_e$  is established; a retrieval method of average LWC is also established by using  $Z_e$  difference between two wavelengths at cloud base and cloud top. This paper discussed the retrieval methods of using different radar parameters to extract the microphysical parameters of liquid cloud droplets, which provides a more accurate theoretical understanding of the cloud characteristics detected by multi-wavelength radar. The RSP provides an analysis tool for the simulation of radar detection and the inversion of cloud **microphysical parameters**.

# 1 引言

**雷达技术应**用于气象探测是在二战之后,短波雷达的研制则始于上世纪 50 年代的美国,随后雷达技术 逐步发展,逐渐增加了极化技术和多普勒技术(Kollias et al., 2007)。液态云滴直径一般小于 100 μm,且多处

作者简介 霍娟,女,1977年出生,博士,研究员,主要从事大气遥感与辐射研究。E-mail: huojuan@mail.iap.ac.cn 资助项目 国家自然科学基金资助项目 42275081

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 42275081)

于 5~20 μm 之间,毫米波雷达工作波长介于 1 到 10mm 之间,频率范围为 30~300GHz。根据电磁波辐射 传输理论,毫米波雷达与绝大部分云滴之间的相互作用符合瑞利散射基本定律,即后向散射的大小与粒子 直径的六次方成正比,与波长的四次方成反比 (张培昌等,2000)。短 (毫米)波雷达由于其相对较短的波长, 从而对小云滴和冰晶具有极佳的后向散射截面 (能力),能深入云层内部探测尺寸相对较小、散射相对较 弱的云粒子,且可以使用波束宽度窄、旁瓣有限的天线,使其更易实现设计的紧凑性和安装的便携性,从 而可部署在各种平台上,包括船舶、飞机和卫星等,并能保证探测数据具有高时间和空间分辨率(Görsdorf et al., 2015; Hobbs et al., 1985; Lhermitte, 1987; Mróz et al., 2020)。

短波雷达在探测云内物理结构特征方面具有优越性,被广泛应用,是探测云结构特征的主要遥感手段 之一。美国能源部的大气辐射测量计划(ARM 计划, The Atmospheric Radiation Measurement Program)在 各大型观测站架设多种波长雷达,开展常规连续观测(Kollias et al., 2020)。2006年4月,首颗搭载94GHz 毫米波雷达的 CloudSat 卫星发射升空,服役至今(Sassen and Wang, 2008)。在我国,实现星载雷达探测的工 作亦已在稳步推进中。地基方面,包括毫米波雷达在内的多波长(频率)雷达探测技术近些年发展较为迅 速(陈羿辰等,2018;吴举秀,2014;仲凌志等,2009)。例如,中国科学院大气物理研究所联合安徽四创公 司研制并实现了双波长、三波长雷达的同时探测,并已分别在北京、西藏、淮南等地开展外场观测(毕永恒 等,2022)。

毫米波雷达相对较大的后向散射截面使其更易探测层云和卷云,而这些云系常无法被长的波长雷达如 C 波段, S 波段雷达捕捉到。但是,毫米波波长短,来自大气中水汽和氧气的吸收、云内粒子的吸收和散射 所造成的雷达信号的衰减,不可忽视;此外,云内大粒子和形状不规则粒子等可能无法满足瑞利散射条件, 这些问题对于利用毫米波雷达观测数据精确反演云微物理参数(主要是液(冰)水含量和粒子尺度)构成 挑战。由于云内粒子特征复杂,一般需先将云内粒子分为几种不同类别,分别建立不同的反演算法(彭亮等, 2011; 王德旺等, 2015)。反演算法建立原理上,一类是基于大量的飞机原位观测数据,将云微物理参数与雷 达探测参数之间进行拟合,建立反演关系;另一类,则利用前向散射模型和预设的粒子谱分布值,通过迭 代计算与观测值对比,获得最佳的粒子谱参数,最后根据粒子谱分布参数计算云微物理参数(Heymsfield et al., 2013; Heymsfield et al., 2014; Merino et al., 2019; 李曦等, 2013; 刘黎平等, 2014)。但到目前,由于云的形成、 自身特征分布的高度复杂和多样,地区和区域分布差异大,已获得的拟合关系算法代表性受限制,最优估 计法亦受到先验值、模式计算精度等影响,因此基于雷达探测数据反演云微物理参数的工作仍有很大的改 善空间。近些年,我国的短波、毫米波雷达探测技术实现突破并快速提高,多种波长雷达同时进行探测的 能力逐步实现,外场观测与应用逐步普及,如何充分利用多波长雷达探测数据提取云微物理特征的工作变 得更加紧迫,因为这是深入应用雷达数据服务于气象科学研究工作的基础。相对于数据拟合法,利用最优 估计法基于前向散射模型开展云粒子微物理特征提取工作,受局地条件限制影响小,较适合在更广泛地区 使用。

