

江淮之间夏季雨滴谱特征分析^{* 1}

金 祺¹ 袁 野¹ 刘慧娟² 石春娥³ 李建邦¹
JIN Qi¹ YUAN Ye¹ LIU Huijuan² SHI Chun'e³ LI Jianbang¹

1. 安徽省人工影响天气办公室,合肥,210031

2. 安徽省气象台,合肥,210031

3. 安徽省气象科学研究所,合肥,210031

1. *Anhui Weather Modification Office, Hefei 210031, China*

2. *Anhui Meteorological Observatory, Hefei 210031, China*

3. *Anhui Institute of Meteorological Science, Hefei 210031, China*

2014-05-26 收稿,2015-01-16 改回.

金祺,袁野,刘慧娟,石春娥,李建邦. 2015. 江淮之间夏季雨滴谱特征分析. 气象学报, 73(4):778-788

Jin Qi, Yuan Ye, Liu Huijuan, Shi Chun'e, Li Jianbang. 2015. Analysis of microphysical characteristics of the raindrop spectrum over the area between the Yangtze River and the Huaihe River during summer. *Acta Meteorologica Sinica*, 73(4):778-788

Abstract The data of the raindrop spectrum from a ground-based disdrometer at Chuzhou weather station during summers (June to August) of 2011–2013 were analyzed to investigate the characteristics of the raindrop spectrum of different precipitation types. According to the precipitation rate and its temporal variation, the precipitations were divided into the convective and stratiform precipitation. The results show that mass-weighted-averaged diameter (D_m) and normalized intercept parameter ($\lg N_w$) were 1.67 mm and $3.91 \text{ mm}^{-1} \cdot \text{m}^{-3}$ for convective precipitation and 1.18 mm and $3.57 \text{ mm}^{-1} \cdot \text{m}^{-3}$ for stratiform precipitation, respectively, implying that the convective precipitation was composed of larger drop size than those of the stratiform precipitation. The total number concentration (N_t) has a better relationship with N_w compared with Γ parameter N_0 . The three parameters of the Γ distribution decreased as the increasing precipitation rate. The shape index (μ) remains constant when the rainfall intensity (R) is large enough. The relationships of μ - Δ and Z (radar reflectivity)- R (precipitation rate) were also discussed. The Z - R relationships were $Z = 408R^{1.20}$ and $Z = 301R^{1.21}$ for the convective precipitation and the stratiform precipitation, respectively. The rain rate calculated using both the new and old Z - R relations was smaller than the observed rain rate; however, the calculated rain rate using the new Z - R relation was closer to the observed rain rate.

Key words Raindrop size distribution, Normalized intercept parameter, Relationship of μ - Δ , Relationship of Z - R

摘 要 分析了2011—2013年夏季(6—8月)滁州地基雨滴谱观测资料,根据雨强及其随时间的变化将降水分成对流降水和层云降水,分析不同降水类型的雨滴谱特征。结果表明:滁州地区对流降水的质量加权直径 D_m 和标准化参数 $\lg N_w$ 的平均值分别为 1.67 mm 和 $3.91 \text{ mm}^{-1} \cdot \text{m}^{-3}$,层云降水 D_m 和 $\lg N_w$ 的平均值分别为 1.18 mm 和 $3.57 \text{ mm}^{-1} \cdot \text{m}^{-3}$,对流降水雨滴平均尺度更大。 N_w 相比 Γ 分布参数 N_0 能更好地反映总数浓度 N_t 的大小。 Γ 分布 3 参数均随雨强的增大而减小,当雨强增长到一定程度时, μ (谱型)和 Δ (斜率)趋于常数。研究了 μ - Δ 关系和 Z (反射率因子)- R (雨强)关系。对流降水和层云降水的 Z - R 关系分别为 $Z = 408R^{1.20}$ 和 $Z = 301R^{1.21}$ 。新的 Z - R 关系和经典 Z - R 关系($Z = 300R^{1.40}$)反演的雨强相比实际观测值均偏小,但新的 Z - R 关系反演的雨强与实际观测值更接近。

关键词 雨滴谱分布, 标准化参数, μ - Δ 关系, Z - R 关系

* 资助课题: 公益性行业专项(GYHY201306040、GYHY201206011-04)、安徽省气象局科技发展基金项目(KM201310)、淮河流域气象开放研究基金(HRM201408)。

作者简介:金祺,主要从事云降水物理研究。E-mail:sur123456@163.com

中图法分类号 P401

1 引言

雨滴谱研究对进一步了解自然降水的物理过程、为数值模式提供科学依据、雷达定量估测降水有重要意义。近期的研究主要关注不同类型降水的差异。Tokay 等(1996)使用 RD-69 型雨滴谱仪的观测资料分析热带地区降水,首次根据雨滴谱资料对降水类型进行划分,结果表明:以 5 mm/h 为临界值划分降水类型,在相同的雨强下,层云降水包含更多的大雨滴和较少的小雨滴;对流降水和层云降水的 Γ 分布参数 N_0 有明显的差异。Maki 等(2001)使用同样的仪器观测达尔文岛的飑线个例,发现对流降水和层云降水雨滴谱分布明显不同,雨水含量相同时,层云降水雨滴尺度更大。Testud 等(2001)提出归一化雨滴谱参数 N_w ,通过分析 TOGA COARE 试验资料发现,对流降水的 N_w 相比层云降水更大,对流降水的 D_m 随雨强的增大而增大,但是 N_w 与 R 、 D_m 没有明显关系。Bringi 等(2003)比较不同地区偏振雷达反演的雨滴谱参数,则得到与 Testud 等(2001)不同的结果:层云降水的体积中值半径 D_0 与 N_w 近似线性关系;文中还给出典型大陆性对流和海洋性对流降水的雨滴尺度和数浓度。

中国也进行了大量的雨滴谱观测。陈宝君等(1998)利用 GBPP-100 型地面雨滴谱仪资料对沈阳夏季积雨云、层云和积层混合云降水的雨滴谱进行 M-P 分布和 Γ 分布拟合分析,认为 M-P 分布更适合层云降水的拟合,而 Γ 分布则具有普适性; Γ 分布 3 个参数 N_0 、 μ 、 Λ 均随雨强的增大而减小。牛生杰等(2002)分析了宁夏不同天气系统下的雨滴谱特征,得到宁夏夏季平均雨滴数浓度为 285 m^{-3} 。刘红燕等(2006)分析北京地区不同降水类型下的雨滴谱资料,认为可以通过雨滴谱的平均直径、中数直径、 $Z-R$ 关系等特征划分降水类型。这些研究得到不同地区降水的宏微观特征,但是缺少对降水微物理过程的深入讨论。Chen 等(2013)利用南京 2009—2011 年梅雨季节的雨滴谱资料,分析了南京地区不同类型降水的雨滴谱微物理特征,得到对流降水的平均 D_0 与标准化参数 $\lg N_w$ 分别为 1.71 mm 和 $3.80 \text{ mm}^{-1} \cdot \text{m}^{-3}$,层云降水的平均 D_0 与标准化参数 $\lg N_w$ 分别为 1.30 mm 和 $3.45 \text{ mm}^{-1} \text{ m}^{-3}$ 。

