

双线偏振雷达资料在数值模式中的应用:模拟器的构建^{*1}

王 洪¹ 万齐林¹ 尹金方² 丁伟钰¹

WANG Hong¹ WAN Qilin¹ YIN Jinfang² DING Weiyu¹

1. 中国气象局广州热带海洋气象研究所/中国气象局广东省区域数值天气预报重点实验室, 广州, 510080

2. 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京, 100081

1. *Guangzhou Institute of Tropical and Marine Meteorology/Key Laboratory of Regional Numerical Weather Prediction, CMA, Guangzhou 510080, China*

2. *State Key Laboratory of Severe Weather (LaSW), Chinese Academy of Meteorological Sciences, China Meteorological Administration, Beijing 100081, China*

2015-09-15 收稿, 2016-01-21 改回.

王洪, 万齐林, 尹金方, 丁伟钰. 2016. 双线偏振雷达资料在数值模式中的应用:模拟器的构建. 气象学报, 74(2):229-243

Wang Hong, Wan Qilin, Yin Jinfang, Ding Weiyu. 2016. Application of the dual-polarization radar data in numerical modeling studies: Construction of the simulator. *Acta Meteorologica Sinica*, 74(2):229-243

Abstract Based on the Rayleigh-Gans scattering theory, a simulator for S-band dual-linear polarization radar with the wavelength of 10 cm has been developed. The simulator considers four hydrometeors (i. e., cloud ice, snow, rain, hail), taking cloud mixing ratios and number concentrations from microphysics scheme and the axis ratio, relative dielectric constant and canting angles of particles as input, and then calculating reflectivity at horizontal and vertical polarizations, differential reflectivity, specific differential phase and others. Realistic polarimetric radar signatures of a mature 2D ideal squall-line are well produced in the simulation: Hail has high horizontal reflectivity and low differential reflectivity (Z_{dr} hole); Z_{dr} column in convective regions is well simulated; bright bands of horizontal reflectivity and specific differential phase show clearly in the results; and the linear relationship between the horizontal reflectivity and differential reflectivity factor of rain (rain line) is well represented. The simulator builds a direct link between model variables and polarization radar observations. In the near future, it will be used as a tool to evaluate the effect of model predictions and to directly assimilate polarimetric variables into convection-resolved model.

Key words Dual-linear polarization radar, Hydrometeors, Simulator, Microphysics

摘 要 基于 Rayleigh-Gans 散射原理构造一个 S 波段双线偏振雷达模拟器。模拟器考虑了云冰、雪、雨和雹 4 种水凝物, 以水凝物的混合比和数浓度以及水凝物粒子的轴比、相对介电常数、下落倾角为输入量, 计算得到水平/垂直偏振反射率因子、差分反射率、比差分相位等偏振量。通过二维理想飑线模拟的试验结果表明, 模拟器合理地再现了二维理想飑线系统成熟期的主要偏振特征: 雹的反射率较高, 差分反射率较低 (又称 Z_{dr} 洞); 对流云区的 Z_{dr} 柱; 层云区的反射率和比差分相位的 0℃ 层亮带特征; 雨滴反射率与差分反射率因子的“雨线”统计特征。利用该模拟器建立了模式变量和偏振雷达观测的联系, 有助于未来将偏振雷达观测资料应用于模式预报效果评估及对流尺度资料同化等方面的研究和应用。

关键词 双线偏振雷达, 水凝物, 模拟器, 云微物理参数化

* 资助课题: 国家自然科学基金(41475102)、国家重点基础研究发展计划项目(2015CB452802)和中国气象科学研究院基本业务专项(2014R016)。

作者简介: 王洪, 主要从事资料同化方面的研究。E-mail: wangh29@mail3.sysu.edu.cn

通讯作者: 万齐林, E-mail: qlwan@grmc.gov.cn

中图法分类号 P456.7

1 引言

天气雷达是进行云、降水物理研究及短时临近预报的重要手段之一。许多国家和地区(如美国、中国等)先后完成了常规多普勒雷达的布网,实现了风暴监测、短时临近预警信号发布及定量降水估计的全面业务化(俞小鼎等, 2006)。但常规多普勒雷达只能发射单一线偏振电磁波,其回波强度也只能提供云、降水粒子的位置、数量等一般信息。双线偏振雷达则可以发射水平/垂直偏振状态的电磁波,可得到差分反射率、比差分相位、线性退偏振比等偏振量观测值。从这些偏振量中可以获得粒子的尺度谱、二维形状、排列取向等信息(梁海河等, 2005;王致君等, 2004)。正是由于偏振雷达在探测云、降水粒子方面的诸多优点,许多气象组织及气象学者在偏振雷达的相关应用领域进行了大量的研究,并取得了一系列丰硕的成果,尤其是在定量降水估计(Hall, et al, 1980; Ryzhkov, et al, 2003; 刘黎平等, 2007)、水凝物分类(Chandrasekar, et al, 2013; Straka, et al, 2000; Vivekanandan, et al, 1999; 曹俊武等, 2005; 郭凤霞等, 2014)和强风暴的偏振特征描述(Bluestein, et al, 2007; Kumjian, et al, 2008; 刘黎平等, 1996)等领域。目前美国已经将其现有多普勒雷达升级为双线偏振雷达,中国也计划在近期内开始在业务多普勒雷达上加装双偏振功能。因此,有必要加强针对双线偏振雷达的研究,促使其在定量降水预报中发挥更大的作用。

近年来随着 WRF(Michalakes, et al, 2004)、GRAPES(陈德辉等, 2008)及 COSMO-DE(Baldauf, et al, 2011)等中尺度数值模式在业务上的广泛使用,改进发展高分辨率数值模式逐渐成为提高定量降水预报水平的主要途径。而云、降水物理过程是影响模式定量降水预报能力的关键因素之一(王洪等, 2014; 尹金方等, 2014)。因此,如何在数值模式中将表征云、降水粒子宏、微观特征的偏振量有效地利用起来是偏振雷达应用研究的新兴重要方向之一。

偏振量在数值模式中的作用主要体现在两个方面:一是用于资料同化;二是用于评估数值模式预报效果。但偏振量并不是模式变量,必须通过一定方式将两者联系起来。这种联系方式就是同化系统中常用的观测算子。Wu 等(2000)尝试从差分反射率

中获取混合相态下的雨水和云冰混合比信息,并采用四维变分同化系统同化这些反演得到的水凝物混合比。Li 等(2010, 2012)在 WRF 三维变分同化系统中,以差分反射率-雨水混合比(Ulbrich, et al, 1984)和比差分相位-雨水混合比关系(Bringi, et al, 2001)构造了相应的观测算子,实现了差分反射率、比差分相位等偏振量的间接同化。此时恰逢美国多普勒雷达探测网的双偏振升级, Li 等(2010, 2012)的工作对于如何将偏振雷达探测资料应用到数值模式中具有良好的指示意义。但差分反射率等偏振量并不是雨水这一种水凝物的测量值,而是云水、云冰、霰等多种粒子对探测波的综合散射结果。尤其是混合相粒子对偏振量的贡献更为显著。所以在构造偏振量观测算子时,必须以复杂云、降水物理过程为基础,区别处理云水、云冰、雨、雪及霰等多种水凝物粒子。

中外在这方面已有一些研究成果。Smith 等(1975)利用云模式的体积水方案输出量计算了雷达反射率,并重点分析了雨水、冰雹的不同粒子谱描述方法对计算结果的影响。Liu 等(2005)利用 APRS 模式 Lin 方案中雨、雪、雹的混合比,基于众多观测统计结论计算了反射率、差分反射率及比差分相位等偏振量。Huang 等(2005)提出了一个较完备的偏振雷达模拟器,该模拟器采用 T 矩阵雷达散射模型,以 RAMS (Regional Atmospheric Modeling System)的云微物理方案输出为输入量,模拟了相关偏振量。Caumont 等(2006)开发了一个与模式云微物理参数化方案完全耦合在一起的雷达模拟器,该模拟器可基于 Rayleigh、Rayleigh-Gans、米散射及 T 矩阵等不同散射方法模拟计算 X、C 和 S 波段的偏振雷达变量。随后为了能够将偏振雷达探测资料直接应用于模式评估或资料同化, Pfeifer 等(2008)和 Jung 等(2008a, 2008b)先后发展了各自的偏振雷达模拟器。在设计过程, Pfeifer 和 Jung 均考虑冰相粒子对偏振量的贡献,同时前者还考虑了波束衰减效应,而后者则着重考虑了冰相粒子融化对偏振量的重要影响。

虽然中外学者已建立了多个偏振雷达模拟器,但目前中国关于如何将偏振量应用于数值模式的研究还相对较少。而且近年来众多气象学者在数值模式的云微物理过程和云降水粒子特征统计方面取得了较大进展(Yin, et al, 2011, 2013, 2014)。这也为

更加全面合理地构造模拟器提供了坚实的基础。

相对于只预报水凝物混合比的单参量方案(Hong, et al, 2004),同时预报水凝物混合比和数浓度的双参量方案(Morrison, et al, 2005)对云微物理过程描述更加细致。因此,双参量方案逐步成为云微物理参数化方案的主流选择。另外,基于观测的云降水粒子统计特征也有一些新进展,比如雨滴粒子轴比(Thurai, et al, 2005)与粒径的关系函数、描述水凝物粒子下落倾角(Huang, et al, 2008)及 0℃ 层附近的雪/雹融化模型等方面。

因此,基于中外最新研究成果,以 Rayleigh-Gans 散射为基本原理,采用云微物理参数化方案输出量及云降水粒子的统计结果作为输入值,构造一个 S 波段双线偏振雷达模拟器,将数值模式和双线

偏振雷达有机地结合起来。

2 双线偏振雷达模拟器

不同于早期的模拟器(Smith, et al, 1975; Liu, et al, 2005)仅考虑了粒子谱对计算偏振量的影响,文中的双线偏振雷达模拟器(以下简称模拟器)以数值模式输出量为基础,加上一些云降水粒子的统计结果,模拟计算双线偏振雷达的主要偏振量,如水平反射率、垂直反射率、差分反射率及线性退偏振比等(图 1)。首先基于 Rayleigh-Gans 散射推导了电磁波在水凝物粒子群中的后向散射值(2.1 节)。推导结果表明,后向散射值与粒子形状、介电常数、下落倾角及一些雷达参数有关(Vivekanandan, et al, 1993)。这些影响散射值的参数可大致分为两