本文一方面简要回顾了云雷达探测的基础理论,同时借助小粒子电磁波散射理论和方法,建立了一套 多波长可适用于多种粒子形态的雷达探测正演(前向)模型,并利用该模型对当前主流的三种典型波长的 短波雷达(X波段-9.5GHZ-3cm、Ka波段-35GHZ-8mm、W波段-94GHZ-3mm)的遥感探测能力开展了模拟 分析工作。通过模拟和对比分析,深入认识不同波长雷达探测的各自特点、多频雷达联合探测的优势,获 得理论上的物理参数间的量化关系,为云微物理参数反演算法的建立提供理论依据和手段。云中粒子形态 分布多样复杂,本着先易后难的原则,文章中首先以球形液态云粒子作为研究对象(层云中云粒子多为液 态云滴),将雷达设定为垂直向上对天顶观测。未来的模拟分析工作将逐步向冰晶粒子(多存在于混合云/ 卷云中)等其他相态和形态、以及不同指向和扫描方式等扩展,本文工作是系统研究工作的一部分,相对 较为基础,但是这是深入开展相关工作的前提。

2 一些理论与方程



偏振多普勒毫米波雷达,一般测量和记录来自散射体(云)的反射率因子、Doppler速度,Doppler 谱 宽以及线性退偏比这四个参数。雷达天线接收到的是一群云滴的后向散射功率之和。假设云滴之间相互独 立,无规则分布,则这群云滴产生的后向总散射功率可认为近似等于各个粒子后向散射功率之和,因此可 定义雷达反射率(η)为单位体积内全部粒子的雷达后向散射截面(下文简称为雷达截面δ<sub>i</sub>)之和:

$$\eta = \sum \delta_i = \int_0^\infty n(D)\delta(D)dD \tag{1}$$

式中 n(D)dD 表示单位体积内云滴直径处于 D 至 D+dD 之间的粒子数。

## 2.1 云滴谱

根据已有大量的飞机观测,一般认为层云中液水粒子谱呈对数正态分布或Gamma分布(Heymsfield et al., 2014; Matrosov and Heymsfield, 2017),两种不同的方式只是对粒子谱分布形态采用不同的数学方式表示,Gamma分布表示式相对复杂,对数正态分布的表达形式则相对简单和方便计算,且其对液态粒子分布谱的数学描述代表性亦高,本文假设层云中液态云滴以对数正态形式分布为:

$$n(D) = \frac{N_t}{\sqrt{2\pi}\sigma D} exp\left\{\frac{-\left[\ln\left(D/D_0\right)\right]^2}{2\sigma^2}\right\}$$
(2)

式中  $N_t$  为粒子数浓度(单位 cm<sup>-3</sup>), D 为粒子直径(单位为 $\mu$ m), 其中  $D_0$  为平均半径(期望),  $\sigma$ 为分布宽度 (无量纲), ln 为自然对数。图 1 中提供了不同  $N_t$ ,  $D_0$ ,  $\sigma$ 时的粒子谱密度分布情况。

图 1 不同  $N_t$ ,  $D_0$ ,  $\sigma$ 时对数正态粒子谱密度分布情况: (a)  $\sigma$ =0.2; (b)  $\sigma$ =0.3; (c)  $\sigma$ =0.4; (d)  $\sigma$ =0.5. Fig.1 The lognormal distribution with different  $N_t$ ,  $D_0$ ,  $\sigma$ : (a)  $\sigma$ =0.2; (b)  $\sigma$ =0.3; (c)  $\sigma$ =0.4; (d)  $\sigma$ =0.5.

在云物理学中,液水含量(liquid water content, LWC,单位 g/m<sup>3</sup>)和有效粒子半径(effective radius,  $r_e$ )常是描述云微物理特征的重要参数。根据(2)式,可得到计算 LWC 和  $r_e$ 的方法:

LWC = 
$$10^{-6}\rho_w \int V_D n(D)dD = 10^{-6} \int \rho_w \frac{\pi}{6} D^3 n(D)dD$$
  
=  $10^{-6\pi} N \circ D^3 \exp\left(\frac{9}{2}\sigma^2\right)$  (3)

$$r_e = \frac{1}{2} \frac{\int n(D) D^3 dD}{\int n(D) D^2 dD} = \frac{1}{2} D_0 \exp(\frac{5}{2}\sigma^2)$$

其中,ρ<sub>w</sub>为液水密度(单位 g/cm<sup>3</sup>)

2.2 雷达反射率因子

瑞利散射条件下(满足πD/λ «1),根据瑞利散射理论,小球形云滴的雷达截面表示为:

$$\delta = \frac{\pi^5 D^6}{\lambda^4} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 = \frac{\pi^5 D^6}{\lambda^4} |K|^2 \tag{5}$$

上式中 $\lambda$ 为波长,  $m = n - i\kappa$ 是复折射指数, n 是普通折射指数,  $\kappa$ 是吸收系数, K 值为  $(m^2-1)/(m^2+2)$ , 被称为介电因子 (dielectric factor)。将 (5) 式代入式 (1) 则有:

