

葛黎黎, 吕国真, 赵桂香, 等. 山西晋城“7·11”暴雨过程雨滴谱特征研究[J]. 沙漠与绿洲气象, 2023, 17(3): 17-25.

doi: 10.12057/j.issn.1002-0799.2023.03.003

开放科学(资源服务)标识码(OSID):



山西晋城“7·11”暴雨过程雨滴谱特征研究

葛黎黎¹, 吕国真², 赵桂香^{3*}, 李亚军¹, 郭栋²

(1. 山西省气象信息中心, 山西 太原 030006; 2. 山西省气象服务中心, 山西 太原 030002;

3. 山西省气象台, 山西 太原 030006)

摘要: 利用降水现象仪观测资料, 对 2021 年 7 月 11 日山西晋城一次暴雨过程的雨滴谱特征进行分析。结果表明: 雨滴数浓度、雨强和谱宽随时间变化趋势基本一致; 雨滴直径等级频数百分率和质量百分率分布均呈明显的双峰或三峰结构; 此次过程以直径 $D < 1$ mm 的小雨滴为主, 但其对雨强 R 的贡献率仅为 7.46%, 而 $1 \text{ mm} \leq D < 3 \text{ mm}$ 的大雨滴对 R 的贡献率达到了 77.44%; 雨滴落速主要集中在 2~5 m/s。当 $R \geq 20 \text{ mm/h}$ 时, Gamma 分布参数 N_0 、 μ 和 λ 随时间的起伏变化相对平缓, 平均变化率分别为 6.2%、46.7% 和 18.0%; $\lg N_w - D_m$ 分布显示, 此次低涡暴雨过程既非大陆性对流降水, 亦非海洋性对流降水; $\mu - \lambda$ 之间存在较好的二项式函数关系, 相关系数为 0.901。幂函数对于降水动能参数关系 $E_k - R$ 和 $E_d - R$ 的拟合性能更优, 二项式函数拟合对于 $E_d - D_m$ 效果更好。采用最小二乘法得到 $Z - R$ 拟合关系, 在 $R \geq 20 \text{ mm/h}$ 时, 估测效果优于经典 $Z - R$ 关系。

关键词: 雨滴谱; Gamma 分布; 低涡暴雨; 降水动能; $Z - R$ 关系

中图分类号: P426.6

文献标识码: A

文章编号: 1002-0799(2023)03-0017-09

地面降水是天气系统热力、动力、水汽等相互作用的综合结果, 包含了复杂的云降水微物理过程信息^[1]。雨滴谱作为这些重要信息的载体, 已广泛应用于气象、水文和遥感等领域。对其特征进行分析有利于更准确地认识降水特性, 在优化气候模式参数、雷达定量估测降水、评估降水动能关系等应用场景均发挥着至关重要的作用^[2-4]。

已有许多学者针对暴雨过程的雨滴谱特征开展了研究。周黎明等^[5]对不同天气系统影响形成的暴雨过程微物理特征进行研究, 发现气旋暴雨中的雨滴数浓度、雨强、最大直径等参量明显低于低槽冷锋和切变线暴雨。陈磊等^[6]研究了梅雨锋暴雨雨滴谱特征, 发现谱型以双峰型为主, 几乎不存在无峰型。

江新安等^[7]利用常规地面、高空、雷达以及雨滴谱资料, 分析了伊犁一次短时强降水雨滴谱特征, 发现此次过程雨滴数浓度大、雨滴谱宽且分布差异大。

大量研究表明, 基于雨滴谱参量的 Gamma 分布拟合结果在不同地区、不同气候条件下与雨强的关系复杂, 其结果不尽相同^[8-11]。Bringi 等^[12-13]研究了赤道附近以及海洋到陆地的不同气候区不同降水类型的微物理特征, 将对流降水分为海洋性和大陆性两类。Gamma 分布形状因子和斜率参数具有很好的相关性, 但其关系随地域及降水类型变化较大^[14-16]。

降水动能可以作为评估由于降雨造成的滑坡、泥石流等次生灾害破坏程度的指标, 但是一般不具备直接测量的条件。因此, 近年来基于雨滴谱的降水动能关系研究获得了更多关注。Wen 等^[17]、Zeng 等^[18]、Seela 等^[19]、Janapati 等^[20]分别对华东地区不同季节、天山山顶和山脚、西太平洋热带气旋及西北太平洋岛屿台风和非台风降水动能和雨强以及质量加权直径的关系进行了研究。另外, $Z - R$ 关系是雷达估测降水的基础。Rosenfeld 等^[21]认为, 由雨滴谱分布差

收稿日期: 2022-10-11; 修回日期: 2022-12-07

基金项目: 国家自然科学基金项目(41475050)

作者简介: 葛黎黎(1987—), 女, 工程师, 主要从事气象资料融合分析与质量控制。E-mail: gll_nuist@163.com

通信作者: 赵桂香(1965—), 女, 正高级工程师, 主要从事中小尺度数值诊断和灾害天气预报技术研究。E-mail: liyun0123@126.com

异引起的 $Z-R$ 关系随地区、大气条件、降水类型的变化而变化。

目前,针对山西暴雨的研究工作主要围绕暴雨分类、落区、预报方法等方面展开^[22-25],基于雨滴谱资料分析山西暴雨过程中的云降水微物理特征的研究工作较为少见。本文利用晋城国家气象观测站雨滴谱观测资料,从谱分布特征、Gamma 分布参数关系、降水动能分析、 $Z-R$ 关系等方面进行分析与讨论,得到此次暴雨过程中基于雨滴谱的一系列微物理参量特征。为加深对山西极端强降水过程的理解和认识、进一步做好暴雨预报预警提供参考。

1 天气背景

2021年7月11日02—15时(BT),山西晋城地区出现极端强降水,引发多处山洪及山体滑坡。降水持续14h,累计降水量为198.1mm,为建站以来排名第2;最大雨强达70.9mm/h,为山西省国家气象观测站有记录以来第3位。

