

山东夏季两次极端雨强暴雨雨滴谱特征研究

王俊^{1, 2} 姚展予³ 侯淑梅⁴ 王洪^{1, 2} 张秋晨^{1, 2} 龚佃利^{1, 2}

1 山东省气象防灾减灾重点实验室, 济南 250031

2 山东省人民政府人工影响天气办公室, 济南 250031

3 中国气象局人工影响天气中心中国气象局云雾物理重点开放实验室, 北京 100081, 北京 100081

4 山东省气象台, 济南 250031

摘要 利用 Thies 激光雨滴谱仪观测的两次极端雨强暴雨雨滴谱资料, 结合 CINRADA/SA 多普勒雷达观测资料, 分析了极端雨强对流降水雨滴谱和积分参数特征、以及地面雨滴谱的形成机制, 主要结论为:

(1) 两次过程都是受副热带高压外围西南气流与西风槽共同影响, 具有高温高湿的特点, 有利于强降水的产生。(2) 强对流降水(雨强 $R > 20 \text{ mmh}^{-1}$) 雨滴谱参数 $\lg N_w$ 、 D_0 与雨强 R 关系显示, 2015 年 8 月 3 日参数 D_0 随着 R 增大很快增大, 线性拟合线的斜率较大, $\lg N_w$ 随着 R 增大逐渐减小, 线性拟合线的斜率为负值; 2017 年 7 月 26 日 D_0 和 $\lg N_w$ 与 R 都是正相关, 但 D_0 和 $\lg N_w$ 随着 R 增大较缓慢地增大, 线性拟合线的斜率较小。强对流降水雨滴浓度 N_T 与雨强 R 之间的关系可以用幂函数拟合, 8 月 3 日有较大系数和较小指数, 7 月 26 日有较小系数和较大指数。(3) 不同雨强的对流降水平均雨滴谱特征显示, 8 月 3 日随着雨强增大 ($R > 50 \text{ mmh}^{-1}$), 直径 1-3mm 中小粒子数密度相差不大, 直径 3-6mm 大雨滴的粒子数密度明显增大, 对流降水 $Z-R$ 关系有较大指数 (1.61); 7 月 26 日随着雨强增大各直径档的粒子数密度基本同时增大, 对流降水 $Z-R$ 关系有较小指数 (1.25)。综合各种参数与雨强关系和平均雨滴谱分布特征判断, 8 月 3 日强对流降水雨滴谱属于典型的尺寸控制雨滴谱特征, 而 7 月 26 日对流降水属于浓度-直径混合控制的雨滴谱特征。(4) 雨滴谱归一化 Gamma 函数参数 N_w-D_0 分布显示, 两次对流降水都具有典型大陆性对流降水雨滴谱特征, 对流降水主要属于冰相对流降水雨滴谱, 但 8 月 3 日过程有较多雨滴谱属于冰相-暖雨混合对流降水雨滴谱特征。

关键词 雨滴谱 极端雨强 尺寸控制 浓度-直径混合控制

文章编号 中图分类号 P401 **文献标识码** A

doi: doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2201.2110

1 引言

极端雨强(雨强大于 200 mmh^{-1})出现的频率不大, 但对观测设备的观测范围、遥感观测、工程设计、特别是航空航天都有重要影响。我国气象学者在暴雨的多尺度作用机理和预报方法与技术方面取得了循序渐进的研究进展, 并开始了暴雨微物理特性的观测分析(罗亚丽等, 2020)。因此, 深入研究暴雨的微物理特征和形成机制, 对于认识暴雨的多尺度作用机理有积极意义。

数值模拟研究雨滴谱形成发现, 当碰并、碰撞-破碎、蒸发达到平衡状态时会出现双峰或三峰的平衡雨滴谱 (Low and List, 1982; Hu and Srivastava, 1995; McFarquhar, 2004; Straub et al, 2010; Prat

收稿日期 2021-6-23; **网络与出版日期**

作者简介 王俊, 男, 1966 年出生, 正研级高级工程师, 研究方向为云降水物理与人工影响天气。
E-mail: wangjun818@sohu.com

通讯作者 姚展予, E-mail: yaozy@cma.gov.cn

资助项目 国家重点研发计划项目 2018YFC1507901, 山东省气象局课题(2012sdqx12)

Funded by National Key R&D Program of China (Grant 2018YFC1507903), Shandong Meteorological Bureau Program (Grant No. 2012SDQX12)

33 et al., 2012), 但不同方案模拟结果给出的峰值位置有小的差异。统计结果显示自然降水中平衡雨滴谱
34 几乎只在对流降水出现(D'Adderio et al., 2015; D'Adderio and Porcù, 2018), 出现的几率最多在 7%左右,
35 主要发生在雨强为 5~70 mmh⁻¹ 之间的对流降水中, 雨强在 20~40 mmh⁻¹ 之间平衡雨滴谱出现的频率
36 最大。另外, 有关研究显示(Uijlenhoet et al., 2003; Steiner et al., 2004), 根据雨滴谱分布特征可以将
37 雨滴谱分为浓度控制(number controll)、尺寸控制(size controll)和尺寸与浓度混合控制(number and
38 size mixture controll)三类。以碰并、碰撞-破碎为主要机制的暖雨强降水中, 容易出现浓度控制的平衡
39 雨滴谱分布(Hodson, 1986; Zawadzki and Antonio, 1988; Hu and Srivastava, 1995; Steiner et al., 2004;
40 Friedrich et al., 2016; Murata et al., 2020)。更多研究表明随着雨强增大, 平均谱在较大粒子端斜率是
41 逐渐增大的(Tokay and Short, 1996; Caracciolo et al., 2006; 陈磊等, 2013; Yu et al., 2014; Park et al.,
42 2017; Seela et al., 2017; Wu and Liu, 2017; Ma et al., 2020; Luo et al., 2020), 这类雨滴谱属于尺
43 寸控制或者尺寸与浓度混合控制。

44 Blanchard and Spencer (1970)测量了 190~1900 mmh⁻¹ 人工造雨 (artificial rain column, 下落 60m)
45 的雨滴谱分布特征, 显示一定范围雨强之间的雨滴谱形状类似, 如 190 和 410 mmh⁻¹、1500 和 1900 mmh⁻¹
46 雨强的雨滴谱形状类似, 但两类雨强的雨滴谱形状有较明显差异。Willis and Tattelman(1989)利用机载
47 设备观测 450m 高度的雨滴谱, 发现随着雨强增大, 直径 2.0-4.0mm 雨滴的数密度逐渐增大, 这一直径
48 范围的曲线斜率逐渐变小。西藏林芝地区一次最大雨强 370 mmh⁻¹ 的对流降水雨滴谱显示 (Porcù et al., 2014),
49 最大雨强是由所有直径的粒子数密度增加所导致的。Uijlenhoet et al. (2003) 分析了两次最大
50 雨强分别为 492 mmh⁻¹ 和 284 mmh⁻¹ 的极端雨强雨滴谱特征, 结果显示雨强和反射率因子成正比, 最
51 大雨强前后中值体积直径 D_0 变化很小, 但雨滴浓度变化较大。有限的试验和外场观测观测结果显示极
52 端雨强情况下, 雨强的增大可以由所有直径的粒子数密度同时增加所致, 也可以主要由一定直径范围的
53 粒子数密度显著增加所引起。

54 Bringi et al. (2003) 利用赤道附近、以及海洋到陆地的不同气候区归一化 Gamma 谱的截距参数和
55 中值体积直径 ($N_w - D_0$) 分布特征, 将对流性降水分为海洋性和大陆性两类, 强调了“大陆”与“海洋”
56 对流降水之间云微物理特征的差异。Dolan et al.(2018) 利用更长时间和更大范围的数据资料, 将不同纬
57 度降水的雨滴谱参数 ($N_w - D_0$) 空间分成 6 类, 并将每一类与形成它们的微物理过程联系起来。其中对流
58 降水雨滴谱包括四类, 第 1 类冰相-暖雨混合降水中哪种过程占主导地位决定地面雨滴谱的分布特征。
59 第 6 类冰相对流降水的主要微物理过程是强上升气流导致霰或者冰雹的产生, 冰粒子靠近地面融化而产生
60 大雨滴, 平均雨滴谱的 Gamma 谱形状因子是负值。

61 目前, 国内不同地区降水雨滴谱特征的研究逐渐增多(Chen et al., 2017; Wu et al., 2017; Wen et al., 2019;
62 黄兴友等, 2019; 崔云扬等, 2019; 王洪等, 2020; 王俊等, 2021; Wang et al., 2021), 但对极端雨强
63 雨滴谱特征的研究还很少。2015 年 8 月 3 日一次强中尺度对流系统发生在山东济南附近, 济南观测点
64 雨滴谱资料计算的 1min 最大雨强和累积雨量分别为 406.7 mmh⁻¹ 和 121.6mm。2017 年 7 月 26 日中尺度
65 对流系统出现在山东鲁中地区, 蒙阴观测点 1min 最大雨强和累积雨量分别为 390.6mmh⁻¹ 和 90.3mm。
66 本文利用这两次短时暴雨过程观测资料, 重点分析极端雨强对流降水的雨滴谱和积分参数特征、推断地
67 面雨滴谱的形成机制, 为雷达定量估测降水和数值模拟该类极端降水过程提供参考。

68 2 资料和方法

69 两台 Thies 型激光雨滴谱仪分别于 2011 年 11 月、2014 年 6 月安装在济南市 (36° 41' N, 117° 32'
70 ' E) 和山东蒙阴 (35° 42' N, 117° 56' E), 该设备主要特点参见 Frasson et al. (2011) 的介绍。
71 Angulo-Martínez et al. (2018) 对比了 Thies 和 Parsivel² (第二版本) 两种类型雨滴谱仪的观测数据, 发
72 现在所有降水积分参数上两者都有显著差异, 这些差异随着雨强的增大而增大。同一类型设备之间差异
73 较少, 同一位置的 Thies 雨滴谱仪显示出非常相似的观测结果 (Guyot et al., 2019)。但 Thies 和 Parsivel

74 两种雨滴谱仪观测的累积雨量都比称重式雨量计的观测结果低 (Johannsen et al.,2020)。雨滴谱仪观测
 75 资料需要进行质量控制才能进一步使用, Angulo-Martínez et al (2018) 和 Guyot et al (2019) 去除偏离
 76 经验雨滴落速-直径±50%的粒子, 王俊等 (2016) 试验发现去除偏离经验雨滴落速-直径±60%的粒子
 77 后, 雨滴谱仪计算的雨强与自动站观测结果较为一致。本文质量控制采用±60%作为标准来去掉偏离经
 78 验雨滴落速-直径的雨滴。另外, 第 22 档是直径大于 8mm 的特大粒子, 本文也去掉不考虑。

79 多普勒天气雷达资料 (CINRADA/SA) 位于济南 (36° 48' 10"N, 116° 46' 51"E; 站号 9531)、滨
 80 州 (37° 20' 60"N, 117° 58' 41"E; 站号 9543) 和临沂 (35° 15' 00"N, 118° 25' 12"E; 站号 9539), 济
 81 南激光雨滴谱仪距离济南和滨州雷达站的距离分别为 22.3km、114.5km, 蒙阴雨滴谱仪距离临沂雷达站
 82 的距离为 68.1km。

83 利用雨滴谱仪观测资料, 雨滴尺度谱可以用以下公式计算得到:

$$84 \quad N(D_j) = \sum_{i=1}^{20} \frac{n_{ij}}{A_r \cdot \Delta t \cdot V_i \cdot \Delta D_j} \quad (1)$$