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 \int n(D) D^6 \, dD \tag{6}$$

(4)

(7)

瑞利散射条件下,定义反射率因子 Z(单位 mm<sup>6</sup>/m<sup>3</sup>)为 Z = ∫n(D)D<sup>6</sup>dD 这里,Z值的大小只与粒子谱分布密切相关,与波长等无关。

#### 2.3 T-matrix 方法

当瑞利条件不满足时,例如大粒子或者粒子为非球形时,用雷达气象方程求得的 Z 值,并不能与实际的云粒子谱分布相对应,它应是一种等效的 Z 值,用 Z<sub>e</sub>表示。引入 Z<sub>e</sub>是为保持雷达气象方程依然为瑞利散射时的形式,其表示的是能够产生相同回波功率与小球形粒子等效的 Z 数值。

由式(5)、(6)、(7), 等效反射率因子 Ze(下文简称为反射率因子,单位 mm<sup>6</sup>/m<sup>3</sup>)表示为:

$$Z_e = \frac{\lambda^4}{\pi^5 |K|^2} \int \delta(D) n(D) dD \tag{8}$$

瑞利条件不满足条件下,先计算粒子的雷达后向散射截面,再由(8)式计算反射率因子,**雷达探测**后 向散射正演模型(包括其他探测参数)的建立基本与此过程类似,即根据粒子特征和入射辐射场,**计算后** 向散射辐射场,再依据各参数的定义计算相应的探测参数模拟值。洛伦兹-米后向散射截面的计算适用于大 的球形粒子,对于非球形粒子的后向散射仍不能解决,且云中冰晶多为形态各异的非球形粒子,为了能计 算更多复杂形态的粒子,本文所建立的正演模型使用T矩阵方法计算后向散射辐射场。T矩阵方法(T-matrix) 最初由Waterman引入,基于惠更斯原理(Huygens principle)来计算单个均一、不同形状粒子的散射辐射场。 该方法使用矢量球面波函数来展开入射波和散射波,并通过变换矩阵(或称为T矩阵)将入射波和散射波 二者关联起来,通过计算T矩阵来求解散射场问题。Mishchenko等基于T矩阵概念实现了单个或多个非球 形粒子团的散射计算(Mishchenko et al., 1996)。当粒子是由各向同性材料组成的均质或层状球体时,T矩阵 方法可精确地简化为洛伦兹-米理论。本文基于Mishchenko等开发的T-matrix方法,根据粒子尺度、温度、 指向角度和复折射指数建立不同类别云粒子的散射辐射参数查找表,分别用于散射截面δ、极化分量等的计 算,以求得反射率因子、差分反射率、退偏比等雷达探测参数,从而建立可适应不同粒子类型、不同波长 的雷达探测模拟正演模型(Radar Simulation Package, RSP)。例如,模型中雷达反射率因子的计算形式表示 为:

$$Z_{e} = \frac{4\lambda^{4}}{\pi^{4}|K_{w}|^{2}} \int \left\{ \left| f_{b}^{(\pi)} \right|^{2} - 2R_{e} \left[ f_{b}^{(\pi)^{*}} \left( f_{b}^{(\pi)} - f_{a}^{(\pi)} \right) \right] A_{2} + \left| f_{b}^{(\pi)} - f_{a}^{(\pi)} \right|^{2} A_{4} \right\} n(D) dD \quad (9)$$

上式中*K*<sub>w</sub>为水的介电因子,取值为0.92;\*代表共轭,*f*<sub>a</sub>=*S*<sub>11</sub>,*f*<sub>b</sub>=-*S*<sub>22</sub>,*S*<sub>ij</sub>为2×2T矩阵的散射幅度场 (scattering amplitude), *R*<sub>e</sub>表示取复数的实部,当粒子指向呈无规则随意分布时,上式中有*A*<sub>2</sub>=1/3, *A*<sub>4</sub>=1/5。 再例如,衰减系数(*k*,单位 dB/km)的计算采用如下式(10):

$$\mathbf{k} = \frac{10}{\log(10)} \cdot 2\lambda \cdot 10^{-3} \int \left\{ I_m (f_b^0) - I_m (f_b^0 - f_a^0) A_1 \right\} n(D) dD \tag{10}$$

当粒子指向为无规则随意分布时,有*A<sub>I</sub>*=1/3。T矩阵方法的引入,使得对不同波长雷达观测不同相态 和形状云粒子的雷达反射率因子等参数的计算和模拟能力大大扩展和提高,该手段为认识和了解不同波长 雷达在探测不同性状粒子的探测能力时更为方便。