10日20时,500hPa亚欧大陆中高纬地区多高空槽活动,等5880dagpm线位于江淮到我国西南地区,山西受高空槽前、西太平洋副热带高压(简称“副高”)西侧西南气流影响。高空槽位于内蒙古西部到关中平原一带,槽线呈西北东南向,槽后冷平流明显,高空槽在东移过程中加深发展。对应低层700hPa,关中平原地区有一低涡,850hPa上存在明显气旋性环流,低涡前部的西南气流不断加强达急流标准,将水汽和不稳定能量持续向山西输送,使得山西地区降水系统不断发展。地面上,受新疆以北低压中心伸展出来的低压带前部影响。

11日08时,副高外围西南气流不断加强,影响山西的高空槽和低层低涡东移北上。同时,低涡前部的西南气流也不断加强,700和850hPa最大风速分别达到22和14m/s,急流左前侧存在明显的风向切变和风速辐合。受以上系统共同影响,晋城出现强降水。20时500hPa高空槽逐渐加深为低涡,低层低涡继续东移北上,强降水区逐渐向华北平原移动,山西区域的强降水趋于结束。

2 资料和计算方法

2.1 资料来源及处理

2.1.1 资料来源

雨滴谱数据来自晋城站DSG1型降水现象仪,共有32个尺度通道和32个速度通道,降水粒子尺度测量范围为0.062~24.5mm,速度测量范围为

0.05~20.8m/s;仪器采样时间为1min,采样截面积为54cm²。

2.1.2 数据处理与质量控制

(1)仪器端质量控制。考虑到设备灵敏度,在实际观测中仪器端直接剔除前两个尺度通道的数据。对于分钟数据,若粒子数 $K < 10$ 或雨强 $R < 0.1$ mm/h,通常认为存在仪器噪声并予以剔除^[26]。

(2)剔除超大雨滴。由于大雨滴在下落过程中极易破碎,一般认为在自然降水中罕见直径 > 6 mm的降水粒子^[27]。而在仪器观测记录中,个别时刻出现雨滴直径 > 6 mm的降水粒子极有可能是因为雨滴重叠造成的误判,因此予以剔除。

(3)雨滴落速和有效采样面积修正。降水粒子的边缘效应和溅散效应会产生粒子直径很小但速度很高或粒子直径较大但速度偏低的异常观测结果,给计算降水粒子的微物理特征参量以及谱分布带来误差。根据雨滴粒子直径 D 与下落速度 V 的经验关系曲线(Atlas经验曲线),剔除速度值偏离经验曲线计算值60%的数据^[28]。为减小边缘效应带来的误差,进一步订正并得到不同直径粒子的有效采样面积 $S^{[29]}$ 。

图1给出了降水过程质控前(粒子总数为620474个)和质控后的雨滴数量统计结果。质控后,直径很大但下落速度很小的粒子以及 $D > 6$ mm的粒子均被剔除,剔除比例为1.66%。

2.2 计算方法

2.2.1 雨滴谱参量

根据雨滴谱数据可以获得每分钟不同直径通道在单位体积内的雨滴谱分布 $N(D_i)^{[30]}$ (单位: $m^{-3} \cdot mm^{-1}$),公式为:

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

式中: n_{ij} 代表第 i 级直径通道、第 j 级速度通道的降水粒子数, S_i (单位: m^2)为有效采样面积, Δt (单位: s)为采样时间, V_j (单位: m/s)为第 j 级速度通道的下落末速度, D_i (单位: mm)为第 i 级直径通道粒子直径范围的中值, ΔD_i (单位: mm)为直径通道间隔。进一步可得数浓度 N_T (单位: $个/m^3$)、雨强 R (单位: mm/h)、雷达反射率因子 Z (单位: mm^6/m^3)以及雨水含量 W (单位: g/m^3)^[31]。

2.2.2 Gamma分布拟合参数

采用Gamma分布^[32]进行雨滴谱拟合。Gamma分布函数为:

$$N(D) = N_0 \cdot D^\mu \cdot e^{-\lambda \cdot D} \quad (2)$$

式中: N_0 是滴谱截距参数(单位: $m^{-3} \cdot mm^{-\mu-1}$), μ 是

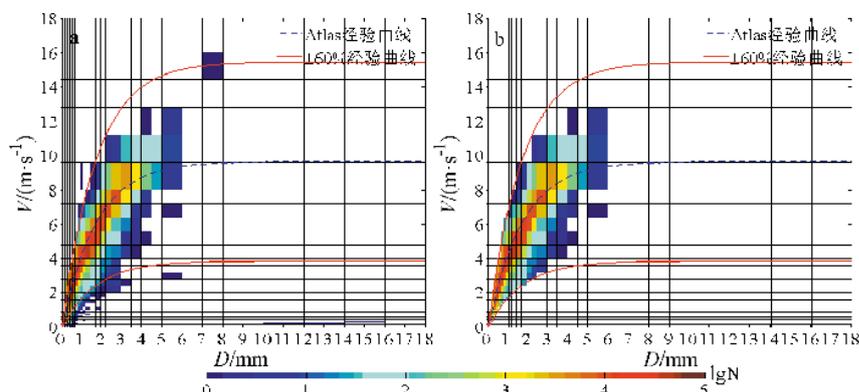


图1 质控前(a)和质控后(b)各通道粒子D-V分布统计
(n 为各通道粒子数)

形状因子(无量纲参数), λ 是斜率参数(单位: mm^{-1})。

以上参数可由阶矩法计算得出,一般采用中间阶矩计算的谱参数拟合的效果更好^[33],因此本文采用3、4、6阶矩对以上3个参数进行估算。同时可以得到质量加权直径 D_m (单位: mm)和标准化截距参数 N_w (单位: $\text{m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1}$)^[34]。