滁州位于江淮之间,属于亚热带季风气候,夏季

有梅雨锋、台风、低槽等系统影响,降水时间长,降水类型多变。研究该地区降水的微物理特征,对提高雷达估测降水精度、评估人工增雨云水条件以及云模式研发有重要的意义。文中使用滁州 2011—2013 年夏季(6—8 月)地基激光粒子雨滴谱仪(Parsivel)的观测资料,分析该地区不同降水类型下的雨滴谱特征。

2 仪器和数据

2.1 仪器介绍

Parsivel 激光降水粒子谱仪是以激光测量为基础的粒子测量传感器,能够测量地面降水的通量谱。采用平行激光束和光电管阵列结合,当有降水粒子穿越采样空间时,自动记录遮挡物的宽度,通过穿越时间计算降水粒子的尺度和速度。它能够提供 11 种时间分辨率(10 s—1 h)的降水粒子谱数据,并且数据可信度优于传统方法。它的谱数据分为 32 个直径通道和 32 个速度通道。由于仪器信噪比的原因,不使用前两个直径通道的数据,因此实际可测的降水粒子直径范围为 0.3—25 mm。

为了减小误差,对收集到的雨滴谱数据进行了变形订正。根据 Battaglia 等(2010),定义轴比 a_r 为雨滴径向和横向长度的比值。假设粒径小于 1 mm 的粒子为球形(a_r 为 1);粒径 1—5 mm 的粒子轴比 a_r 为 1—0.7,具体表达式为 $a_r = 1.075 - 0.075D_{\text{eq}}$, D_{eq} 为等效粒子直径;粒径大于 5 mm 的粒子轴比 a_r 为 0.7。

2.2 数据处理

观测时雨滴谱仪安装在滁州市气象局观测场内(32.30°N, 118.31°E, 海拔 24 m),记录了 2011—2013 年全年的降水过程,仪器连续采样,中间有若干次仪器故障导致的数据缺失。由于直径大于 6 mm 的雨滴在自然降水中很少见,因此,雨滴直径的有效观测范围是 0.3—6 mm。观测记录中个别时刻出现大于 6 mm 的雨滴是由雨滴重叠所造成的,因此对这部分数据进行剔除。仪器的时间分辨率设置为 1 min,为了保证数据质量,如果总雨滴数小于 10 或者雨强小于 0.1 mm/h,则该数据被判定为噪音(Tokay, et al, 2010),予以剔除。另外,降水持续时间小于 0.5 h 的数据也被剔除。

雨滴数浓度 $N(D_i)$ 根据下面的公式计算

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

式中, n_{ij} 代表尺度第 i 档、速度第 j 档的雨滴数, $A(\text{m}^2)$ 和 $\Delta t(\text{s})$ 分别代表采样面积和采样时间, $D_i(\text{mm})$ 代表第 i 档的雨滴直径, $\Delta D_i(\text{mm})$ 代表对应的直径间隔, $V_j(\text{m/s})$ 代表第 j 档雨滴的下落末速度, $N(D_i)(\text{mm}^{-1} \cdot \text{m}^{-3})$ 代表直径 D_i 至 $D_i + \Delta D_i$ 的雨滴数浓度。

通过 $N(D_i)$ 可以计算雨强 $R(\text{mm/h})$ 、反射率 $Z(\text{mm}^6/\text{m}^3)$ 和雨水含量 $W(\text{g/m}^3)$:

$$R = \frac{6\pi}{10^4} \sum_{i=1}^{32} \sum_{j=1}^{32} V_j N(D_i) D_i^3 \Delta D_i \quad (2)$$

$$Z = \sum_{i=1}^{32} N(D_i) D_i^6 \Delta D_i \quad (3)$$

$$W = \frac{\pi}{6000} \sum_{i=1}^{32} N(D_i) D_i^3 \Delta D_i \quad (4)$$

降水分类方法是雨滴谱研究的一个关键问题, 不同的分类方法可能产生不同的结果。近年来很多学者在进行大样本雨滴谱资料统计时, 根据雨强及其随时间的变化对降水类型进行划分 (Chen, et al, 2013; Bringi, et al, 2003): 如果 $t_i - N$ 至 $t_i + N$ 的雨强大于 5 mm/h , 并且标准差大于 1.5 mm/h , 则降水为对流性降水; 如果 $t_i - N$ 至 $t_i + N$ 的雨强为 $0.5 \sim 5 \text{ mm/h}$, 并且标准差小于 1.5 mm/h , 则降水为层云降水。两个条件均不满足的, 则为其他类型降水。 t_i 表示 i 时刻, N 表示时间间隔, 一般设定为 5 min 。 Marzano 等 (2010) 采用 $R = 10 \text{ mm/h}$ 为临界值划分降水类型, 因为使用 $R = 10 \text{ mm/h}$ 为临界值可以完全将层云降水从对流降水中剔除 (Testud, et al, 2001)。为了更好地与 Chen 等 (2013) 进行比较, 采用与 Chen 等 (2013) 相同的降水分类方法, 即以雨强 5 mm/h , 标准差 1.5 mm/h 为降水分类标准。

文中采用 Γ 分布 (Ulbrich, 1983) 对雨滴谱进行拟合, 拟合公式

$$N(D) = N_0 D^\mu e^{-\Lambda D} \quad (5)$$

式中, N_0 为浓度参数; μ 为形状因子, 当 $\mu > 0$ 时曲线向上弯曲, 当 $\mu < 0$ 时曲线向下弯曲, 当 $\mu = 0$ 时, Γ 分布变成 M-P 分布; Λ 为斜率参数。 Γ 分布参数的计算使用阶矩法 (Ulbrich, 1983): 定义 n 阶阶矩为

$$M_n = \int_0^\infty N(D) D^n dD \quad (6)$$

在 Γ 分布的情况下, n 阶阶矩可以转化为

$$M_n = \frac{N_0 \Gamma(n + \mu + 1)}{\Lambda^{n+\mu+1}} \quad (7)$$

式中, $\Gamma(x)$ 是 Γ 函数。 Cao 等 (2009) 比较了不同阶矩的误差大小, 认为对于 Γ 分布, 2、3、4 阶矩比高阶和低阶的算法误差更小。因此文中选用了 2、3、4 阶矩。最后得到

$$\mu = \frac{3M_4 M_2 - 4M_3^2}{M_3^2 - M_4 M_2} \quad (8)$$

$$\Lambda = \frac{M_3}{M_4} (4 + \mu) \quad (9)$$

$$N_0 = \frac{(4 + \mu)^{(4+\mu)}}{(3 + \mu)!} \left(\frac{M_3}{M_4}\right)^{(4+\mu)} M_3 \quad (10)$$