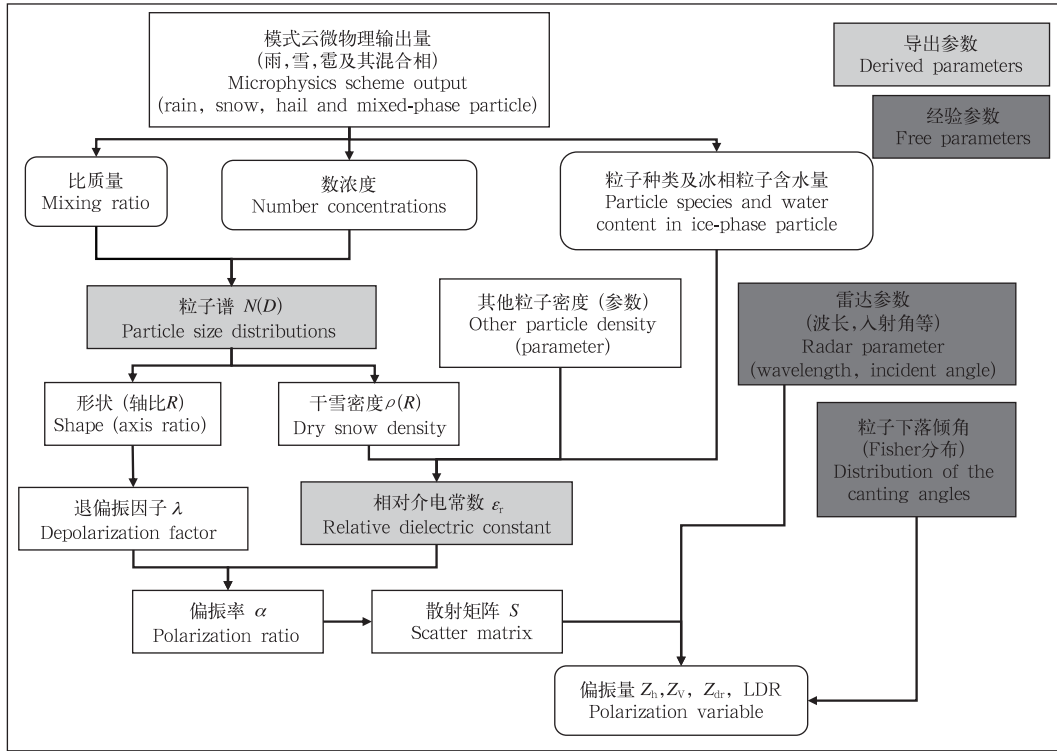


图 1 双线偏振雷达模拟器计算流程

Fig. 1 Schematic diagram of the dual-linear polarization radar simulator

类:一类是模式输出量决定或由其推导出的导出参数,如粒子的类型、含水量、轴比等;另一类是从云降水粒子的统计结论中得到的经验参数,如下落倾角、雷达参数等。

2.1 偏振量的计算

在线偏振雷达观测中,一般定义入射波为 $\mathbf{E}^i$, 散

射波 $\mathbf{E}^s$ 。 $\mathbf{E}^i$ 和 $\mathbf{E}^s$ 可表示为两个正交极化矢量的线性组合,该线性组合方式又被称为后向散射矩阵 $\mathbf{S}$ 。

$$\begin{bmatrix} \mathbf{E}_H^s \\ \mathbf{E}_V^s \end{bmatrix} = \frac{\exp(-jk_0 r)}{r} \mathbf{S} \begin{bmatrix} \mathbf{E}_H^i \\ \mathbf{E}_V^i \end{bmatrix} = \frac{\exp(-jk_0 r)}{r} \begin{bmatrix} \mathbf{S}_{HH} & \mathbf{S}_{HV} \\ \mathbf{S}_{VH} & \mathbf{S}_{VV} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \mathbf{E}_H^i \\ \mathbf{E}_V^i \end{bmatrix} \quad (1)$$

式中, S_{ij} 的第 1 个下标表示接收波的偏振状态, 第 2 个下标表示发射波的偏振状态, H 代表水平偏振, V 代表垂直偏振, k_0 为雷达探测波波数 ($k_0 = 2\pi/\lambda$), λ 为探测波波长, r 为散射物质与雷达站点的距离。散射矩阵描述了散射物质的一些与散射过程有关的微物理特性, 如粒子大小、形状、下落姿态和相对介电常数。附录给出了散射矩阵 S 的具体求解方法。

在给定量谱分布 $N(D)$ 的前提下, 采用 Brin-gi 等 (2001) 给出的粒子群的反射率因子各分量计算公式, 这与 Jung 等 (2008a, 2008b) 采用的粒子群散射方式是一致的。

$$Z_{HH,X} = \frac{4\lambda^4}{\pi^4 |K_p|^2} \int N(D) (AS_{HH}^2 + BS_{VV}^2 + 2CS_{HH}S_{VV}) dD \quad (\text{mm}^6/\text{m}^3) \quad (2)$$

$$Z_{HV,X} = \frac{4\lambda^4}{\pi^4 |K_p|^2} \int N(D) C(S_{VV} - S_{HH})^2 dD \quad (\text{mm}^6/\text{m}^3) \quad (3)$$

$$Z_{VV,X} = \frac{4\lambda^4}{\pi^4 |K_p|^2} \int N(D) (BS_{HH}^2 + AS_{VV}^2 + 2CS_{HH}S_{VV}) dD \quad (\text{mm}^6/\text{m}^3) \quad (4)$$

$$K_{dp,X} = \frac{180\lambda}{\pi} \int N(D) (A - B) (S_{HH} - S_{VV}) dD \quad (^\circ/\text{km}) \quad (5)$$

式中, $|K_p| = (\epsilon_r - 1)/(\epsilon_r + 2)$ 为复合介电因子; λ 为雷达探测波长, 其值取为 10 cm; A 、 B 、 C 是与下落倾角相关的参数; X 代表水凝物类别。

$$A = \langle \cos^4 \theta_b \rangle = \int_{\theta_1}^{\theta_2} \cos^4 \theta_b p(\theta_b) d\theta_b \quad (6)$$

$$B = \langle \sin^4 \theta_b \rangle = \int_{\theta_1}^{\theta_2} \sin^4 \theta_b p(\theta_b) d\theta_b \quad (7)$$

$$C = \langle \sin^2 \theta_b \cos^2 \theta_b \rangle = \int_{\theta_1}^{\theta_2} \sin^2 \theta_b \cos^2 \theta_b p(\theta_b) d\theta_b \quad (8)$$

式中, $\langle \rangle$ 代表集合平均, θ_1 和 θ_2 为最小和最大倾角值, $p(\theta_b)$ 为倾角分布的概率密度函数。

以散射矩阵为基础, 进一步计算即可得到偏振雷达观测到的重要偏振量: 水平偏振反射率因子 (Z_h , dBz)、垂直偏振反射率因子 (Z_v , dBz)、差分反射率 (Z_{dr} , dB)、线性退偏振比 (L_{DR} , dB) 和差分反射率因子 (Z_{dp} , mm^6/m^3), 比差分相位 (K_{dp} , $^\circ/\text{km}$)。

$$Z_h = 10\lg(Z_{HH,r} + Z_{HH,i} + Z_{HH,s} + Z_{HH,h}) \quad (9)$$

$$Z_v = 10\lg(Z_{VV,r} + Z_{VV,i} + Z_{VV,s} + Z_{VV,h}) \quad (10)$$

$$Z_{dr} = 10\lg\left(\frac{Z_{HH,r} + Z_{HH,i} + Z_{HH,s} + Z_{HH,h}}{Z_{VV,r} + Z_{VV,i} + Z_{VV,s} + Z_{VV,h}}\right) \quad (11)$$

$$L_{DR} = 10\lg\left(\frac{Z_{HV,r} + Z_{HV,i} + Z_{HV,s} + Z_{HV,h}}{Z_{HH,r} + Z_{HH,i} + Z_{HH,s} + Z_{HH,h}}\right) \quad (12)$$

$$Z_{dp} = (Z_{HH,r} + Z_{HH,i} + Z_{HH,s} + Z_{HH,h}) - (Z_{VV,r} + Z_{VV,i} + Z_{VV,s} + Z_{VV,h}) \quad (13)$$

$$K_{dp} = (K_{dp,r} + K_{dp,i} + K_{dp,s} + K_{dp,h}) \quad (14)$$

上述推导及附录表明, 偏振量的计算与粒子的谱分布、轴比、相对介电常数和下落倾角有直接关系。因而下面将分别讨论相关因素的取法。

2.2 粒子谱分布

无论是数值模式中的云微物理参数化方案, 还是观测事实均采用粒子谱描述水凝物粒子的大小及其数浓度分布。Morrison 双参量方案 (Morrison, et al, 2009) 同时预报云滴、雨、雪、雹的数浓度和混合比, 这样能够更全面地描述粒子谱分布及其相关物理过程。本研究基于 Morrison 双参量方案发展双线偏振雷达模拟器, 以该方案的混合比和数浓度预报量反算粒子谱的截距和斜率, 然后确定粒子谱分布。由于云水粒径较小, 其外形基本为球形, 不具备偏振观测意义。因此模拟器将考虑云冰、雨、雪和雹 4 种水凝物。

2.3 轴比

在影响双线偏振雷达观测量的众多因素中, 粒子形状是关键因子之一。对于一个水凝物粒子, 一般采用轴比 ($R = b/a$, b 为半短轴长, a 为半长轴长) 描述其平衡态形状。但在目前的数值模式中, 轴比并不是一个预报量, 因而必须引入其他假定关系计算轴比。