3 模拟与分析

#### 3.1 两种计算方法的对比

对于液态小云滴,由瑞利散射和 RSP 两种方法分别计算雷达反射率因子,对比两种方法计算结果的差异。云滴谱分布由(2)式定义(谱分布范围最小直径设为 1µm,最大设为 150µm),图 2 是由瑞利散射方法根据不同 $\sigma$ (0.25-0.65)、 $N_t$ (50-150)时,计算的  $Z_e$  随  $D_0$ 变化的情况,图中为表示方便,将  $Z_e$  值换为 10log( $Z_e$ )表示,单位为 dBZ。下文中单位为 dBZ 的  $Z_e$  即指 10log( $Z_e$ ),而  $Z_e$  的实际物理单位是 mm<sup>6</sup>/m<sup>3</sup>。这里 $\sigma$ ,  $N_t$ ,  $D_0$ 的取值范围依据飞机的云内探测数据值设定,已基本包括了实际所探测到的各类云滴分布情况(Miles et al., 2000)。从式(7)及图 2 可以知道, $N_t$ 值的变化对  $Z_e$  的影响程度相对  $D_0$ 变化所产生的影响程度要小很多; $\sigma$ 的变化对  $Z_e$  的影响程度则居于二者之间。例如,根据飞机探测结果,一般大陆层云云滴谱的 $\sigma$ 约为 0.35 左右,计算结果显示当  $D_0$ =5µm, $\sigma$ =0.35, $N_r$ =50 时, $Z_e$  值约为-42 dBZ。在有些微物理参数反演方法中,为了处理方便,将 $N_t$ 值设定为固定值,仅对另两个参数 $\sigma$ 和  $D_0$ 进行处理,图2 的模拟结果证实此简化的处理方法有一定的

合理性,因为 $Z_e$ 对 $N_i$ 的变化相对不敏感,但对 $\sigma$ 和 $D_0$ 则敏感很多, $\sigma$ 和 $D_0$ 值的准确反演对提高反演精度更加重要。

图 2 瑞利散射方法计算不同粒子谱分布条件下的 Ze 值。

Fig.2 Simulated reflectivity changed with different size distributions by the Rayleigh method.

目前业务应用的 W 波段毫米波雷达探测灵敏度值一般大于-45dBZ,而雷达波长越长,对小粒子的探测灵敏度越差。σ=0.35 时, D<sub>0</sub>值小于 5μm 时的 Z<sub>e</sub>基本都低于-45dBZ,此时,已超过一般 W 波段雷达的可探测能力,波长更长的雷达则更加无法探测了。

根本上, 雷达反射率因子(式7、式8)是从瑞利后向散射表示的反射率公式中引出的, 目的是获得 一个与雷达波长、复折射指数等无关, 而只与粒子自身特征有关的参数。但是, 满足瑞利散射所需的条件 严格, 瑞利法计算反射率的适用性受到限制。T 矩阵方法能处理更多形态和更大尺度的粒子散射, 适用范围 广, 用于对分布复杂的各类云粒子进行模拟计算研究更加适合。以瑞利散射法的计算结果为参照, 将 RSP 计算的 Ze 值与其进行比较, 目的是了解 RSP 方法的计算能力和计算精度。

图 3 瑞利法与 T 矩阵法计算 Z<sub>e</sub>值的对比: (a)温度 T=10°C, λ=3mm, σ=0.35; (b)T=10°C, λ=8mm, σ=0.35; (c)T=10°C, λ=3mm, σ=0.5; (d) T=25°C, λ=3mm, σ=0.35。

Fig.3 Comparison in  $Z_e$  between the Rayleigh method and T-matrix method: (a) temperature  $T=10^{\circ}$ C,  $\lambda=3$ mm,  $\sigma=0.35$ ; (b)  $T=10^{\circ}$ C,  $\lambda=3$ mm,  $\sigma=0.35$ ; (c)  $T=10^{\circ}$ C,  $\lambda=3$ mm,  $\sigma=0.35$ ; (d)  $T=25^{\circ}$ C,  $\lambda=3$ mm,  $\sigma=0.35$ .

图 3 中可以看到, 瑞利法计算的  $Z_e$ 值( $Z_{eR}$ )与 T矩阵法计算的值( $Z_{eT}$ )非常接近,图中二者差异用 瑞利法除以 RSP 法后再取 log 乘以 10 的值来表示,即: $D_f = Z_{eR} - Z_{eT}$ ,单位为 dB,下文将此值表述为差值。 波长为 3mm (94GHz)时,二者差值平均约为 0.76 dB;波长 8mm (35GHz)时,差值小于 0.11 dB;波长 不同,差异略有不同;差值与温度有关,温度越高,差值越小; $\sigma$ 值越大,差值越小; $D_0$ 值越大,差值越小。 总体而言,两种计算方法之间的差值一般小于 0.8 dB,通过对比,证实基于 T矩阵法的 RSP 模型计算雷达 反射率因子可靠准确。本文接下来的模拟计算和分析工作都是基于 RSP 模型方法开展。

3.2 雷达反射率与 LWC, re

图 4 不同粒子谱分布条件下, (a)  $Z_e$ 值与 LWC 的散点图,不同颜色表示不同的 $\sigma$ ; (b)  $Z_e$ 与  $r_e$ 的散点图,不同颜色表示不同的 LWC; (c) 与 (a) 相同,但  $Z_e$ 取值范围介于  $10^4 \sim 10^2$ 之间; (d) 与 (b) 相同,但  $Z_e$ 取值范围介于  $10^4 \sim 10^2$ 之间。 Fig.4 The simulated reflectivity ( $Z_e$ ): (a)  $Z_e$  and LWC, color illustrates the  $\sigma$  value; (b)  $Z_e$  and  $r_e$ , color illustrates the LWC; (c) extracted from (a) but with  $Z_e$  range between  $10^{-4} \sim 10^2$ ; (d) extracted from (b) with  $Z_e$  range between  $10^{-4} \sim 10^2$ ; (d) extracted from (b) with  $Z_e$  range between  $10^{-4} \sim 10^2$ .