85 A_r (m^2) 和 Δt (s) 分别是 Thies 激光雨滴谱仪取样面积和取样时间, 分别为 $4.56 \cdot 10^{-3} m^2$ 和 60s, n_{ij} (个
 86 /60s) 是第 j 个直径通道、第 i 个速度通道的雨滴浓度, V_i (ms^{-1}) 是第 j 个直径通道、第 i 个速度通道对
 87 应的雨滴落速, ΔD_j (mm) 是第 j 个直径通道的宽度, $N(D_j)$ ($m^{-3}mm^{-1}$) 是第 j 个直径通道 D_j 至 $D_j + \Delta$
 88 D_j 之间的雨滴数浓度。

89 目前, 常用的雨滴谱归一化 Gamma 函数分布公式 (Willis,1984; Testud et al., 2001) 为:

$$90 \quad N(D) = N_w f(\mu) \left(\frac{D}{D_m} \right)^\mu \exp \left[- (4 + \mu) \frac{D}{D_m} \right] \quad (2)$$

$$91 \quad \text{其中 } N_w = \frac{4^4}{\pi \rho_w} \left(\frac{W}{D_m^4} \right) \quad (3)$$

$$92 \quad f(\mu) = \frac{6}{4^4} \frac{(4 + \mu)^{\mu+4}}{\Gamma(4 + \mu)} \quad (4)$$

$$93 \quad D_m = \frac{M_4}{M_3} \quad (5)$$

$$94 \quad W = \frac{\pi}{6} \times 10^{-3} \rho \sum_{j=1}^{22} \sum_{i=1}^{20} D_j^3 \frac{n_{ij}}{A \cdot \Delta t \cdot V_i} \quad (6)$$

95 W 是雨水含量 (gm^{-3}), ρ 是水的密度 ($1gcm^{-3}$), μ 为形状因子 (无量纲参数)。 D_m 是平均质量加权
 96 直径 (mm), N_w 是归一化 Gamma 分布的截距参数 (m^3mm^{-1}), 是雨滴浓度的度量。 M_3 、 M_4 分别是第
 97 3、4 阶矩, 第 n 阶矩定义为:

$$99 \quad M_n = \int_0^{\infty} N(D) D^n dD \quad (7)$$

100 本文利用中值体积直径 D_0 代替体积权重平均直径 D_m (Bringi et al., 2003), D_0 的定义为:

$$101 \int_{D_{\min}}^{D_0} N(D) \cdot D^3 \cdot dD = \int_{D_0}^{D_{\max}} N(D) \cdot D^3 \cdot dD \quad (8)$$

102 D_{\min} 和 D_{\max} 分别是雨滴最小和最大直径 (mm)。Nw 采用如下公式计算 (Thompson et al., 2015) :

$$103 N_w = \frac{3.67^4 \left(\frac{10^3 W}{D_0^4} \right)}{\pi \rho_w} \quad (9)$$

104 另外, 雨滴总浓度 N_T (m^{-3})、雨强 R (mmh^{-1}) 和雷达反射率因子 Z ($\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$) 也可以利用雨滴谱
105 资料分别计算得出:

$$106 N_T = \sum_{j=1}^{22} \sum_{i=1}^{20} \frac{n_{ij}}{A_r \cdot \Delta t \cdot V_i} \quad (10)$$

$$107 R = 6\pi \times 10^{-4} \sum_{j=1}^{22} \sum_{i=1}^{20} D_j^3 \frac{n_{ij}}{A_r \cdot \Delta t} \quad (11)$$

$$108 Z = \sum_{j=1}^{22} \sum_{i=1}^{20} D_j^6 \frac{n_{ij}}{A_r \cdot \Delta t \cdot V_i} \quad (12)$$

109

110 3 天气背景和雷达回波演变

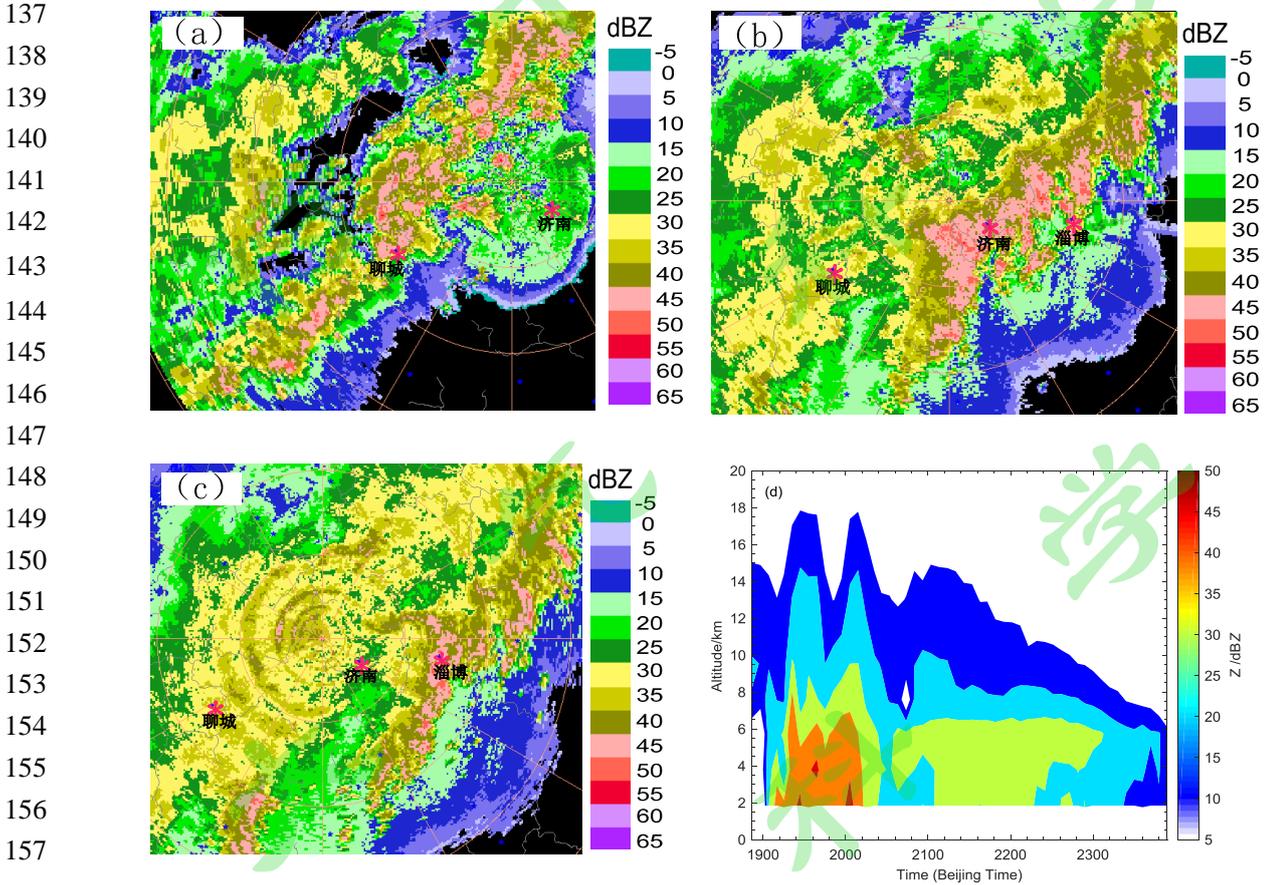
111 3.1 2015 年 8 月 3 日个例 (个例一)

112 2015 年 8 月 3 日 08 时 (北京时, 下同) 588dagpm 线从长江中下游地区经苏鲁交界 (35°N 附
113 近) 延伸到朝鲜半岛南部 (图略), 山东省处于副热带高压 (简称副高) 外围的西南气流区, 500hPa 东
114 北冷涡位于内蒙古东北部, 高空槽从冷涡中心 ($119.5\text{E}, 51.5\text{N}$) 向西南方向伸到河套地区。受高空槽
115 和副高外围暖湿气流共同影响, 山东省中西部在午后出现强对流天气。08 时济南探空图显示 (图略),
116 沙氏指数、抬升指数和 K 指数分别为 -5.88°C 、 -4.15°C 和 43°C , CAPE、CIN 分别为 780.5J/kg 、 154.5J/kg ,
117 有利于产生强对流天气。 0°C 和 -20°C 层分别为 5.0km 和 8.7km , 较高, 不利于冰雹的产生。综合来看,
118 此次天气过程有利于出现强降水和雷暴大风。

119 8 月 3 日 14:46 雷达回波是分散的、孤立的对流回波, 向东偏北移动过程逐渐减弱并在 16:42 形成
120 层状云回波, 同时在层状回波的前侧有新的对流生成, 但还没有形成有组织的回波带 (图略)。17:41
121 时带状强回波已经形成 (图 1a), 大于 40dBZ 回波区长度超过 400km, 最大反射率因子为 56dBZ, 回波
122 顶高超过 15.0km。回波向东北方向移动, 19:43 带状回波右侧部分在济南雨滴谱仪附近发展加强, 形成
123 较大范围大于 45dBZ 的强回波区 (图 1b), 同时后面的层状回波也有发展加强, 形成较大范围且连续的
124 大于 30dBZ 回波区。20:30 雨滴谱仪处于对流和层状降水之间的过渡区 (图 1c), 以后层状回波继续发
125 展, 形成更大范围的层状回波区, 在雨滴谱仪处产生较长时间降水。

126 图1d是雨滴谱仪观测站上空反射率因子的高度-时间剖面 (利用滨州雷达观测资料绘制)。对流云
127 40dBZ的强回波顶高6.0km左右, 18dBZ回波顶高15.0km左右。存在两个大于45dBZ的强回波中心, 分别
128 在19:25和20:00前后。20:00的中心更强一些, 最大反射率为47dBZ并靠近地面。对流之后是很窄的弱回
129 波区, 回波强度在25-30dBZ之间, 这属于过渡区。20:40-23:10是主要的层状降水时段, 层状降水前期
130 (20:40-21:10)中低层(<6.0km)回波偏弱, 0°C 层亮带强度弱、厚度窄, 并且4.0km以下的回波小于30dBZ,

131 但18dBZ回波顶高较高。层状降水中后期（21:10-22:40），6.0km以下是回波较强的0℃层亮带，4.0km以下
 132 下回波也较强，18 dBZ回波顶高稳定一段时间后逐渐下降。经过雨滴谱仪观测点的对流回波已经处于减
 133 弱阶段，强回波已经接地，分析其上游最强回波地点反射率因子的高度-时间剖面（图略），垂直结果显
 134 示45dBZ强回波顶高7.0km，40dBZ的回波顶高约9.0km，比雨滴谱仪观测点附近的回波强盛。本次过程
 135 40dBZ的回波顶高约-20℃，45dBZ的强回波顶高约-10.8℃。指示云中有强烈的垂直运动，但没有大冰
 136 雹（Witt et al., 1998）。



159 图1 2015年8月3日济南新一代多普勒雷达组合反射率（单位：dBZ）：(a) 17:41、(b) 19:43、(c) 20:30、(d) 济南
 160 雨滴谱仪站点雷达反射率因子（单位：dBZ）高度-时间剖面

161 Fig. 1 Composite reflectivity of the 3 August 2015 at (a)17:41, (b)19: 43, (c)20:30, (d) height-time profiles of radar reflectivity
 162 at Jinan disdrometer station

