

王俊,丛春华,王洪,等,2022.台风温比亚(2018)登陆后雨滴谱演变特征研究[J].气象,48(11):1449-1459. Wang J, Cong C H, Wang H, et al, 2022. Evolution characteristics of raindrop size distribution of landfalling Typhoon Rumbia (2018)[J]. Meteor Mon, 48(11):1449-1459(in Chinese).

台风温比亚(2018)登陆后雨滴谱演变特征研究*

王 俊^{1,2} 丛春华³ 王 洪^{1,2} 张秋晨^{1,2}

1 山东省气象科学研究所, 济南 250031

2 山东省人民政府人工影响天气办公室, 济南 250031

3 山东省气象台, 济南 250031

提 要: 利用河南商丘、山东肥城和寿光、辽宁旅顺和长海 5 个观测点的 Parsivel 型降水天气现象仪观测资料, 分析了 2018 年登陆台风温比亚深入内陆后的雨滴谱演变特征, 主要结果为: 商丘、肥城和寿光不同雨强的平均雨滴谱类似, 小雨滴浓度较高、大雨滴浓度偏低, 部分平均谱具有平衡雨滴谱特征; 旅顺和长海的平均雨滴谱则相反, 小雨滴浓度较低、大雨滴浓度偏高, 平均雨滴谱具有冰相控制雨滴谱特征。商丘、肥城和寿光的雷达反射率-雨强($Z-R$)关系类似, 旅顺和长海的 $Z-R$ 关系类似, 这两者的指数有较大差异, 表明降水的微物理特征有明显不同。雨滴谱参数分布显示, 商丘、肥城和寿光对流降水具有海洋性对流降水雨滴谱特征, 云中微物理过程主要是碰并增长为主的暖雨过程, 以及暖雨-冰相混合过程; 旅顺和长海的对流降水具有大陆性对流降水雨滴谱特征, 云中微物理过程主要以暖雨-冰相混合和冰相两类为主。表明“温比亚”在河南、山东虽然不断受冷空气的影响, 云中微物理特征没有明显变化, 但减弱成温带气旋后在辽宁沿海的云中微物理过程发生了显著改变。

关键词: 台风温比亚, 雨滴谱, 暖雨机制, 冰相过程

中图分类号: P412, P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2022.050901

Evolution Characteristics of Raindrop Size Distribution of Landfalling Typhoon Rumbia (2018)

WANG Jun^{1,2} CONG Chunhua³ WANG Hong^{1,2} ZHANG Qiuchen^{1,2}

1 Shandong Institute of Meteorological Sciences, Jinan 250031

2 Shandong Weather Modification Office, Jinan 250031

3 Shandong Meteorological Observatory, Jinan 250031

Abstract: Based on the observation of Parsivel disdrometer at Shangqiu Station in Henan Province, Feicheng and Shouguang stations in Shandong Province, Lushun and Changhai stations in Liaoning Province, the raindrop size distributions of Typhoon Rumbia after landfall in 2018 are analyzed. The results show that Shangqiu, Feicheng and Shouguang stations have the similar characteristics of the average raindrop size distribution at different rain intensities with high concentration of small raindrops and low concentration of large raindrops, and part of the average drop size distributions have the characteristics of balanced raindrop size distributions. On the contrary, the average raindrop size distributions at Lushun and Changhai stations have low concentration of small raindrops and high concentration of large raindrops, and the average raindrop size distribution is controlled by ice phase. The $Z-R$ relation of Shangqiu, Feicheng and Shouguang stations are similar, and the $Z-R$ relation between Lushun and Changhai is similar. There

* 山东省自然科学基金项目(ZR2021MD012)、华东区域气象科技协同创新基金项目(QYHZ201812)和山东省气象局课题(2018sdqxm12)共同资助

2021 年 9 月 6 日收稿; 2022 年 5 月 19 日收修定稿

第一作者: 王俊, 主要从事云降水物理研究. E-mail: wangjun818@sohu.com

is a great difference in indexes between the two types, indicating that the microphysical characteristics of precipitation are obviously different. The parameter of normalized Gamma distribution of raindrop size distribution shows that the convective precipitations in Shangqiu, Feicheng and Shouguang have the characteristics of maritime raindrop size distribution, and the microphysical processes are mainly of warm rain process, which is dominated by the coalescence growth, and the mixing of warm rain and ice phase. By contrast, the convective precipitations at Lushun and Changhai stations have the characteristics of continental raindrop size distribution, and the microphysical processes are predominated by the ice phase and the mixing of warm rain and ice phase. The above analyses indicate that although the Typhoon Rumbia in Henan and Shandong provinces were affected by cold air continuously, there was no obvious change in the microphysical characteristics, the cloud microphysical process changed significantly after it weakened into an extratropical cyclone.