2.2.3 降水动能参数

由于降水动能与 D 和 V 有关,因此可以通过雨滴谱信息进行降水动能评估^[35]。降水动能的2个参数:动能通量 E_t (单位: $\text{J}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$)和动能含量 E_d (单位: $\text{J}/(\text{m}^2 \cdot \text{mm})$)的定义如公式(3)、(4)所示,分别表示雨滴从云底到达地面每平方米每小时和每平方米每毫米产生的动能。

$$E_t = \frac{3600\pi}{12 \cdot 10^6 \cdot \Delta t} \sum_{i=3}^{32} \sum_{j=1}^{32} \frac{n_{ij} \cdot D_i^3 \cdot V_j^2}{S_i}, \quad (3)$$

$$E_d = \frac{E_t}{R}. \quad (4)$$

3 结果分析

3.1 谱分布特征

3.1.1 雨滴谱参量时间演变特征

图2给出降水过程中雨滴谱参量随时间的演变,可以看出各参量起伏变化幅度较大。

根据 R 将降水过程分为5个阶段。第一阶段 02:45—06:30,为断续弱降水,以 $R < 3 \text{ mm/h}$ 为主,粒子数较少且小粒子居多,大多只有 0.5~2 mm,最大直径为 3.25 mm,但持续时间较短;第二阶段 06:31—08:00,06:31开始雨强逐渐增大,且最大雨强达到 153.08 mm/h,出现在 07:50,然后在 10 min 内迅速下降至 5.58 mm/h。雨滴谱宽 D_{max} 加大,大雨滴明

显增多,最大直径达 5.5 mm;第三阶段 08:01—10:30,08:01开始 R 减小且变化较为平稳,主要集中在 1~10 mm/h;第四阶段 10:31—13:00,10:31开始 R 再次增大,其中 $R > 15 \text{ mm/h}$ 的情形占 82%;第五阶段 13:01—14:43,13:04开始 R 迅速减小直到降水停止,以 $R < 5 \text{ mm/h}$ 为主。

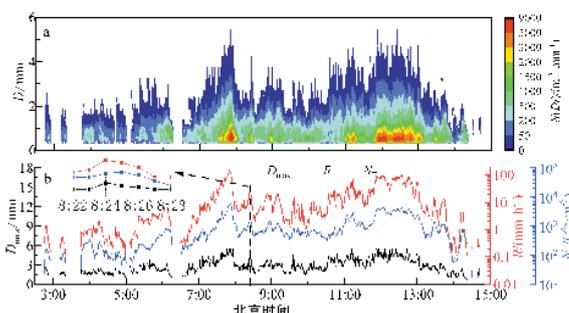


图2 谱分布(a)及其参量(b)随时间的演变特征

R 与 N_T 和 D_{max} 随时间演变的总体趋势基本一致。 N_T 为 9~5 700 个/ m^3 ,平均值为 951.6 个/ m^3 ,峰值直径在 0.5 mm 左右, D_{max} 峰值达 5.5 mm。如图 2b 局部放大图所示, D_{max} 在 8:24 出现峰值(5.5 mm), N_T 在 08:25 出现峰值(1 786 个/ m^3)。这是由于大雨滴的破碎会导致 N_T 增大,因此在 D_{max} 达到峰值之后,往往会伴随 N_T 峰值的出现。此次暴雨过程中出现了多个降水峰区,其中有 2 个强降水中心($R > 100 \text{ mm/h}$)和一个较强降水中心($R > 50 \text{ mm/h}$)。进入降水峰区开始出现 $D > 4 \text{ mm}$ 的大雨滴,同时小雨滴的 N_T 大幅升高。这是由于 R 过大,一方面使得雨滴之间的碰并作用更剧烈,从而形成少量大雨滴;另一方面大雨滴的不断破碎又使得小雨滴 N_T 大幅升高^[36]。综上,此次降水过程中 R 的增大是由 N_T 增加和 D_{max} 变大共同造成的,且三者之间关系极为密切。

3.1.2 粒子尺度特征

雨滴直径等级频数百分率 p 和质量百分率 P_m 分别用来衡量不同直径雨滴对 N_T 和 R 的贡献率, 公式分别为:

$$P_m = \frac{\sum_{k=1}^M \sum_{j=1}^{32} n_{ijk}}{\sum_{k=1}^M \sum_{i=3}^{32} \sum_{j=1}^{32} n_{ijk}}, \quad (5)$$

$$P_m = \frac{\sum_{k=1}^M D_i^3 \sum_{j=1}^{32} n_{ijk}}{\sum_{k=1}^M \sum_{i=3}^{32} D_i^3 \sum_{j=1}^{32} n_{ijk}}. \quad (6)$$

式中: M 为统计时间段内雨滴谱资料分钟数; n_{ijk} 为第 k 分钟第 i 级直径通道和第 j 级速度通道下的雨滴个数。

此次降水各阶段中, p 的分布形态都呈明显的双峰或三峰结构(图 3a)。第 1 阶段为双峰结构, 主峰值 0.937 mm; 第 2~5 阶段为三峰结构, 主峰值 0.562 mm。各阶段都在 1.375 mm 处出现峰值, 是由于大雨滴破碎时分裂成几个较大雨滴和许多小雨滴造成的。而在第 2、4 强降水阶段, 2.75 mm 处出现不明显的峰值, 此时 R 位于峰区, 雨滴在下落过程中发生的碰并作用更为剧烈, 导致雨滴的尺度反而变大, 小雨滴和较大雨滴数量减少。总的来看, 大雨滴数目增多时对应着 R 出现峰区, 减少时 R 处于谷区。

由图 3b 可知, 第 2、4 强降水阶段表现为明显的双峰结构, 且曲线高度一致, 主峰在 2.75 mm 处; 第 1、3、5 阶段为三峰结构, 峰值依次为 1.062、1.375 和 2.75 mm, 主峰在 1.375 mm 处。第 3、5 阶段 p 的分布形态不同, 但是 P_m 的分布却较为一致, 主要是因为这 2 个阶段大雨滴出现的频数相近, 而质量与雨滴直径的三次方成正比, 大雨滴频数上的细微变化

