

北京冬季降水粒子谱及其下落速度的分布特征^{*}

贾星灿^{1,2,3} 马新成^{3,4} 毕凯⁴ 陈羿辰^{3,4}
 田平^{3,4} 高扬⁵ 刘香娥^{3,4} 何晖^{3,4}
 JIA Xingcan^{1,2,3} MA Xincheng^{3,4} BI Kai⁴ CHEN Yichen^{3,4}
 TIAN Ping^{3,4} GAO Yang⁵ LIU Xiang'e^{3,4} HE Hui^{3,4}

1. 中国气象局北京城市气象研究所,北京,100089
2. 南京信息工程大学中国气象局气溶胶与云降水重点开放实验室,南京,210044
3. 云降水物理研究与云水资源开发北京市重点实验室,北京,100089
4. 北京市人工影响天气办公室,北京,100089
5. 中国气象科学研究院,北京,100081

1. *Institute of Urban Meteorology, CMA, Beijing 100089, China*
2. *Key Laboratory of Aerosol-Cloud-Precipitation of China Meteorological Administration, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China*
3. *Beijing Key Laboratory of Cloud, Precipitation and Atmospheric Water Resources, Beijing 100089, China*
4. *Beijing Weather Modification Office, Beijing 100089, China*
5. *Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China*

2017-03-22 收稿,2017-08-03 改回.

贾星灿,马新成,毕凯,陈羿辰,田平,高扬,刘香娥,何晖. 2018. 北京冬季降水粒子谱及其下落速度的分布特征. 气象学报, 76(1):148-159

Jia Xingcan, Ma Xincheng, Bi Kai, Chen Yichen, Tian Ping, Gao Yang, Liu Xiang'e, He Hui. 2018. Distributions of particle size and fall velocities of winter precipitation in Beijing. *Acta Meteorologica Sinica*, 76(1):148-159

Abstract Joint size and fall velocity distributions of particles were measured with a Particle Size and Velocity (PARSIVEL) precipitation disdrometer in a field experiment conducted during winter at Haituo Mountain in Beijing. The microscope camera and cloud radar were also used during the same period. Microphysical properties and fall velocities of super cooled liquid rain, graupel, snow and mixed-phase precipitation particles are compared. The major results are as follows. (1) The cloud of graupel precipitation contains more liquid water and the cloud top is the highest; LDR (linear depolarization ratio) is the smallest in the bottom of cloud among the three types of precipitation, which means that particles are nearly spherical. The cloud of snow precipitation contains less liquid water and the top is the lowest. The reflectivity and LDR values of mixed-phase precipitation are between that of the other two types of precipitation. (2) Examination of the particle fall velocity reveals that the liquid raindrop, snow crystal and graupel fall velocities are mainly determined by theoretical terminal velocities, and distribute symmetrically along the theoretical terminal velocity lines due to updrafts, downdrafts and turbulences in clouds. Based on this result, we can distinguish the particle type for a period. (3) The spread of particle velocity is larger for solid particles than for liquid particles. The microphysics processes are complex in cold clouds that produce many types of particle shape with different terminal velocities. Moreover, the turbulence, riming, breakup and coalescence likely cause the large spread of particles velocity. (4) The mean diameter and dispersion are the largest in snow and the smallest in rain. The concentration is the largest in

^{*} 资助课题:国家自然科学基金项目(41505119、41675138)、国家重点研发计划项目(2017YFC0209600)、北京市自然科学基金资助项目(8172023)、中国气象局气溶胶与云降水重点开放实验室开放课题(KDW1403)、北京市科技计划项目(D171100000717001)。

作者简介:贾星灿,主要从事大气物理与大气环境研究。E-mail: xcjia@ium.cn

mixed-phase precipitation and the smallest in rain. The concentration, mean diameter and dispersion of the four types of precipitation all increase with precipitation rate.

Key words Winter precipitation, Particle velocity, Particle shape

摘要 为了深入探讨北京冬季云降水的微物理特征,提高雷达反演冬季固态降水的精度和冬季降水的预报水平,利用 PARSIVEL(Particle Size and Velocity)降水粒子谱仪所观测的冬季降水粒子谱,结合地面显微镜粒子图像和云雷达数据,对比分析了北京海坨山地区冬季过冷雨滴、霰粒、雪花、混合态降水的粒子谱和下落速度特征,得到主要结论如下:(1)霰粒降水过程的云顶最高,整层的含水量最大,低层的退偏振比(LDR)最小,粒子更接近于球形;降雪过程的云顶最低,云中含水量最少,低层的退偏振比较大;混合态降水过程的雷达回波强度和高度特征介于两者之间,但低层的退偏振比最大;(2)在云中上升或下沉气流及湍流的影响下,过冷雨滴、霰粒和雪的下落速度均对称分布于各自理论下落末速度曲线的两侧。因此可根据粒子浓度相对于其直径和速度分布的中轴线位置,判断出该段降水过程中的主要粒子形态;(3)冬季雪花、霰粒和混合态降水粒子下落速度分布的散度较雨滴更大,其原因是由于冷云降水过程的粒子形态复杂,且固态粒子下落过程中更容易受破碎、聚并和淞附等微物理过程影响;(4)在4种降水类型中,雪的平均直径和离散度最大,雨滴最小;混合态降水粒子的总数浓度最大,雨滴的总数浓度最低,并且4种降水类型的粒子数浓度、平均直径和离散度均随降水强度的增大而增大。

关键词 冬季降水, 粒子下落速度, 粒子形态

中图法分类号 P426.61⁺1

1 引言

冬季降水是全球水循环的重要组成部分,深入研究冬季降水过程中的降水粒子特征,分析固态降水粒子的特征参量和下落速度等微物理特征,对理解冬季降水机制和优化天气模式中的云微物理参数化方案(Tokay, et al, 2008)、提高雷达对冬季固态降水的反演精度以及对冬季降水的预测精度具有重要意义。

中国对降水粒子谱进行了大量观测和研究,许多学者对不同地区、不同降水类型的雨滴谱分布形式作了拟合,并统计了谱特征量,包括雨滴的数浓度、谱分布函数、各种直径、雨强与雷达反射率因子等(陈宝君等, 1998; Niu, et al, 2010; 朱亚乔等, 2013),通过对这些特征量的统计研究,可以认识不同天气系统的降水特性。雷达反射率因子与雨强的关系($Z-R$ 关系)是雷达定量测量降水的基础,具有较强的局地特征,通过优化中国各省雷达的 $Z-R$ 关系,可以提高雷达定量估测降水的精度(刘红燕等, 2009; 晋立军等, 2012)。对于冬季降水,Chen等(2011)给出了一次冬季冻雨的粒子分布特征和谱特征参数与雨强的关系,蒋年冲等(2010)对一次强雨雪天气过程的粒子谱特征进行分析,发现不同形态降水粒子的谱型、浓度和谱宽等特征具有明显的差异。但是受限于观测的条件和积累,目前对冬季降水粒子谱的微物理特征的认识还不充分,需要进行

深入研究。

降水粒子的下落速度是降水最重要的微物理量之一,它直接决定了降水粒子的动能。粒子落速和直径的关系同时也是多普勒天气雷达和风廓线雷达反演粒子谱的基础,并且是云参数化方案的重要组成部分(Atlas, 1973)。学者们已经对雨滴的下落末速度进行了大量研究,提出了多种下落末速度的影响因子和经验公式(Beard, 1976; Mitchell, 1996),但由于固态粒子的复杂形态,其下落末速度的计算也更为复杂。Locateli等(1974)依据观测的数十个数据点,拟合出了固态降水的下落末速度经验公式,该公式现仍被广泛应用于模式的参数化方案中。Heymsfield(1972)和 Mitchell(1996)也基于实验室观测结果,提出了不同形状固态降水粒子的下落末速度经验公式。随着测量仪器的发展,地基粒子谱仪逐渐应用于固态降水粒子的测量(Yuter, et al, 2006; Chen, et al, 2011)。Yuter等(2006)利用 PARSIVEL(particle size and velocity)仪器研究了干雪、湿雪和雨的特征,这些粒子下落速度的观测结果大部分与 Locateli等(1974)的经验公式一致。Ishizaka等(2013)针对不同固态降水粒子的速度、浓度和影像的观测结果,提出了可以根据粒子下落速度判断降水类型的方法。然而,与实验室结果相比,外场观测环境条件更为复杂多变,且固态降水粒子下落速度受到形态、淞附、聚并、粒子密度等不同因素的影响,定量刻画的难度更大(Garrett, et al,