质量平均直径 D_m

$$D_m = \frac{M_4}{M_3} \quad (11)$$

Ulbrich (1983) 给出 $N_0 = 6 \times 10^4 e^{3.2\mu}$, 当 μ 从 -2 变化到 10 , N_0 值相差十几个量级, 有很大的不确定性。此外, 由于 N_0 的单位是 $\text{mm}^{-1-\mu} \cdot \text{m}^{-3}$, N_0 不具有独立的物理意义。因此需要找到一个参数和 N_0 具有类似的意义, 但是单位不随 μ 改变。 Testud 等 (2001) 提出标准化参数

$$N_w = \frac{(4.0)^4}{\pi \rho_w} \left(\frac{10^3 W}{D_m^4}\right) \quad (12)$$

式中, ρ_w 为雨水密度。 N_w 是一个独立的物理量, 与 μ 无关, 反映雨滴数浓度的大小, 并且与降水类型有关 (Testud, et al, 2001)。 N_w 的单位是 $\text{mm}^{-1} \cdot \text{m}^{-3}$ 。

本文中对流降水和层云降水分别用 C 和 S 表示。

3 结果分析

3.1 总体特征

经过数据处理, 共获得 23093 个有效降水样本。其中包含 10167 个层云降水样本, 占总样本的 44%; 2904 个对流降水样本, 占总样本的 13%; 剩余样本为其他类型降水, 由于本文只讨论对流降水和层云降水的雨滴谱特征, 因此不考虑剩余样本。图 1 是所有降水样本雨强的频率分布及对总降水量贡献的百分比分布。雨强小于 5 mm/h 的降水发生频率和对总降水的贡献分别为 86% 和 27%, 雨强 $5 \sim 10 \text{ mm/h}$ 的降水发生频率和对总降水的贡献分别

为6%和12%。雨强大于10 mm/h的降水发生频率和对总降水的贡献分别为8%和61%。总体来说,滁州地区降水频率以小雨强降水为主,10 mm/h以下降水的发生频率为92%,但是对总降水的贡献只有39%。Chen等(2013)统计2009—2011年南京的雨滴谱观测资料,得到雨强小于5 mm/h的降水发生频率和对总降水的贡献分别为75%和24%,雨强5—10 mm/h的降水发生频率和对总降水的贡献分别为11%和15%。滁州夏季5 mm/h以下的降水频率高于南京,5 mm/h以上的降水频率低于南京。这种差异的原因有待进一步研究。

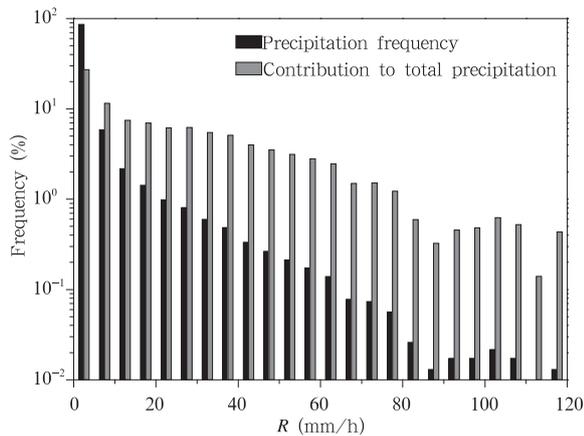


图1 降水频率分布及对总降水贡献
(横坐标以5 mm/h为间隔,黑色阴影代表不同大小雨强的频率分布,灰色阴影代表不同大小雨强对总降水的贡献)

Fig. 1 Precipitation frequency and the contribution to the total precipitation (The abscissa interval is 5 mm/h, the black shaded represents the frequency distribution of different rain rate while the gray shaded represents contribution of the different rain rate to the total precipitation)

3.2 谱分布

为了研究不同类型降水的谱分布特征,计算了不同类型降水的平均谱(图2)。对流降水谱宽更大,并且各个粒径段的雨滴数浓度都高于层云降水,因此有更高的雨强,更强的反射率因子。对流降水在小滴段(<1 mm)拟合值偏小,在大滴段(3—5 mm)拟合值偏高,这种现象在Chen等(2013)中也被观测到;层云降水的 Γ 分布曲线大致能反映雨滴谱分布,但是小滴段的拟合值略偏高。从图2中的表格可以看到,对流降水和层云降水的 Γ 分布参数均有差异。Rosenfeld等(2003)指出,雨滴谱分布曲线曲率是由降水微物理过程决定的,与降水类型、

冷云-暖云过程、上升气流强度、蒸发等因素有关。

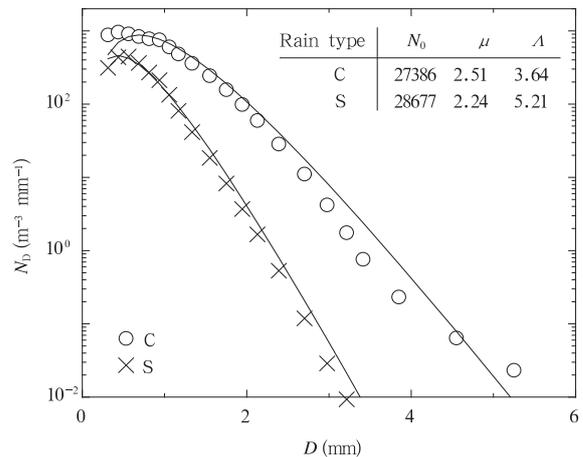


图2 不同类型降水的平均谱和拟合谱
Fig. 2 Composite raindrop spectra for the different rain types

3.3 不同降水类型下各参数的频率分布

D_m 、 N_w 和 Γ 分布3个参数的频率分布如图3,各参数的平均值、标准差(SD)、偏度(SK)也在表1中给出。总体来看,对流降水频率分布曲线峰值较大,但各参数数值的变化范围较小。也就是说,对流降水各参数分布比较集中,这点从标准差上可以得到很好的反映:对流降水各参数的标准差均较小。除了对流降水 $\lg N_w$ 的偏度为负值,其他各参数偏度均为正值,说明各参数的频率分布主要集中在小值区。Marzano等(2010)统计了世界不同地区的雨滴谱数据,并分析了 D_m 、 $\lg N_w$ 和 μ 的频率分布,也得到类似的结果。对流降水 D_m 的平均值为1.67 mm,层云降水 D_m 的平均值为1.18 mm,对流降水平均尺度更大。这与Chen等(2013)的结果一致(表1)。对流降水 $\lg N_w$ 的平均值为 $3.91 \text{ mm}^{-1} \cdot \text{m}^{-3}$;层云降水 $\lg N_w$ 的平均值为 $3.57 \text{ mm}^{-1} \cdot \text{m}^{-3}$,对流降水的 $\lg N_w$ 更大,也与Chen等(2013)的结果一致。不论对流降水还是层云降水,滁州的降水雨滴尺度相比南京均偏小, $\lg N_w$ 则相反。

从表1可以看到,不论对流降水还是层云降水, $\lg N_0$ 的标准差都大于 $\lg N_w$ 的标准差,说明归一化参数 N_w 的稳定性更好。对流降水和层云降水 μ 的平均值分别为5.6和9.1,对流降水 μ 的平均值较小。Marzano等(2010)观测得到对流降水和层云降水的 μ 分别为7.6和8.3,对流降水的 μ 较小,与本研究的结论一致。 Λ 的分布类似于 μ 。 Γ 分布3参