被放大。

为进一步揭示雨滴的尺度分布与 N_T 和 R 之间的关系, 根据直径 D 的大小将雨滴划分为 5 个尺度档 ($D < 1.0$ mm、 1.0 mm $\leq D < 2.0$ mm、 2.0 mm $\leq D < 3.0$ mm、 3.0 mm $\leq D < 4.0$ mm、 D mm ≥ 4.0 mm), 统计不同尺度下频数百分率和质量百分率。结果表明, $D < 1.0$ mm 的小雨滴最多, 对 N_T 的贡献率达 71.47%, 但对 R 的贡献仅有 7.46%; 1.0 mm $\leq D < 4.0$ mm 的雨滴对 R 的贡献率高达 90.49%, 但是对 N_T 的贡献却只有 28.51%。 1.0 mm $\leq D < 2.0$ mm 的粒子所占比例虽不足 1/3, 但对 R 的贡献却很大。大雨滴的作用较为显著, 对 R 的贡献极大, $D > 2.0$ mm 的雨滴尽管占比只有 3.8%, 但是对 R 的贡献却达到了 52.8%。说明虽然大雨滴少, 但其尺度大, 对 R 的贡献率不能忽略。此次暴雨过程中主要以 $D < 1.0$ mm 的小雨滴为主, 但对 R 贡献最大的则是少数 1.0 mm $\leq D < 4.0$ mm 的大雨滴, 特别是 1.0 mm $\leq D < 3.0$ mm 的雨滴, 对 R 的贡献率接近 80%。

3.1.3 粒子速度特征

V 直接决定了降水动能, 对研究降水下落的条件、雨滴碰并过程等具有重要意义。图 4 为速度谱分布以及各直径通道粒子平均速度和标准差。 V 主要集中在 2~5 m/s 之间, 极值位置对应直径为 1.375 mm, 对应速度为 4.4 m/s。

与 Atlas 经验曲线对比发现: $D < 0.437$ mm 或 $D \geq 3.25$ mm 时, 平均速度大于经验曲线对应速度; 0.437 mm $\leq D < 1.187$ mm 时, 两者对应速度基本一致, 偏差在 0.2 m/s 以下; 1.187 mm $\leq D < 3.25$ mm 时, 平均速度小于经验曲线对应速度。这可能是由于以下几方面原因造成的: (1) 在实际降水过程中, 大雨滴拖曳小雨滴加速下落, 同时大雨滴的破碎也会产生下落速度很快的小雨滴; (2) 雨滴的碰并作用使得雨滴直径变大, 而下落速度并未发生变化, 同时受到

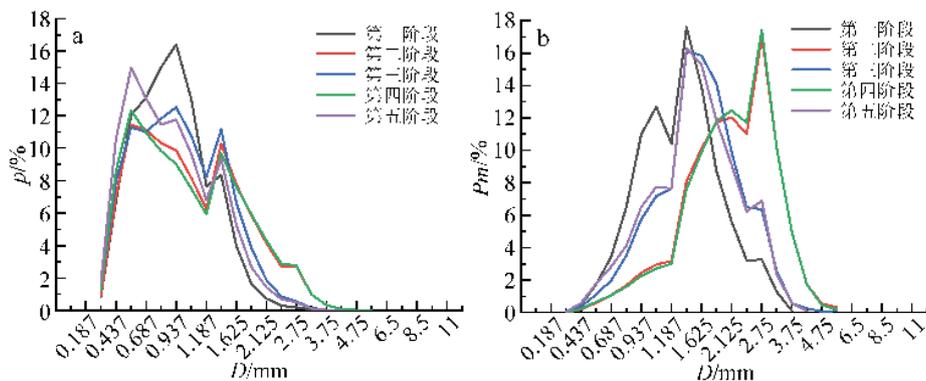


图 3 降水各阶段 p (a) 和 mp (b) 分布统计

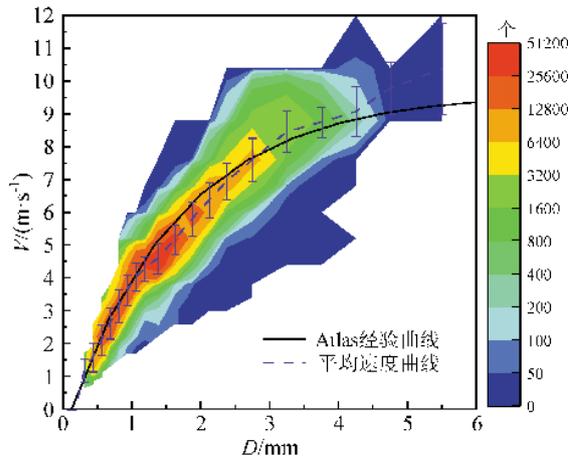


图4 速度谱分布特征

(填色为雨滴粒子数,误差棒为不同直径雨滴的平均速度和标准偏差)

上升气流作用,使雨滴下落实际速度小于模拟条件下的速度值;(3)特大雨滴的凝结增长作用大于破碎蒸发作用,从而雨滴的体积和下落速度都在持续增大;(4)仪器误差等因素也会导致测量结果偏离经验曲线。气流运动、空气密度等因素均会对自然降水过程中雨滴的下落速度、形状以及轨迹产生较大影响^[7],从而导致速度谱存在显著差异的同时偏离其在实验室模拟条件下的测量值。

3.2 Gamma分布参数关系

3.2.1 N_0, μ 和 λ 演变特征

Gamma分布的3个参数 N_0, μ 和 λ 随 R 的变化特征在很多研究中的结论存在较大差异。Tokay 等^[8]认为, $R > 20 \text{ mm/h}$ 时 N_0, μ 和 λ 均偏向大值,当 R 较小时三者均偏向小值;Caracciolo 等^[9]认为 N_0 和 λ 与 R 的增大呈反向相关,而 μ 呈正向相关。Nzeukou 等^[10]则认为 N_0 和 μ 与 R 的增大呈正向相关,而 λ 呈反向相关。林文等^[11]研究认为当 $R > 10 \text{ mm/h}$ 时, μ 和 λ 随着 R 的增大而减小, R 越大, μ 和 λ 两者越偏向小值。