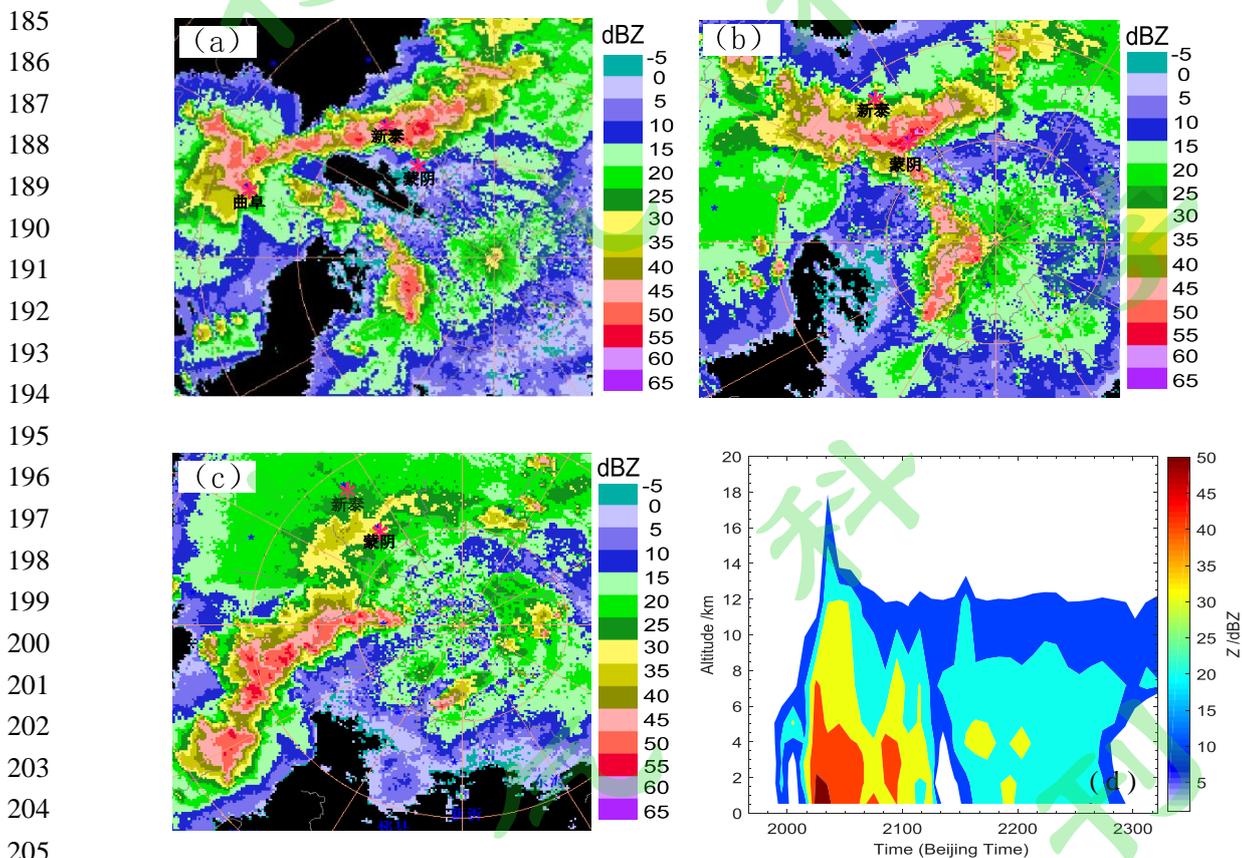
163 **3.2 2017年7月26日个例（个例二）**

164 2017年7月26日08时500hPa高空槽位于河北省西部、山西省北部到陕西省北部，588dagpm线从山东
 165 省南部、河南省北部向西南伸到四川省东部，山东省中部受副高与高空槽之间西南气流控制（图略）。
 166 850hPa从山西、河北省中部到山东省北部为切变线，河南到河北为 12ms^{-1} 的西南风低空急流。随着高空
 167 槽东移，700hPa以下副高减弱东退，14时地面倒槽控制山东省中西部地区，位于沿黄河一线的地面辐合
 168 线触发产生初始对流单体（图略）。08时徐州探空（图略）沙氏指数、抬升指数和K指数分别为 -1.04°C 、
 169 -2.93°C 和 28.5°C ，CAPE、CIN分别为 1773.8J/kg 、 7.9J/kg ，有利于产生强对流天气。0℃层高度5.7km，
 170 很高，不利于产生冰雹。

171 7月26日13:24时在济南附近有对流回波发展，回波向东移动，同时在鲁中山区的泰安、莱芜附

172 近不断有对流单体发展，19:10 时形成东北-西南向的对流带（图略），最大反射率因子 62dBZ，回波顶
 173 高超过 15.0km，此时在兖州-枣庄一带也有西北-东南向的对流带产生（图略），该回波带最大反射率因
 174 子 58dBZ。19:28 时两条对流带开始合并（图 2a），20:15 时合并的强回波区域呈东西向（图 2b），但回
 175 波是在经过蒙阴观测点以后才发展的更加强盛，蒙阴观测站以东的最大反射率因子 62dBZ，回波顶高超
 176 过 15.0km，而观测站上空的反射率因子为 52.5dBZ、顶高 13.2km。强回波移动方向偏东，由于列车效
 177 应导致蒙阴观测站强降水持续较长时间。21:27 时（图略）观测点处在减弱的强回波带和层状云区之
 178 间的过渡区，过渡区回波很弱，一般低于 25dBZ，此时层状云区也较弱，但处在发展加强阶段，经过蒙阴
 179 观测点时 35-40dBZ 较强回波的范围明显增大（图 2c）。

180 雨滴谱仪观测站上空反射率因子的高度-时间剖面（图 2d）显示，对流云 30dBZ 的强回波顶高约为
 181 12.0km 左右，20dBZ 回波顶高 15.0km 左右。存在两个大于 40dBZ 的强回波中心，分别在 20:20 和 20:56
 182 前后经过观测点。过渡区在低层的反射率因子小于 1dBZ，高层稍强一些。21:35-23:00 是层状降水时段，
 183 18 dBZ 回波顶高基本在 8.0km 左右，但 0℃层亮带存在时间不长。与个例一相比，该个例的对流降水
 184 和层状降水反射率因子强度和顶高都偏低。



206 图2 2017年7月26日临沂新一代多普勒雷达组合反射率（单位：dBZ）：(a) 19:28、(b) 20:15、(c) 21:50，(d) 蒙
 207 阴雨滴谱仪站点雷达反射率因子（单位：dBZ）高度-时间剖面

208 Fig. 2 Composite reflectivity of the 26 July 2017 at (a)19:28, (b)20:15, (c)21:50, (d) height-time profiles of radar reflectivity
 209 at Mengyin disdrometer station

210 4 雨滴谱和积分参数分布特征

211 4.1 雨滴谱积分参数时间序列

212 4.1.1 2015年8月3日个例

213 图3是雨滴谱 $N(D)$ 和积分参数随时间的演变。19:03-20:22属于对流降水 C ($R>10.0\text{mmh}^{-1}$)，又可分为
 214 为两个阶段，第一阶段19:03-19:47，极大雨强分别为183.5 (19:22)、214.2 (19:30) mmh^{-1} ；第二阶段

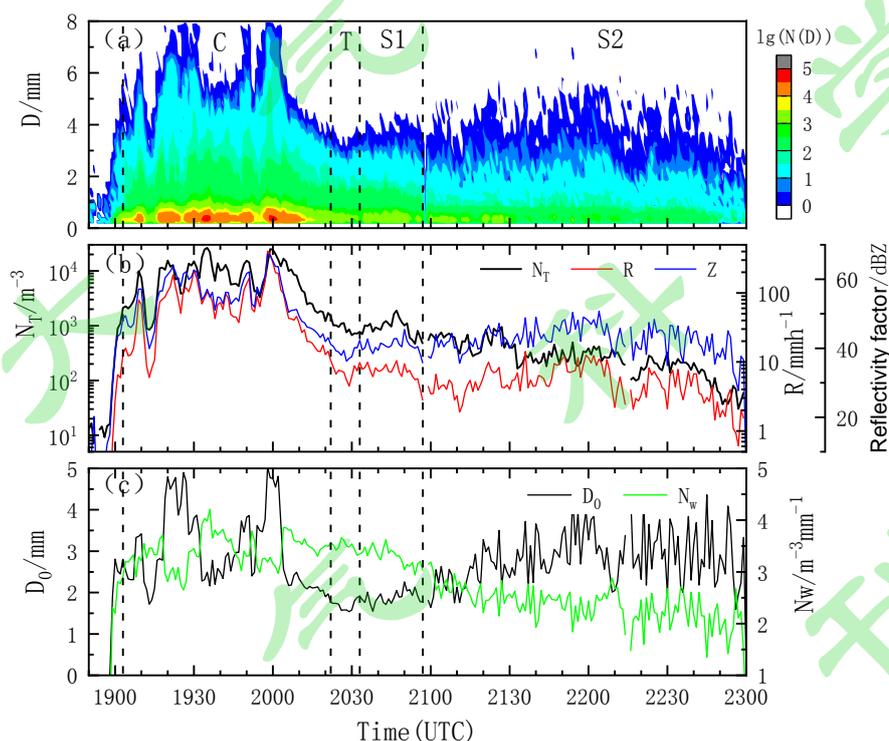
215 19:48-20:22, 最大雨强为 406.1 mmh^{-1} , 出现在19:58。20:25-20:33是短暂的过渡区, 雨强在 $5-10 \text{ mmh}^{-1}$
 216 之间。层状降水又分为S1 (20:34-20:58) 和S2 (20:59-22:59) 两段, S1降水比较稳定, 0°C 层亮带很弱,
 217 雨强在 $5-10 \text{ mmh}^{-1}$ 之间; 而S2有较强的 0°C 层亮带, 雨强变化较大 (图1d)。

218 对流降水阶段, 直径小于 1 mm 小粒子的数密度高 (图3a), 主要在 $1000-60000 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$ 之间, 存在
 219 两个数密度大于 $60000 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$ 的高值区域, 一是在第一阶段的雨强减弱阶段19:34-19:36 (雨强在 $80-102$
 220 mmh^{-1} 之间), 直径 0.31mm 的粒子数密度最大 $85358 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$; 第二个小粒子数密度高值区出现在最大雨
 221 强 (19:58) 之后 2min , 直径 0.31mm 左右粒子的最大数密度超过 $70000 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$ 。1-3 mm中等尺寸粒子
 222 数密度主要在 $50-1000 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$ 之间, 其变化特征与小尺寸粒子的变化特征有类似之处, 第一阶段的雨
 223 强减弱阶段具有较大的数密度, 而第二阶段的极大雨强虽然远大于第一阶段, 但中等尺寸粒子的数密度
 224 并不大, 甚至略小。直径3-5 mm的大粒子和直径大于 5mm 的特大粒子的数密度在 $1-100 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$ 之间,
 225 与小和中等尺寸粒子的数密度演变特征明显不同, 第二阶段有更多的大和特大粒子。

226 层状降水的雨滴谱有较明显的差别, 层状云S1的小和中等尺寸粒子的数密度较高, 小粒子的数密
 227 度主要在 $500-5000 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$ 之间, 中等尺寸粒子的数密度在 $10-500 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$ 之间。而S2的小和中等尺寸
 228 粒子数密度偏低, 小粒子主要在 $100-2000 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$ 之间, 中等尺寸粒子的数密度在 $1-100 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$ 之间。
 229 S1具有较大的大粒子数密度, 一般在 $1-50 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$ 之间, 但最大粒子直径一般不超过 4.5mm , 而S2的大
 230 粒子数密度略小, 但最大粒子直径接近 6.0mm 。