Key words: Typhoon Rumbia, the raindrop size distribution, warm rain process, ice-phased process

引 言

台风(热带气旋)是在中国沿海地区产生暴雨的主要天气系统之一。由双偏振雷达和降水天气现象仪等组成的遥感观测网的建设,为研究台风暴雨降水云系的微物理结构和形成机制提供了观测基础,近年来针对台风降水微物理特征研究逐渐增多。

Chen et al(2012)利用 Parsivel 激光雨滴谱仪观测资料,分析发现 2009 年台风莫拉克登陆后,外围雨带和眼壁降水的微物理特征有明显差异,眼壁降水的雨滴谱有更多大雨滴,并推测外围雨带和眼区的层状降水是由霰粒子或淞附冰粒融化形成的。Bao et al(2019)分析了 2013 年台风菲特外围雨带和沿海锋面状雨带的雨滴谱特征,两种对流雨带具有不同的雨滴谱参数,雨滴谱伽马分布的形状因子 μ 和斜率 λ 之间的关系(μ - λ 关系),以及雷达反射率-雨强关系(Z - R 关系)也明显不同。2018 年台风玛莉亚外围雨带和内雨带雨滴谱特征也不同(Bao et al,2020a),内雨带暖云中碰撞-碰并过程占主导地位,两种雨带降水的 Z - R 关系有一定的差别。2019 年台风利奇马眼壁降水比螺旋雨带降水有更大的平均质量加权直径 D_m , μ - λ 关系有显著差异(Bao et al,2020b)。Feng et al(2020)分析表明台风登陆前外围雨带、内核心及登陆后外围降水的雨滴谱特征明显不同,但不同地点同一类型降水的雨滴谱特征是相似的。

Wang et al(2016)发现 2014 年台风麦德姆期间发生的对流降水比典型海洋性对流降水有更小的雨滴直径和更大的雨滴浓度,对流降水以暖雨微物

理过程为主。Wen et al(2018)利用广州和南京两地的二维视频雨滴谱仪观测资料,分析了 7 个登陆台风的雨滴谱特征,华南沿海和华东陆地台风的雨滴谱参数只有微小的差异,随着雨强增加,雨滴谱的差异越来越小,说明不同台风的微物理过程是相似的,在强降雨期间达到了平衡状态。Chen et al(2019)研究表明,南京地区台风外围对流带具有海洋性对流降水特征,也表现出低纬度对流型暖雨的典型雨滴谱特征(Dolan et al,2018)。2018 年台风玛莉亚的对流性内雨带和外围雨带 Z - R 关系不同,内雨带碰并过程在雨滴的形成中占主导地位,各种参数关系的差异证实了台风各个雨区降水有不同微物理机制(Bao et al,2020a)。Chen et al(2020)利用深圳 356 m 气象塔不同高度的雨滴谱仪观测资料,分析发现越靠近地面,雨滴谱有更多的中等尺寸雨滴和较少的大雨滴。

目前的研究集中在台风不同雨带降水雨滴谱和参数分布特征及形成机制的分析,但中国东部台风登陆后可以持续很长时间(徐亚钦等,2018;朱红芳等,2019;王叶红等,2019;梁军等,2019;卜松和李英,2020;申高航等,2021;吴天贻等,2021)。例如,2018 年 8 月 17—20 日台风温比亚在上海附近登陆后,向西北方向穿越上海、江苏、安徽、河南,然后向东北方向穿过山东进入渤海湾。本文利用 2018 年台风温比亚影响内陆期间的降水天气现象仪观测资料,选取河南商丘、山东肥城、寿光和辽宁旅顺、长海共 5 个观测点来分析台风温比亚深入内陆后雨滴谱演变特征。这对于认识台风降水系统在内陆不断受冷空气、地形效应等因素的作用后,降水形成的微物理机制和微物理特征的演变规律有积极意义,也为