对数正态分布条件时,根据上式(3)、(4)中微物理参数LWC和 $r_e$ 的计算方法,首先模拟计算了不同谱分布条件下雷达探测参数即雷达反射率因子 $Z_e$ 与两个微物理参数之间的相互关系。图4(a)中,展示的是不同 $\sigma$ (0.2~0.7,间隔0.05)、 $N_t$ (50~250,间隔5)、 $D_0$ (2~50,间隔2)取值时,LWC与 $Z_e$ 的散点图,图中将LWC的坐标取了对数。不难发现,在粒子谱参数取值分布如此广泛,甚至有些值已超出自然条件的情况下,反射率因子与LWC的对数之间总体呈接近线性的关系。实际上,这种线性关系已被很多研究利用,并使用如下幂指数形式来建立LWC与 $Z_e$ 的关系:

$$LWC = aZe^b \tag{11}$$

式中 a, b 为常数,地区、云型等不同时应选择不同取值。这种简单的关系是有一些代表性的,根据这个关系式,可以由 Z<sub>e</sub>大概估计出 LWC 的值。当然,从式(3)和图 4 可知道,在其它参数不变情况下,LWC 值与 N<sub>t</sub>, σ, D<sub>0</sub> 值之间都是呈正相关关系。图 4 (c)取自图 4 (a), Z<sub>e</sub> 值范围介于-40dBZ 至 20dBZ 之间,根据 图 4 (a) 中所有点的拟合结果有: a=2.57, b=0.48, 95%的预测区间为 0.235,这里 LWC 的单位为 g/m<sup>3</sup>,

Ze的单位是mm<sup>6</sup>/m<sup>3</sup>。此外,不难看到,当LWC值小于0.01g/m<sup>3</sup>时,雷达反射率因子一般小于-50dBZ,此时对于观测灵敏度弱于该值的雷达是没法观测的。

图 4 (b) 中展示的是 *r<sub>e</sub>* 与 *Z<sub>e</sub>* 之间的关系, 二者的对数值之间亦存在明显的线性相关关系, 运用类似式 (11) 的形式, 对图 4 (d) 中的数据进行拟合结果有: a=20.42, b=0.17, 95%的预测区间为 0.043。图 4 中 拟合获得的 a 和 b 值, 若采用幂指数形式结合飞机原位探测而得的谱分布数据, 可以拟合得到当地更准确 的 a 和 b 值, 需要注意的是, 该值跟温度、气压、云的形成过程等有关, 因此有局限性。但是, 在无法开 展飞机实地观测的地区, 利用这个关系可获得 LWC 和 *r<sub>e</sub>* 的估值或初值, 可以作为最优估计法的先验值。 3.3 三波长反射率因子对比

从反射率因子的定义出发,理论上在满足瑞利条件时,相同粒子谱分布,三波长(即 X/Ka/W 波段) 雷达观测的反射率因子应相同。下图 5 是三波长雷达探测各类云滴谱分布时的雷达反射率比值情况,图中 纵坐标的值与图 3 中类似,表示两个波长 Ze (单位为 dBZ 时)之间差: Dz = Ze(X) - Ze(W), Dz 的单位为 dB, 该值也是两波长 Ze (单位为 mm<sup>6</sup>/m<sup>3</sup>)之间的比值。结果证实,相同谱分布时,计算所得三波长彼此之间的 反射率差异确实非常小, X 与 Ka 之间低于 0.1dB, X 与 W 之间低于 0.52dB,该结果与反射率因子自身的定 义自恰。计算的反射率差值接近 0 但不为 0 是由于计算精度、K 值取值精度等因素共同引起。

针对相同的云滴散射体,不同波长雷达探测的反射率因子之间的差异很小,接近0,这种差异对云滴 谱的变化不敏感,不利于利用不同波长雷达的反射率因子差异,来进行粒子谱参数的反演。

图 5 X/Ka/W 波长雷达的反射率差异: (a) X 与 Ka 波长  $Z_e$  (单位为 dBZ 时)之间的差值,也是两波长  $Z_e$  (单位为 mm<sup>6</sup>/m<sup>3</sup> 时)之间的比值; (b) X 与 W 波长的差值。

Fig.5 Reflectivity difference among the X/Ka/W wavelength radar: (a) X - Ka; (b) X - W.