231 过渡区雨滴谱特征与S1类似, 粒子数密度相差不大, 但最大粒子直径一般不超过 4.0mm , 谱宽最窄。

232
233
234
235
236
237
238
239
240
241
242
243
244
245
246
247
248
249
250



251 图3 2015年08月03日济南 (a) 雨滴谱 $N(D)$ (彩色阴影, 单位: $\text{m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$)、(b) 雨滴浓度 N_T (黑色线)、反射率因
 252 子 Z (蓝色线) 和雨强 R (红色线)、(c) 归一化 gamma 谱参数数 $\lg Nw$ (绿色线) 和 D_0 (黑色线) 时间序列

253 Fig. 3 Temporal evolution of DSDs and integrated parameters at Jinan (a) $N(D)$ (color shading), (b) raindrop concentration
 254 N_T (black line), reflectivity Z (blue line) and rain rate R (red line), (c) normalized gamma distribution parameters $\lg Nw$ (green
 255 line) and D_0 (black line) on 3 August 2015

256
 257 参数 Z 在对流阶段与 R 具有基本一致的演变趋势(3b), 极大雨强时对应极大的 Z 值, Z 大于 45dBZ ,
 258 最大为 67.4dBZ 。 N_T 与 R 的演变趋势稍有不同, 较大雨滴浓度不是出现在极大雨强时, 而是在雨强减
 259 弱阶段, 特别是最大雨滴浓度 26360 m^{-3} 出现在两个极大雨强峰值之间, 对应雨强只有 102.4 mmh^{-1} , 而

260 最大雨强时对应的雨滴浓度仅为 13772 m^{-3} 。在层状云降水阶段，参数 Z 与 R 也是具有基本一致的演变
 261 趋势，较大雨强时对应较大的 Z 值， Z 大于 30dBZ，最大为 50.7dBZ。 N_T 与 Z 的演变趋势不同，层状云
 262 S1 和过渡区具有较大的雨滴浓度，而层状云 S2 雨滴浓度偏小。

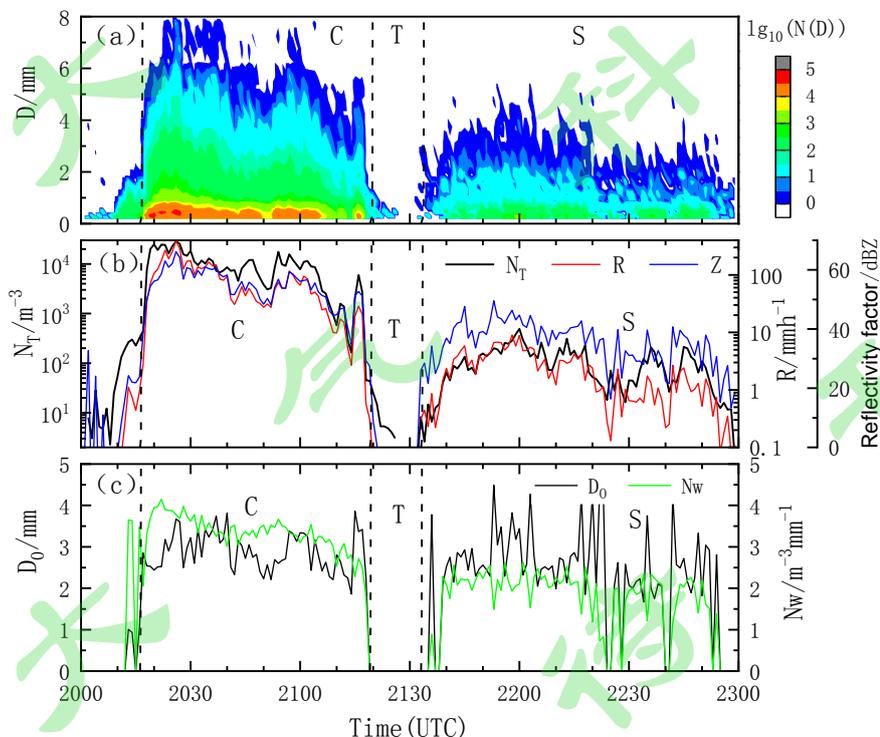
263 图 3c 是归一化 Gamma 函数参数 D_0 和 $\lg N_w$ 随时间的演变。对流降水的 D_0 变化较大，在 1.9-5.0mm
 264 之间，19:26 和 19:58 极大雨强附近的 D_0 值都超过 4.0mm。 $\lg N_w$ 数值在 2.6-4.2 之间，其变化趋势与
 265 D_0 基本相反。过渡区具有较大的 $\lg N_w$ 和较小的 D_0 。层状降水 S1 也是具有较大的 $\lg N_w$ 和较小的 D_0 ，
 266 但 D_0 是逐渐增大趋势， $\lg N_w$ 逐渐减小。S2 总的来看具有较小的 $\lg N_w$ 和较大的 D_0 ， D_0 随着雨强稍增
 267 大而略有增大，然后又略有减小，主要在 2-4mm 之间，而 $\lg N_w$ 的数值总的趋势由 3.0 左右逐渐减小
 268 2.0 左右。

269 **4.1.1 2017 年 7 月 26 日个例**

270 2017 年 7 月 26 日蒙阴强降水的对流和层状降水之间明显分离，因为过渡区在地面基本没有产生降
 271 水（图 4a）。结合新一代多普勒雷达回波演变特征分析，强降水也是分为两个阶段，第一阶段的对流降
 272 水在 20:18-20:50 之间，最大雨强 390.6 mmh^{-1} 出现在 20:26（图 4a），大于 200 mmh^{-1} 的极端雨强出现
 273 4min；第二阶段的对流降水出现在 20:51-21:17 之间，20:57 时最大雨强为 116.8 mmh^{-1} 。对流降水雨滴
 274 谱小粒子数密度高（图 4a），主要在 $500\text{-}60000 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$ 之间，第一阶段强降水（20:20-20:30）有高的
 275 小粒子数密度，数密度大于 $60000 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$ 的高值区域主要是 20:26、20:27 两分钟，对应最大雨强和其
 276 后一分钟，20:26 时直径 0.438mm 的粒子数密度最大 $75862 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$ 。1-3 mm 中等尺寸粒子数密度主要
 277 在 $50\text{-}1000 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$ 之间。直径 3-5 mm 大粒子的数密度在 $1\text{-}500 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$ 之间，直径大于 5mm 的特大
 278 粒子的数密度在 $1\text{-}50 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$ 之间，大和特大粒子的高数密度出现在最大雨强和之前的极端雨强中。

279 层状降水雨滴谱的粒子数密度偏低，小粒子主要在 $5\text{-}1000 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$ 之间，中等尺寸粒子数密度在
 280 $1\text{-}50 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$ 之间，大粒子在 $1\text{-}10 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$ 之间。与个例一层状降水雨滴谱相比，粒子数密度普遍偏低，
 281 最大粒子直径也偏小。

282
283
284
285
286
287
288
289
290
291
292
293
294
295
296
297
298
299



300 图 4 2017 年 7 月 26 日 (a) 雨滴谱 $N(D)$ (彩色阴影，单位： $\text{m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$)、(b) 雨滴浓度 N_T (黑色线)、反射率因子 Z (蓝
 301 色线) 和雨强 R (红色线)、(c) 归一化 gamma 谱参数数 $\lg N_w$ (绿色线) 和 D_0 (黑色线) 时间序列

302 Fig. 4 Temporal evolution of DSDs and integrated parameters at Mengyin (a) $N(D)$ (color shading), (b) raindrop concentration

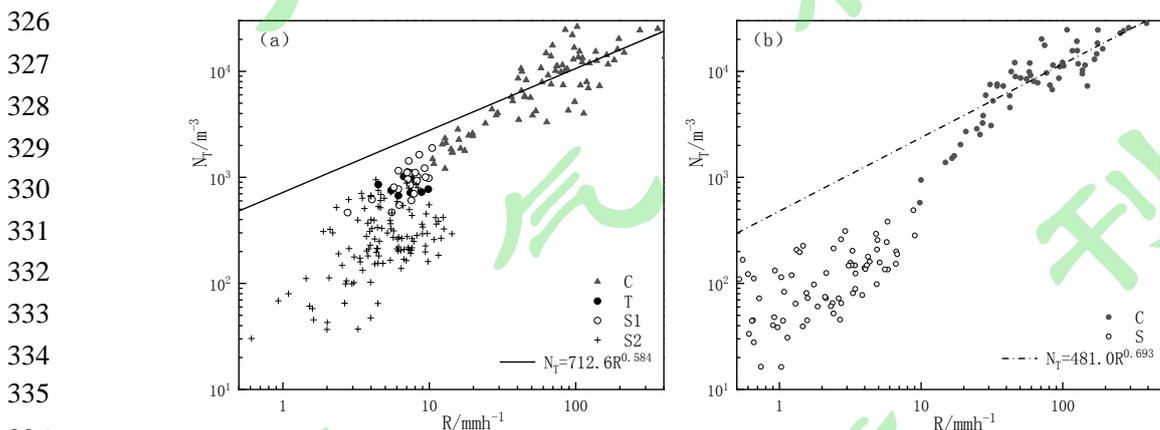
303 N_T (black line), reflectivity Z (blue line) and rain rate R (red line), (c) normalized gamma distribution parameters $\lg N_w$ (green
304 line) and D_0 (black line) on 26 July 2017

305
306 参数 Z 和 N_T 在对流阶段与 R 具有基本一致的演变趋势(图4b), 极大雨强时对应极大的 Z 和 N_T 值, 分
307 别为66.1dBZ和 28389 m^{-3} , 与个例一对流降水的参数演变相比, 该个例 Z 、 N_T 和 R 三者的相关性更好。在
308 层状云降水阶段, 参数 Z 和 N_T 与 R 也是具有基本一致的演变趋势, 但由于反射率因子 Z 显著受少量大雨滴
309 的影响, 所以 Z 的峰值与 N_T 的峰值并不完全对应。

310 图4c是归一化Gamma函数参数 $\lg N_w$ 、 D_0 随时间的演变。对流降水 D_0 变化较小, 在1.8-3.9mm之间。
311 $\lg N_w$ 数值主要在2.2-4.2之间, 其变化趋势与 D_0 基本相反。层状降水 D_0 在2.0-4.5mm之间, 随时间演变有
312 明显的起伏变化, 存在超过4.0mm的大值; $\lg N_w$ 数值较小, 主要在1.1-2.6之间。Uijlenho et al. (2003)给
313 出的 1958年5月13日降水个例最大雨强 492 mmh^{-1} , 其 D_0 在最大雨强前后有近似常数值, 雨强与雨滴浓
314 度成正比, 具有平衡雨滴谱特征(Hu and Srivastava, 1995), 本文分析的两次极端雨强降水个例的 D_0 有明
315 显差异, 个例一 D_0 和 N_T 在强降水时段有明显的起伏变化, 而个例二 D_0 和 N_T 在强降水时段有相对稳定,
316 前一降水个例雨滴谱是直径控制特征, 后一个例更偏向浓度控制的雨滴谱特征。

317 4.2 归一化参数 N_w 、 D_0 和雨滴浓度 N_T 与雨强关系分析

318 图 5 是雨滴浓度 N_T 与雨强 R 的散点图, 实线是强对流 ($R > 20\text{ mmh}^{-1}$) N_T - R 拟合线。总的来看, 不
319 同个例和不同类型降水 N_T 和 R 是正相关的, 随着雨强 R 增大雨滴浓度 N_T 也是逐渐增大, 但也存在明
320 显差异。个例一层状降水 S2 雨滴浓度 N_T 低, 明显偏离强对流降水拟合线; 而 S1 和 T 的雨滴浓度 N_T
321 较高, 比较靠近强对流降水拟合线。对流降水数据点比较分散, 特别是雨强在 $50\text{-}100\text{ mmh}^{-1}$ 之间时, 相
322 近雨强时 N_T 相差近一个量级。个例二层状降水雨滴浓度 N_T 也比较低, 偏离强对流降水拟合线较远。对
323 流降水数据点比较集中, 虽然 R 在 100 mmh^{-1} 左右时, N_T 也比较散, 但差别比个例一要小。两次强对流
324 降水 N_T - R 拟合线的系数和指数正好相反, 个例二有较小系数和较大的指数, 指示雨滴浓度对雨强有较
325 大的影响。