首先考虑形状较为规则的雨滴。早期 Green (1975) 根据一个简单的流体静力学模型, 得到了雨滴轴比与同体积圆球等效直径的函数解析式。随后有人从理论 (Beard, et al, 1987) 或实验室观测结果 (Andsager, et al, 1999; Pruppacher, et al, 1970; Thurai, et al, 2005) 中得到了多种轴比与有效直径的拟合函数。由于 Andsager 等 (1999) 考虑雨滴的振荡效应后的拟合标准差仅为 0.01 mm。因此本研究中雨滴轴比计算采用 Andsager 等 (1999) 的结论: 当 $1 \text{ mm} \leq D \leq 4 \text{ mm}$ 时,

$$R_{\text{rain}} = 1.012 - 0.01445D - 0.01028D^2 \quad (15)$$

当 $D < 1 \text{ mm}$ 或 $D > 4 \text{ mm}$, 则采用 Beard-Chuang 平衡形状 (Beard, et al, 1987)

$$R_{\text{rain}} = 1.0048 + 5.7 \times 10^{-4} D - 2.628 \times 10^{-2} D^2 + 3.682 \times 10^{-3} D^3 - 1.677 \times 10^{-4} D^4 \quad (16)$$

雹的形状多种多样,有球形、椭球形、锥形、扁圆形和无规则形状等。有观测表明地面附近的雹和典型湿雹的轴比约为 0.8,含水量较高的雹的轴比在 0.6—0.8。根据 List(1986)的建议,模拟器取直径在 10 mm 以下的雹粒子轴比为 1;当雹粒子直径为 10—50 mm 时,取其轴比为 0.75;认为直径 50 mm 以上的雹会出现翻滚现象,其轴比取为 1。这点与 Jung 等(2008a,2008b)将雹的轴比取为固定值有所不同。

当云内温度低于 0℃ 时可以形成冰晶,冰晶长大到一定程度(一般以线性尺度 0.3 mm 为分界线)即成为雪晶,而雪晶聚集体则常称为雪花。冰晶的形状十分复杂多变,很难对其模型化处理。基于

Straka 等(2000)的工作,统一将冰晶、雪晶和雪的轴比取为 0.75。

2.4 雪/雹融化模型

在 0℃ 层附近,冰相粒子处于融化过程中,融化的水会在雪/雹粒子的表面形成一层水膜,或渗入粒子的缝隙之中,进而形成冰水共存的混合相粒子。图 2 显示了在给定粒子谱的情况下,不同含水量的雪和雹的偏振量分布形态。随着含水量升高,雪和雹的 Z_h 、 K_{dp} 、 Z_{dr} 均有明显升高。其中雪的升幅更明显,当含水量升高至 65%,相应偏振量值提高一倍以上。因此混合相粒子在偏振量模拟中是一个需要重点考虑的对象。由于云微物理方案的预报量十分有限,因此,模拟器(Jung, et al, 2008a)一般采用冰/水的混合比比例表征雹/雪的融化程度。但不同的模拟器采用了不同的计算公式。

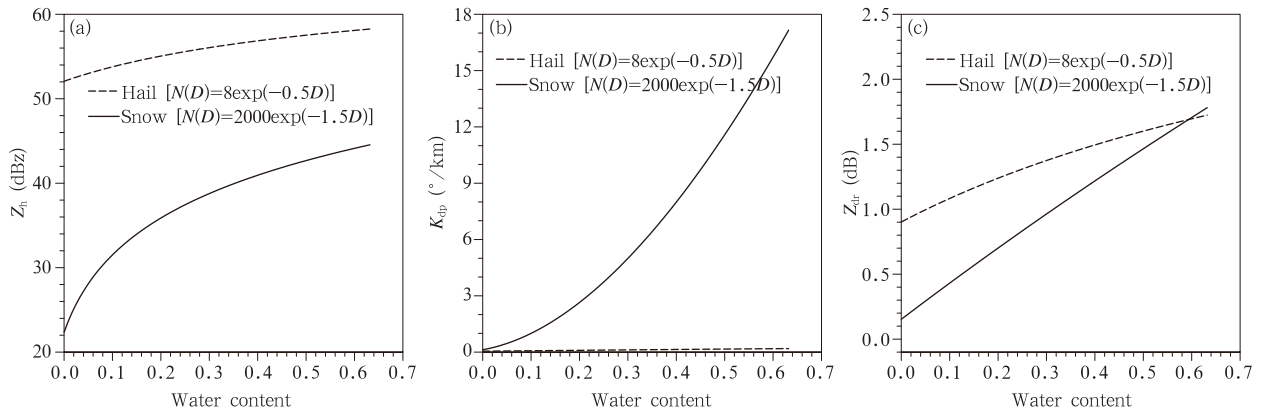


图 2 雪、雹的偏振量(a. Z_h , b. K_{dp} , c. Z_{dr})随含水量的演变

Fig. 2 Changes of (a) Z_h , (b) K_{dp} , (c) Z_{dr} of snow and hail with different water content

在 Morrison 方案中,冰相粒子有云冰、雪和雹 3 类,但该方案假定云冰一旦降落到 0℃ 层高度以下,就立即融化并全部转化为云水,因而只有雪和雹存在冰水混合相状态。本研究通过以下流程考虑雪-雨和雹-雨的混合相过程。首先假定只有雨水混合比及冰相粒子混合比大于指定阈值(10^{-9} kg/kg),才存在混合相粒子,并且只存在 0℃ 层高度以下区域。然后确定冰相粒子开始融化的高度层 k_s ,再计算融化层以下各层冰相粒子含水量

$$F = \max(0.05, \min(1 - \frac{q_k}{q_{k_s}}, 0.99)) \quad (17)$$

q_k 和 q_{k_s} 分别为第 k 和 k_s 层的水凝物混合比。另

外,考虑到冰相粒子融化时,其表面的液态水存在一定程度的脱落,会使实际液态水含量较 F 值低。因此,本研究中液态含水量 f 取为 $\ln(1 + F)$ 。

2.5 相对介电常数

ϵ_r 定义为物质的介电常数(ϵ)与真空绝对介电常数(ϵ_0)的比值。随着水凝物粒子的种类、密度、含水量以及温度等环境因素的变化, ϵ_r 的取值也会发生剧烈变化。同时差分反射率等偏振量对 ϵ_r 的取值十分敏感。对于单个相同轴比的雪和雨滴,其差分反射率值最大可相差 10 倍以上(图 3)。因此,准确地给出不同水凝物粒子的 ϵ_r 值对精确计算偏振模拟量至关重要。

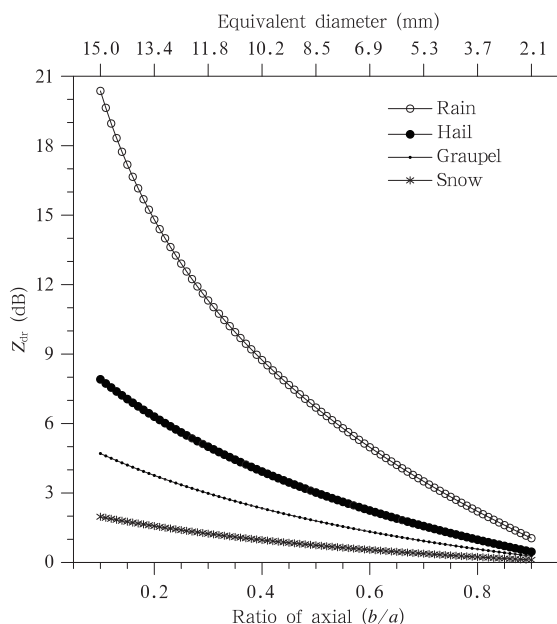


图3 单个不同水凝物的差分反射率与轴比的关系

Fig. 3 Differential reflectivity as a function of the ratio of axial

首先给定纯雨滴的 ϵ_{rain} 值为 70.9, 干冰雹的 ϵ_{dh} 值取为 3.17。由于干雪的结构十分蓬松, 粒子中包含一定量的空气, 从而影响干雪的密度和相对介电常数。采用 Tiuri 等 (1984) 的研究结论, 无论是旧干雪, 还是新干雪, 其 ϵ_{ds} 都唯一依赖于干雪相对于水的密度比例 ρ_d ($\rho_d = \rho_{\text{ds}}/\rho_w$) 的变化, 两者的关系式为

$$\epsilon_{\text{ds}} = 1 + 1.7\rho_d + 0.7\rho_d^2 \quad (18)$$

更复杂的相对介电常数计算是冰水二相物质混合时的情况 (De Wolf, et al, 1990)。融化中的冰相粒子相对介电常数会出现剧烈变化, 而且其变化幅度还随着融化程度的不同而改变。多数研究结果 (Longtin, et al, 1987; Sihvola, et al, 1988) 认为在计算雷达后向散射时使用 Maxwell-Garnet 公式效果更佳。Maxwell-Garnet 公式如下

$$\epsilon_{\text{iw}} = \epsilon_i \left(1 + \frac{3f \left(\frac{\epsilon_w - \epsilon_i}{\epsilon_w + 2\epsilon_i} \right)}{\left(1 - f \frac{\epsilon_w - \epsilon_i}{\epsilon_w + 2\epsilon_i} \right)} \right) \quad (19)$$

式中, 下标 i 表示冰相 (干雪或干雹), w 表示液相, ϵ_{iw} 、 ϵ_i 、 ϵ_w 分别代表混合相粒子、冰相粒子和液态水的相对介电常数。 f 为混合相中液态水的含量, 代表冰相粒子的融化程度。

2.6 粒子下落倾角

下落倾角定义为粒子对称轴与坐标系 Z 轴的夹角 (见附图 1 中 θ_b)。但对于一群粒径为 1 mm 左右的微观粒子, 要具体给出每一个粒子的 θ_b 值是不可能的, 因此目前一般采用某种概率密度函数描述粒子对称轴的取向情况。已有的模拟器 (Pfeifer, et al, 2008; Jung, et al, 2008a) 多采用高斯分布来描述粒子下落倾角分布, 但最新的模拟观测实验结果 (Huang, et al, 2008) 表明, 相对于高斯分布, Fisher 分布更适合于描述粒子下落倾角的分布 (俞加伟等, 2013)

$$p(\theta_b) = \left[\frac{\kappa}{4\pi \sinh \kappa} \right] e^{\kappa \cos \theta_b \sin \theta_b} \quad (20)$$