2014)。因此,冬季固态降水下落速度的观测和研究,依然存在很多问题。

本研究拟借助地基降水粒子谱仪配合云雷达和近地面显微镜观测的冬季降水资料,对比分析北京海坨山地区冬季过冷雨滴、霰粒、雪和混合态降水的粒子谱与下落速度分布特征及其与降水特征参量的关系。以期能够更深入地了解北京冬季降水的物理机制,提高雷达反演冬季固态降水的精度,更好地服务于北京的冬季降水预测和2022年冬奥会。

2 试验介绍

2.1 仪器介绍

地面降水粒子谱观测选用 PARSIVEL 粒子谱仪。该仪器通过激光系统测量降水粒子的下落速度和直径。PARSIVEL 自动降水激光粒子谱仪是德国 OTT 公司生产的光学粒子谱仪。仪器测量原理为:发射器发射波长 780 nm 的高稳定激光束带(宽 30 mm,长 160 mm),通过接收传感器的光电二极管将光信号转变成电信号(5V 电压),当粒子通过光束带下落时,光信号改变使得电压发生衰减,通过测量电压的衰减值和持续时间,进而反演计算出粒子的尺度和下落速度(Löffler-Mang, et al, 2000; Tokay et al, 2014)。该仪器自动、简便,兼可用于固态粒子(雪、霰粒、冰雹)的测量,适合布网检测降水。PARSIVEL 有 32 个粒径通道,在实际测量中,前两通道无数据,实测粒径范围为 0.25—26 mm;有 32 个速度通道,可测量速度范围为 0.1—20 m/s。PARSIVEL 激光粒子谱仪的激光探头距地 1.8 m,取样间隔均为 10 s,观测数据能被仪器自动存储。

Löffler-Mang 等(2000)最早提出了 PARSIVEL 可以用于降雪测量,Löffler-Mang 等(2001)在之后的试验中发现 X 波段雷达所反演的反射率与 PARSIVEL 反演得到的雷达反射率具有较高的一致性。Yuter 等(2006)进一步指出,PARSIVEL 仪器可用于降雨、干雪和湿雪的测量和识别。近年来,PARSIVEL 仪器已被外国学者应用于冬季降雪的观测研究(Tokey, et al, 2007; Egli, et al, 2009),并在一些计划和试验(如加拿大 Cloudsat/ CALIPSO 应用计划:光学反演降雪特征)中得到广泛应用。

为了能够更加准确地观测冬季降水粒子的形态和结构,本研究在观测过程中,同时采用了显微镜照

相。首先选用载玻片对自由下落的固态粒子进行采样,再利用光学透视显微镜组合照相机(目镜处使用佳能相机 D70S,物镜采用 4 倍物镜)对降水粒子样本进行拍照。雪花的采样间隔为 5 min,每次采样暴露约 10 s。

自 2016 年 11 月 20 日起,本研究在观测点同时使用了 HMB-KST 型毫米波云雷达(Ka 波段 8 mm),并采用垂直对空方式进行连续观测。该云雷达主要利用云滴和降水粒子对电磁波的散射作用,实现对 30 km 范围内云、雨的空间位置与分布、强度、垂直速度、谱宽和线性退极化比等的定量探测。所得数据垂直分辨率为 30 m,时间分辨率为 8.8 s。相比 S 波段雷达,毫米波云雷达具有更高的灵敏度和空间分辨率,既可用于弱降水或降雪系统的宏观结构观测和微物理参数反演,也可以用于获取观测点上空云系垂直结构的时间演变特征。

2.2 数据介绍和质量控制

所有的冬季降水资料的观测点(图 1)位于北京西北延庆区海坨山(40°35'N, 115°50'E,海拔高度 1310 m),2016 年 1 月—2017 年 1 月,共观测了 13 次的冬季降水过程,经过质量控制后样本数目共 10369 个(表 1)。

Battaglia 等(2014)对 PARSIVEL 测量的降雪数据进行质量评估的结果表明,受雪花形态、轴比和方位角的影响,PARSIVEL 测量的单个雪花的落速可能是不准确的,这主要是由对雪花的形状因子的计算偏差导致的,该偏差会随着雪花直径的增大而增大,从而造成对小粒子落速的低估和大粒子落速的高估,但总误差不超过 20%。此外,雪花在下落过程中受到自身旋转的影响会呈现出各种各样的下落状态,但大量样本的平均会减小下落方式导致的误差。PARSIVEL 也考虑了粒子下落中形变对测量直径的影响,对长、短轴进行了订正,进而得到相对合理的粒子直径。仪器采用 Battaglia 等(2010)的轴比订正法:假设直径 $D \leq 1$ mm 的粒子没有形变,轴比为 1; $1 \text{ mm} < D \leq 5$ mm 的粒子,轴比在 0.7—1.0 线性变化; $D > 5$ mm 时,轴比为 0.7。

文中对所用观测数据还进行了质量控制:(1)剔除了仪器的前两档(直径小于 0.3 mm)的观测数据;(2)选取原始粒子数目大于 10 个的样本;(3)每 10 个样本进行速度平均,利用 3 倍方差法则去除速度产生突变的数据;(4)不同直径固态粒子的密度差

异较大,当降水粒子为固态时,选用粒子密度的订正公式 $\rho_s = 0.17D^{-1}$, Boudala 等(2010)在研究中指出,利用该密度订正后反演得到的降水强度和累计降水量与 Pluvio 仪器和地面人工观测结果较为一致。

首先需要将观测数据转换为单位体积内的粒子数浓度

$$N(D_i) = \sum_{j=1}^{32} \frac{n_{ij}}{A \cdot \Delta t \cdot V_{ij}} \quad (1)$$

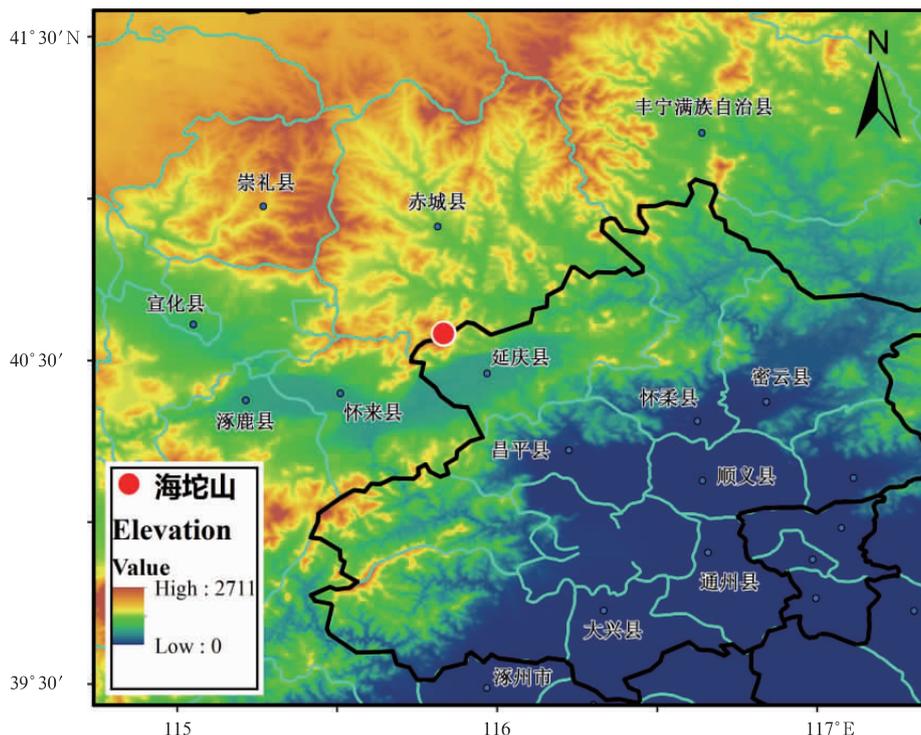


图 1 观测站点及周边地形
(红点为观测点)