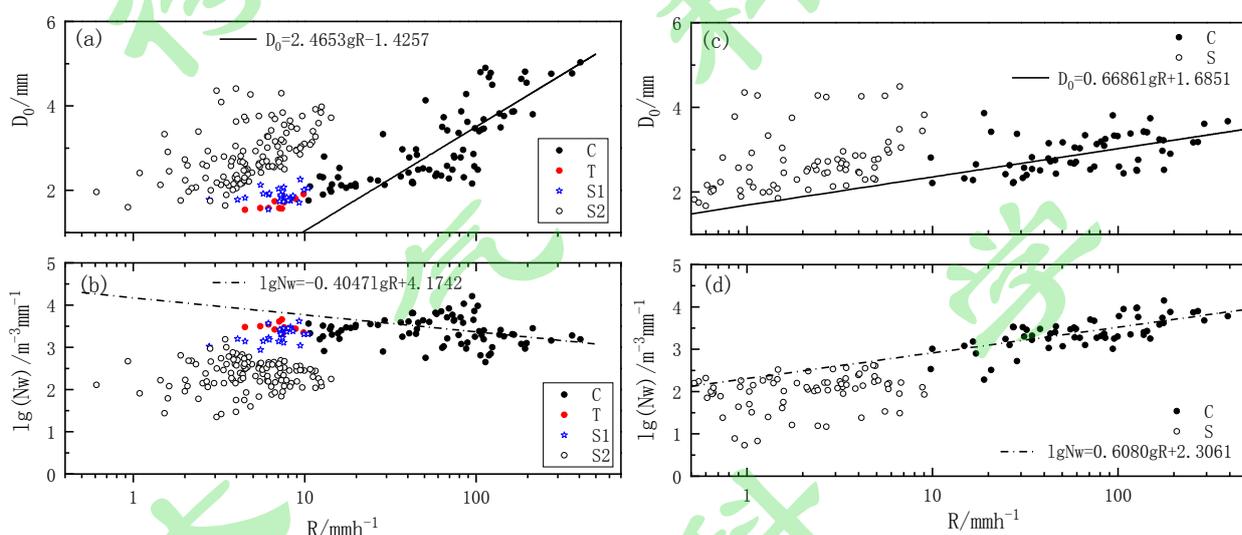
337 图 5 雨滴浓度 N_T 与雨强 R 的散点图和拟合线 (a) 2015 年 8 月 3 日济南、(b) 2017 年 7 月 26 日蒙阴
338 Fig. 5 Scatter plots of rain concentration N_T versus rain rate R retrieved from raindrop size distributions and fitting results (a)
339 Jinan on 3 August 2015, and (b) Mengyin on 26 July 2017

340
341 图 6 是参数 $\lg N_w$ 和 D_0 与雨强 R 的散点图, 实线和点划线分别是雨强 $R > 20\text{ mmh}^{-1}$ 时 D_0 - R 和 $\lg N_w$ - R
342 拟合线。个例一层状降水 S2 的 D_0 分布比较散, 数值较大, 基本趋势随着雨强增大而较快增大; S1 和
343 T 的 D_0 较小, 随着雨强增大而增大的趋势较缓。对流降水 D_0 在雨强 $50\text{-}100\text{ mmh}^{-1}$ 之间比较分散, 数值

344 在 2-4.0mm 之间。雨强 $R > 20 \text{mmh}^{-1}$ 时 D_0 随着 R 增大而快速增大，拟合线有较大的斜率。 $\lg N_w$ 与 D_0
 345 的变化趋势相反，层状降水 S2 的 $\lg N_w$ 数值较小，随着雨强增大而逐渐减小；S1 和 T 的 $\lg N_w$ 数值较
 346 大，随着雨强增大而变化的趋势不明显。对流降水 $\lg N_w$ 在雨强 50-100 mmh^{-1} 之间也比较分散，且数值
 347 较大；雨强 $R > 20 \text{mmh}^{-1}$ 时 $\lg N_w$ 随着 R 增大而逐渐减小，拟合线具有负斜率。

348 个例二的 D_0 - R 和 $\lg N_w$ - R 分布相对简单，层状降水 D_0 分布也比较分散，存在一些数值较大的点，
 349 但基本趋势随着雨强增大而增大。对流降水 D_0 数值较集中， D_0 随着雨强增大也是逐渐增大，但拟合线
 350 有较小斜率，显示 D_0 随着雨强增大而增大的趋势较缓。层状降水 $\lg N_w$ 数值较小，随着雨强增大没有
 351 明显变化。而对流降水 $\lg N_w$ 随着 R 增大也是逐渐增大的，这是与个例一明显不同之处。

352 许多学者分析了不同类型降雨的 D_0 、 N_w 与雨强关系，Bringi et al. (2003) 分析表明雨强大于 25mmh^{-1}
 353 时， D_0 趋于稳定在 1.7-2.0 mm 左右，雨强的增加主要是由于 N_w 变化引起的。Chen et al. (2013) 分析
 354 长江流域梅雨季节对流降水雨滴谱参数发现，雨强小于 90mm h^{-1} 时， D_m 和 N_w 随着雨强增大都是增大的，
 355 但在雨强大于 90mmh^{-1} 时， D_m 趋于稳定在 2.0 mm 左右。本文两个个例对流降水参数 D_0 - R 和 $\lg N_w$ - R
 356 具有不同的变化特征，个例一雨强增大主要受 D_0 影响，而个例二 D_0 和 $\lg N_w$ 都有影响。



371 图 6 参数 $\lg N_w$ 、 D_0 与雨强 R 散点图和拟合线 (a) 和 (b) 2015 年 8 月 3 日济南、(c) 和 (d) 2017 年 7 月 26 日蒙阴
 372 Fig. 6 Scatter plots of $\lg N_w$ and D_0 versus rain rate R retrieved from raindrop size distributions and fitting results (a) and (b)
 373 Jinan on 3 August 2015, (c) and (d) Mengyin on 26 July 2017

374 4.3 Z-R 关系分析

376 图7是雨滴谱计算的雷达反射率因子 Z 与雨强 R ($R > 0.5 \text{mmh}^{-1}$) 散点图，粗实线是强对流降水 ($R > 20.0$
 377 mmh^{-1}) 拟合方程，点划线是个例一层状降水S2和个例二层状降水拟合方程，虚线是新一代多普勒雷达
 378 对流降水 Z - R 关系 (Fulton et al., 1998)。个例一对流降水C、过渡区T和层状降水S1数据点都分布在对流
 379 降水 Z - R 关系拟合线附近，层状降水S2数据点在对流降水拟合线之上、且明显偏离拟合线，对流降水C
 380 和层状降水S2的 Z - R 关系的系数和指数有显著差异。个例二对流降水和层状降水 Z - R 关系的系数比较接
 381 近，但对流降水的指数比新一代多普勒雷达对流降水 Z - R 关系的指数小。

382 两次对流降水 Z - R 关系明显不同，个例一有较小的系数和较大的指数，而个例二正相反，有较大的
 383 系数和较小的指数。与Uijlenhoet et al. (2003) 研究结果对比，个例一对流降水 Z - R 关系显示这属于典型
 384 的尺寸控制雨滴谱特征，而个例二接近浓度控制的雨滴谱特征。

385
 386
 387
 388

389
390
391
392
393
394
395
396
397
398
399
400
401
402
403
404
405
406

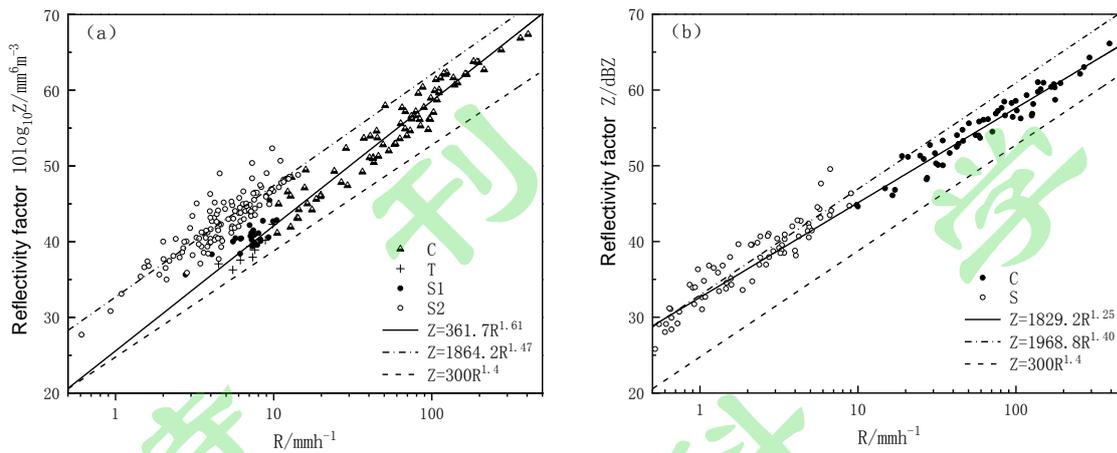


图 7 雷达反射率因子 Z 与雨强 R 的散点图和拟合线 (a) 2015 年 8 月 3 日济南、(b) 2017 年 7 月 26 日蒙阴
Fig. 7 Scatter plots of radar reflectivity factor Z versus rain rate R retrieved from raindrop size distributions and fitting results (a) Jinan on 3 August 2015 , and (b) Mengyin on 26 July 2017

4.4 平均雨滴谱特征

4.1 节已经分析了雨滴谱随时间演变特征，为了更好地理解雨滴谱参数与雨强的关系，本节分析不同类型、不同雨强的平均雨滴谱特征。个例一包括 8 类雨滴谱，过渡区 T、层状 S1 和 S2 分别分析总的平均雨滴谱，对流降水根据雨强分为 5 类，具体结果见表 1，表中还给出了每一类的样本数（分钟数），平均雨强和参数 $\lg N_w$ 、 D_0 值。个例二包括 6 类雨滴谱，一类是层状降水平均谱，对流降水也是分为 5 类，与个例一相同，具体结果见表 2。雨强 $R > 200 \text{ mmh}^{-1}$ 时，个例一和个例二对流降水的 4、5 两类都只有较少样本，其它 3 类样本数较多。个例一随着对流降水平均雨强增大，平均 $\lg N_w$ 稍有减小的趋势，而平均 D_0 明显增大。个例二则是随着对流降水平均雨强增大， $\lg N_w$ 和 D_0 虽然稍有波动，总的趋势是增大的，但个例二参量增大趋势较缓，这一分析结果与前面的分析是一致的。

表1 2015年8月3日8类平均雨滴谱和参数

Table 1 The main characteristics for 8 categories DSDs on 3 August 2015

| Category | R/mmh^{-1} | number/min | $\lg N_w/\text{m}^{-3} \text{mm}^{-1}$ | D_0/mm | \bar{R}/mmh^{-1} |
|-----------|---------------------|------------|--|-----------------|---------------------------|
| T | $4 < R \leq 9.9$ | 9 | 3.49 | 1.69 | 7.2 |
| S1 | $2 < R \leq 10$ | 24 | 3.29 | 1.88 | 7.3 |
| S2 | $0.5 < R \leq 15$ | 120 | 2.33 | 2.86 | 5.5 |
| 1 | $10 < R \leq 50$ | 31 | 3.44 | 2.34 | 26.3 |
| 2 | $50 < R \leq 100$ | 24 | 3.52 | 2.98 | 75.6 |
| 3 | $100 < R \leq 200$ | 18 | 3.17 | 4.05 | 135.9 |
| 4 | $200 < R \leq 300$ | 2 | 3.30 | 4.28 | 244.3 |
| 5 | $R > 300$ | 2 | 3.23 | 4.90 | 384.8 |