式中, κ 为形态参数。若给定雨滴谱为 $N(D) = 8000 \exp(-1.5D)$, 当 Fisher 函数参数取不同值 (图 4 横坐标中的 0 至 80 代表 κ 在 80—20 中等间距取值, 最大下落倾角在 20° — 60° 等间距取值) 时, 对偏振量的计算会产生一定影响 (图 4)。其中对 Z_h 和 Z_{dr} 影响较弱, 幅度仅为 0.15 dBZ 和 0.25 dB; 对 K_{dp} 的影响较明显, 幅度可达 $8^\circ/\text{km}$ 。因此采用 Fisher 分布作为雨、云冰、雪和雹 4 种水凝物粒子下落倾角的概率密度函数, 其形态参数分别为 80、60、50 和 40, 最大下落倾角分别为 30° 、 40° 、 40° 和 50° 。

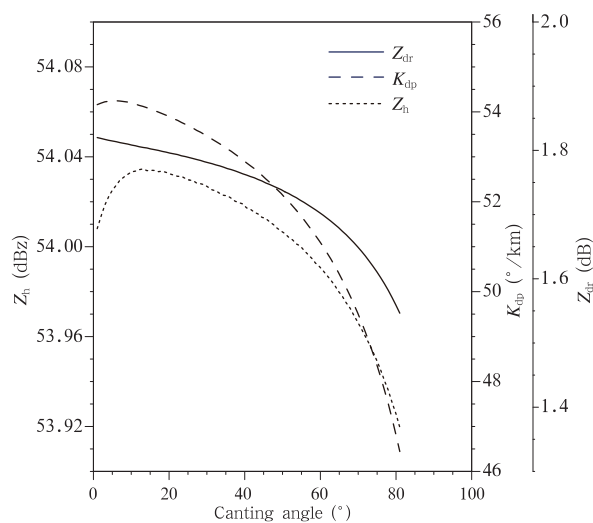


图4 偏振量随下落倾角描述函数演变

Fig. 4 Changes in polarization with different functions of the canting angle

3 模拟器在二维理想飚线实验中的应用

为了验证已构建的模拟器, 采用 WRF 模式

V3.4.1自带的二维理想飑线试验结果验证该模拟器。模拟区域水平网格数为 1200, 水平分辨率为 250 m; 垂直 80 层, 模式顶高为 20 km; 积分时间步长 3 s, 累计积分 7 h。该个例选用开放的侧边界条件, 采用 1.5 阶 TKE 方案计算水平/垂直湍流扩散, 采用阻尼系数为 0.003 s^{-1} 的 Rayleigh 阻尼器抑制模式顶部 5 km 范围内的虚假回波。除云微物理过程选用 Morrison 方案 (Morrison, et al, 2009) 外, 其他物理过程均不予考虑。

WRF 的理想飑线试验的初始场由 Weisman 等 (1982, 1984) 提供的温、湿度廓线提供。该温、湿度廓线属于典型的中纬度、大陆型飑线的背景环境场, 其初始对流有效位能 (CAPE) 值为 2200 J/kg , 融化层高度是 4 km, 2.5 km 以下的风垂直切变是 0.0048 s^{-1} 。初始扰动为中心强度为 3 K 的热泡, 其水平范围 4 km, 垂直范围 1.5 km, 中心位于离地面 1.5 km 高度处。

当积分 250 min 时, 飑线达到成熟阶段 (图 5a)。

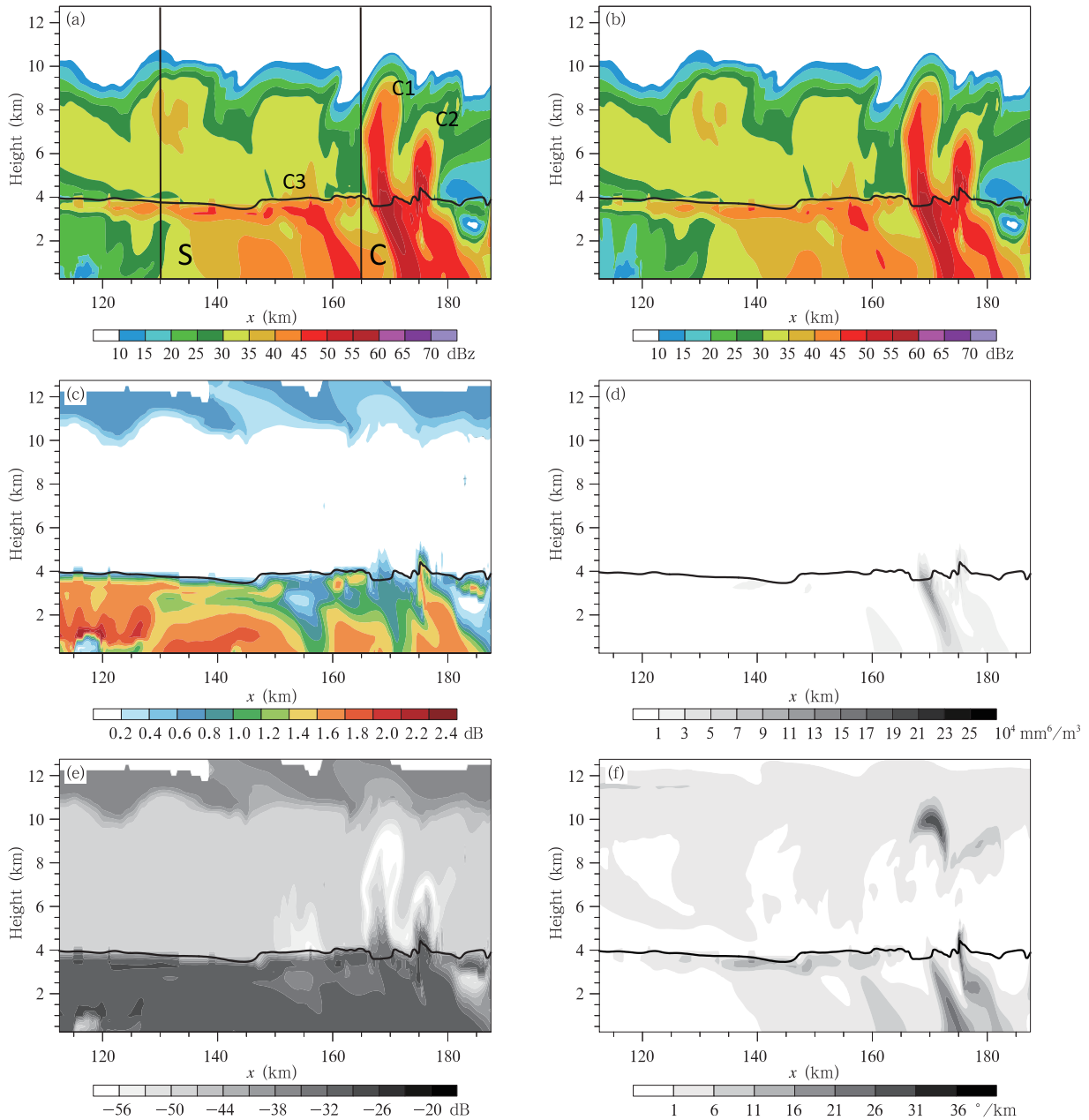


图 5 第 250 min 时二维理想飑线偏振量 (a. Z_h , b. Z_V , c. Z_{dr} , d. Z_{dp} , e. L_{DR} , f. K_{dp}) 的水平-高度剖面
Fig. 5 Vertical cross sections of simulated (a) Z_h , (b) Z_V , (c) Z_{dr} , (d) Z_{dp} , (e) L_{DR} , (f) K_{dp} after 250 min integration of the 2D ideal squall-line simulation

新单体不断在阵风锋前沿生成,强度也很快达到最强;同时由于其后部对流不稳定能量较低,属于层云区。在 $x = 165\text{--}185\text{ km}$ 之间有两个成熟的对流云单体 C1 和 C2,其回波顶高度超过 10 km ;在单体 C1 左侧,单体 C3 处于减弱阶段,并逐渐转变为层云。因此下面将以此时刻为例分析评估模拟器对对流云及层云偏振特征的模拟能力。

3.1 偏振量的天气学特征

在双线偏振雷达观测中常常出现如雹粒子偏振特征(孙丝雨等, 2013)、 Z_{dr} 柱(Brandes, et al, 1995)和 0°C 层亮带(Fabry, et al, 1995)等特征。二维理想胞线试验中,云冰、雪、雨和雹不同的微观特性(如轴比、相对介电常数、下落倾角等),和宏观特性(混合比和数浓度)导致模拟偏振量具有不同的性质。模拟偏振量是否具有双线偏振雷达观测特征将是评价模拟器优劣的重要指标。

3.2 雹粒子偏振特征

在 $x = 170, 175\text{ km}$ 处存在两个对流单体 C1 和 C2,其中心 Z_h 值超过了 55 dBz (图 5a),而对应的雹粒子混合比(6.5 g/kg)也是极大值中心(图 7d)。但 Z_h 极值中心高度在 0°C 层附近,而混合比极值中心则在 0°C 层以上约 2 km 。这是由于低层的雹粒子有效直径更大(图略),对反射率的贡献也更大;再者跃过 0°C 层后雹粒子开始融化,其 ϵ_r 值会急剧增大,进而导致反射率增大。由于大冰雹粒子在下落过程中会不断翻滚(见 2.2 节),在雷达扫描中近似为球形(轴比取为 1),因此 Z_h 极大值中心($x = 170, 175\text{ km}$, $z = 4.1\text{ km}$)附近出现了清晰的 Z_{dr} (≤ 1

dB)减小的窄垂直区域,该区域被称为“ Z_{dr} 洞”(Wakimoto, et al, 1988),在 Z_{dr} 洞周围 Z_{dr} 迅速增大(图 5c)。主要是由大雨滴带来的 Z_{dr} 值(约 2 dB , 图略)。Jung 等(2008b)和 Liu 等(2005)的模拟偏振量结果也表明雹(霰)粒子会使 Z_h 值增大,并同时减小 Z_{dr} 值。另外,在冰雹混合比大值区附近随高度降低, L_{DR} 明显降低。这可能与低层雹粒子直径相对较大,轴比较小有关。