Fig. 1 Topography and location of the experiment site (red dot) in Haituo Mountain

表 1 北京冬季降水数据

Table 1 Summary of observed precipitation events in winter at Beijing

日期 (年.月.日)	样本数 (个)	时间(北京时)	地表温度 (°C)	平均降水强度 (mm/h)
2016.1.16	1793	17时39分—23时59分	-8.80	0.90
2016.1.17	26	00时—00时32分	-10.10	0.38
2016.11.6	797	20时10分—23时59分	-0.91	0.40
2016.11.7	280	00时—01时04分	0.43	0.54
2016.11.10	1232	07时17分—12时45分	-1.63	0.68
2016.11.20	1350	14时54分—23时19分	-4.90	0.51
2016.11.21	2062	00时08分—49分 02时47分—12时19分	-10.60	0.71
2016.11.29	878	15时10分—24时	-6.27	0.61
2016.11.30	780	00时—03时02分	-5.18	0.96
2016.12.5	732	03时—06时42分	-5.45	0.50
2016.12.25	327	18时59分—23时59分	-3.05	0.28
2016.12.26	112	00时—00时15分 01时13分—02时43分	-6.78	0.22
2017.1.7	729	05时37分—15时32分	-4.21	0.29

注:2016年11月21日因突然断电,数据有2h的缺失。

式中, n_{ij} 表示直径位于第 i 档内同时下落速度介于第 j 个速度区间的粒子数, A (单位: m^2) 为仪器的采样面积, Δt (单位: s) 为采样时间间隔, V_{ij} (单位: m/s) 为第 i 档直径同时第 j 个速度区间的中值速度。参照 Boudala 的反演算法, 降水强度 R (单位: mm/h) 的计算式为

$$R = 3.6 \sum_{i=1}^{32} m(D_i) V(D_i) N(D_i) \quad (2)$$

式中, $m(D_i)$ 是直径为第 i 档的粒子质量, $N(D_i)$ 是直径为第 i 档的粒子数浓度。

3 结果分析

3.1 降水背景介绍

北京海坨山地区冬季降水类型较多, 从 13 个个例中挑选出比较有代表性的 4 种降水类型, 分别为过冷雨滴降水、霰粒降水、降雪、混合态降水(降水粒子主要为雨滴、霰粒和雪)。过冷雨滴降水发生在 2016 年 11 月 6 日, 地表平均温度 -0.91°C , 降水时间为 20 时 10 分—21 时 50 分(北京时, 下同)。霰粒降水过程发生在 2016 年 11 月 20 日, 地表平均温度 -4.9°C , 降水时间为 18 时 10 分—23 时 19 分。降雪过程发生在 2017 年 1 月 7 日, 地表平均温度 -4.2°C , 降水时间为 05 时 37 分—15 时 32 分。混合态降水过程发生在 2016 年 11 月 21 日霰粒降水过程发生之后, 降水时间为 00 时 08 分—12 时 19 分。从 4 次降水的 S 波段雷达回波(图略)可以看出, 此 4 次降水过程回波强度均小于 30 dBz, 水平回波范围远大于垂直范围, 均为层状云降水。

在 2016 年 11 月 20、21 日和 2017 年 1 月 7 日的 PARSIVEL 采样期间, 也利用了 Ka 波段毫米波云雷达对观测点上空的降水云系进行了立体扫描观测。云雷达反演的退偏振比由粒子的形状、大小、空间取向以及粒子相态等因素决定, 如雷达采样体积内相同空间取向的片状雪花直径越大则退偏振比越大; 粒子越接近球形, 则退偏振比越小; 如果云中出现混合相态, 则退偏振比也会出现跳跃增长(陈羿辰等, 2017)。图 2—4 是 3 种降水类型下的云雷达反射率和低层退偏振比。图中的回波不连续是由于云雷达在探测较弱回波时, 既要满足探测距离又要保证探测能力而采用的双脉冲互补技术造成的。如图 2 所示, 19 时前后和 20 时 50 分—23 时为主要的霰粒降水阶段, 此时云系发展最高, 5—10 dBz 的回波

中心高度达到 4 km, 回波顶高达 7 km; 从雷达回波强度也可看出, 霰粒降水的整层含水量高于降雪和混合态降水; 霰粒降水的低层(0.8 km 以下)退偏振比较小, 说明粒子更接近于球形, 这也与地面观测的粒子形态一致。降雪过程的雷达回波强度最小, 5—10 dBz 的回波中心高度为 1.8 km, 云顶高度为 3.5 km, 回波的演变也比较均匀; 低层的退偏振比较霰粒降水的更大, 这也与地面观测的降水粒子主要为片状雪花吻合(图 3)。混合态降水过程的雷达回波强度介于前两种降水之间, 5—10 dBz 的回波中心达到 2 km, 云顶高度达到 4.5 km; 低层的退偏振比最大, 而此时地面观测的降水粒子也同时有雨滴、霰粒和雪花等粒子(图 4)。

3.2 降水粒子的下落末速度分布

粒子在下落过程中受到重力、空气浮力以及空气阻力的共同作用, 在三力达到平衡时的粒子下降速度称为粒子下落末速度(V_t)。冬季降水粒子的相态可呈现固态和液态(过冷雨滴)两种, 文中雨滴的下落末速度选用 Gunn 等(1949)提出的理论公式来表示, 不同形态的固态降水粒子下落末速度选用 Locateli 等(1974)提出的多种经验公式来表示。由于海坨山海拔高度 1310 m, 气压 868 hPa, 平均温度 -5°C , 需要对固态和液态粒子的下落末速度进行空气密度订正, 采用的订正系数为 $\left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{0.5}$ (Niu, et al, 2010)(ρ 为实际空气密度, ρ_0 为标准大气空气密度), 订正后不同粒子的下落末速度随直径的变化在图 5 中以不同颜色曲线所示, 具体关系式见表 2。从 7 条理论下落末速度曲线(图 5)可以看出, 雨滴、霰粒、雪花的下落末速度存在明显的差异, 因而可据此判断降水过程中不同阶段的主要降水粒子形态。图 5 的曲线显示了淞附、聚并等过程对于辐枝状雪花下落速度的影响, 可以看出淞附程度越高, 粒子下落速度越大; 相同直径下粒子聚并后的辐枝状雪花下落末速度高于单个辐枝状雪花。

3.3 不同类型降水粒子的下落速度和粒子形态

在实际观测中, 粒子下落时并不是一直以理论下落末速度下落的, 受到云中上升或下沉气流及湍流运动的影响, 即使直径相同的粒子在下落过程中, 下落速度也并不相同。通过以往对液态降水的研究表明, 雨滴在同一直径档的实际落速在一定范围内变化, 分布于雨滴的理论下落末速度曲线的两侧, 该