图 8a 是个例一 8 类平均雨滴谱分布图，过渡区 T 和层状 S1 的平均谱类似，谱窄，两者粒子数密度仅在 3-4mm 粒子区间有较明显差别。层状 S2 的平均谱与 T 和 S1 谱明显不同，小和中等尺寸粒子的数密度低，但大和特大粒子的数密度较大，其特征与对流降水谱类似（如对流降水谱 2），只是粒子数密度低很多。对流降水谱 1 与谱 2、3、4、5 有明显差别，最大谱宽为 7.0mm，略小，粒子数密度在所

423 有直径档都小。对流谱 2、3、4、5 在小和中等尺寸粒子的谱型很相似，数密度相差不大；但大和特大
 424 粒子的数密度有明显不同，随着雨强增大，大和特大粒子的数密度逐渐增大，如谱 2 和谱 5 相比，大于
 425 4.0mm 的粒子数密度差别在一个数量级以上，特别是谱 5 具有更多的 4-6mm 的粒子，曲线斜率接近水
 426 平。很明显，随着雨强增大，个例一平均谱之间的差别主要体现在大和特大粒子方面。

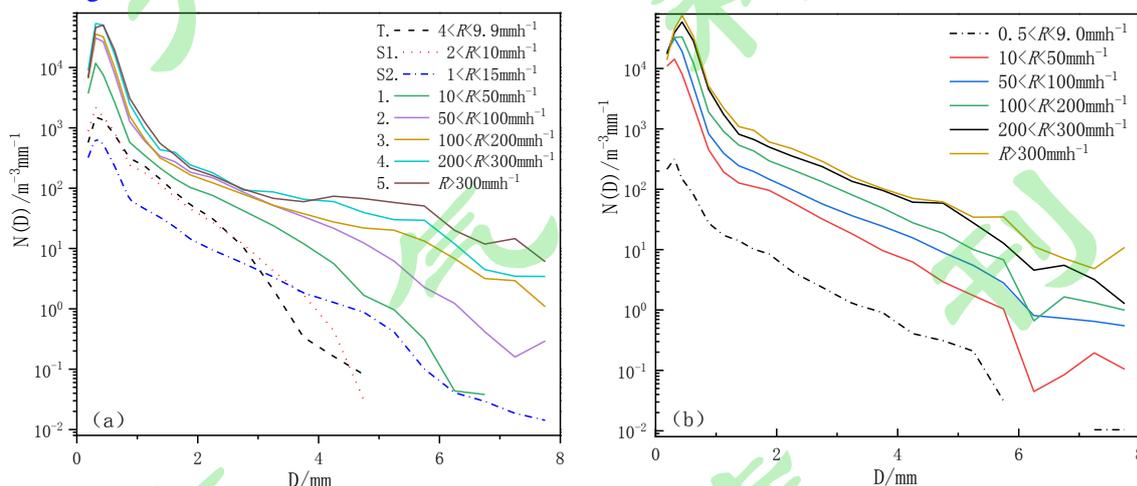
427
 428 表2 2017年7月26日6类平均雨滴谱和参数

429 Table 1 The main characteristics for 6 categories DSDs on 26 July 2017

| Category | R/mmh^{-1} | number/min | $\lg N_w/m^{-3}\text{mm}^{-1}$ | D_0/mm | \bar{R}/mmh^{-1} |
|----------|---------------------|------------|--------------------------------|-----------------|---------------------------|
| S | $0.5 < R \leq 9.0$ | 70 | 2.03 | 2.67 | 2.7 |
| 1 | $10 < R \leq 50$ | 21 | 3.19 | 2.69 | 30.6 |
| 2 | $50 < R \leq 100$ | 16 | 3.33 | 3.06 | 73.2 |
| 3 | $100 < R \leq 200$ | 15 | 3.68 | 3.00 | 143.9 |
| 4 | $200 < R \leq 300$ | 3 | 3.82 | 3.32 | 271.9 |
| 5 | $R > 300$ | 1 | 3.78 | 3.67 | 390.6 |

430
 431 个例二的 6 类平均谱很相似 (图 8b)，直径小于 1.0mm 的小粒子数密度高，随直径增大粒子数密
 432 度快速减小。直径 1-6.0mm 的粒子分布曲线基本是直线，斜率较小，6 类雨滴谱的曲线基本是平行的。
 433 与个例一不同，个例二的平均雨滴谱随着雨强增大，平均谱的不同直径粒子数密度基本都同时增加，只
 434 是在粒子直径大于 5.75mm 后粒子数密度有较明显的起伏变化。

435 与热带大陆深对流 (Ulbrich and Atlas, 2007) 相比，本文两个个个例的 0°C 层高度略高一些 (大于等
 436 于 5.0km)，而个例一比个例二发展的更强盛，推测高空冰相过程也更强，同时个例一的 0°C 层高度比个
 437 例二稍低，因此冰相过程在个例一中的影响更大，我们推测小冰雹或者霰粒子在高空暖云中融化，然
 438 后通过碰撞和合并继续形成大雨滴 (Gatlin et al., 2015)，导致地面出现较大雨滴。个例二冰相过程
 439 相对弱一些，因此暖云中雨滴之间的碰撞和合并可能是大雨滴形成的主要来源 (Beard et al., 1986; Hobbs
 440 and Rangno, 2004)。



441
 442
 443
 444
 445
 446
 447
 448
 449
 450
 451 图 8 不同降水类型和雨强平均雨滴谱 (a) 2015 年 8 月 3 日济南、(b) 2017 年 7 月 26 日蒙阴

452 Fig. 8 Average raindrop size distributions for different rain rate categories (a) Jinan on 3 August 2015, and (b) Mengyin on 26
 453 July 2017

454
 455
 456 **4.6 归一化参数 N_w 、 D_0 分布特征**

457 图 9 是归一化雨滴谱参数 $\lg N_w$ - D_0 分布图，个例一对流降水和层状云 (S1+S2) 的主要特征都是随
 458 着 D_0 增大， $\lg N_w$ 逐渐减小。对流云 D_0 具有较大的分布范围，层状云 S1 的数据点比较集中，而 S2 的

459 数据点比较分散。S2 的分布具有很小的斜率，与 Bringi et al.(2003)给出的层状云分布（图 9 中的虚线）
 460 的斜率有很大不同。对流云和层状云 S2 数据点之间存在明显的分层现象，分离线为（图 9 中粗实线）：

461
$$\log_{10} N_w = -0.5D_0 + 4.3 \quad (13)$$

462 它可以清楚区分对流和层状降水 S2 数据，层状降水 S1 的数据点靠近分离线略偏下，过渡区数据点跨
 463 坐在分离线上。Bringi et al. (2009) 给出的对流-层状分离线（图 9 中点划线）不能区分本次过程对流
 464 和层状降水的 $\lg N_w - D_0$ 。个例二对流降水 D_0 分布范围较小， $\lg N_w$ 随着 D_0 增大略有减小，但层状降水
 465 D_0 有较大分布范围， $\lg N_w$ 随着 D_0 增大明显减小，分离线（13）也可以分离对流和层状降水，但分离
 466 线更靠近对流降水的数据点。

467 图9中的绿色矩形框是Bringi et al.(2003)给出的海洋性和大陆性对流降水 $\lg N_w - D_0$ 平均分布，个例一
 468 有一小部分数据点有较小的 D_0 值，位于大陆性对流降水矩形框左上角和上方；大部分数据 D_0 值大，位
 469 于矩形框右侧、以及远离矩形框。个例二少部分数据点位于大陆性对流降水矩形框内和上方，大部分数
 470 据点的 D_0 值偏大，分布在大陆性对流降水矩形框偏右侧、以及远离对流降水矩形框。在Dolan et al.(2018)
 471 的分类方案中，个例一位于大陆性对流降水矩形框左上角和上方的数据属于冰相-暖雨混合对流降水，
 472 位于矩形框右侧、以及远离矩形框的数据属于冰相对流降水。个例二只有较少数据属于冰相-暖雨混合
 473 对流降水，大部分数据属于冰相对流降水雨滴谱。

474 另外，个例一的层状降水S2和个例二的层状降水都属于Dolan et al.(2018) 给出的第4类，具有大 D_0
 475 和较低 $\lg N_w$ ，所以两次过程的对流-层状降水分离线有较小的斜率。

476

477

478

479

480

481

482

483

484

485

486

487

488

489

490

491

492

493

494

495

496

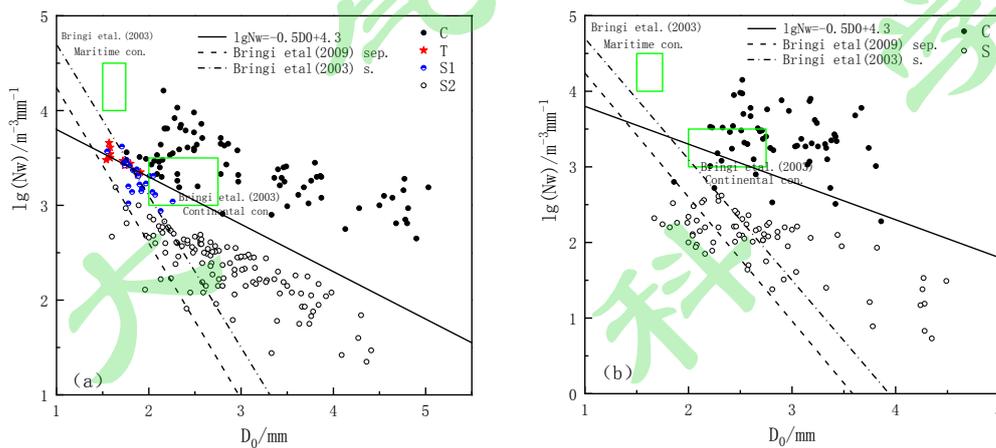
497

498

499

500

501



488 图 9 $\lg N_w - D_0$ 散点图和对流-层状降水分离线 (a) 2015 年 8 月 3 日济南、(b) 2017 年 7 月 26 日蒙阴

489 Fig. 9 Scatter plots of $\lg N_w$ versus D_0 , and the convection-stratiform separation line (a) Jinan on 3 August 2015, and (b)
 490 Mengyin on 26 July 2017

491

492 5 结果与讨论

493 利用 Thies 激光雨滴谱仪观测资料，结合 CINRADA/SA 多普勒雷达观测资料，分析了两次 1min 雨
 494 滴谱资料计算的最大雨强分别为 406.7 、 390.6 mmh^{-1} 的中尺度系统对流系统雨滴谱和积分参数分布特征，
 495 主要结果为：

496 (1) 两次过程都是受副热带高压外围西南气流与西风槽共同影响，具有高温高湿的特点，有利于
 497 强降水的产生。成熟中尺度对流系统的雷达回波可以分为对流、过渡区和层状云降水三个区域，2015
 498 年 8 月 3 日个例系统发展的更强，在观测点附近处于成熟减弱阶段。2017 年 7 月 26 日个例两条线状中
 499 尺度对流回波在观测点附近合并，回波处于发展加强阶段。