数频率分布相似,说明 N_0 、 μ 、 Λ 并不是相互独立的,在 3.5 节中将详细讨论。

表 1 与图 2 中 Γ 分布参数的值有所差异。图 2 中是对平均谱求 Γ 分布参数,表 1 则是单个谱的 Γ 分布参数的平均。从图 3 中 Γ 分布参数分布可以看

出,不论对流降水和层云降水, Γ 分布参数的变化范围都很大,因此单个谱 Γ 分布参数的平均值也会比较大;而平均谱相当于对不同的雨滴谱进行平滑处理,减小了变化较大的雨滴谱的影响,因此平均谱的 Γ 分布参数较小。

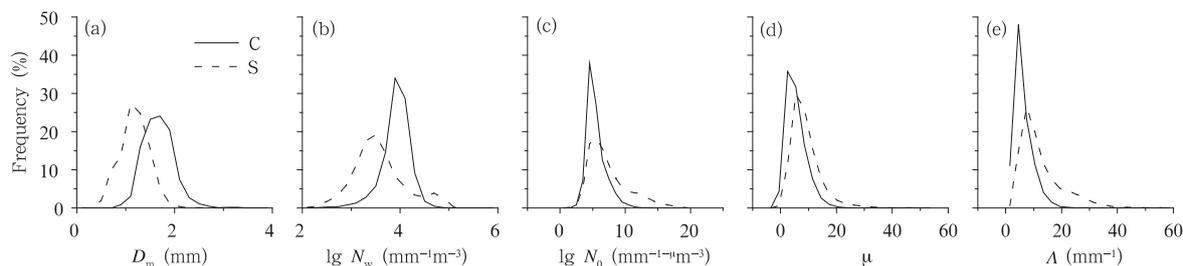


图 3 不同降水类型下各参数频率分布

(a、b、c、d、e 分别为 D_m 、 $\lg N_w$ 、 $\lg N_0$ 、 μ 、 Λ 的频率分布,实线:对流降水,虚线:层云降水)

Fig. 3 Frequency distribution of the parameters for the different rain types, (a) – (e)

represent the frequency distribution of D_m , $\lg N_w$, $\lg N_0$, μ and Λ , respectively

(The solid line represents convective precipitation, and the dashed line represents stratiform precipitation)

表 1 各参数平均值(Mean)、标准差(SD)、偏度(SK),括号内为 Chen 等(2013)中的观测值

Table 1 The mean value (Mean), standard deviation (SD) and skewness (SK), (the data in brackets is from Chen et al. (2013))

		D_m	$\lg N_w$	$\lg N_0$	μ	Λ
对流降水	Mean	1.67(1.71)	3.91(3.80)	5.5	5.6	6.2
	SD	0.32(0.24)	0.29(0.22)	1.48	3.68	3.37
	SK	0.76(0.29)	-1.15(-0.39)	1.43	1.41	1.64
层云降水	Mean	1.18(1.30)	3.57(3.45)	7.4	9.1	12.6
	SD	0.31(0.20)	0.54(0.25)	3.13	6.04	8.11
	SK	1.21(0.24)	0.46(-0.18)	1.19	2.98	2.11

3.4 各参数和雨强的关系

一般来说,总雨滴数浓度 N_t 会随着雨强的增长而增大。Ulbrich 等(2007)给出二者之间的关系: $N_t = \xi R^\eta$, 并且 $\eta = (4 + \mu)/(4.67 + \mu)$ 。图 4a 是 $\lg N_t$ 和 R 的散点分布。层云降水的数据点比较分散,相关性较差;对流降水的点则比较集中,相关性较好。拟合关系式如图中所示,对流降水的指数较小,层云降水的系数较小,说明层云降水总雨滴数浓度对雨强的变化更敏感。

Sharma 等(2009)根据 1999—2000 年夏季印度 Gadanki 地区的雨滴谱资料,研究了 D_m 和 R 的关系,得到对流降水和层云降水的 D_m - R 关系分别为 $D_m = 1.35R^{0.14}$ 和 $D_m = 1.59R^{0.05}$, 二者的相关系数较低。Chen 等(2013)拟合得到南京地区对流降水和层云降水的 D_m - R 关系分别为 $D_m = 1.16R^{0.14}$ 和 $D_m = 1.20R^{0.15}$, 对流降水拟合公式的系数和指数均

小于层云降水。文中 D_m 和 R 的关系如图 4b 所示,对流降水和层云降水的 D_m - R 关系分别为 $D_m = 1.11R^{0.15}$ 和 $D_m = 1.15R^{0.10}$, 对流降水系数较小,但是指数较大。本文和 Chen 等(2013)中拟合公式系数明显要小于 Sharma 等(2009)中的拟合系数,说明滁州和南京地区降水的雨滴尺度小于 Gadanki 地区。这可能是纬度差异导致(Gadanki 位于 13.50°N , 滁州和南京均位于 30°N 附近)。从图 4b 中虚线框内可以看到,比较对流降水和层云降水的拟合曲线,当雨强小于 2 mm/h 时,相同的雨强下,层云降水雨滴尺度大于对流降水;雨强大于 2 mm/h 时结果则相反。但是由于 D_m 与 R 的相关性不高,仅仅通过拟合公式并不能说明在雨强相同时,对流降水和层云降水雨滴尺度的相对大小。

Testud 等(2001)认为 $\lg N_w$ 与雨强没有明显关系,但是文中计算的 $\lg N_w$ 随着雨强 R 的增长而增

大。对流降水的 $\lg N_w$ 与雨强 R 相关性较好,拟合公式为 $\lg N_w = 3.63R^{0.03}$;层云降水的 $\lg N_w$ 与雨强 R 相关性较差,拟合公式为 $\lg N_w = 3.51R^{0.06}$ 。

Γ 分布的 3 个参数 N_0 、 μ 、 Λ 受到雨强的影响。Nzeukou 等(2004)指出,随着雨强增大,降水过程中雨滴的相互作用增强,会导致雨滴谱谱型趋于稳定, Γ 分布参数与雨强的关系减弱。从图 4e 中可以看到,雨强较小时, μ 值为 $-5\sim 50$,变化范围较大;随着雨强增大, μ 的变化范围减小,并且数值也在减小。当雨强超过 70 mm/h 时, μ 趋于常数 3。总体

来看, μ 和雨强 R 成反比,这和陈宝君等(1998)的结果一致。 μ 和雨强 R 的反比关系主要是受到 D_m 的影响。Ulbrich 等(2007)给出 D_m 和 μ 的参数化关系: $D_m = (4 + \mu)/\Lambda$,说明 $\mu\Lambda$ 关系取决于 D_m ;Vivekanandan 等(2004)则发现 μ 值随着 D_m 的增大而减小。由于 $\mu \propto 1/D_m$,而 $D_m \propto R$,因此 $\mu \propto 1/R$,即 μ 和 R 成反比。 $\lg N_0$ 和 Λ 的变化与 μ 相似,雨强较小时,变化范围较大;随着雨强的增大, $\lg N_0$ 和 Λ 变化范围也减小,并逐渐趋于常数。