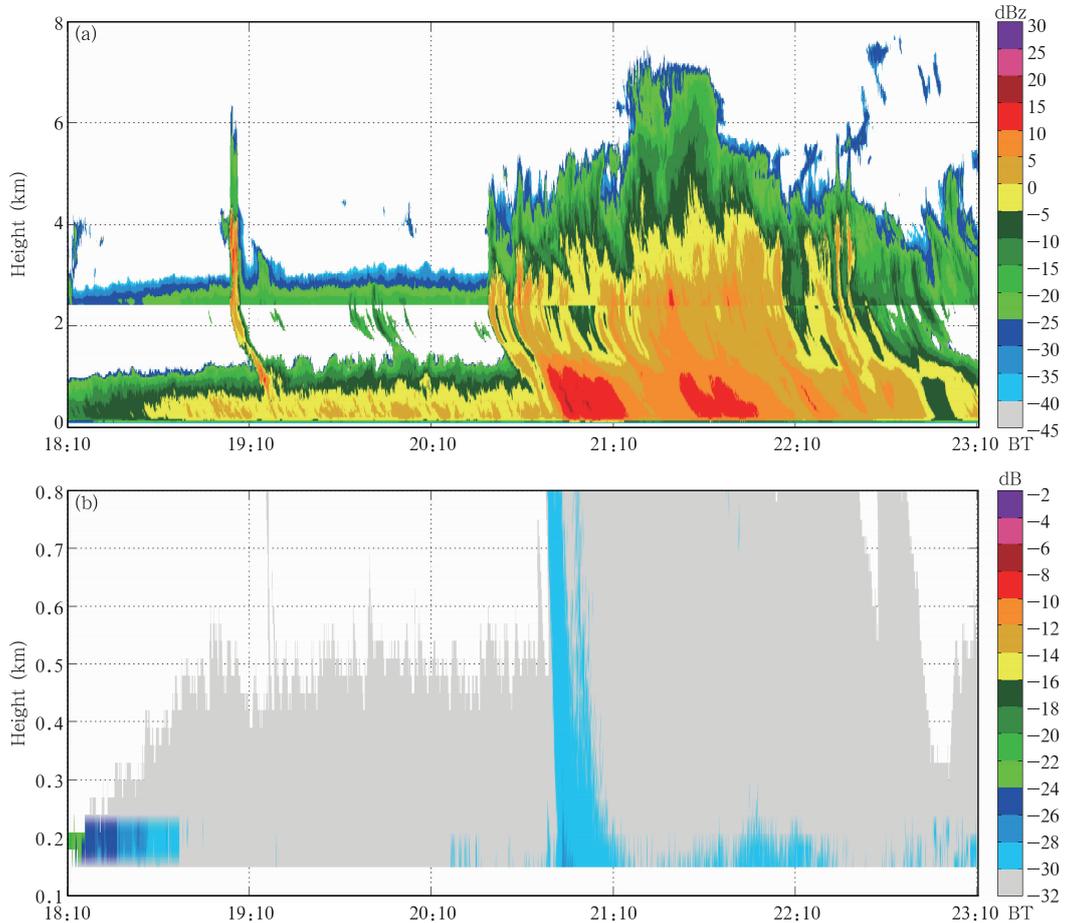


图2 2016年11月20日18时10分—23时10分霰粒降水的云雷达参数
(a. 反射率, b. 低层退偏振比(0.8 km以下))

Fig. 2 Cloud radar parameters of graupel precipitation from 18:10 to 23:10 BT 20 November 2016
(a. reflectivity (dBz), b. linear depolarization ratio (LDR) under 0.8 km (dB))

现象在 Niu 等 (2010)、Hosking 等 (1991) 以及 Löffler-Mang 等 (2000) 的研究中均有描述。造成这种现象的原因是由于 PARSIVEL 测得的下落速度 (V) 实际上是云中上升或下沉气流以及湍流的垂直运动速度 (V_m) 和降水粒子的下落末速度 (V_t) 两部分的叠加。粒子的下落末速度理论值决定了粒子的下落速度的平均值, 而云内和湍流的垂直运动影响了下落速度的扰动量。

$$V = V_t + V_m \quad (3)$$

图 5 给出了降水过程的平均粒子数浓度在不同直径和下落速度情况下的分布, 可以反映出在一定直径和下落速度范围内粒子的多少。浓度中心在理论下落末速度线附近, 下落速度高于或低于理论值的情况同时存在。

所用过冷雨滴降水样本共 384 个, 该时段粒子

数浓度相对于粒子下落速度和直径的分布如图 5a 所示, 图中降水粒子浓度中心分布在雨滴的下落末速度曲线两侧, 中心浓度为 $10 \text{ 个}/\text{m}^3$, 这表明该阶段降水粒子形态以过冷雨滴为主, 滴谱较窄, 最大粒子直径为 3.5 mm。此外, 除了在雨滴下落末速度线两侧对称分布的粒子外, 速度范围在 0.5—2.0 m/s 和直径在 0.5—3.5 mm 范围内仍分布有一些粒子, 位于霰粒和冰雪晶粒子的下落末速度线附近, 这表明除了液态降水外, 该阶段降水还可能存在一些冰晶粒子。地面显微镜的观测结果也证实了此判断, 该时间段主要以雨滴为主, 伴随有少量冰晶, 如柱状和子弹束, 且有的冰柱下平面可以明显见到依附上的云滴 (证明过冷水的存在)。

所用霰粒降水样本共 852 个, 该时段的粒子数浓度相对于粒子下落速度和直径的分布如图 5b 所

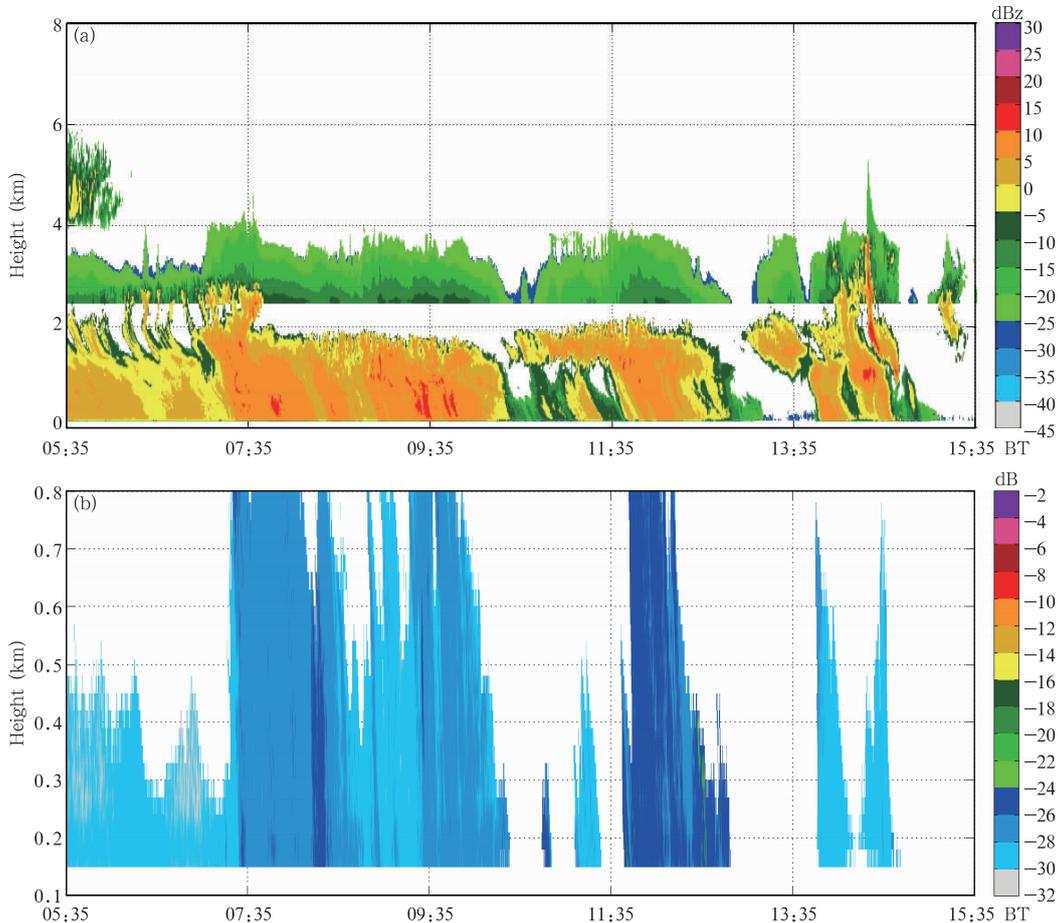


图3 2017年1月7日05时35分—15时35分降雪的云雷达参数
(a. 反射率, b. 低层退偏振比(0.8 km以下))