3.3 Z_{dr} 柱

许多观测研究(Brandes, et al, 1995; Kumjian, et al, 2008)表明,在对流风暴单体中,一般认为由于雨滴被上升气流带入云中较冷的区域后冻结且失去取向稳定性而导致 Z_{dr} 值迅速减小,进而能够观测到正的 Z_{dr} 呈垂直柱状分布。在本研究中,同样再现了弱 Z_{dr} 柱(图 6a),该 Z_{dr} 柱位于 $x = 176\text{ km}$ 处,中心强度为 1.8 dB ,水平范围约 4 km ,垂直扩展到 5 km 左右(即 0°C 层以上约 500 m)。同时该 Z_{dr} 柱对应着雨水混合比大值中心(4.8 g/kg),并伴随着约 15 m/s 的上升气流(图 6b)。这与上述 Z_{dr} 柱形成原因猜想十分一致。但模拟的 Z_{dr} 柱垂直扩展高度仍低于实际观测到的约 7 km (Kumjian, et al, 2008),这可能是因为目前 Morrison 方案仍无法完全再现雨滴上升冻结的物理过程。

3.4 0°C 层亮带

据雷达观测,层云降水的典型特征是拥有一条明显的 Z_h “亮带”。本模拟器同样模拟出了 0°C 层亮带(图 5a)。该亮带中心 Z_h 强度超过 40 dBz ,垂直厚度约 800 m ,位于 $x = 115\text{ 至 } 155\text{ km}$ 之间, 0°C 等

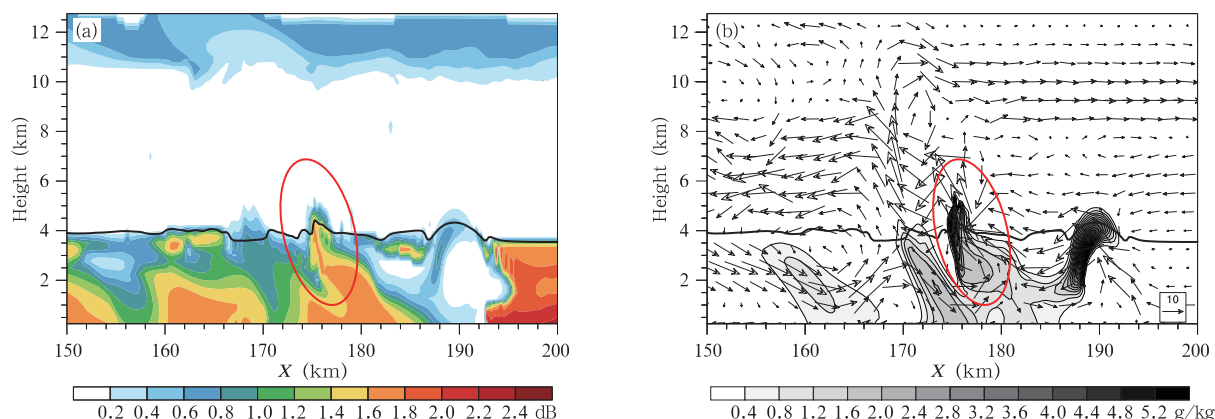


图 6 第 250 min 时差分反射率(a)及雨水混合比(b,矢量箭头为风场)的垂直剖面

Fig. 6 Vertical cross sections of (a) differential reflectivity and (b) rain mixing ratio overlapped with wind vector after 250 min integration of the ideal 2D squall-line simulation

温线以下 500 m 处。而 Jung 等(2008b)模拟的 0°C 层亮带则位于 0°C 等温线以下 1.5 km。另外分析各种水凝物粒子的反射率贡献(图略)发现, 0°C 层亮带主要由雪粒子贡献。跃过 0°C 层后, 雪粒子开始融化, 其 ϵ_r 值增大, 进而导致 Z_h 值迅速增大。另外雪粒子的不断融化变湿也使 K_{dp} 出现了明显亮带特征(图 5f), 0°C 层以上其值基本为 $6^{\circ}/\text{km}$, 随后逐渐增大到 $16^{\circ}/\text{km}$, 然后又随着雪粒子融化蒸发减小。

在本研究的 K_{dp} 模拟中, 发现与云冰、雪和雨等 K_{dp} 主要贡献者相比, 雹粒子的 K_{dp} 值要小两个数量级, 仅为 $0.2^{\circ}/\text{km}$ 左右。这主要是因为大冰雹粒子

在下落过程中会出现翻滚, 面对雷达观测可近似为球形, 因而根据 K_{dp} 计算公式(式(15))可知, K_{dp} 值也接近于 0。飚线的不同位置, K_{dp} 值的主要贡献粒子自然也不一样。在 0°C 等温线附近, K_{dp} 值主要由融化的雪粒子贡献。雨滴下落过程中(离地面的 3—4 km 范围内), 其有效直径不断变长, 轴比也不断变小, 使得 $K_{dp,r}$ 值逐渐变大, 极大值可达 $36.72^{\circ}/\text{km}$ 。在云冰富集区 ($x = 170\text{ km}$, $z = 10\text{ km}$), $K_{dp,i}$ 值同样较显著, 极大值为 $29.89^{\circ}/\text{km}$ 。这是因为云冰的轴比统一取为 0.75, 并且其下落倾角概率分布仍具有主导方向。

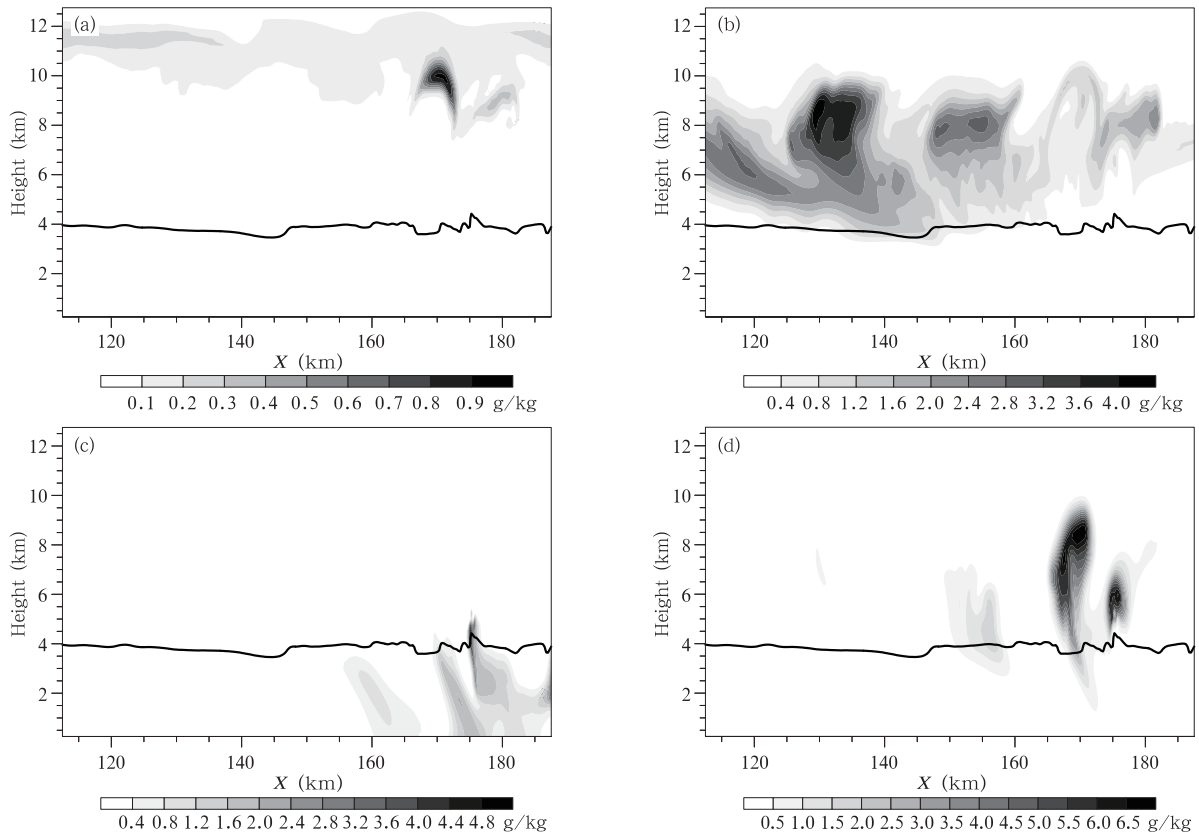


图 7 云冰(a)、雪(b)、雨(c)和雹(d)的混合比浓度

Fig. 7 Same as in Fig. 5 but for the model mixing ratios (a) cloud ice, (b) snow, (c) rain, (d) hail

3.5 偏振量的统计特征

为进一步评估模拟器对偏振量的模拟效果, 计算了理想飚线个例层云区 ($x = 130, 160\text{ km}$ 之间) 和对流云区 ($x = 165, 185\text{ km}$ 之间) 的水平平均混合比及相应偏振量平均值。图 8、9 中黑色直线为区域平均 0°C 等温线, 位于 4.1 km 高度上。

对流云区中, 雹分布范围最广, 一直从近地面扩

展至 10 km 高度上, 平均混合比也最大, 最大值为 1.9 g/kg (图 8a)。 0°C 层以下, 雨和雹对对流云区的 Z_h 贡献最大; 0°C 层以上, 则主要由雹和雪贡献。由于云冰粒径较小, 因此仅在 7.5—12.5 km 范围内贡献约 -10 dBz 。而层云区的 Z_h 廓线最明显的特征是雪粒子的贡献更大, 尤其在 0°C 层附近出现了一个 40 dBz 的峰值, 这正是层云区 0°C 层亮带的