由图5可知,此次降水过程 N_0, μ 和 λ 随时间起伏变化趋势基本一致。降水前期和后期起伏较大,特别是降水结束阶段。这与降水开始和结束时云底较高、云下蒸发大,从而造成谱型变化不稳定有关。这2个阶段也是其他微物理量起伏变化较大的时期,且 $R < 1 \text{ mm/h}$,各参数平均变化率均超过30%, μ 甚至达到了95.7%;而在 $R \geq 20 \text{ mm/h}$ 的强降水阶段,各参数起伏变化相对平缓, N_0, μ 和 λ 的平均变化率分别为6.2%、46.7%和18.0%。因此, Gamma分布各参数之间不是相互独立的变量,并且他们随 R

的变化情况与地域和降水类型有关。

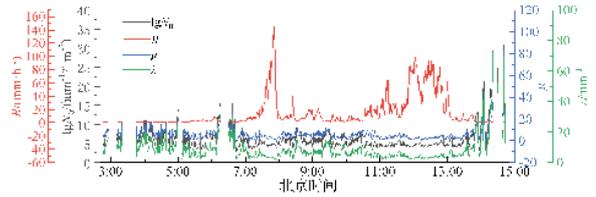


图5 Gamma分布拟合参数随时间的演变特征

3.2.2 $\lg N_w - D_m$ 分布特征

图6为不同雨强下的 $\lg N_w - D_m$ 分布,同时标注了Bringi 等^[12-13]提出的大陆和海洋对流范围以及对流—层状降水分离线和层状降水平均分布。

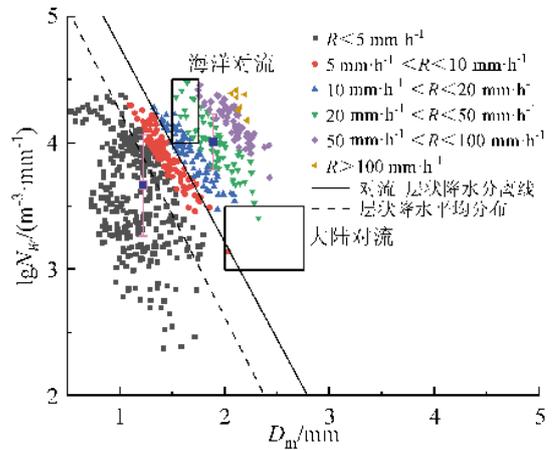


图6 不同雨强条件下 $\lg N_w - D_m$ 分布

(误差棒给出不同降水类型的平均 $\lg N_w - D_m$ 和标准偏差)

由图6可知,对流和层状降水之间存在显著差别。 $\lg N_w - D_m$ 分布在 $R < 10 \text{ mm/h}$ 时表现出较大的变化,较对流降水更加分散,表明此次低涡系统存在层状云降水,对流降水的 $\lg N_w, D_m$ 以及分布谱宽均更大,结果与 Bringi 等^[12-13]的研究结果相似。但是,通过将此次过程对流系统 ($R > 10 \text{ mm/h}$) 的 $\lg N_w$ 和 D_m 值与其研究结果进行比较,发现低涡对流系统的雨滴谱分布特征实际上既不是典型的海洋对流系统也不是典型的大陆对流系统和 D_m 分别为 $4.0086 \text{ m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1}$ 和 1.8877 mm 。与海洋(大陆)对流降水相比,低涡对流系统的雨滴谱分布具有较低(较高)的雨滴浓度和较大(较小)的雨滴。雨滴谱出现不同特征主要是由于晋城位于太行山南麓的特殊地理位置,而低涡系统由西南向东北移动穿过晋城地区,因此该谱特征可能是低涡系统受地形影响的对流系统特征。

3.2.3 $D_m - R$ 和 $\lg N_w - R$ 关系

为检验 D_m 、 $\lg N_w$ 与 R 的相关性,图7给出了此次降水过程 D_m-R 和 $\lg N_w-R$ 关系,同时提供了使用最小二乘法拟合的幂指数曲线,以获得2个参数关于雨强的定量描述。 D_m-R 存在较好的正相关性, D_m 的增大伴随着 R 的快速增长,这可能与强降水中的雨滴碰并增多有关。当 $R>90$ mm/h 时, D_m 逐渐稳定并趋于一个常数。 $\lg N_w-R$ 拟合指数数量级较小,指数关系较不明显,相关性较差,其变化范围随着 D_m 或 R 的增加而减小。在 R 较小时,其变化范围大于 D_m 的变化范围;在 D_m 趋于稳定的大雨强值时 $\lg N_w$ 较大。

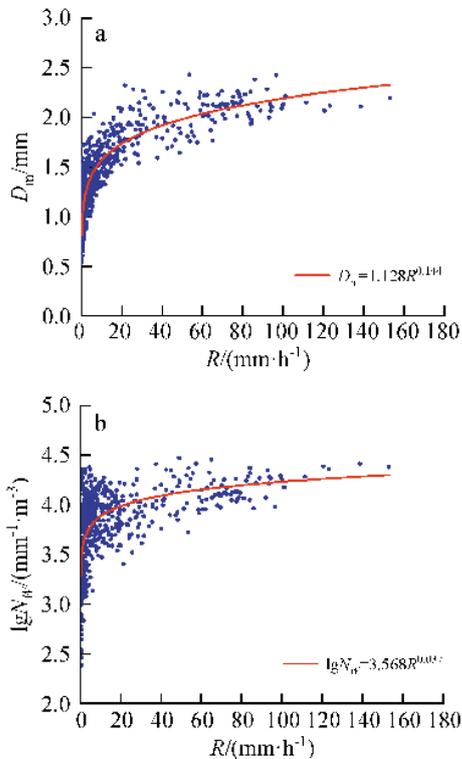


图7 D_m-R 分布(a)和 $\lg N_w-R$ 分布(b)及拟合曲线

3.2.4 $\mu-\lambda$ 关系

$\mu-\lambda$ 关系能够更好地反映真实降水雨滴谱分布的变化。选取 $R>5$ mm/h 且 $K>1000$ 的对流云降水样本进行分析^[14],得到 $\mu-\lambda$ 关系:

$$\lambda = 0.0329\mu^2 + 0.5197\mu + 1.8916 \quad (7)$$

图8给出了 $\mu-\lambda$ 的分布和拟合关系。为了对比,还给出了 Zhang 等^[14]得到的美国 Florida 地区夏季降水拟合结果、陈子健等^[15]得到的河北低涡系统拟合结果以及 Chang 等^[16]得到的台风系统拟合结果。