#### 3.4 云滴对三波长雷达的衰减

雷达电磁波在云中传输时会受到云中粒子特别是液态云滴的吸收和散射,造成雷达回波信号的衰减。 式(10)给出了计算云中粒子衰减系数的方法,利用这个方法模拟计算不同云滴谱分布情况下三波长的雷 达衰减系数 k 的分布情况。

图 6 X 波段雷达衰减系数随 LWC 和  $r_e$  的变化情况: (a)LWC; (b)  $r_e$ 。

Fig.6 Attenuation of X-band with different LWC and  $r_e$ : (a)LWC; (b)  $r_e$ .

尽管云滴谱参数变化多样,但衰减系数与 LWC 之间存在显著的线性相关关系,LWC 值越大, *k* 值越大(见图 6a),根据模拟计算的结果,可进行数据拟合建立不同频率(波长)的 LWC 与衰减系数的关系。 图 6b 展示的是不同云滴谱分布情况下,衰减系数随有效粒子半径 *r*<sub>e</sub>变化的特征,*r*<sub>e</sub>与*k* 之间的关系相比 LWC 复杂很多,难以采用简单的形式建立关系。

图 7 三波长衰减系数与温度的关系。

Fig.7 Attenuation of X/Ka/W band varied with the temperature.

模拟计算的结果也表明,衰减系数大小也与波长和温度密切相关。图 7 中给出了某一粒子谱分布条件 下(σ=0.35, N<sub>i</sub>=150, D<sub>0</sub>=15um),此时 LWC 约为 2.6g/m<sup>3</sup>左右(温度不同,水的密度略有改变),三波长 的雷达衰减系数随温度的变化情况。随着温度升高,三个波长的衰减系数值都呈现逐步降低的趋势,即温 度高时衰减是有减弱的。电磁波长不同,云滴对信号的衰减作用显著不同。图 7 中,W 波段的衰减系数平 均大于 2dB/km, Ka 雷达的衰减系数约为 0.5dB/km,X 波段的衰减系数平均约为 0.03dB/km。可见三个波长 中,液态云滴对 W 波段雷达的衰减最为严重。

**雷达信号经过云滴层**后,信号强度会衰减,导致其后方(信号传播方向)云层接受到的雷达信号减弱, 因此,为获得后方云层的准确特征值需要对其之前所造成的衰减进行订正,尤其对于W波段雷达和Ka波 段雷达非常重要,因为它们的信号衰减程度较重。另一方面,针对雷达波长不同,造成的信号衰减程度也 不同且与 LWC 密切相关这一特点,为反演 LWC 提供了另外一种可能(陈洪滨,2002)。以一云层为例,频 率为f的雷达观测到的云雷达反射率因子,可表示为:

$$Z_f = Z_0 + 10 \log_{10} \left[ \frac{|K(T)|^2}{0.93} \right] - 2 \int_0^h (\alpha_f + k_f \, LWC) dh \tag{11}$$

式中  $Z_0$ 表示某无衰减频率的反射率因子,  $\alpha_f$ 是大气(主要由氧气和水汽)造成的单程衰减系数,  $\kappa_f$ 是 液态云滴的单程衰减系数(单位为 dB/km/(g/m<sup>3</sup>)),注意这里 $\kappa_f$ 与 k 值之间单位的不同。上式第二项则表示 f频率时介电因子 K 相对无衰减频率的一个订正。根据式(11),假设云内 $\alpha_f$ ,  $\kappa_f$ 为常数,由两频率波长( $f_I$ 与 $f_2$ ) 雷达观测的雷达反射率可推得云层厚度(云底高度  $h_I$ ,云顶高  $h_2$ )内的平均 LWC 为:

$$\overline{LWC} = \frac{1}{k_{f1} - k_{f2}} \left[ \frac{D_{Zh2} - D_{Zh1} - \beta}{2(h_2 - h_1)} - \alpha_{f1} + \alpha_{f2} \right]$$
(12)  

$$\mathbb{L}\mathfrak{T} + \tilde{r} = 10 \log_{10} \left[ \frac{|K_{f2}(T_2)|^2 |K_{f1}(T_1)|^2}{|K_{f1}(T_2)|^2 |K_{f2}(T_1)|^2} \right] dB$$

$$D_Z (dB) = Z_{f2} (dBZ) - Z_{f1} (dBZ)$$

 $D_{zh1}$ ,  $D_{zh2}$ 分别代表高度  $h_1$ 和  $h_2$ 处双波长雷达反射率因子的差。式(12)中,两波长 $\kappa_f$ 的差值, $\beta$ 值以及 $\alpha_{f1}$ ,  $\alpha_{f2}$ 等可根据实际大气廓线数据预先求得,从而可根据不同云层高度处两波长的差值来反演云层的平均LWC。