Fig. 3 Cloud radar parameters of snow precipitation from 05:35 to 15:35 BT 7 January 2017

(a. reflectivity (dBz), b. LDR under 0.8 km (dB))

示。图中降水粒子的浓度中心主要分布在霰粒的下落末速度曲线两侧,中心浓度为 $15 \text{ 个}/\text{m}^3$,下落速度为 $1.0\text{—}7.5 \text{ m/s}$,最大粒子直径为 6.5 mm ,表明粒子以霰粒为主。直径 $0.5\text{—}1.0 \text{ mm}$ 内,有一些小粒子分布在雨滴下落末速度线两侧,说明该降水阶段除霰粒外,还存在一定数量的小雨滴,地面观测也证实了这一点。由于霰粒在增长过程中需要碰并大量云滴和小雨滴,该降水阶段云顶高,整层含水量丰富,存在小雨滴,也为霰粒的生长提供了良好的条件。从地面显微镜观测所获得的霰粒图片也可以看出,霰粒大部分呈现球形且表面不光滑,这表明霰粒在形成过程中淞附了大量的云滴和小雨滴。

所用的降雪样本共729个,该时段粒子浓度相对于下落速度和直径的分布如图5c所示。该阶段

降水粒子的下落速度明显较上两种降水类型更慢,最大速度不超过 3 m/s ,主要分布在辐枝状雪花下落末速度曲线两侧,中心浓度为 $20 \text{ 个}/\text{m}^3$,最大粒子直径为 7 mm ,因此推测该阶段降水粒子主要以雪花为主。 $0.5\text{—}1.0 \text{ mm}$ 直径内,仍有一些小粒子分布在霰粒的下落末速度曲线附近。从该时段显微镜观测所获得地面的粒子形态可以看出,这些粒子主要为淞附后的雪花和聚并后的雪团,雪花形态以辐枝状为主。淞附与聚并过程虽然对下落速度有影响,但其影响程度较小,在现有下落速度的观测精度下,很难推算出雪花粒子聚并和淞附过程的发生与否。

混合态降水过程发生在霰粒降水过程之后,共有样本2062个。从该时段降水粒子平均数浓度相

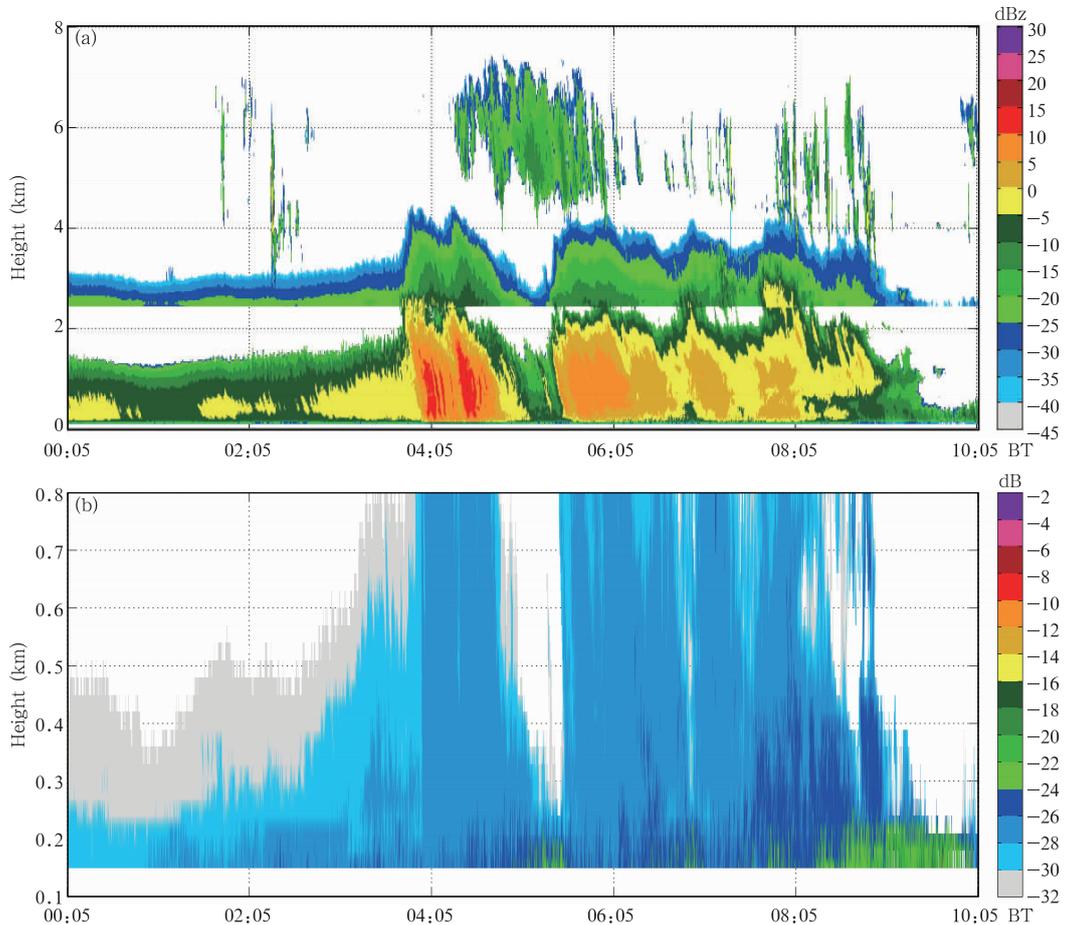


图4 2016年11月21日00时05分—10时05分混合态降水的云雷达参数

(a. 反射率, b. 低层退偏振比(0.8 km以下))

Fig. 4 Cloud radar parameters of mixed-phase precipitation during 00:05 to 10:05 BT 21 November 2016

(a. reflectivity (dBz), b. LDR under 0.8 km (dB))

表2 不同降水粒子的直径-下落末速度关系

Table 2 Relationships of diameter and terminal velocity for different types of particles

粒子类型	直径-下落末速度关系式
雨滴	$V_t = 1.14^{0.5} (9.65 - 10.3e^{-0.6D})$
霰粒	$V_t = 1.14^{0.5} (1.16D^{0.46})$
聚并的密淞附子弹束和柱状粒子	$V_t = 1.14^{0.5} (0.69D^{0.41})$
六角形雪花	$V_t = 1.14^{0.5} (0.86D^{0.25})$
聚并的密淞附的辐枝状雪花	$V_t = 1.14^{0.5} (0.79D^{0.27})$
密淞附的辐枝状雪花	$V_t = 1.14^{0.5} (0.62D^{0.33})$
聚并的未淞附的辐枝状雪花	$V_t = 1.14^{0.5} (0.8D^{0.16})$

对于下落速度和直径的分布(图5d)可以看出,混合态降水粒子下落速度的变化范围最大,直径为3 mm的粒子,速度在0.5—5.0 m/s均有分布,浓度中心超过50个/m³,最大粒子直径为4.5 mm。粒子的

浓度中心主要在雨滴和霰粒的下落末速度曲线中间,但并没有沿一种粒子的下落末速度曲线分布,说明此段时间可能有多种形态降水粒子并存的情况。从地面观测的结果也可以看出,该时段降水除了霰粒外,还出现了大量雪花和过冷雨滴,其中雪花以六角形和辐枝状为主。