直接体现。

云冰、雪、雨和雹的轴比取值都在 0—1, 即假定所有粒子排列均为水平主导, 因此各水凝物的平均 Z_{dr} (dB) 值均为正值 (图 8b, 9b)。其次在 0°C 层以上, 云冰和干雪的轴比均被取为常数 0.75, 并且两者的 ϵ_r 也为常数 2.025 和 1.17, 其 Z_{dr} 计算式可简化为

$$Z_{dr,X} = 10 \lg \left(\frac{A \times Z_z^2 + B \times X_X^2 + 2C \times X_X \times Z_z}{B \times Z_z^2 + A \times X_X^2 + 2C \times X_X \times Z_z} \right) \quad (21)$$

式中, $X_X = (\epsilon_{r,X} - 1)\lambda_x + 1$, $Z_z = (\epsilon_{r,z} - 1)\lambda_z + 1$, A 、

B 、 C 取值见式 (6) — (8)。因此, Z_{dr} 值就与粒子谱分布无关, 理论计算值和模拟器输出值均分别为 0.72 和 0.15 dB。当然上述两方面均不完全符合实际情况, 也是未来模拟器需要改进的地方。

另外, 无论是在对流云区, 或是在层云区, 0°C 层以下的 Z_{dr} 值都更大, 其值主要由雹、雨和雪粒子贡献。在 0°C 层以下附近, 由于融化导致雪粒子 ϵ_r 急剧增大, 进而使得其 Z_{dr} 值迅速增大, 甚至超过雨和雹的 Z_{dr} 值。

对于 K_{dp} 廓线, 雹粒子基本没有贡献。对流云

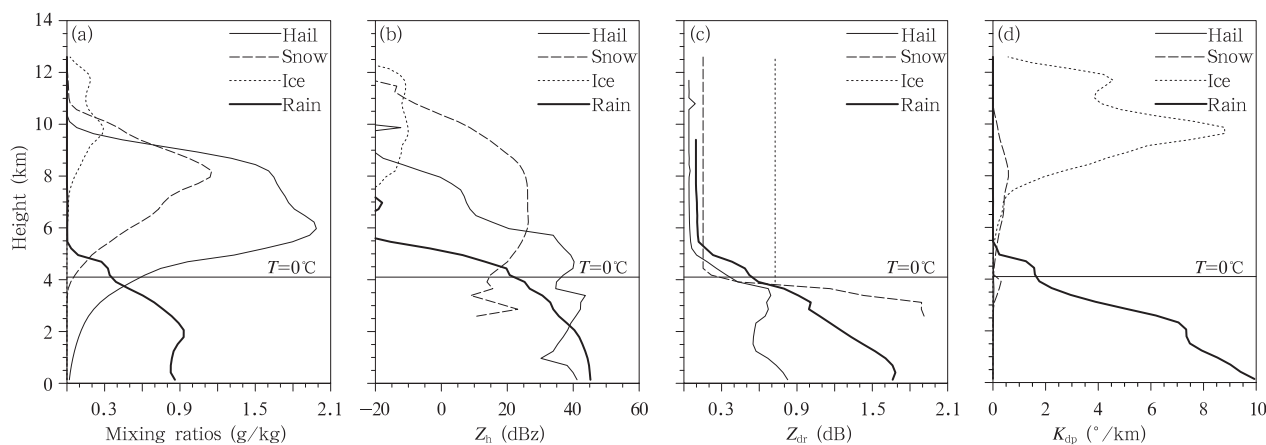


图 8 对流云区雨、云冰、雪和雹的混合比(a)、水平反射率(b, Z_h)、差分反射率(c, Z_{dr})、比差分相位(d, K_{dp})的高度廓线

Fig. 8 Vertical profile of area-averaged (a) mixing ratio of several hydrometeors, (b) horizontal reflectivity, (c) differential reflectivity, and (d) specific differential phase over the convection region

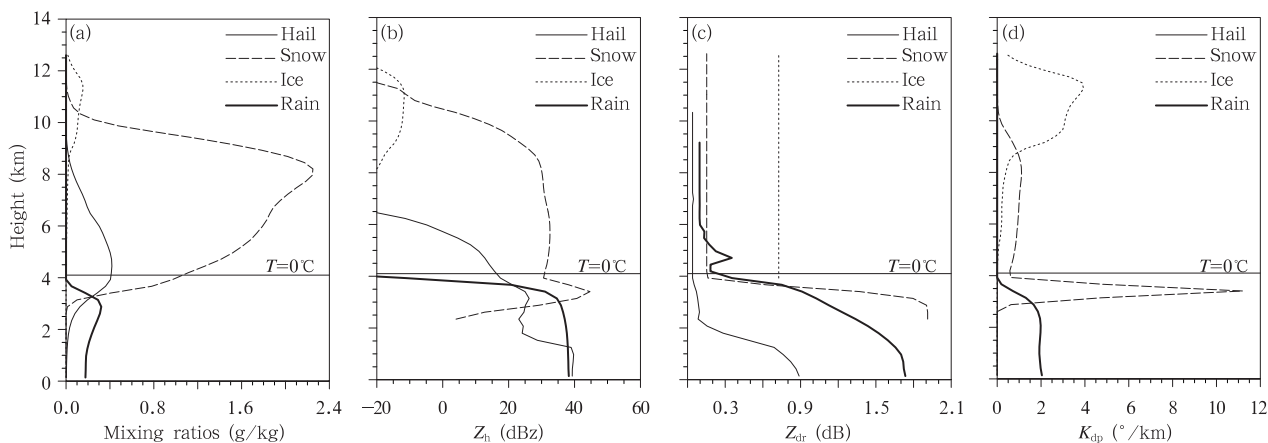


图 9 同图 8, 但计算区域为层云区

Fig. 9 Same as Fig. 8 but for the stratiform region

区的 K_{dp} 值主要由雨和云冰贡献。这主要是因为该时刻云冰混合比较高(图 7a), 及雨滴在下落过程中固有的轴比变小趋势。对于层云区, 雪对 0°C 层附近的 K_{dp} 值有主要贡献, 平均值达到 $11.5^\circ/\text{km}$ 。

Bringi 等(2001)结合理论推导和观测研究表明, Z_{dp} 对理论模型混合物中固定取向的椭球形雨滴十分敏感, 而且雷达观测得到的 Z_h 和 Z_{dp} 的相关系数很高, 接近 1。二者之间的拟合关系又被称为“雨

线”。在本研究的模拟结果中, Z_{dp} 的水平-高度剖面(图 5f)同雨水混合比(图 7c)在分布范围和形态上都十分相似。进一步分析二者的统计关系发现, Z_h 和 $10\lg Z_{dp}$ 可用最小二乘法进行拟合, 其拟合结果(图 10b)为

$$10\lg Z_{dp} = 2.97 Z_h - 41.3 \quad (22)$$

因此, 本模拟器能够再现 Z_h 和 Z_{dp} 的“雨线”统计特征。

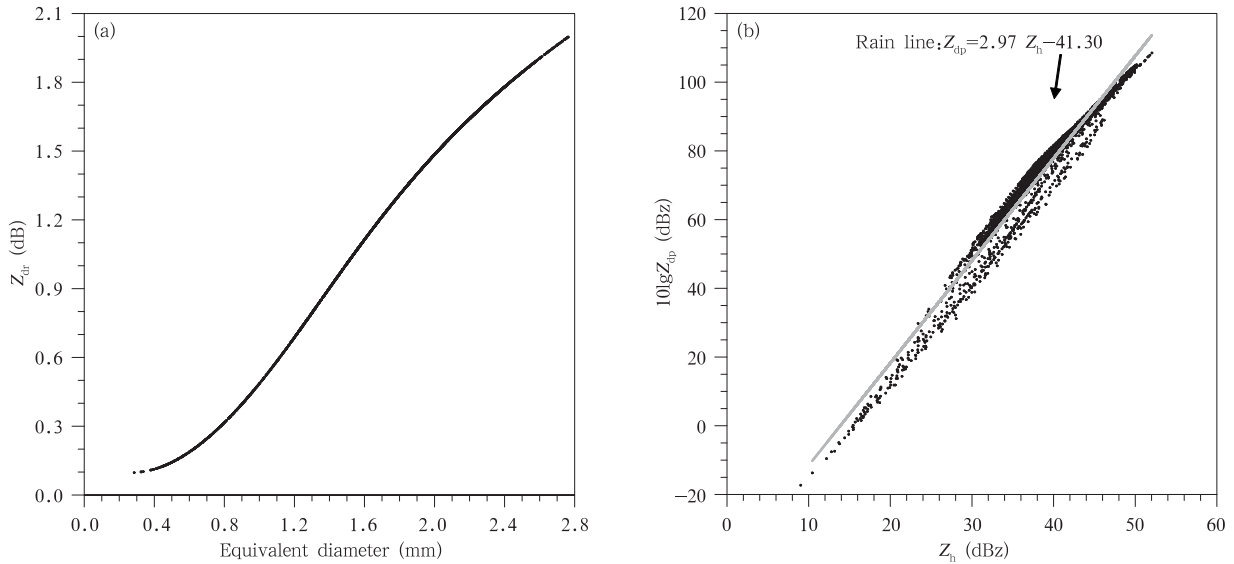


图 10 雨滴有效直径(D_e)与 Z_{dr} (a) 及其 Z_h 与 $10\lg Z_{dp}$ (b) 的散点图

Fig. 10 The scatter diagram of (a) effective diameter of rain drops' and the differential reflectivity, (b) horizontal reflectivity of raindrops' and the $10\lg Z_{dp}$

Z_{dr} 值大小与轴比有密切关系, 而雨滴的轴比由式(19)—(20)决定。因此, 随着有效直径增大, 雨滴的 Z_{dr} 值也基本呈线性增大(图 10a)。

表 1 给出了云冰、雪、雨及雹的各种偏振量极大

值统计结果。该结果与梁海河等(2005)给出 S 波段双线偏振雷达探测的各种降水类型的偏振量变化范围(其文中表 1)基本吻合。

表 1 不同水凝物的偏振量极值

Table 1 The maximum value of simulated polarization variable for different hydrometeors