### 4 结论与讨论

相比于传统的天气雷达,短波/毫米波雷达的探测优势是对非降水云的探测,因为相对雨滴、冰雹等, 云滴粒子的尺度小很多,短波雷达对这些小粒子更加敏感,而自然界中非降水云的占比是处于绝对优势。 我国多波长短波雷达的探测技术,相比国外起步较晚,但近几年发展快速。双波长、三波长雷达探测技术 的实现,为开展云内部结构特征、云降水形成过程和机制等研究提供了强有力的手段。尽管探测技术已较 好实现,但目前我们对多波长短波雷达联合探测云能力的理论认识和分析工作,仍存在较大的研究空间。 本文从雷达探测基本原理出发,借助电磁波散射理论方法,建立了适用于多种粒子形态、不同波长的雷达 探测前向正演模拟计算方法,并利用该套方法对多波长短波雷达在液态云滴的探测及能力进行了初步模拟 分析,对如何利用雷达探测参数提取云微物理参数方法进行了探讨,一方面对多波长雷达探测云特征的获 得更准确的认识,另一方面为云微物理参数的反演提供理论依据和手段。

通过模拟计算和对比分析,获得的主要结论有:

(1)通过与瑞利方法相比较,我们基于 T-matrix 方法建立的雷达反射率因子等参数的计算方法 RSP 法,精度可靠准确。该方法的建立将能适用于对更多形态、更大尺度的云粒子的雷达观测的模拟。

(2)在对数正态分布的三参数中, N<sub>t</sub>值的变化对 Z<sub>e</sub>的影响程度相对 D<sub>0</sub>变化所产生的影响程度要小很 多; σ的变化对 Z<sub>e</sub>的影响程度则居于二者之间。

(3)模拟结果表明,云滴的反射率因子与 LWC 的对数、*r*<sub>e</sub>的对数之间呈接近线性的关系。利用该特征,建立了 LWC 与 *Z*<sub>e</sub>、*r*<sub>e</sub>与 *Z*<sub>e</sub>的幂指数形式的简单反演关系。

(4)不同云层高度处两波长的反射率的差值,可用于反演云层的平均LWC。

本文目前仅分析了球形小粒子的散射,较多地模拟和分析了反射率因子与云滴谱各参数之间的相互关 系。实际上,对雷达的多普勒和极化功能并未模拟和讨论,这两个功能对单一球形粒子的作用不明显,而 在处理多种粒子形态的具有运动变化特征的实际云数据中,多普勒速度、谱宽和极化技术是非常重要的探 测参数,将能发挥更大作用,在未来工作中我们将继续开展相关方面的研究。此外,式(12)的平均LWC 反演工作,也仅是理论推导,还需要利用实测数据进行检验,目前限于观测条件和观测数据限制,未能开 展,未来条件具备时,将进行进一步的检验工作。



参考文献

- Görsdorf U, Lehmann V, Bauer-Pfundstein, et al. 2015. A 35-GHz polarimetric doppler radar for long-term observation of cloud parameters-description of system and data processing[J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 32: 675–690.
- Heymsfield A J, Schmitt C, Bansemer A, 2013. Ice cloud particle size distributions and pressure-dependent terminal velocities from in situ observations at temperatures from 0° to -86°C[J]. J. Atmos. Sci., 70: 4123-4154.
- Heymsfield A J, Winker D, Avery M, et al. 2014. Relationships between ice water content and volume extinction coefficient from in situ observations for temperatures from 0°C to -86°C : Implications for spaceborne lidar retrievals[J]. J. Appl. Meteorol., 53: 479–505.
- Hobbs P V, Funk N T, Sr R R W, et al. 1985. Evaluation of a 35 GHz radar for cloud physics research[J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 2: 35–48.
- Kollias P, Clothiaux E E, Miller M A, et al. 2007. Millimeter-wavelength radars: New frontier in atmospheric cloud and precipitation research[J]. Bull. Am. Meteorol.Soc., 88: 1608–1624.
- Kollias P, Bharadwaj N, Clothiaux, E E, et al. 2020. The ARM radar network: At the leading edge of cloud and precipitation observations[J]. Bull. Am. Meteorol.Soc., 101: E588–E607.

Lhermitte, R, 1987. A 94 GHz doppler radar for clouds observations[J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 4, 36-48.