以上观测结果与Ishizaka等(2013)和Yuter等(2006)观测结果一致,所得外场试验的降水粒子下落速度分布也符合Locateli等(1974)的经验公式。对比固态和液态降水粒子的分布可发现,固态降水粒子雪花和霰粒在数浓度大于0.05个/m³阴影区比液态降水的跨度更宽且更不规则,即下落速度分布的散度也更大。造成这种现象主要是由于(1)冷云降水过程复杂,可能同时具有多种形态的粒子,不同形态(柱状、六角状、辐枝状、球粒状等)的固态粒

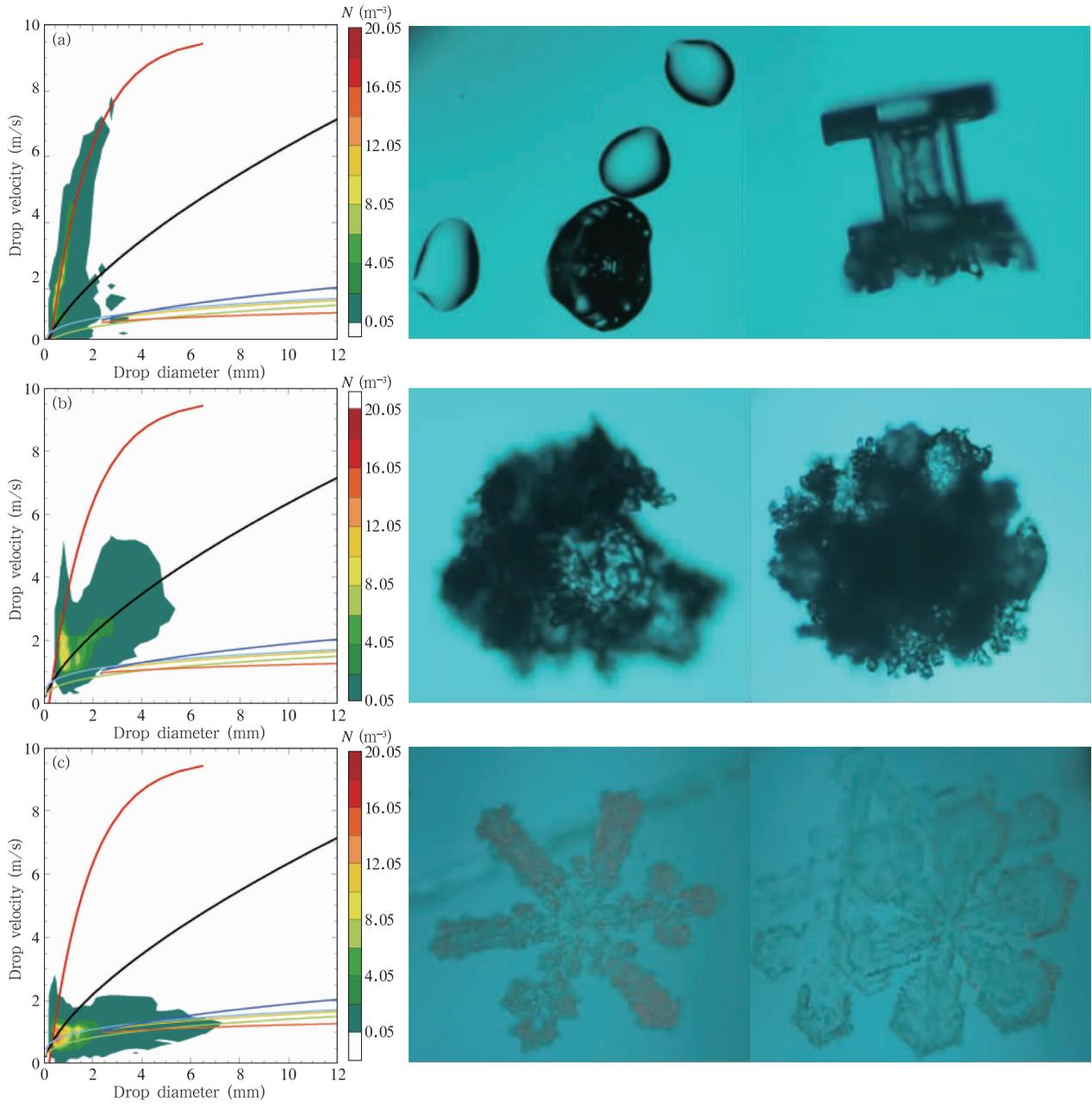
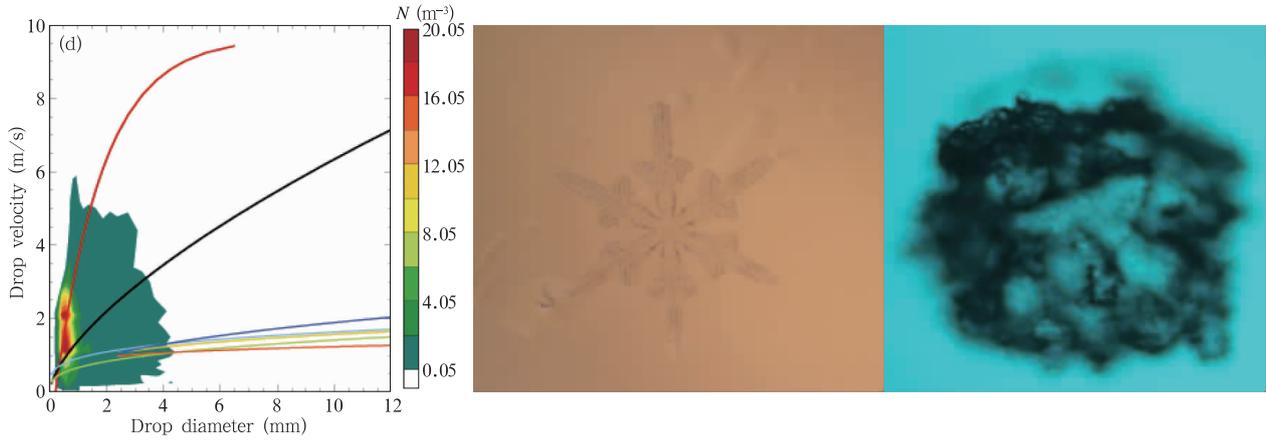


图5 (a) 2016年11月6日过冷雨滴降水,(b) 2016年11月20日霰粒降水,(c) 2017年1月7日降雪, (d) 2016年11月21日混合态降水的平均数浓度(色阶)随直径和速度的分布
 (下落末速度曲线中,红色为雨滴,黑色为霰,深蓝色为聚并的密淞附的子弹束和柱状粒子,浅蓝色为六角形雪花,黄色为聚并的密淞附的辐枝状雪花,绿色为密淞附的辐枝状雪花,深橘色为聚并的未淞附的辐枝状雪花。右侧为对应时刻的显微镜观测的几种典型降水的粒子图片)

Fig. 5 Number concentration distribution (colored) as a function of particle diameter and fall velocity for (a) super cooled water on 6 November 2016, (b) graupel on 20 November 2016, (c) snow crystals on 7 January 2017, and (d) mixed-phase precipitation on 21 November 2016

(The red curve is the simulation of Gunn-Kinzer's (1949) terminal velocity. The black curve represents the terminal velocity of lump graupel. The blue curve represents the terminal velocity of aggregates of densely rimed planes, bullets and column. The light blue, yellow, green and orange curves represent snow of hexagonal, aggregates of densely rimed dendrites, densely rimed dendrites, aggregates of unrimed dendrites terminal velocities. The microscope photographs of different particles observed during the same period are shown on the left)