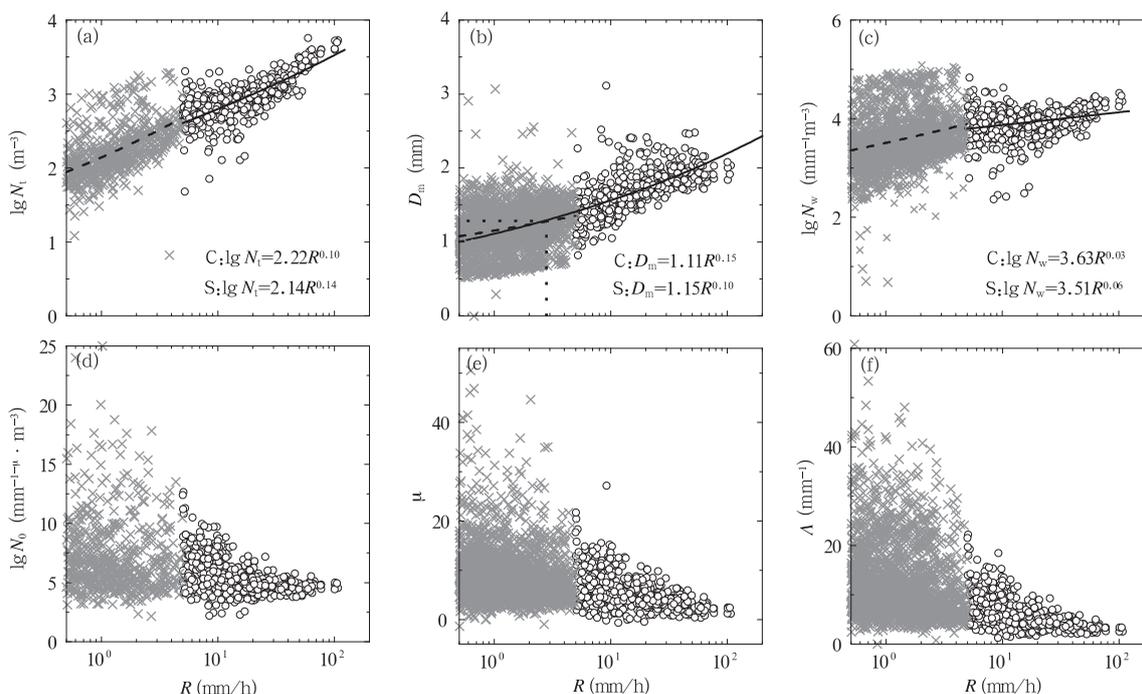


图 4 各参数和雨强的关系

(a、b、c、d、e、f 分别为 N_t 、 D_m 、 $\lg N_w$ 、 $\lg N_0$ 、 μ 、 Λ 与 R 的关系;圆圈代表对流降水,叉号代表层云降水;实线是对流降水的拟合曲线,虚线是层云降水的拟合曲线)

Fig. 4 Relationship between the various parameters and the rain rate. (a) – (f) correspond to relationship of N_t , D_m , $\lg N_w$, $\lg N_0$, μ , Λ with R

(The circles represent convective precipitation and the crosses represent stratiform precipitation.

The solid line represents the fitting curve of convective precipitation and the dashed line represents the fitting curve of stratiform precipitation)

3.5 D_m 、 N_w 、 N_0 与 N_t 的关系

图 5a 是 D_m - $\lg N_t$ 的散点分布。对于层云降水, D_m 和 N_t 成弱的反相关关系,这是因为层云内上升气流较弱,水汽输送较少,此时总雨滴数浓度 N_t 的增多会导致雨滴之间相互竞争,从而减小了雨滴尺度。对流降水 D_m 和 N_t 无明显关系,是因为对流降

水在充足的水汽供应下,可以产生较大的雨滴;大雨滴的繁生过程以及大雨滴和小雨滴的碰并过程的共同作用,导致 D_m 和 N_t 都发生复杂的变化。从图中还可以看出,对于相同的 D_m 值,对流降水的 N_t 相比层云降水更大。

图 5b 是 $\lg N_w$ - $\lg N_t$ 的散点分布。无论对流降

水还是层云降水, N_w 都是随着 N_t 的增大而增大, 二者有着很好的相关性, 相关系数分别为 0.53 和 0.87。说明 N_w 作为一个独立的参数, 能够很好地反映雨滴数浓度的大小。比较对流降水和层云降水的 $\lg N_w - \lg N_t$ 拟合公式, 对流降水的系数更大, 层云

降水的指数更大。对流降水和层云降水拟合公式的差异, 说明 N_w 不仅与总雨滴数浓度有关, 还与降水类型有关。图 5c 是 $\lg N_0 - \lg N_t$ 的散点分布, 不论层云降水还是对流降水, N_0 和 N_t 的关系均不明显。说明 N_0 不能很好地反映总雨滴数浓度的大小。

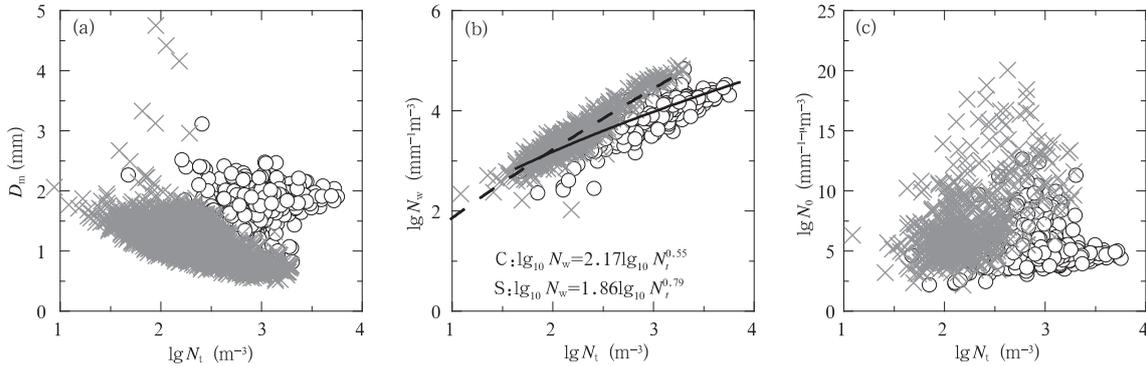


图 5 (a) $D_m - \lg N_t$ 及 (b) $\lg N_w - \lg N_t$ 和 (c) $\lg N_0 - \lg N_t$ 关系
 (圆点代表对流降水, 叉号代表层云降水; 实线是对流降水拟合曲线, 虚线为层云降水拟合曲线)
 Fig. 5 Relationship of (a) $D_m - \lg N_t$, (b) $\lg N_w - \lg N_t$, and (c) $\lg N_0 - \lg N_t$
 (The circles represent convective precipitation and the crosses represent stratiform precipitation;
 the solid line represents the fitting curve of convective precipitation and the
 dashed line represents the fitting curve of stratiform precipitation)