由图8可知,此次降水过程的拟合曲线较 Zhang 等^[14]的曲线斜率偏小,即在 λ 相同的情况下

对应的 μ 和 D_m 更大,说明此次降水过程雨滴直径更大;相比 Chang 等^[16]的拟合曲线,在 $3<\mu<6$ 时雨滴直径基本一致,其他情况下雨滴直径均更大;由于地理位置接近且降水类型一致,因此此次过程的拟合曲线与陈子健等^[15]的拟合曲线相似。

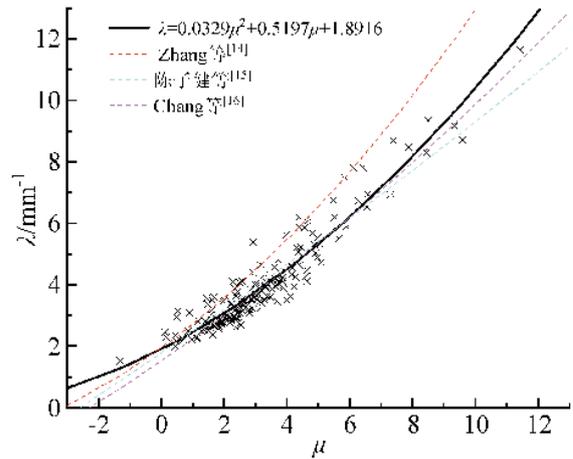


图8 $\mu-\lambda$ 分布和拟合曲线

3.3 降水动能与 R 和 D_m 的关系

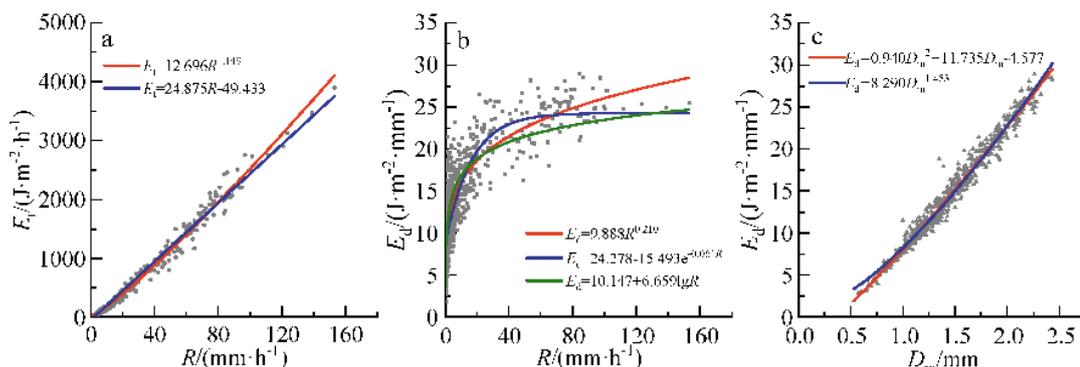
多数关于降水动能的研究都是基于单一物理量或单一拟合关系的。本文采用非线性最小二乘法得到 E_r-R 、 E_d-R 和 E_d-D_m 的经验关系,并分析了不同拟合关系的性能优劣。

E_r-R 和 E_d-R 分布及其拟合关系分别如图9a、9b所示。由图9a可知,与线性拟合相比,幂函数拟合曲线不论 R 大或小均能表现出更好的性能。图9b显示,幂函数性能表现同样更为出色。 E_d 随 R 的增加而增加,但增幅随 R 增大而减小。当 $R>90$ mm/h 时,基本稳定于 $20\sim 25$ J/(mm²·mm),这种现象对应于雨滴碰并和破碎过程接近平衡的状态,雨滴的 D 和 V 几乎保持恒定, R 的增加主要得益于 N_T 的增加^[17]。表1给出了 E_r-R 和 E_d-R 在不同拟合关系下的系数(a 、 b 、 c)、相关系数(r)以及均方根误差($RMSE$)和归一化均方根误差($NRMSE$)。针对 E_r-R 分布,尽管幂函数和线性拟合的相关性均很好,但是幂函数具有更低的 $RMSE$ 和 $NRMSE$ 。

如图9c所示,采用二阶多项式和幂函数拟合分别得到 E_d-D_m 经验关系。表1同样给出了 E_d-D_m 的经验关系系数和统计参数,二阶多项式拟合具有更小的 $RSME$ 和 $NRSME$ 。

3.4 $Z-R$ 关系

汪学渊等^[38]、黄兴友等^[39]通过地面雨滴谱资料计算得到 $Z-R$ 关系,以提高雷达定量估测降水准确

图9 E_T-R (a)、 E_d-R (b)和 E_d-D_m (c)分布及拟合曲线表1 E_T-R 、 E_d-R 和 E_d-D_m 经验关系系数及统计参数

拟合关系	统计参数				
	a	b	c	r	RMSE NRMSE
E_T-R					
$E_T=aR^b$	12.696	1.149	/	0.989	15 63.497 0.016
$E_T=aR+b$	24.75	-49.433	/	0.985	68 72.965 0.019
E_d-R					
$E_d=aR^b$	9.888	0.21	/	0.762	17 2.884 0.107
$E_d=a+be^{-R}$	24.27	15.493	0.061	0.759	58 2.899 0.107
$E_d=algR+b$	6.659	10.147	/	0.722	19 3.117 0.116
E_d-D_m					
$E_d=aD_m^2+bD_m+c$	0.94	11.735	-4.577	0.976	16 0.913 0.033
$E_d=aD_m^b$	8.290	1.453	/	0.974	6 0.942 0.035