续图 5

Fig. 5 Continued

子的理论下落末速度不同;(2)固态粒子下落中更容易发生破碎和聚并等微物理过程,而这些物理过程也会使得粒子的下落速度差异增大。如大粒子破碎的小粒子受惯性影响,下落速度会大于其理论下落末速度,同样小粒子聚并后形成的大粒子下落速度会小于其理论下落末速度(Montero-Martínez, et al, 2009; Villermaux, et al, 2009)。例如在图 5 中,由于粒子的破碎,很多 $D < 1$ mm 的粒子落速可以超过其理论下落末速度(Larsen, et al, 2014);(3)固态降水粒子的下落速度还受到淞附过程的影响,因此固态降水的速度分散度要大于液态降水(Garrett, et al, 2014)。

3.4 不同形态降水粒子的特征参量对比

为了进一步研究 4 种不同类型的降水特征,引入 4 种微物理特征量,分别为降水强度、平均直径、数浓度、离散度。Liu 等(2006)指出,对于降水的形成过程,仅考虑雨滴谱的有效半径是不够的,滴谱的离散度同样是一个不可忽视的重要物理量。离散度定义为直径的标准差比直径的平均值,可以用来表征滴谱的离散程度。从表 3 可以看出,4 种降水类型的粒子平均直径和分布离散度均满足雪花 > 霰粒 > 混合态 > 过冷雨滴,其中混合态降水虽然有很多大雪花出现,但是由于小滴数浓度较高,所以平均直径和离散度都较小。从总数浓度看,混合态降水过程的粒子数浓度最大,过冷雨滴降水过程的粒子数浓度最低,这与蒋年冲等(2010)对安徽一次雨雪过程的观测结果一致。降水粒子数浓度、平均直径和离散度随降水强度的变化如图 6 所示,这些特征量均呈现出随着降水强度的增大而增大的特点。由于

离散度随着降水强度的增大而增大,因此在估算降水粒子有效半径和雷达反演降水过程中,如果假设滴谱的离散度不变,会对反演精度造成很大影响。在不同降水类型中,降雪和雨滴降水过程的粒子直径和分布离散度随着降水强度的增大最为明显,而数浓度的增大则较为平缓。混合降水过程的数浓度随着降水强度增大最为明显。从图中也可以看出,冬季过冷雨滴降水的强度较小,霰粒和混合态的降水强度较大,而以淞附的辐枝状雪花和聚并的雪团为主的降雪过程,虽然可以形成很大的粒子,但是受限于云中较低的含水量,并不能形成很大强度的降水。

表 3 4 种不同类降水型的粒子谱特征

Table 3 Characters of four types of precipitation

降水类型	平均降水强度 (mm/h)	平均直径 (mm)	相对散度	数浓度 (个/ m^3)
过冷雨滴	0.13	0.76	0.34	253.26
霰粒	0.54	1.06	0.43	462.51
雪	0.30	1.15	0.62	635.97
混合态	0.57	0.80	0.36	1697.37

4 结 论

利用 PARSIVEL 降水粒子谱仪结合地面人工显微镜和云雷达所观测的北京海坨山地区的冬季降水过程,对比分析了过冷雨滴、霰粒、雪花和混合态降水的粒子谱和下落速度的特征,主要结论如下:

(1) 霰粒降水过程的云顶高度最高,雷达回波最大(整层的含水量丰富),低层退偏振比较小,粒子更接近于球形;降雪过程的雷达回波最小(含水量

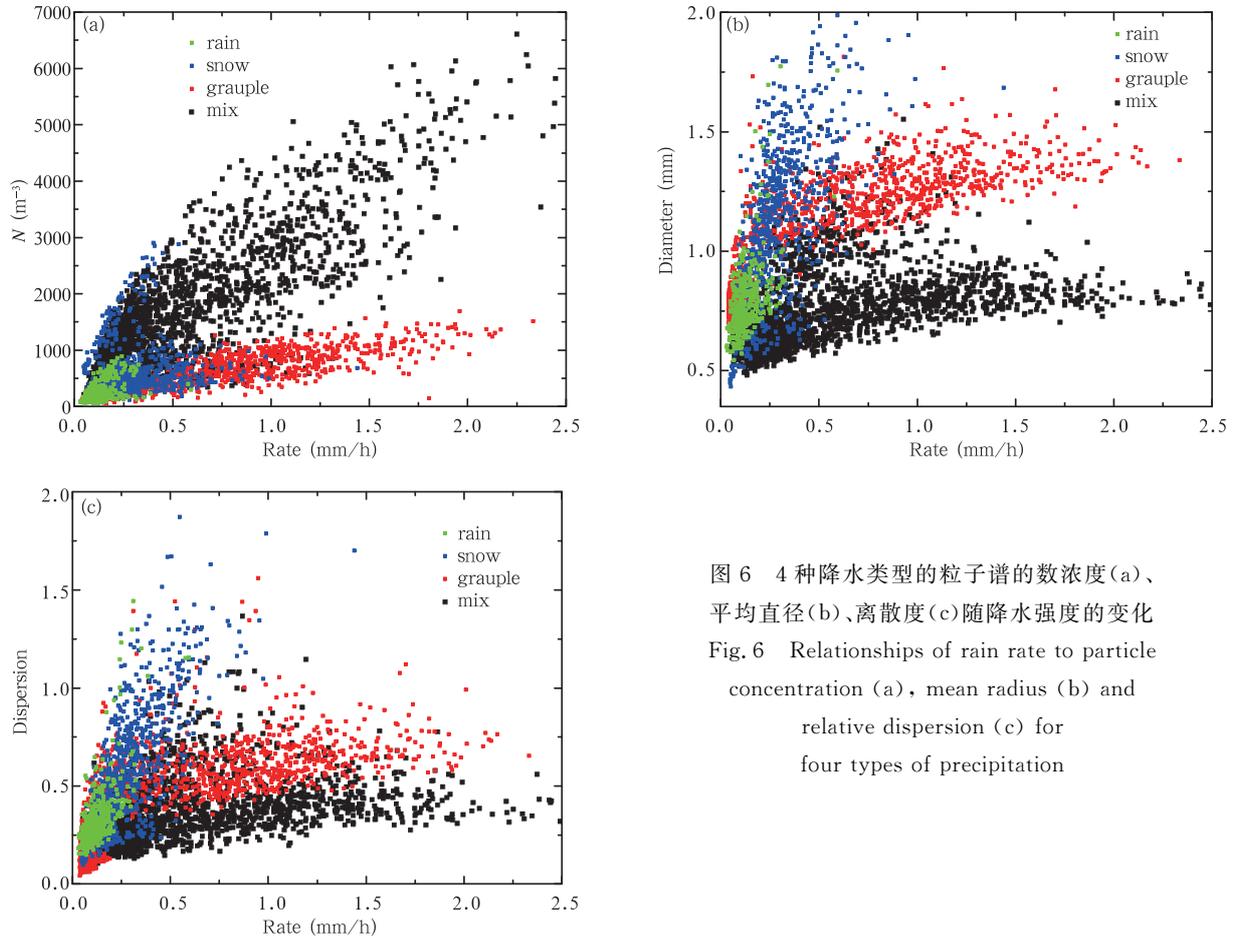


图6 4种降水类型的粒子谱的数浓度(a)、平均直径(b)、离散度(c)随降水强度的变化
Fig. 6 Relationships of rain rate to particle concentration (a), mean radius (b) and relative dispersion (c) for four types of precipitation

少),云顶最低,低层退偏振比较霰粒降水的大;混合态降水过程的雷达回波强度和高度特征介于两者之间,但低层的退偏振比最大。

(2) 在云中上升或下沉气流及湍流的影响下,过冷雨滴、霰粒、雪花的下落速度均对称分布于各自理论下落末速度曲线的两侧。进而可根据粒子浓度相对于其直径和速度分布的中轴线位置与哪种粒子的理论下落末速度曲线的位置最接近,来判断出该段降水过程中的主要粒子形态。本研究4种降水的主要降水粒子形态分别为:过冷雨滴降水过程以雨滴为主,仍有一些小霰粒和冰晶粒子;霰粒降水以表面不光滑的球形霰粒为主兼有一些小雨滴;降雪以辐枝状雪花和聚并后的雪团为主;混合态降水同时含有大量霰粒、雪花和过冷雨滴。