3.6 $\mu - \Delta$ 关系

从前面的讨论可知, Γ 分布参数 N_0, μ, Δ 并不是相互独立的。Ulbrich (1983) 给出 N_0 和 μ 的关系: $N_0 = 6 \times 10^4 e^{3.2\mu}$, 说明了 N_0 随着 μ 指数增长。Zhang 等 (2003) 分析 1998 年佛罗里达夏季雨滴谱资料, 发现雨强较小时数据质量较差, μ 和 Δ 的值往往很大, 因此需要对数据进行过滤。选取雨强大于 5 mm/h 并且样本雨滴数 $N_t > 1000$ 的雨滴谱个例, 得到较好的 $\mu - \Delta$ 关系, 拟合公式为: $\Delta = 0.0365\mu^2 + 0.735\mu + 1.935$ 。同时他们指出, μ 和 Δ 的这种关系主要和微物理过程有关, 可能受到气候、降水类型以及地形等因素的影响。因此, 需要找到适合当地情况的 $\mu - \Delta$ 关系。

图 6 是 μ 和 Δ 的散点分布, 图中还给出了按照 Zhang 等 (2003) 的方法 (只保留 $R > 5$ mm/h 且 $N_t > 1000$ 的数据) 过滤后的数据。Ulbrich (1983) 提出 D_m, μ, Δ 的关系为 $D_m = (4 + \mu) / \Delta$, D_m 越大, 意味着 μ 越大, Δ 越小。图中给出了 $D_m = 0.5, 1.0, 2.0, 3.0$ mm 时对应的曲线。可以看到未过滤的数据比较分散, 相关性较差, D_m 在 0.5—3 mm; 过滤后的数据 μ 和 Δ 的变化范围减小, 并且有较好的相关

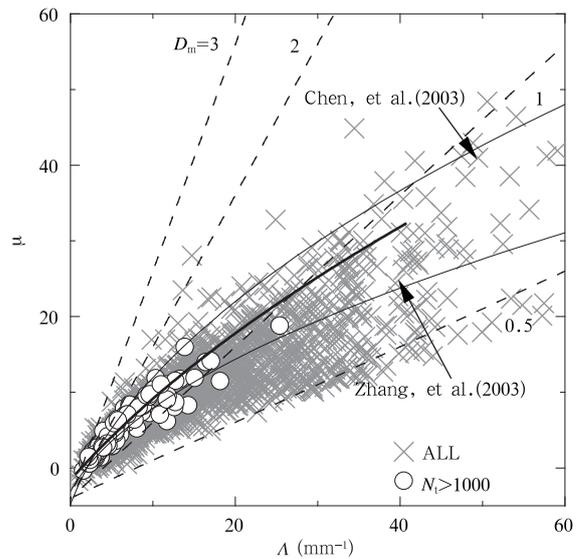


图 6 $\mu - \Delta$ 关系
 (圆圈代表过滤后的数据, 叉号代表未过滤的数据;
 粗实线是过滤后数据的拟合曲线, 虚线对应
 $D_m = (4 + \mu) / \Delta$ 中 $D_m = 0.5, 1.0, 2.0, 3.0$ mm)
 Fig. 6 Relationship of $\mu - \Delta$
 (The circle represents the data after filtering while the cross
 represents the data without filtering, the thick solid line
 represents the fitting of data after filtering; the dashed
 lines correspond to the relationship $D_m = (4 + \mu) / \Delta$
 given the value of $D_m = 0.5, 1.0, 2.0, 3.0$ mm)

性, D_m 有所增大。过滤后的数据拟合公式为: $\Lambda = 0.0117\mu^2 + 0.844\mu + 1.316$ 。Chen 等(2013)也用相同的方法进行了拟合, 拟合关系为 $\Lambda = 0.0141\mu^2 + 0.550\mu + 1.776$ 。3 条拟合曲线均在图 6 中, 本文中的拟合曲线位于 Chen 等(2013)和 Zhang 等(2003)拟合曲线之间, 与 Chen 等(2013)在南京的观测结果更接近。对比本研究与 Chen 等(2013)中的拟合曲线, 相同的 Λ 下 Chen 等(2013)的拟合曲线对应的 μ 更大, 因此 D_m 也更大, 说明南京的降水雨滴尺度可能更大, 这与 3.3 节中的结果一致; 同样的原理, 佛罗里达州的降水雨滴尺度较小。

图 3 中层云降水 μ 、 Λ 的频率分布曲线右端均有一个长尾巴, 导致其 μ 、 Λ 的偏度大于对流降水(表 1)。从图 6 中可以看到, μ 值超过 20 的点均是由未过滤的数据($R < 5$ mm/h)产生, 而 $R < 5$ mm/h 也是划分层云降水的必要条件之一。因此未过滤的数据主要集中在层云降水段, 导致了层云降水偏度更大。

3.7 Z-R 关系

(a) Z-R 关系和 A-b 关系

经验公式 $Z = AR^b$ 是雷达定量估测降水的基础。Fulton 等(1998)观测得到的 $Z = 300R^{1.4}$ 被广泛应用。表 2 是世界不同地区观测到的 Z-R 关系。

A 的值最小 139, 最大 688; b 的值最小 1.10, 最大 1.44, 说明 Z-R 关系的时空分布有很大差异。对流降水和层云降水的 Z-R 关系也有很大的差别, 一部分观测显示对流降水的 A 值更大(牛生杰等, 2002; Sharma, et al, 2009); 另一部分观测发现层云降水的 A 值更大(Maki, et al, 2001; Moumouni, et al, 2008)。Rosenfeld 等(2003)指出, 地形、大气条件、降水类型等因素导致雨滴谱分布的差异, 进而导致 Z-R 关系产生变化。为了更好地理解 Z-R 关系的变化并提高雷达估测降水精度, 需要在不同的地区开展 Z-R 关系的研究。

由雨滴谱资料可直接计算出反射率和雨强, 很多学者均是通过地面雨滴谱资料计算 Z-R 关系的(Tokay, et al, 1996; Maki, et al, 2001; Chen, et al, 2013)。图 7a 是滁州雨滴谱资料计算的不同降水类型下的 Z-R 关系。对流降水和层云降水的 A 值分别为 408 和 301, b 值分别为 1.20 和 1.21。Maki 等(2001)指出, 在 b 值相同时, A 值越大表示雨滴尺度越大。文中对流降水和层云降水的 b 值接近, 但是对流降水的 A 值大于层云降水的 A 值, 说明对流降水的雨滴尺度大于层云降水的雨滴尺度, 这和前文讨论的结果是一致的。

表 2 不同地区的 Z-R 关系
Table 2 Relationship of Z-R for the different regions

文献	降水类型	A	b
Tokay 等(1996)	对流云	139	1.43
	层云	367	1.30
Maki 等(2001)	对流云	233	1.39
	层云	532	1.28
牛生杰等(2002)	对流云	341	1.27
	层云	204	1.23
Moumouni 等(2008)	对流云	289	1.43
	层云	562	1.44
Sharma 等(2009)	对流云	688	1.19
	层云	567	1.10