水凝物类别	Z_h (dBZ)	Z_{dr} (dB)	K_{dp} ($^\circ/\text{km}$)	L_{DR} (dB)	Z_{dp} ($10^4 \text{ mm}^6/\text{m}^3$)
云冰	-4.6	0.70	29.89	-36.4	0.0
雪	48.6	1.90	22.32	-27.8	20.0
雨	52.0	2.45	36.72	-27.7	25.1
雹	60.1	1.80	0.34	-26.3	24.5

4 结论和讨论

以 Rayleigh-Gans 散射为基本原理构建了一个

S 波段双线偏振雷达模拟器。本模拟器考虑了云冰、雪、雨和雹 4 种水凝物, 以水凝物的混合比和数浓度为基本输入量, 并对包括混合相粒子在内的各

种水凝物粒子的轴比、相对介电常数和下落倾角进行模型化处理,最终计算得到水平反射率、垂直反射率、差分反射率、线性退偏振比、差分反射率因子和比差分相位。通过上述流程,模拟器将模式变量与偏振雷达观测测量有机地联系起来了。这为将偏振雷达观测资料用于模式预报效果评估提供了有效手段;同时该模拟器经过改进也可作为同化系统的观测算子,可真正实现对流尺度模式中直接同化相应偏振量的目标。

模拟器构建完成后,利用二维理想飑线个例对模拟器进行测试评估。评估对象为积分 250 min 的成熟飑线系统,此时飑线既包含对流云区,又包含层云区。结果表明,模拟器能够如实再现飑线系统的主要偏振特征。如雹的高 Z_h 值,低 Z_{dr} 值(又称 Z_{dr} 洞);由于雨滴冻结而形成的 Z_{dr} 柱; 0°C 层附近雪粒子融化而导致的 Z_h 和 K_{dp} 亮带特征;雨滴的 Z_h 与 $10\lg Z_{dp}$ 的“雨线”统计特征等。另外模拟器计算的各水凝物的偏振量极大值也基本符合前人的研究结果。

需要指出的是,模拟结果与真实情况存在一定偏差。主要有以下 3 个方面的原因:一是由于假定所有粒子姿态都是水平主导的($0 < R \leq 1$),直接导致 Z_{dr} 和 K_{dp} 无法取到负值;二是 0°C 层以上的云冰、雪的 Z_{dr} 值为常数,这是因为其轴比和 ϵ_r 均被取为常数;三是对粒子轴比、下落倾角的处理都是基于国外的研究结果,这与东亚的云微物理事实是否一致还有待于进一步研究。

本模拟器仅考虑了水平入射情况下的偏振量计算,事实上双线偏振雷达是按多个仰角依次扫描的,不同的仰角将直接导致面对入射波时对粒子姿态处理方式的变化,进而影响偏振量计算的整个流程。因此在接下来的工作中将讨论有关多仰角模拟器的开发及其在实际天气个例中的应用。

参考文献

曹俊武, 刘黎平, 葛润生. 2005. 模糊逻辑法在双线偏振雷达识别降水粒子相态中的研究. 大气科学, 29(5): 827-836. Cao J W, Liu L P, Ge R S. 2005. A study of fuzzy logic method in classification of hydrometeors based on polarimetric radar measurement. Chinese J Atmos Sci, 29(5): 827-836 (in Chinese)

陈德辉, 薛纪善, 杨学胜等. 2008. GRAPES 新一代全球/区域多尺度统一数值预报模式总体设计研究. 科学通报, 53(20): 2396-2407. Chen D H, Xue J S, Yang X S, et al. 2008. New gener-

ation of multi-scale NWP system (GRAPES): General scientific design. Chin Sci Bull, 53(22): 3433-3445

郭凤霞, 马学谦, 王涛等. 2014. 基于 X 波段双线偏振天气雷达的雷暴云粒子识别. 气象学报, 72(6): 1231-1244. Guo F X, Ma X Q, Wang T, et al. 2014. An approach to the hydrometeors classification for thunderclouds based on the X-band dual-polarization Doppler weather radar. Acta Meteor Sinica, 72(6): 1231-1244 (in Chinese)

梁海河, 徐宝祥, 刘黎平等. 2005. 偏振微波雷达探测大气研究进展及几个问题的考虑. 地球科学进展, 20(5): 541-548. Liang H H, Xu B X, Liu L P, et al. 2005. Evolvement of polarimetric technology detecting atmosphere and some consideration of its problems. Adv Ear Sci, 20(5): 541-548 (in Chinese)

刘黎平, 钱永甫, 王致君. 1996. 用双线偏振雷达研究云内粒子相态及尺度的空间分布. 气象学报, 54(5): 590-599. Liu L P, Qian Y F, Wang Z J. 1996. The study of spacial distribution of phase and size of hydrometeors in cloud by dual linear polarization radar. Acta Meteor Sinica, 54(5): 590-599 (in Chinese)

刘黎平, 牟容, 许小永等. 2007. 一次飑线过程的动力和微物理结构及滴谱变化对降水估测的影响研究. 气象学报, 65(4): 601-611. Liu L P, Mou R, Xu X Y, et al. 2007. Dynamic and microphysical structures of a squall line system and effects of rain drop size distribution on precipitation. Acta Meteor Sinica, 65(4): 601-611 (in Chinese)

孙丝雨, 沈永海, 霍苗等. 2013. 双线偏振雷达在一次强降雹过程中的初步应用. 暴雨灾害, 32(3): 249-255. Sun S Y, Shen Y H, Huo M, et al. 2013. Preliminary application of dual-polarization weather radar in a severe hail event. Torrential Rain Disaster, 32(3): 249-255 (in Chinese)

王洪, 尹金方, 王东海. 2014. 单双参云微物理方案对华南暴雨的模拟对比分析. 高原气象, 33(5): 1341-1351. Wang H, Yin J F, Wang D H. 2014. Comparative analysis of single-moment and double-moment microphysics schemes on a local heavy rainfall in South China. Plateau Meteor, 33(5): 1341-1351 (in Chinese)

王致君, 楚荣忠. 2004. 偏振天气雷达在气象中的应用简介. 干旱气象, 22(2): 62-68. Wang Z J, Chu R Z. 2004. A brief introduction about the application of polarization radar in meteorology. Arid Meteor, 22(2): 62-68 (in Chinese)

尹金方, 王东海, 翟国庆. 2014. 区域中尺度模式云微物理参数化方案特征及其在中国的适用性. 地球科学进展, 29(2): 238-249. Yin J F, Wang D H, Zhai G Q. 2014. A study of characteristics of the cloud microphysical parameterization schemes in mesoscale models and its applicability to China. Adv Ear Sci, 29(2): 238-249 (in Chinese)

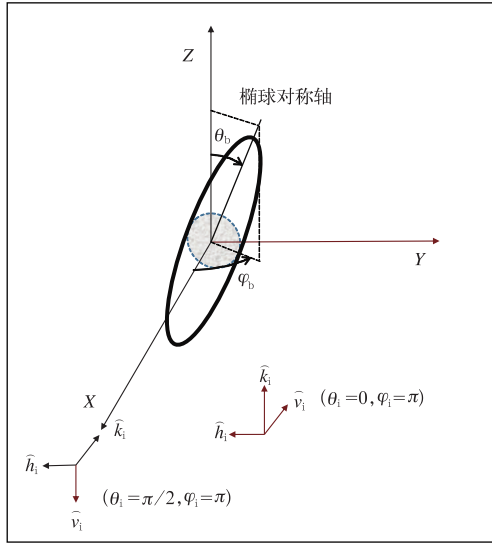
俞加伟, 陈年泼, 郑志龙等. 2013. 气象雷达中雨滴谱回波参数建模技术研究. 杭州电子科技大学学报, 33(5): 114-117. Yu J W, Chen N P, Zheng Z L, et al. 2013. Raindrop echo parameter modeling technology research in weather radar. J Hangzhou Dianzi Univ, 33(5): 114-117 (in Chinese)