性。目前业务雷达系统采用标准关系式 $Z=300R^{1.4}$ 定量估测降水。本文采用最小二乘法拟合本次降水过程雨滴谱 $Z-R$ 关系:

$$Z=450.3R^{1.23} \quad (8)$$

与标准关系进行对比,当 $R < 20$ mm/h 时,两者较为一致;但 R 较大时则差别明显,标准关系拟合曲线位于最小二乘法拟合曲线上侧,表明给定 Z 时估测的 R 值偏小,即低估降水强度,不适用于此次极端降水过程。在实际预报中也确实出现了降水落区预报准确,但是量级预报偏小的情况。寻求一个适合的 $Z-R$ 关系,对于改进局部地区特定季节降水的估测、提高雷达估测降水精度十分必要。

4 结论

通过分析 2021 年 7 月 11 日山西晋城一次暴雨过程雨滴谱资料,得到如下结论:

(1) R 与 N_T 和 D_{max} 的关系极为密切,三者随时间变化趋势基本一致。雨滴粒子尺度分布以双峰和多峰结构为主,峰值主要在 0.5 mm 左右;各时段都在 1.375 mm 处出现峰值,强降水阶段在 2.75 mm

处均出现不明显的峰值。 $D < 1.0$ mm 的小雨滴对 N_T 的贡献为 71.47%,对 R 贡献仅为 7.46%; $D > 2.0$ mm 的雨滴占 3.8%,对 R 的贡献率达到 52.8%。 V 主要集中在 2~5 m/s,极值位置对应 D 和 V 分别为 1.375 mm 和 4.4 m/s。0.437 mm $\leq D < 1.187$ mm 时,平均速度与经验曲线对应速度基本一致,其他情况下均有不同程度波动。

(2) Gamma 分布参数 N_0 、 μ 和 λ 随时间变化趋势一致,降水前期和后期起伏较大;强降水阶段,各值起伏变化较平缓。对降水相对层云降水具有更大的 D_m 、 $\lg N_w$ 和分布谱宽。与国外经典对流云滴谱相比,此次降水过程既非海洋对流系统也非大陆对流系统。 D_m 的增大伴随着 R 的快速增长,并在大雨强时趋于稳定; $\lg N_w$ 与 R 的指数关系不明显,其变化范围随着 D_m 的增加而减小。采用二项式函数可以得到更适合本地的 $\mu-\lambda$ 拟合关系。

(3) 通过降水动能关系分析, E_T-R 和 E_d-R 幂函数拟合性能更优, E_d-D_m 二阶多项式拟合效果更好。

(4) 采用最小二乘法对 $Z-R$ 关系进行拟合,当 $R < 20$ mm/h 时,拟合关系与经典关系较为一致,但 R 较大时经典关系会低估低涡类暴雨雨强。

参考文献:

- [1] 申高航,高安春,李君.雨滴谱及双偏振雷达等资料在一次强降水过程中的应用[J].气象,2021,47(6):737-745.
- [2] 张祖熠,杨莲梅.伊宁春季层状云和混合云降水的雨滴谱统计特征分析[J].沙漠与绿洲气象,2018,12(5):16-22.
- [3] 赵城城,张乐坚,梁海河,等.北京山区和平原地区夏季雨滴谱特征分析[J].气象,2021,47(7):830-842.
- [4] 杨涛,张祖熠,杨莲梅.基于雨强分级的乌鲁木齐雨滴谱特征研究[J].沙漠与绿洲气象,2022,16(4):64-71.
- [5] 周黎明,王庆,李芳.山东不同天气系统下暴雨雨滴谱特征分析[J].自然灾害学报,2017,26(6):217-223.
- [6] 陈磊,陈宝君,杨军,等.2009—2010 年梅雨锋暴雨雨滴谱特征[J].大气科学学报,2013,36(4):481-488.