Atlas 等(1999)统计了不同降水过程 Z-R 关系中 A 和 b 的关系, 发现 A 和 b 成反相关。Maki 等(2001)观测到的对流降水也有类似结论 ($A = 10^{3.22} b^{-6.25}$), 但是层云系统 A 基本保持常数, 与 b 相互独立。文中对不同月份雨滴谱数据分别拟合, 结果如图 7b。对流降水和层云降水的 A 与 b 都表现出明显的反相关关系, 对流降水 A-b 拟合公式为 $A =$

$10^{2.55} b^{-1.53}$, 与 Maki 等(2001)的结果比较接近; 层云降水拟合公式为 $A = 10^{2.55} b^{-1.4}$, 对流降水 A 对 b 的变化更敏感。

(b) Z-R 关系效果评估

为了评估新的 Z-R 关系的反演效果, 计算了反演雨强的相对偏差 $\Delta R/R_{obs}$ 。 $\Delta R = R_{cal} - R_{obs}$, R_{cal} 是由雷达反射率根据 Z-R 关系计算出的雨强; R_{obs} 是

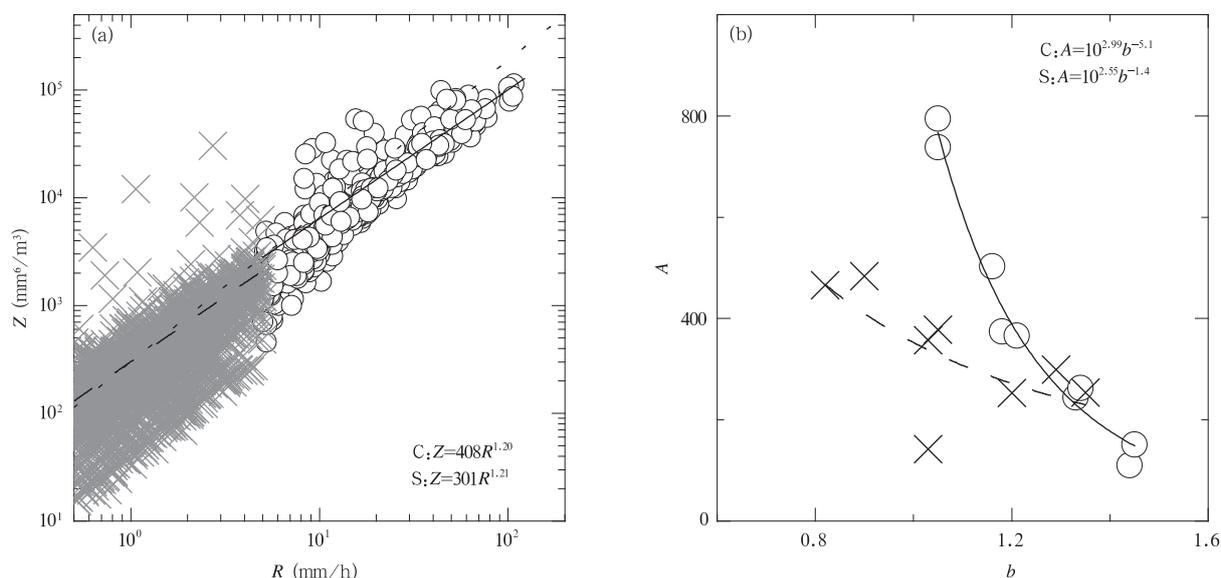


图7 不同降水类型下(a) Z - R 关系和(b) A - b 关系

(圆圈表示对流降水, 叉号表示层云降水; 实线表示对流降水拟合曲线, 长虚线表示层云降水拟合曲线, 短虚线表示 Fulton 等(1998)的拟合曲线)

Fig. 7 Relationship of (a) Z - R and (b) A - b for the different rain types

(The circle represents convective precipitation and the cross represents stratiform precipitation; the solid line represents the fitting curve of convective precipitation and the long dashed line represent the fitting curve of stratiform precipitation, and, the short dashed line represents the fitting curve from Fulton et al. (1998)

由雨滴谱直接计算的雨强。图8是 $\Delta R/R_{\text{obs}}$ 随 R 的变化(数据做了平滑处理)。总体来看, 新的 Z - R 关系和经典 Z - R 关系 ($Z = 300R^{1.4}$) 估测的降水与实际相比都是偏低的。对流降水, 当雨强从 15 mm/h 升高到 120 mm/h 时, 新的 Z - R 关系平均相对偏差在 12% 以内; 经典 Z - R 关系的平均相对偏差从 -25% 升高到 -45%, 平均相对偏差随雨强增大而增大。层云降水, 新的 Z - R 关系平均相对偏差在 10% 以内; 经典 Z - R 关系的平均相对偏差从 -10% 升高到 -25%, 平均相对偏差也是随雨强增大而增大。新的 Z - R 关系反演降水的偏差是收敛的, 而经典 Z - R 关系反演降水的偏差随雨强的增大而增大。新的 Z - R 关系相比经典 Z - R 关系反演偏差更小。

4 小结与讨论

统计了 2011—2013 年夏季滁州地基雨滴谱仪的观测资料, 根据雨强及其时间变化对降水进行分类, 研究了不同降水类型下雨滴谱参数的分布特征, 并讨论了雨滴谱参数之间的相互关系。主要结论如下:

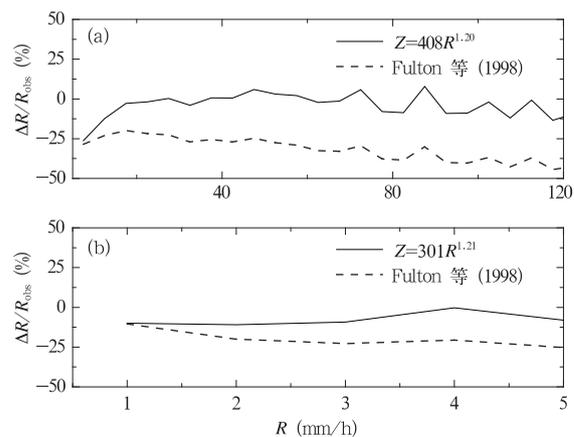


图8 $\Delta R/R_{\text{obs}}$ 与 R 的关系 (a. 对流降水, b. 层云降水; 实线是根据新 Z - R 关系计算得到, 虚线是根据 Fulton 等(1998)中的 Z - R 关系得到)

Fig. 8 Relationship of $\Delta R/R_{\text{obs}}$ - R for (a) stratiform precipitation and (b) convective precipitation. The solid line is based on the new relationship of Z - R while the dashed line is based on the relationship of Z - R from Fulton, et al (1998)

(1) 降水以小雨强降水为主,10 mm/h 以下的降水频率达 92%,但是对总降水的贡献只有 39%。使用 Γ 函数拟合能较好反映雨滴谱分布,但是低估了对流降水小雨滴的浓度。