- 俞小鼎, 姚秀萍, 熊廷南等. 2006. 多普勒天气雷达原理与业务应用. 北京: 气象出版社, 1-45. Yu X D, Yao X P, Xiong T N, et al. 2006. Principles and Applications of Doppler Weather Radar. Beijing: China Meteorological Press, 1-45 (in Chinese)
- Andsager K, Beard K V, Laird N F. 1999. Laboratory measurements of axis ratios for large raindrops. *J Atmos Sci*, 56(15): 2673-2683
- Baldauf M, Seifert A, Förstner J, et al. 2011. Operational convective-scale numerical weather prediction with the COSMO model: Description and sensitivities. *Mon Wea Rev*, 139(12): 3887-3905
- Beard K V, Chuang C. 1987. A new model for the equilibrium shape of raindrops. *J Atmos Sci*, 44(11): 1509-1524
- Bluestein H B, French M M, Tanamachi R L, et al. 2007. Close-range observations of tornadoes in supercells made with a dual-polarization, X-band, mobile Doppler radar. *Mon Wea Rev*, 135(4): 1522-1543
- Brandes E A, Vivekanandan J, Tuttle J D, et al. 1995. A study of thunderstorm microphysics with multiparameter radar and aircraft observations. *Mon Wea Rev*, 123(11): 3129-3143
- Bringi V N, Chandrasekar V. 2001. Polarimetric Doppler Weather Radar: Principles and Applications. Cambridge: Cambridge University Press, 636pp
- Caumont O, Ducrocq V, Delrieu G, et al. 2006. A radar simulator for high-resolution nonhydrostatic models. *J Atmos Oceanic Technol*, 23(8): 1049-1067
- Chandrasekar V, Keränen R, Lim S, et al. 2013. Recent advances in classification of observations from dual polarization weather radars. *Atmos Res*, 119: 97-111
- De Wolf D A, Russchenberg H W J, Ligthart L P. 1990. Modelling of particle distribution in the melting layer. *IEE Proceedings H: Microwaves, Antennas and Propagation*, 137(6): 389-395
- Fabry F, Zawadzki I. 1995. Long-term radar observations of the melting layer of precipitation and their interpretation. *J Atmos Sci*, 52(7): 838-851
- Green A W. 1975. An approximation for the shapes of large raindrops. *J Appl Meteor*, 14(8): 1578-1583
- Hall M P M, Cherry S M, Goddard J W F, et al. 1980. Raindrop sizes and rainfall rate measured by dual-polarization radar. *Nature*, 285(5762): 195-198
- Hong S Y, Dudhia J, Chen S H. 2004. A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation. *Mon Wea Rev*, 132(1): 103-120
- Huang G J, Bringi V, van den Heever S, et al. 2005. Polarimetric radar signatures from RAMS microphysics//32nd Int. Conf. on Radar Meteorology. Albuquerque: Amer Meteor Soc, P11R. 16
- Huang G J, Bringi V N, Thurai M. 2008. Orientation angle distributions of drops after an 80 m fall using a 2D video disdrometer. *J Atmos Oceanic Technol*, 25(9): 1717-1723
- Jung Y, Xue M, Zhang G F, et al. 2008a. Assimilation of simulated polarimetric radar data for a convective storm using the ensemble Kalman filter. Part II: Impact of polarimetric data on storm analysis. *Mon Wea Rev*, 136(6): 2246-2260
- Jung Y, Zhang G F, Xue M. 2008b. Assimilation of simulated polarimetric radar data for a convective storm using the ensemble Kalman filter. Part I: Observation operators for reflectivity and polarimetric variables. *Mon Wea Rev*, 136(6): 2228-2245
- Kumjian M R, Ryzhkov A V. 2008. Polarimetric signatures in supercell thunderstorms. *J Appl Meteor Climatol*, 47(7): 1940-1961
- Li X L, Mecikalski J R. 2010. Assimilation of the dual-polarization Doppler radar data for a convective storm with a warm-rain radar forward operator. *J Geophys Res*, 115(D16): D16208
- Li X L, Mecikalski J R. 2012. Impact of the dual-polarization Doppler radar data on two convective storms with a warm-rain radar forward operator. *Mon Wea Rev*, 140(7): 2147-2167
- List R. 1986. Properties and growth of hailstones//Thunderstorm Dynamics and Morphology. Oklahoma: University of Oklahoma Press, 259-276
- Liu L P, Zhang P F, Xu Q, et al. 2005. A model for retrieval of dual linear polarization radar fields from model simulation outputs. *Adv Atmos Sci*, 22(5): 711-719
- Longtin D R, Bohren C F, Battan L J. 1987. Radar backscattering by large, spongy ice oblate spheroids. *J Atmos Oceanic Technol*, 4(3): 355-358
- Michalakes J, Dudhia J, Gill D, et al. 2004. The weather research and forecast model: Software architecture and performance//The 11th ECMWF Workshop on the Use of High Performance Computing in Meteorology. Reading, UK: World Scientific, 156-168
- Morrison H, Curry J A, Khvorostyanov V I. 2005. A new double-moment microphysics parameterization for application in cloud and climate models. Part I: Description. *J Atmos Sci*, 62(6): 1665-1677
- Morrison H, Thompson G, Tatarskii V. 2009. Impact of cloud microphysics on the development of trailing stratiform precipitation in a simulated squall line: Comparison of one-and two-moment schemes. *Mon Wea Rev*, 137(3): 991-1007
- Pfeifer M, Craig G C, Hagen M, et al. 2008. A polarimetric radar forward operator for model evaluation. *J Appl Meteor Climatol*, 47(12): 3202-3220
- Pruppacher H R, Beard K V. 1970. A wind tunnel investigation of the internal circulation and shape of water drops falling at terminal velocity in air. *Quart J Roy Meteor Soc*, 96(408): 247-256
- Ryzhkov A, Giangrande S, Schuur T. 2003. Rainfall measurements with the polarimetric WSR-88D radar. National Severe Storms Laboratory Report, 98pp
- Sihvola A H, Kong J A. 1988. Effective permittivity of dielectric mixtures. *IEEE Trans Geosci Remote Sens*, 26(4): 420-429

- Smith P L, Myers C G, Orville H D. 1975. Radar reflectivity factor calculations in numerical cloud models using bulk parameterization of precipitation. *J Appl Meteor*, 14(6): 1156-1165
- Straka J M, Zrnic D S, Ryzhkov A V. 2000. Bulk hydrometeor classification and quantification using polarimetric radar data: Synthesis of relations. *J Appl Meteor*, 39(8): 1341-1372
- Thurai M, Bringi V N. 2005. Drop axis ratios from a 2D video disdrometer. *J Atmos Oceanic Technol*, 22(7): 966-978
- Tiuri M E, Sihvola A H, Nyfors E, et al. 1984. The complex dielectric constant of snow at microwave frequencies. *IEEE J Oceanic Eng*, 9(5): 377-382
- Ulbrich C W, Atlas D. 1984. Assessment of the contribution of differential polarization to improved rainfall measurements. *Radio Sci*, 19(1): 49-57
- Van Bladel J G. 1985. *Electromagnetic Fields*. New York: Hemisphere, 1149pp
- Vivekanandan J, Raghavan R, Bringi V N. 1993. Polarimetric radar modeling of mixtures of precipitation particles. *IEEE Trans Geosci Remote Sens*, 31(5): 1017-1030
- Vivekanandan J, Ellis S M, Oye R, et al. 1999. Cloud microphysics retrieval using S-band dual-polarization radar measurements. *Bull Amer Meteor Soc*, 80(3): 381-388
- Wakimoto R M, Bringi V N. 1988. Dual-polarization observations of microbursts associated with intense convection: The 20 July storm during the MIST project. *Mon Wea Rev*, 116(8): 1521-1539
- Weisman M L, Klemp J B. 1982. The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. *Mon Wea Rev*, 110(6): 504-520
- Weisman M L, Klemp J B. 1984. The structure and classification of numerically simulated convective storms in directionally varying wind shears. *Mon Wea Rev*, 112(12): 2479-2498
- Wu B, Verlinde J, Sun J Z. 2000. Dynamical and microphysical retrievals from Doppler radar observations of a deep convective cloud. *J Atmos Sci*, 57(2): 262-283
- Yin J F, Wang D H, Zhai G Q. 2011. Long-term in situ measurements of the cloud-precipitation microphysical properties over East Asia. *Atmos Res*, 102(1-2): 206-217
- Yin J F, Wang D H, Zhai G Q. 2013. A comparative study of cloud-precipitation microphysical properties between East Asia and other regions. *J Meteor Soc Japan Ser II*, 91(4): 507-526
- Yin J F, Wang D H, Zhai G Q. 2014. An investigation into the relationship between liquid water content and cloud number concentration in the stratiform clouds over north China. *Atmos Res*, 139: 137-143

附录: 散射矩阵计算

附图 1 给出了单个椭球形粒子在电磁波场中的排列情况。在以椭球形粒子中心为原点的笛卡尔坐标中, 平面波的入射方向由 θ_i 和 φ_i 确定, 其中 θ_i 定义为雷达仰角的余角, φ_i 一般取值 π 。 θ_b 和 φ_b 确定了椭球体对称轴的排列方向, θ_b 即下落倾角, φ_b 一般取值 $\pi/2$ 。



附图 1 椭球形粒子排列示意图 (Bringi, et al, 2001)

Fig. 1 Posture of ellipsoidal particle (Bringi, et al, 2001)

对于单个粒子的后向散射, Pfeifer 等 (2008) 和 Jung 等 (2008a, 2008b) 是基于 T 矩阵方法计算的。而本研究中则考虑在 S 波段下采用 Rayleigh-Gans 散射, 其后向散射矩阵 $\mathbf{S}$ 为

$$\mathbf{S} = \frac{k_0^2}{4\pi\epsilon_0} \begin{bmatrix} \alpha & 0 \\ 0 & \alpha_z \end{bmatrix} \quad (\text{A1})$$

式中, ϵ_0 是真空的介电常数, α 、 α_z 分别为水凝物粒子的水平和垂直偏振率。其计算公式为

$$\alpha_{x,y,z} = V\epsilon_0(\epsilon_r - 1) \frac{1}{(\epsilon_r - 1)\lambda_{x,y,z} + 1} \quad (\text{A2})$$

式中, V 是粒子体积, $\lambda_{x,y,z}$ 是退偏振因子, ϵ_r 是水凝物粒子的相对介电常数。

采用 Van Bladel (1985) 的退偏振因子计算式

$$\lambda_z = \frac{1+f^2}{f^2} \left(1 - \frac{1}{f} \arctan f\right); f^2 = \frac{1}{R^2} - 1 \quad R \leq 1 \quad (\text{A3})$$

而退偏振因子的 x, y 方向的分量则为 $\lambda_x = \lambda_y = (1 - \lambda_z)/2$ 。式中 R 为粒子轴比。水凝物粒子谱 Morrison 双参方案采用 Γ 函数描述云水、云冰、雪、雨和霰/雹 5 种水凝物的粒子谱分布。

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\lambda_s D) \quad (\text{A4})$$

式中, $N(D)$ 为数浓度, D 为粒子有效直径, 参数 N_0 、 λ_s 和 μ 分别代表截距、斜率和谱型参数。 N_0 和 λ_s 由云微物理参数化方案预报量数浓度 N 、混合比 q 以及 μ 综合给定。

$$\lambda_s = \left[\frac{cN\Gamma(\mu + d + 1)}{q\Gamma(\mu + 1)} \right]^{\frac{1}{d}} \quad (\text{A5})$$

$$N_0 = \frac{N\lambda_s^{\mu+1}}{\Gamma(\mu + 1)} \quad (\text{A6})$$

式中, c, d 取自每种水凝物的单个粒子直径与质量的关系 $m = cD^d$ 。在 Morrison 方案中每种水凝物的 c 、 d 及 μ 的取值见附表 1。

附表 1 Morrison 方案中水凝物粒子参数取值
Table 1 Parameters values of four hydrometeors parameters in the Morrison scheme

水凝物类别	c	d	μ	$\rho(\text{kg/m}^3)$
云冰	$\pi\rho_i/6$	3	0	500
雪	$\pi\rho_s/6$	3	0	100
雨	$\pi\rho_w/6$	3	0	997
雹	$\pi\rho_h/6$	3	0	900