500 (2) 雨滴浓度 N_T 、参数 $\lg N_w$ 和 D_0 与雨强 R 关系显示，强对流降水（雨强 $R > 20 \text{ mmh}^{-1}$ ）时雨滴
 501 浓度 N_T 随着雨强 R 增大逐渐增大，2015 年 8 月 3 日个例强对流降水指数函数拟合线的系数大、指数小，

502 指示雨滴浓度对雨强的影响比 2017 年 7 月 26 日个例小。

503 强对流降水 D_0 和 $\lg N_w$ 与雨强 R 关系显示, 8 月 3 日个例 D_0 随着 R 增大很快增大, 拟合线斜率较
504 大, 但 $\lg N_w$ 与 R 是负相关, 随着 R 增大逐渐减小; 7 月 26 日个例 D_0 和 $\lg N_w$ 与 R 都是正相关, D_0 随
505 着 R 增大较缓慢地增大, 拟合线斜率较小, 这表明 8 月 3 日强对流降水雨强增大受雨滴直径影响显著,
506 而 7 月 26 日强对流降水雨强增大同时受雨滴浓度和直径的影响。强对流降水 ($R > 20.0 \text{ mmh}^{-1}$) $Z-R$ 关系
507 也明显不同, 8 月 3 日个例有较小的系数和较大的指数, 而 7 月 26 日个例有较大的系数和较小的指数。

508 综合各种参数与雨强关系可以判断, 8 月 3 日强对流降水雨滴谱属于典型的尺寸控制雨滴谱特征, 而
509 7 月 26 日对流降水属于浓度-直径混合控制的雨滴谱特征 (Uijlenhoet et al., 2003)。

510 (3) 不同雨强的对流降水平均雨滴谱特征显示, 8 月 3 日个例随着雨强增大 ($R > 50 \text{ mmh}^{-1}$) 大雨
511 滴 (直径 3-6mm) 粒子数密度明显增大, D_0 随着雨强增大快速增大; 7 月 26 日个例随着雨强增大各直
512 径档的雨滴数密度基本同时增大, D_0 随着雨强增大缓慢增加。结合雷达反射率因子水平和垂直分布特
513 征, 我们推测 8 月 3 日降水云中冰相过程影响更显著, 高空小冰雹或者霰粒子在高空暖云中融化, 然后
514 通过碰撞和合并形成大雨滴 (Gatlin et al., 2015)。而 7 月 26 日对流降水云中冰相过程偏弱, 暖云中
515 雨滴之间的碰撞和合并可能是大雨滴形成的主要来源 (Beard et al., 1986; Hobbs and Rangno, 2004)。

516 (4) 雨滴谱归一化 Gamma 函数参数 N_w-D_0 分布显示, 8 月 3 日和 7 月 26 日两次个例的对流降水具有典
517 型大陆性对流降水雨滴谱特征 (Bringi et al., 2003), 而在 Dolan et al. (2018) 更精细的分类方案中, 两
518 次对流降水主要属于冰相对流降水雨滴谱特征, 但 8 月 3 日个例有较多数据属于冰相-暖雨混合对流降水
519 雨滴谱特征。另外, 8 月 3 日个例具有明显 0°C 层亮带的层状降水和 7 月 26 日个例的层状降水具有大 D_0 和
520 较低 $\lg N_w$, 属于淞附或聚并过程显著的层状降水雨滴谱 (Dolan et al., 2018), 因此两次过程的对流-
521 层状降水分离线有较小的斜率。

522 雨滴谱参数分析表明两次对流降水主要属于冰相控制雨滴谱, 但 0°C 层高度和雷达反射率因子特征
523 又指示暖雨过程有重要作用, 对于云中冰雹或者霰粒子的融化、以及暖云中雨滴碰并和碰撞-破碎等微
524 物理过程, 由于缺少双偏振雷达等观测资料, 还不能分析这些微物理过程的相对重要性 (Ryzhkov et al.,
525 2013; Kumjian and Prat, 2014), 未来希望能综合地面和云中观测资料, 更深入地分析云中主要微物
526 理过程和地面雨滴谱的形成机制。

527

528

参考文献 (References)

- 529 Angulo-Martínez M, Beguerà S, Fernández-Raga M, et al. 2018. Comparison of precipitation measurements by
530 OTT Parsivel² and Thies LPM optical disdrometers[J]. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 22 (5) : 2811–2837.
531 doi:org/10.5194/hess-22-2811-2018
- 532 Beard K V, Johnson D B, and Baumgardner D. 1986. Aircraft observations of large raindrops in warm, shallow,
533 convective clouds[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 13 (10) : 991–994. doi:10.1029/GL013i010p00991
- 534 Blanchard D C and Spencer A T. 1970. Experiments on the generation of raindrop-size distribution by drop
535 breakup[J]. *J. Atmos. Sci.*, 27 (1) : 101–108. doi:10.1175/1520-0469(1970)027<0101:EOTGOR.2.0.CO;2
- 536 Bringi V N, Chandrasekar V, Hubbert J, et al. 2003. Raindrop size distribution in different climatic regimes
537 from disdrometer and dual-polarized radar analysis[J]. *J. Atmos. Sci.*, 60 (2) : 354–365,
538 doi:10.1175/1520-0469(2003)060<0354:RSDIDC.2.0.CO;2
- 539 Bringi V N, Williams C R, Thurai M, et al. 2009. Using dual-polarized radar and dual-frequency profiler for
540 DSD characterization: a case study from Darwin, Australia[J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 26 (10) : 2107
541 – 2122. doi:org/10.1175/2009JTECHA1258.1
- 542 Caracciolo C, Prodi F, Battaglia A, et al. 2006. Analysis of the moments and parameters of a gamma DSD to
543 infer precipitation properties: A convective stratiform discrimination algorithm[J]. *Atmos. Res.*, 80: 165–186.

544 doi:org/10.1016/j.atmosres.2005.07.003

545 Chen B J, Yang J, Pu J P. 2013. Statistical characteristics of raindrop size distribution in the Meiyu season
546 observed in eastern China[J]. *J. Meteor.Soc.Japan*,91 (2) : 215-227. doi:10.2151/jmsj.2013-208

547 Chen B, Hu Z, Liu L, et al.2017. Raindrop size distribution measurements at 4,500 m on the Tibetan Plateau
548 during TIPEX-III[J]. *J.Geophys. Res. Atmos.*, 122 (20) : 11092-11106.
549 doi.org/10.1002/2017JD027233

550 崔云扬, 周毓荃, 蔡淼.2019.利用微雨雷达研究一次冷锋云系降水的垂直结构分布及演变特征 [J]. 大气
551 科学, 43(3): 618-633. Cui Yunyang, Zhou Yuquan, Cai Miao. 2019. Vertical structure and evolution of
552 precipitation associated with clouds along a cold front based on micro rain radar observations [J]. Chinese
553 Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 43(3): 618-633. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1804.17307

554 陈磊, 陈宝君, 杨军, 等, 2013. 2009-2010 年梅雨锋暴雨雨滴谱特征[J]. 大气科学学报, 36(4) : 481-488.
555 Chen Lei, Chen Baojun, Yang Jun, et al.2013.Characteristics of raindrop size distribution of rainstorm
556 on Meiyu front during 2009-2010[J]. *Trans Atmos Sci.*, 36 (4) : 481-488. (in Chinese) .
557 doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.2013.04.012

558 D'Adderio LP, Porcu F and Tokay A.2015. Identification and analysis of collisional breakup in natural rain[J].
559 *J. Atmos. Sci.*,72 (9) : 3404–3416. doi:org/10.1175/JAS-D-14-0304.1

560 D'Adderio L P, Porcu F, and Tokay A.2018. Evolution of drop size distribution in natural rain[J]. *Atmos. Res.*,
561 200: 70–76. doi:org/10.1016/j.atmosres.2017.10.003

562 Dolan B, Fuchs B, Rutledge S A, et al.2018. Primary modes of global drop-size distributions[J]. *J. Atmos.*
563 *Sci.*,75 (5) : 1453–1476. doi:org/10.1175/JAS-D-17-0242.1

564 Frasson R P,Cunha L K, and Krajewski W F.2011.Assessment of the Thies optical disdrometer performance[J].
565 *Atmos. Res.*,101: 237-255. doi:org/10.1016/j.atmosres.2011.02.014

566 Friedrich K, Kalina E A, Aikins J, et al.2016. Raindrop size distribution and rain characteristics during the
567 2013 great Colorado flood[J]. *J. Hydrometeor.*, 17 (1) : 53–72. doi:org/10.1175/JHM-D-14-0184.1

568 Fulton R A, Breidenbach J P, Seo D J, et al.1998.The WSR-88D rainfall algorithm[J]. *Wea. Forecasting*,13
569 (2) : 377–395. doi:org/10.1175/1520-0434(1998)013<0377:TWRA>2.0.CO;2

570 黄兴友, 印佳楠, 马雷, 等. 2019.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].
571 大气科学, 43(3): 691-704. Huang Xingyou, Yin Jianan, Ma Lei, et al. 2019. Comprehensive statistical
572 analysis of rain drop size distribution parameters and their application to weather radar measurement in
573 Nanjing [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 43(3): 691-704. doi: 10.3878 / j. issn.
574 1006-9895.1805.18113

575 Gatlin P N, Thurai M, Bringi V N, et al.2015. Searching for large raindrops: A global summary of
576 two-dimensional video disdrometer observations[J]. *J. Appl. Meteor.*, 54(5): 1069–1089.
577 doi:org/10.1175/JAMC-D-14-0089.1

578 Guyot A, Pudashine I J, Iain Protat A, et al. 2019. Effect of disdrometer type on rain drop size distribution
579 characterisation: a new dataset for south-eastern Australia[J]. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* ,23 (11): 4737–4761.
580 https://doi.org/10.5194/hess-23-4737-2019

581 Hobbs P V, and Rangno A L. 2004. Super-large raindrops [J]. *Geophys. Res. Lett.*,31 (13) : L13102.
582 doi:10.1029/2004GL020167

583 Hodson M C.1986. Raindrop size distribution[J]. *J. Appl. Meteor.*, 25 (7): 1070–1074.
584 doi:org/10.1175/1520-0450(1986)025<1070:RSD>2.0.CO;2

585 Hu Z and Srivastava R C.1995. Evolution of raindrop size distribution by coalescence, breakup, and
586 evaporation:Theory and observations[J]. *J. Atmos. Sci.*,52 (10) : 1761-1783.
587 doi:org/10.1175/1520-0469(1995)052<1761:EORSDB>2.0.CO;2