(2) 对流降水的 μ 和 Λ 值较小;对流降水的 D_m 、 N_w 以及 Γ 分布 3 参数的标准差相比层云降水也较小。对流降水 D_m 和 $\lg N_w$ 的平均值分别为 1.67 mm 和 $3.91 \text{ mm}^{-1} \cdot \text{m}^{-3}$,层云降水 D_m 和 $\lg N_w$ 的平均值分别为 1.18 mm 和 $3.57 \text{ mm}^{-1} \cdot \text{m}^{-3}$,对流降水雨滴平均尺度更大。对流降水 μ 和 Λ 的偏度均小于层云降水,是一些数据质量较差的极端个例导致。

(3) 对流降水和层云降水的 D_m - R 关系分别为 $D_m = 1.11R^{0.15}$ 和 $D_m = 1.15R^{0.10}$ 。对流降水和层云降水的 $\lg N_w$ - R 关系分别为 $\lg N_w = 3.63R^{0.03}$ 和 $\lg N_w = 3.51R^{0.06}$,层云降水的 N_w 对雨强的变化更敏感。 μ 随着雨强的增长而减小,主要是受 D_m 的影响。

(4) 层云降水, D_m 和 N_t 成弱的反相关关系;对流降水, D_m 和 N_t 无明显关系。对于相同的 D_m 值,对流降水的 N_t 相比层云降水更大。标准化参数 N_w 能够很好地反映总雨滴数浓度。 N_w 不仅与总雨滴数浓度有关,还与降水类型有关。

(5) 过滤 $R < 5 \text{ mm/h}$ 降水后的 μ - Λ 关系为 $\Lambda = 0.0117\mu^2 + 0.844\mu + 1.316$ 。拟合曲线与 Chen 等(2013)中的拟合曲线比较接近。

(6) 对流降水和层云降水的 Z - R 关系分别为 $Z = 408R^{1.20}$ 和 $Z = 301R^{1.21}$,对流降水和层云降水的 b 值十分接近,但是对流降水的 A 值大于层云降水的 A 值,说明对流降水的雨滴尺度更大。对流降水和层云降水的 A 与 b 均成反相关。比较本文中新的 Z - R 关系和 Fulton 等(1998)中的 Z - R 关系在定量估测降水时产生的偏差,使用新的 Z - R 关系和使用经典 Z - R 关系反演的雨强相比实际观测值均偏小,但是新的 Z - R 关系反演的雨强与实际观测值更接近。

由于降水只是云中微物理过程的最终产物,仅仅通过雨滴谱资料不能完全了解降水形成的微物理机制。需要结合云模式、雷达观测等方式做进一步研究。

致 谢:感谢南京大学陈宝君教授提供了雨滴谱计算程序以及对本文写作提供的指导。

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)
- 刘红燕, 雷恒池. 2006. 基于地面雨滴谱资料分析层状云和对流云降水的特征. 大气科学, 30(4): 693-702. Liu H Y, Lei H C. 2006. Characteristics of rain from stratiform versus convective cloud based on the surface raindrop data. Chin J Atmos Sci, 30(4): 693-702 (in Chinese)
- 牛生杰, 安夏兰, 桑建人. 2002. 不同天气系统宁夏夏季雨谱分布参量特征的观测研究. 高原气象, 21(1): 37-44. Niu S J, An X L, Sang J R. 2002. Observational research on physical feature of summer rain droplet size distribution under synoptic systems in Ningxia. Plateau Meteor, 21(1): 37-44 (in Chinese)
- Atlas D C, Ulbrich W, Marks F D, et al. 1999. Systematic variation of drop size and radar-rainfall relations. J Geophys Res: Atmos, 104(D6): 6155-6169
- Battaglia A, Rustemeier E, Tokay A, et al. 2010. PARSIVEL snow observations; A critical assessment. J Atmos Oceanic Technol, 27(2): 333-344
- Bringi V N, Chandrasekar V, Hubbert J, et al. 2003. Raindrop size distribution in different climatic regimes from disdrometer and dual-polarized radar analysis. J Atmos Sci, 60(2): 354-365
- Cao Q, Zhang G F. 2009. Errors in estimating raindrop size distribution parameters employing disdrometer and simulated raindrop spectra. J Appl Meteor Climatol, 48(2): 406-425
- Chen B J, Yang J, Pu J P. 2013. Statistical characteristics of raindrop size distribution in the Meiyu season observed in Eastern China. J Meteor Soc Japan, 91(2): 215-227
- Fulton R A, Breidenbach J P, Seo D J, et al. 1998. The WSR-88D rainfall algorithm. Wea Forecasting, 13(2): 377-395
- Maki M, Keenan T D, Sasaki Y, et al. 2001. Characteristics of the raindrop size distribution in tropical continental squall lines observed in Darwin, Australia. J Appl Meteor, 40(8): 1393-1412
- Marzano F S, Cimini D, Montopoli M. 2010. Investigating precipitation microphysics using ground-based microwave remote sensors and disdrometer data. Atmos Res, 97(4): 583-600
- Moumouni S, Gosset M, Houngninou E. 2008. Main features of rain drop size distributions observed in Benin, West Africa, with optical disdrometers. Geophys Res Lett, 35(23), doi: 10.1029/2008GL035755
- Nzeukou A, Sauvageot H, Ochoa A D, et al. 2004. Raindrop size distribution and radar parameters at Cape Verde. J Appl Meteor, 43(1): 90-105
- Rosenfeld D, Ulbrich C W. 2003. Cloud microphysical properties, processes, and rainfall estimation opportunities. Meteor Monogr, 30(52): 237-258
- Sharma S, Konwar M, Sarma D K, et al. 2009. Characteristics of

- rain integral parameters during tropical convective, transition, and stratiform rain at Gadanki and its application in rain retrieval. *J Appl Meteor Climatol*, 48(6): 1245-1266
- Testud J, Oury S, Black R A, et al. 2001. The concept of "normalized" distribution to describe raindrop spectra: A tool for cloud physics and cloud remote sensing. *J Appl Meteor*, 40(6): 1118-1140
- Tokay A, Short D A. 1996. Evidence from tropical raindrop spectra of the origin of rain from stratiform versus convective clouds. *J Appl Meteor*, 35(3): 355-371
- Tokay A, Bashor P G. 2010. An experimental study of small-scale variability of raindrop size distribution. *J Appl Meteor Climatol*, 49(11): 2348-2365
- Ulbrich C W. 1983. Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution. *J Climate Appl Meteor*, 22(10): 1764-1775
- Ulbrich C W, Atlas D. 2007. Microphysics of raindrop size spectra: Tropical continental and maritime storms. *J Appl Meteor Climatol*, 46(11): 1777-1791
- Vivekanandan J, Zhang G F, Brandes E. 2004. Polarimetric radar estimators based on a constrained gamma drop size distribution model. *J Appl Meteor*, 43(2): 217-230
- Zhang G F, Vivekanandan J, Brandes E A, et al. 2003. The shape-slope relation in observed gamma raindrop size distributions: Statistical error or useful information? . *J Atmos Oceanic Technol*, 20(8): 1106-1119

更 正

勘误:本刊 2015 年第 3 期 413 页图 1 图题英文中“1974”应为“1975”,特此更正!

《气象学报》编辑部