- Matrosov, S Y and Heymsfield A J, 2017. Empirical relations between size parameters of ice hydrometeor populations and radar reflectivity[J]. J. Appl. Meteorol. Climatol., 56: 2479–2488.
- Merino A, García-Ortega E, Fernández-González S, et al., 2019. Aircraft icing: In-cloud measurements and sensitivity to physical parameterizations[J]. Geophysical Res. Lett., 46: 11559–11567.
- Miles N L, Verlinde J, Clothiaus E E, 2000. Cloud droplet size distribution in low-level stratiform clouds[J]. J. Atmos. Sci., 57: 295–311.
- Mishchenko M, Travis L, Mackowski D, 1996. T-matrix computions of light scattering by nonspherical particles: A review[J]. J.Quant.Spectrosc.Radiat.Transfer, 55: 535–575.
- Mróz K, Battaglia A, Kneifel S, et al., 2020. Triple-frequency doppler retrieval of characteristic raindrop size[J]. Earth and Space Science, 7: e2019EA000789.
- Sassen K, Wang Z, 2008. Classifying clouds around the globe with the cloudsat radar: 1-year of results[J]. Geophysical Res. Lett., 35(4):L04805.
- 毕永恒, 霍娟, 吕达仁, 等. 2022. 西藏羊八井 Ka&W 双频毫米波云雷达性能及观测分析[J]. 红外与毫米波学报, 41(2): 470-482. Bi Yongheng, Huo Juan, Lyu Daren, et al. 2022. Ka&W dual-frequency millimeter-wave cloud radar at Yangbajing --Performance and comparison[J].Journal of Infrared and Millimeter Waves (in Chinese), 41(2): 470-482.
- 陈洪滨. 2002. 测量云液水柱含量的一个设想[J].大气科学,26(5):695-701. Chen Hongbin. 2002. A concept for memasuring liquid water path from microwave attenuation along Satellite-Earth path.Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 26(5):695-701.
- 陈羿辰, 金永利, 丁德平, 等. 2018. 毫米波测云雷达在降雪观测中的应用初步分析[J]. 大气科学, 42(1): 134-149. Chen Yichen, Jin Yongli, Deping DING, et al. 2018. Preliminary analysis on the application of millimeter wave cloud radar in snow observation[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 42(1): 134-149.
- 李曦, 周筠珺, 刘黎平, 等. 2013. 毫米波云雷达反演层云微物理参数的个例试验[J]. 成都信息工程学院学报, 28(3): 274-282. Li Xi, Zhou Yunjun, Liu Liping, et al. 2013. A case test of retrieving stratus microphysics parameters from millimeter-wave cloud radar[J]. Journal of Chengdu University of Information Technology (in Chinese), 28(3): 274-282.
- 刘黎平,谢蕾,崔哲虎,2014. 毫米波云雷达功率谱密度数据的检验和在弱降水滴谱反演中的应用研究[J]. 大气科学,38: 223-236.Liu Liping, Xie Lei, Cui Zhehu. 2014. Examination and application of Doppler spectral density data in drop size distribution retrieval in weak precipitation by cloud radar [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38 (2): 223-236.

- 彭亮, 陈洪滨, 李柏, 2011. 模糊逻辑法在 3mm 云雷达反演云中水凝物粒子相态中的应用[J]. 遥感技术与应用, 26(5): 655-663. Peng Liang, Chen Hongbin, Li Bai, 2011. An application of fuzzy logic method to cloud hydrometeor classifications using the ARM WACR data[J]. Remote Sensing Technology and Application (in Chinese), 26(5): 655-663.
- 王德旺, 刘黎平, 宗蓉, 等. 2015. 基于模糊逻辑的大气云粒子相态反演和效果分析[J]. 气象, 41: 171–181. Wang Dewang, Liu Liping, Zong Rong, et al. 2015. Fuzzy logic method in retrieval atmospheric cloud particle phases and effect analysis[J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 41: 171–181.
- 魏重,林海,忻妙新,1985. 毫米波气象雷达的测云能力[J]. 气象学报,43:378-383. Wei Chong, Lin Hai, Xin Miaoxin, 1985. Capability of millimiter-wavelength cloud radar[J].Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 43:378-383.
- 吴举秀. 2014. 94GHz 毫米波云雷达测云能力研究与回波分析[D]. 南京信息工程大学博士学位论文, 148pp. Wu Juxiu. 2014. Study on the detection ability and the echoes of 94GHz millimeter-wave cloud radars. Ph.D. dissertation (in Chinese), Nanjing University of Information Science & Technology, 148pp.
- 张培昌 杜秉玉 戴铁丕. 2000. 雷达气象学[M]. 北京:气象出版社, 499pp. Zhang Peichang, Du Bingyu, Dai Tiepi. Radar Meteorology[M]. Beijing: China Meteorological Press, 499pp.
- 仲凌志, 刘黎平, 葛润生, 2009. 毫米波测云雷达的特点及其研究现状与展望[J]. 地球科学进展, 24: 383-391. Zhong Linzhil, Liu Liping, Ge Runsheng, 2009. Characteristics about the millimeter-wavelength radar and its status and prospect in and abroad. Advances in Earth Science (in Chinese), 24: 383-391.



图 1 不同 N<sub>t</sub>, D<sub>0</sub>, σ时对数正态粒子谱密度分布情况。



色表示不同的σ; (b) Z<sub>e</sub>与 r<sub>e</sub>的散点图,不同颜色表示不同的 LWC; (c) 与 (a) 相同,但 Z<sub>e</sub>取值范围介于 10<sup>-4</sup>~10<sup>2</sup>之间; (d) 与 (b) 相同,但 Z<sub>e</sub>取值范围介于 10<sup>-4</sup>~10<sup>2</sup>之间。













<