- [7] 江新安,王敏仲.伊犁河谷汛期一次短时强降水雨滴谱特征分析[J].沙漠与绿洲气象,2015,9(5):56-61.
- [8] TOKAY A,SHORT D A.Evidence from tropical raindrop spectra of the origin of rain from stratiform versus convective clouds[J].Journal of Applied Meteorology and Climatology,1996,35(3):355-371.
- [9] CARACCILO C,PRODI F,BATTAGLIA A,et al.Analysis of the moments and parameters of a gamma DSD to infer precipitation properties: A convective stratiform discrimination algorithm [J].Atmospheric Research,2006,80(2-3):165-186.
- [10] NZEUKOU A, SAUVAGEOT H, OCHOU A D, et al. Raindrop size distribution and radar parameters at Cape Verde[J].Journal of Applied Meteorology and Climatology,2004,43(1):90-105.
- [11] 林文,林长城,李自良,等.登陆台风麦德姆不同部位降水强度及谱特征[J].应用气象学报,2016,27(2):239-248.
- [12] BRINGI V N, CHANDRASEKAR V, HUBBERT J, et al.Raindrop size distribution in different climatic regimes from disdrometer and dual-polarized radar analysis[J].Journal of the Atmospheric Sciences,2003,60(2):354-365.
- [13] BRINGI V N,WILLIAMS C R,THURAI M,et al.Using dual-polarized radar and dual-frequency profiler for DSD characterization:a case study from Darwin,Australia [J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology,2009,26(10):2107-2122.
- [14] ZHANG G F,VIVEKANANDAN J,BRANDES E A,et al. The shape-slope relation in observed Gamma raindrop size distributions: statistical error or useful information? [J].Journal of Atmospheric and Oceanic Technology,2003,20(8):1106-1119.
- [15] 陈子健,胡向峰,陈宝君,等.河北省中南部暴雨雨滴谱特征[J].干旱气象,2019,37(4):586-596.
- [16] CHANG W Y,WANG T C C,LIN P L.Characteristics of the raindrop size distribution and drop shaperelation in typhoon systems in the Western Pacific from the 2D video disdrometer and NCU C-bandpolarimetricradar[J].Journal of Atmospheric and Oceanic Technology,2009,26(10):1973-1993.
- [17] WEN L, ZHAO K, ZHANG G F, et al. Statistical characteristics of raindrop size distributions observed in East China during the Asian summer monsoon season using 2-D video disdrometer and micro rain radar data[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres,2016,121(5):2265-2282.
- [18] ZENG Y,YANG L M,ZHOU Y S,et al.Characteristics of orographic raindrop size distribution in the Tianshan Mountains,China [J].Atmospheric Research,2022,278-290.
- [19] SEELA B K,JANAPATI J,LIN P L,et al.Raindrop size distribution characteristics of the western Pacific tropical cyclones measured in the Palau islands [J].Remote Sens,2022,14:470.
- [20] JANAPATI J,SEELA B K,LIN P L,et al.Microphysical features of typhoon and non-typhoon rainfall observed in Taiwan,an island in the northwestern Pacific[J].Hydrology and Earth System Sciences,2021,25:4025-4040.
- [21] ROSENFELD D,ULBRICH C W.Cloud microphysical properties,processes,and rainfall estimation opportunities [J].Meteorological Monographs,2003,30(52):237-258.
- [22] 闫慧,赵桂香,董春卿,等.集合预报方法在山西暴雨预报中的应用试验[J].干旱气象,2017,(2):321-329.
- [23] 王振华,戴有学,郝寿昌.基于暴雨强度公式对山西暴雨空间分布的分析[J].暴雨灾害,2018,37(6):528-533.
- [24] 闫慧,赵桂香.山西一次持续暴雨天气过程诊断与集合预报检验[J].干旱气象,2020,38(1):137-147.
- [25] 张丽花,延军平,陈利民.近52年山西暴雨气候变化特征分析[J].自然灾害学报,2014,23(4):142-148.
- [26] TOKAY A, BASHOR P G. An experimental study of small-scale variability of raindrop size distribution [J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology,2010,49(11):2348-2365.
- [27] 金祺,袁野,纪雷,等.安徽滁州夏季一次飑线过程的雨滴谱特征[J].应用气象学报,2015,26(6):725-734.
- [28] ATLAS D, SRIVASTAVA R C, SEKHON R S. Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence[J].Reviews of Geophysics,1973,11(1):1-35.
- [29] JAFFRAIN J,BERNE A.Experimental quantification of the sampling uncertainty associated with measurements from parsiveldisdrometers[J].Journal ofHydrometeorology,2011,12(3):352-370.
- [30] 冯婉悦,王智敏,杨莲梅,等.乌鲁木齐两种类型降水的雨滴谱特征[J].沙漠与绿洲气象,2021,15(3):55-61.
- [31] CHEN B J, YANG J, PU J P. Statistical characteristics of raindrop size distribution in themeiyu season observed in Eastern China [J].Journal of the Meteorological Society of Japan,2013,91(2):215-227.
- [32] ULBRICH C W.Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution [J].Journal ofClimate and Applied Meteorology,1983,22(10):1764-1775.
- [33] 郑娇恒,陈宝君.雨滴谱分布函数的选择:M-P和Gamma分布的对比研究[J].气象科学,2007,27(1):17-25.
- [34] 濮江平,张伟,姜爱军,等.利用激光降水粒子谱仪研究

- 雨滴谱分布特性[J].气象科学,2010,30(5):701-707.
- [35] KINNELL P I A. Rainfall intensity -kinetic energy relationships for soil loss prediction I [J].Soil Science Society of America Journal,1981,45(1):153-155.
- [36] 林文,牛生杰.宁夏盛夏层状云降水雨滴谱特征分析[J].气象科学,2009,(1):97-101.
- [37] 牛生杰.云降水物理研究[M].北京:气象出版社,2012.
- [38] 汪学渊,阮征,李效东,等.雨滴谱仪与风廓线雷达反射率对比试验[J].气象,2016,42(1):107-114.
- [39] 黄兴友,印佳楠,马雷,等.南京地区雨滴谱参数的详细统计分析及其在天气雷达探测中的应用[J].大气科学,2019,43(3):691-704.

Raindrop size distribution Characteristics of “7·11” Rainstorm in Jincheng, Shanxi

GE Lili¹, LYU Guozhen², ZHAO Guixiang³, LI Yajun¹, GUO Dong²

(1. Shanxi Meteorological Information Center, Taiyuan 030006, China;

2. Shanxi Meteorological Service Center, Taiyuan 030002, China;

3. Shanxi Meteorological Observatory, Taiyuan 030006, China)

Abstract Based on the observation data of precipitation phenomometer, the raindrop size distribution (DSD) characteristics of a rainstorm on July 11, 2021 in Jincheng, Shanxi were analyzed. The results show that the variation trends of number concentration, rainfall intensity and the maximum diameter with time were generally consistent. The frequency percentage patterns and the quality percentage patterns of different raindrop diameter classes presented obvious bimodal or trimodal structure. The small raindrops with diameter less than 1.0mm were the main raindrops of the rainstorm process but contributed only 7.46% to rainfall intensity, while large raindrops with diameter of 1.0~3.0mm contributed 77.44% to rainfall intensity. The falling velocity was mainly concentrated in the range of 2~5 m/s. N_0 , μ and λ of Gamma distribution changed gently with time when rainfall intensity was greater than 20mm/h, the average rates of change were 6.2%, 46.7% and 18.0%. $\lg N_w - D_m$ distribution showed that the low-vortex rainstorm was neither continental convection nor maritime convection. There was a good binomial relation between μ and λ , the correction coefficient was 0.901. The power function had better fitting performance for $E_i - R$ and $E_d - R$ of precipitation kinetic energy, and the binomial function worked better for $E_d - D_m$. The least square method was used to obtain the $Z - R$ fitting relationship, and the estimation effect was better than that of the classical $Z - R$ relationship when $R \geq 20$ mm/h.

Key words raindrop size distribution; Gamma distribution; low -vortex rainstorm; rainfall kinetic energy; $Z - R$ relationship