588 Johannsen L L, Zambon N, Strauss P, et al.2020. Comparison of three types of laser optical disdrometers under
589 natural rainfall conditions, *Hydrol. Sci. J.*, 65: 524–535. doi.org/10.1080/02626667.2019.1709641,2020.a
590 Kumjian M R and Prat O P.2014. The impact of raindrop collisional processes on the polarimetric radar
591 variables[J]. *J. Atmos. Sci.*,71 (8): 3052–3067. doi.org/10.1175/JAS-D-13-0357.1
592 Luo L, Xiao H, Yang H L, et al.2020. Raindrop size distribution and microphysical characteristics of a great
593 rainstorm in 2016 in Beijing, China[J]. *Atmos. Res.*, 239: 104895. doi: 10.1016/j.atmosres.2020.104895
594 Low T B and List R. 1982. Collision, coalescence, and breakup of raindrops. Part I: Experimentally established
595 coalescence efficiencies and fragment size distributions in breakup[J]. *J. Atmos. Sci.*,39(7): 1591–1606.
596 DOI:org/10.1175/1520-0469(1982)039<1591:CCABOR>2.0.CO;2
597 罗亚丽, 孙继松, 李英, 等.2020.中国暴雨的科学和预报: 改革开放 40 年研究成果[J].气象学
598 报,78(3):419-450. Luo Yali, Sun Jisong, Li Ying, et al. 2020. Science and prediction of heavy rainfall
599 over China: Research progress since the reform and opening-up of the People's Republic of China[J].
600 Acta Meteorologica Sinica, 78 (3) :419-450. doi:10.11676/qxxb2020.057
601 Ma Y, Chen H, Ni G, et al.2020. Microphysical and Polarimetric Radar Signatures of an Epic Flood Event in
602 Southern China[J]. *Remote Sens.*,12 (17) : 2772
603 McFarquhar G M, 2004. A new representation of collision-induced breakup of raindrops and its implications
604 for the shapes of raindrop size distributions[J]. *J. Atmos. Sci.*, 61(7):777–794.
605 DOI:org/10.1175/1520-0469(2004)061<0777:ANROCB>2.0.CO;2
606 Murata F, Terao T, Chakravarty K, et al.2020.Characteristics of Orographic Rain Drop-Size Distribution at
607 Cherrapunji, Northeast India[J]. *Atmosphere*, 11 (777) : 1-18
608 Park S G, Kim H, Ham Y, et al.2017. Comparative Evaluation of the OTT PARSIVEL Using a Collocated
609 Two-Dimensional Video Disdrometer[J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*,34 (9) : 2059–2082.
610 doi:org/10.1175/JTECH-D-16-0256.1
611 Porcù F, D’Adderio L P, Prodi F, et al. 2014. Rain drop size distribution over the Tibetan Plateau[J].
612 *Atmos. Res.*,150 (1) : 21–30. doi:org/10.1016/j.atmosres.2014.07.005
613 Prat O P, Barros A P, and Testik F Y,2012.On the Influence of Raindrop Collision Outcomes on Equilibrium
614 Drop Size Distributions[J]. *J. Atmos. Sci.*, 69 (5): 1534–1546. DOI:org/10.1175/JAS-D-11-0192.1.
615 Ryzhkov A V, Kumjian M R, Ganson S M, et al.2013.Polarimetric Radar Characteristics of Melting Hail. Part
616 II: Polarimetric Radar Characteristics of Melting Hail. Part II: Practical Implications[J].
617 *J.Appl.Meteor.*,52(12): 2871-2886. doi:org/10.1175/JAMC-D-13-074.1
618 Seela B K, Janapati J, Lin P L, et al.2017. A comparison study of summer season raindrop size distribution
619 between Palau and Taiwan, two islands in western Pacific[J]. *J.Geophys. Res. Atmos.*,122 (21) :
620 11787–11805. doi:org/10.1002/2017JD026816
621 Steiner M,Smith JA,and Uijlenhoet R.2004. A microphysical interpretation of radar reflectivity–rain rate
622 relationships[J]. *J. Atmos. Sci.*, 61 (10) : 1114–1131.
623 doi:org/10.1175/1520-0469(2004)061<1114:AMIORR>2.0.CO;2
624 Straub W, Behenga K, Seifert A,et al,2010. Numerical investigation of collision-induced breakup of raindrops.
625 Part II: Parameterizations of coalescence efficiencies and fragment size distributions[J]. *J. Atmos. Sci.*,
626 67(3): 576–588. DOI:org/10.1175/2009JAS3175.1
627 Testud J, Oury S, Black R A, et al.2001. The concept of “normalized” distribution to describe raindrop
628 spectra:A tool for cloud physics and cloud remote sensing[J]. *J.Appl.Meteor.*,40 (6) : 1118–1140.
629 doi:org/10.1175/1520-0450(2001)040<1118:TCOND>2.0.CO;2
630 Thompson E J, Rutledge S A, Dolan B, et al.2015. Drop size distributions and radar observations of convective
631 and stratiform rain over the equatorial Indian and West Pacific Oceans[J]. *J. Atmos. Sci.*,72(11):

632 4091–4125. doi:org/10.1175/JAS-D-14-0206.1

633 Tokay A and Short D A.1996. Evidence from tropical raindrop spectra of the origin of rain from stratiform
634 versus convective clouds[J]. *J.Appl.Meteor.*, 35 (3) : 355–371.
635 doi:10.1175/1520-0450(1996)035<0355:EFTRSO>2.0.CO;2

636 Uijlenhoet R, Smith J A, and Steiner M .2003.The microphysical structure of extreme precipitation as inferred
637 from ground-based raindrop spectra[J]. *J. Atmos. Sci.*, 60 (10) :1220–1238.
638 doi:10.1175/1520-0469(2003)60<1220:TMSOEP>2.0.CO;2

639 Ulbrich C W and Atlas D.2007. Microphysics of raindrop size spectra:tropical continental and maritime
640 storms[J]. *J.Appl.Meteor.*, 46 (11) : 1777 - 1791. https://doi.org/10.1175/2007JAMC1649.1

641 王洪, 雷恒池, 杨洁帆, 等. 2020. 山东不同云系降水微物理参数特征 [J]. 大气科学, 44(2): 315–326.
642 Wang Hong, LEI Hengchi, YANG Jiefan, etal. 2020. Characteristics of Rain, Microphysical Parameters
643 for Different Cloud Systems in Shandong Province [J]. Chinese Journal of Atmospheric
644 Sciences (in Chinese), 44(2): 315–326. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1905.18243

645 Wang H, Wang W Q, Wang J, etal. 2021. Rainfall microphysical properties of landfalling Typhoon Yagi
646 (201814) based on the observations of micro rain radar and cloud radar in Shandong, China. *Adv. Atmos.*
647 *Sci.*, 38(6): 994–1011.doi.org/10.1007/s00376-021-0062-x

648 王俊, 姚展予, 侯淑梅, 等. 2016. 一次飑线过程的雨滴谱特征研究[J]. 气象学报, 74 (3): 450-464.
649 Wang J, Yao Z Y, Hou S M, etal. 2016. Characteristics of the raindrop size distribution in a squall line
650 measured by Thies optical disdrometers[J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 74 (4) : 450-464.
651 doi:10.11676/qxxb2016.034

652 王俊, 王文青, 王洪等. 2021. 山东北部一次夏末雹暴地面降水粒子谱特征.应用气象学报, 32 (3):
653 370-384. Wang J, Wang W Q, Wang H, et al.2021. Hydrometeor particle characteristics during a late
654 summer hailstorm in northern Shandong[J]. *Appl Meteor Sci*, 32 (3): 370-384 (in Chinese)

655 Wen L, Zhao K,Wang M Y, etal.2019.Seasonal variations of observed raindrop size distribution in East
656 China[J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 36(4): 346–362.doi.org/10.1007/s00376-018-8107-5

657 Willis P T.1984. Functional fits to some observed drop size distributions and parameterization of rain[J]. *J.*
658 *Atmos. Sci.*, 41 (9) : 1648–1661.doi.org/10.1175/1520-0469(1984)041<1648:FFTSOD>2.0.CO;2

659 Willis P T and Tattelman P.1989. Drop-size distributions associated withintense rainfall[J]. *J.Appl.Meteor.*, 28
660 (1) : 3-15. doi:org/10.1175/1520-0450(1989)028<0003:DSDAWI>2.0.CO;2

661 Witt A, Eilts M D, Stumpf G J, etal.1998. An enhanced hail detection algorithm for the WSR-88D[J]. *Wea.*
662 *Forecasting*, 13 (2) : 286–303. doi:org/10.1175/1520-0434(1998)013,0286:AEHDAF.2.0.CO;2.

663 Wu Y and Liu L P.2017. Statistical characteristics of raindrop size distribution in the Tibetan Plateau and
664 southern China[J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 34 (6) : 727–736. doi: 10.1007/s00376-016-5235-7

665 Yu N, Delrieu G, Boudevillain B, etal.2014.Unified formulation of single-and multimoment normalizations of
666 the raindrop size distribution based on the gamma probability density function[J]. *J.Appl.Meteor.*, 53(1) :
667 166–179. doi:org/10.1175/JAMC-D-12-0244.1

668 Zawadzki I, Antonio M D A, 1988. Equilibrium raindrop size distributions in tropical rain[J]. Journal of the
669 Atmospheric Sciences,45 (22): 3452–3459.

670
671
672
673
674
675

677 Study on characteristics of raindrop size distribution in two mesoscale convective
678 system with extreme rainfall rate

679 Wang Jun^{1, 2}, Yao Zhanyu³, Hou Shumei⁴, Wang Hong^{1, 2}, Zhang Qiuchen^{1, 2}, Gong Dianli^{1,}
680 ²

681 1 Key Laboratory for Meteorological Disaster Prevention and Mitigation of Shandong, Jinan, China

682 2 Shandong Institute of Meteorological Sciences, Jinan, China

683 3 Key Laboratory of Cloud Physics of China Meteorological Administration, China Meteorological
684 Administration Weather Modification Centre, Beijing, China

685 4 Shandong Meteorological Observatory, Jinan, China

686 **Abstract** Based on data of THIES disdrometer and CINRADA/SA Doppler radar, the raindrop size
687 distribution and integral parameters of convective precipitation in two mesoscale system, whose maximum
688 rain intensity were 483.0 and 418.9mmh⁻¹ respectively, were analyzed. The results shows that: The two
689 precipitation processes were both affected by the southwest airflow outside the subtropical high and the
690 westerly trough with the characteristics of high temperature and high humidity, which were conducive to the
691 production of heavy rain. On August 3, 2015, the echo developed more strongly and was in the mature and
692 weakened stage near the observation point. On July 26, 2017, two linear mesoscale convective echoes were
693 merged near the observation point, and the echo was in the stage of development and enhancement. In severe
694 convective precipitation episode (rain intensity $R > 20$ mmh⁻¹), for the raindrop concentration (N_T), the
695 exponential function can be used to fit the N_T with the increase of R . On August 3, there was a large coefficient
696 and a small index, while on July 26, it was just the opposite. For the median volume diameter of the raindrop,
697 on August 3, D_0 rapidly increased with the increase of R , and the slope of the fitting line was large, while $\lg N_w$
698 gradually decreased with the increase of R . On July 26, D_0 and $\lg N_w$ are both positively correlated with R , but
699 D_0 increased slowly with the increase of R , and the slope of the fitting line was small. For the Z-R relationship,
700 the precipitation on August 3 had a smaller coefficient and a larger index, while the precipitation on July 26
701 had a larger coefficient and a smaller index. For the characteristics of mean raindrop size distribution of
702 convective precipitation at different rainfall intensities, On August 3, when the rain intensity was more than
703 100 mmh⁻¹, the particle number density of large raindrops with a diameter of 3-6 mm increased significantly
704 with the increase of the rain intensity. On July 26, the number density of raindrops in each diameter range
705 increased with the increase of rainfall intensity. In conclusion, based on the relationship between integral
706 parameters and rain intensity and the average raindrop size distribution, the precipitation on August 3 was the
707 typical size controlled raindrop size distribution characteristics, while the convective precipitation on July 26
708 was the concentration-diameter mixed controlled raindrop size distribution characteristics. The N_w - D_0
709 distribution of the normalized Gamma function showed that the convective precipitation of the two cases had
710 the characteristics of typical rain drop size distribution of continental convective precipitation. Many raindrop
711 size distribution in the processes of August 3 showed the characteristics of ice phase and warm rain mixed
712 convective precipitation, but most of the convective precipitation in the two processes had the rain drop size
713 distribution characteristics of ice-based.

714
715 **Keywords** the raindrop size distribution, the extreme rainfall rate, size controll, number-size mixture
716 controll