(3) 冬季雪花、霰粒和混合态降水粒子下落速度分布的散度较雨滴更大,这是由于冷云降水过程复杂,会同时具有不同下落末速度的不同形态粒子,使得直径相同的粒子下落速度的差异增大;另一方

面,固态粒子下落中更容易发生破碎、聚并和凇附等微物理过程,造成固态降水粒子下落速度的差异增大。

(4) 4种降水类型粒子的平均直径和离散度均满足雪>霰粒>混合态>过冷雨滴。从总数浓度看,混合态降水最大,过冷雨滴最小。

(5) 4种降水类型粒子的数浓度、平均直径和离散度均呈现随降水强度增大而增大的特征。在冬季,过冷雨滴降水和降雪强度较小,霰粒和混合态降水的强度较大。

致谢:北京市人工影响天气办公室为本研究提供了观测数据,南京信息工程大学陆春松教授在本文的写作过程中给予了指导和修改,特此一并致谢。

参考文献

- 陈宝君, 李子华, 刘吉成等. 1998. 三类降水云雨滴谱分布模式. 气象学报, 56(4): 506-512. Chen B J, Li Z H, Liu J C, et al. 1998. Model of raindrop size distribution in three types of precipitation. Acta Meteor Sinica, 56(4): 506-512 (in Chinese)

- 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. *大气科学*, 42 (1): 134-149. Chen Yichen, Jin Yongli, Ding Deping, et al. 2018. Preliminary analysis on the application of millimeter wave cloud radar on snow observation. *Chinese J Atmos Sci*, 42 (1): 134-149, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1705.17121 (in Chinese)
- 蒋年冲, 胡雯, 邵洋等. 2010. 安徽大别山一次强雨雪天气过程降水粒子特征分析. *气象*, 36(6): 79-84. Jiang N H, Hu W, Shao Y, et al. 2010. Analysis of characteristics of precipitation particle on heavy rain-snow process in Dabie Mountain in Anhui Province. *Meteor Mon*, 36(6): 79-84 (in Chinese)
- 晋立军, 封秋娟, 李军霞等. 2012. 自动激光雨滴谱仪在雷达降水估测中的应用. *气候与环境研究*, 17(6): 740-746, doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2012.06.11. Jin L J, Feng Q J, Li J X, et al. 2012. Application of automatic laser raindrops spectrometer in radar rainfall estimation. *Climatic Environ Res*, 17 (6): 740-746, doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2012.06.11 (in Chinese)
- 刘红燕, 王迎春, 王京丽等. 2009. 由地基微波辐射计测量得到的北京地区水汽特性的初步分析. *大气科学*, 33 (2): 388-396. Liu H Y, Wang Y C, Wang J L, et al. 2009. Preliminary analysis of the characteristics of precipitable water vapor measured by the ground-based 12-channel microwave radiometer in Beijing. *Chinese J Atmos Sci*, 33(2): 388-396 (in Chinese)
- 朱亚乔, 刘元波. 2013. 地面雨滴谱观测技术及特征研究进展. *地球科学进展*, 28(6): 685-694. Zhu Y Q, Liu Y B. 2013. Advances in measurement techniques and statistics features of surface raindrop size distribution. *Adv Earth Sci*, 28(6): 685-694 (in Chinese)
- Atlas D, Srivastava R C, Sekhon R C. 1973. Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence. *Rev Geophys*, 11 (1): 1-35
- Battaglia A, Rustemeier E, Tokay A, et al. 2010. PARSIVEL snow observations: A critical assessment. *J Atmos Oceanic Technol*, 27(2): 333-344
- Beard K V. 1976. Terminal velocity and shape of cloud and precipitation drops aloft. *J Atmos Sci*, 33(5): 851-864
- Boudala F S, Isaac G A, Rasmussen R, et al. 2014. Comparisons of snowfall measurements in complex terrain made during the 2010 winter olympics in vancouver. *Pure Appl Geophys*, 171(1-2): 113-127
- Chen B J, Hu W, Pu J P. 2011. Characteristics of the raindrop size distribution for freezing precipitation observed in southern China. *J Geophys Res*, 116 (D6): D06201, doi: 10.1029/2010JD015305
- Egli L, Jonas T, Meister R. 2009. Comparison of different automatic methods for estimating snow water equivalent. *Cold Reg Sci Technol*, 57(2-3): 107-115
- Garrett T J, Yuter S E. 2014. Observed influence of riming, temperature, and turbulence on the fallspeed of solid precipitation. *Geophys Res Lett*, 41 (18): 6515-6522, doi: 10.1002/2014GL061016
- Gunn R, Kinzer G D. 1949. The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air. *J Atmos Sci*, 6(4): 243-248
- Heymsfield A. 1972. Ice crystal terminal velocities. *J Atmos Sci*, 29 (7): 1348-1357
- Hosking J G, Stow C D. 1991. Ground-based measurements of rain-drop fall speeds. *J Atmos Oceanic Technol*, 8(1): 137-147
- Ishizaka M, Motoyoshi H, Nakai S, et al. 2013. A new method for identifying the main type of solid hydrometeors contributing to snowfall from measured size-fall speed relationship. *J Meteor Soci Japan Ser II*, 91(6): 747-762
- Larsen M L, Kostinski A B, Jameson A R, et al. 2014. Further evidence for super terminal raindrops. *Geophys Res Lett*, 41 (19): 6914-6918, doi: 10.1002/2014GL061397
- Liu Y G, Daum P H, Yum S S. 2006. Analytical expression for the relative dispersion of the cloud droplet size distribution. *Geophys Res Lett*, 33(2): L02810, doi: 10.1029/2005GL024052
- Locatelli J D, Hobbs P V. 1974. Fall speeds and masses of solid precipitation particles. *J Geophys Res*, 79(15): 2185-2197
- Löffler-Mang M, Joss J. 2000. An optical disdrometer for measuring size and velocity of hydrometeors. *J Atmos Oceanic Technol*, 17(2): 130-139
- Löffler-Mang M, Blahak U. 2001. Estimation of the equivalent radar reflectivity factor from measured snow size spectra. *J Appl Meteor*, 40(4): 843-849
- Mitchell D L. 1996. Use of mass- and area-dimensional power laws for determining precipitation particle terminal velocities. *J Atmos Sci*, 53(12): 1710-1723
- Montero-Martinez G, Kostinski A B, Shaw R A, et al. 2009. Do all raindrops fall at terminal speed? *Geophys Res Lett*, 36(11): L11818, doi: 10.1029/2008GL037111
- Niu S J, Jia X C, Sang J R, et al. 2010. Distributions of raindrop sizes and fall velocities in a semiarid plateau climate: Convective versus stratiform rains. *J Appl Meteor Climatol*, 49(4): 632-645
- Tokay A, Bashor P G, Habib E, et al. 2008. Raindrop size distribution measurements in tropical cyclones. *Mon Wea Rev*, 136 (5): 1669-1685, doi: 10.1175/2007MWR2122.1.
- Tokay A, Wolff D B, Petersen W A. 2014. Evaluation of the new version of the laser-optical disdrometer, OTT parsivel 2. *J Atmos Oceanic Technol*, 31(6): 1276-1288
- Villerraux E, Bossa B. 2009. Single-drop fragmentation determines size distribution of raindrops. *Nat Phys*, 5(9): 697-702
- Yuter S E, Kingsmill D E, Nance L B, et al. 2006. Observations of precipitation size and fall speed characteristics within coexisting rain and wet snow. *J Appl Meteor Climatol*, 45(10): 1450-1464