改进台风模型中的微物理参数化方案及定量降水预报提供依据。

1 资料和方法

所用资料包括 2018 年 8 月 17—20 日商丘、肥城、寿光、旅顺和长海降水天气现象仪观测数据, Parsivel 降水天气现象仪的降水粒子谱数据有 32 个尺度通道和 32 个速度通道, 粒子尺度测量的 32 个通道对应的直径为 0.062~24.5 mm, 测量速度为 0.05~20.8 m·s⁻¹, 仪器采样时间设定为 1 min, 采样截面积为 18 cm×3 cm=54 cm² (Löffler-Mang and Joss, 2000)。Parsivel 降水天气现象仪可作为天气传感器用来识别雨、雪、湿雪和冰雹等 (Yuter et al, 2006; Battaglia et al, 2010; Friedrich et al, 2013; 王俊等, 2021)。

由于受环境和各种天气条件的影响, 降水天气现象仪观测资料应用需要进行质量控制。强风影响、溅落粒子和边缘效应是三个主要误差源 (Friedrich et al, 2013), 另外, 同一直径的雨滴由于受各种因素影响, 观测到的雨滴落速有很大差别, 其质量控制的第一步是去掉偏离雨滴落速-直径经验关系较大的粒子。本文质量控制采用去除偏离经验雨滴落速-直径±60%的粒子 (Jaffrain and Berne, 2011); 第二步是考虑边界效应, 根据 Jaffrain and Berne (2011) 给出的方法对不同直径粒子的有效采样面积进行订正。自然降水中虽然也存在直径超过 9 mm 的超大雨滴 (Gatlin et al, 2015), 但一般降水中直径大于 8 mm 的雨滴很少, 因此直径大于 8 mm 的粒子也去掉。另外, 质量控制也去掉了两个最小直径档数据。2011 年 Parsivel 雨滴谱仪升级后观测质量有所提高 (Tokay et al, 2014)。Wen et al (2017) 分析发现, Parsivel 第二代雨滴谱仪观测资料如不进行形变订正, 则测量的累计降水量比自动站偏少 13.3%, 比第一代偏少 16.5%, 其观测质量有明显提高。本文参考吕童 (2018)、Ji et al (2019) 和 Wang et al (2021) 的研究也不对直径进行订正。

利用雨滴谱仪观测资料, 雨滴谱计算公式为:

$$N(D_j) = \sum_{i=1}^{32} \frac{n_{ij}}{A_r \Delta t V_i \Delta D_j} \quad (1)$$

式中: A_r 是 Parsivel 降水现象仪取样面积, 单位: m², 订正后为 $180 \times (30 - D_j/2) \times 10^{-6}$ m² (Jaffrain and Berne, 2011); Δt 为 60 s, 是取样时间; n_{ij} 是第 j

个直径通道、第 i 个速度通道的雨滴浓度, 单位: 个·(60 s)⁻¹; V_i 是第 j 个直径通道、第 i 个速度通道对应的雨滴落速, 单位: m·s⁻¹; D_j 是第 j 个直径通道的平均直径, 单位: mm; ΔD_j 是第 j 个直径通道的宽度, 单位: mm; $N(D_j)$ 是第 j 个直径通道 D_j 至 $D_j + \Delta D_j$ 的雨滴数密度, 单位: m⁻³·mm⁻¹。

常用的归一化伽马谱分布公式 (Willis, 1984; Testud et al, 2001) 为:

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

其中,

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

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

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

$$W = \frac{\pi \rho}{6} 10^{-3} \sum_{j=1}^{32} N(D_j) \Delta D_j \quad (6)$$

式中: W 是雨水含量, 单位: g·m⁻³; ρ_w 是雨水密度, 单位: g·m⁻³; N_w 是归一化伽马分布的截距参数, 单位: m⁻³·mm⁻¹; D_m 是平均质量加权直径, 单位: mm; μ 为无量纲的形状因子; $\Gamma(x)$ 为伽马函数; M_3 、 M_4 分别是第三和第四阶矩; D_{max} 是雨滴谱谱宽, 单位: mm, 表示最大雨滴直径和最小雨滴直径的差, 或者直接用最大雨滴直径表示。另外, 雨滴总浓度 (N_T , 单位: m⁻³)、雨强 (R , 单位: mm·h⁻¹) 和雷达反射率因子 (Z , 单位: mm⁶·m⁻³) 也可以利用雨滴尺度谱式 (1) 分别计算出:

$$N_T = \sum_{j=1}^{32} N(D_j) \Delta D_j \quad (7)$$

$$R = 6\pi \times 10^{-4} \sum_{j=1}^{32} \sum_{i=1}^{32} N(D_j) D_j^3 V_i \Delta D_j \quad (8)$$

$$Z = \sum_{j=1}^{32} N(D_j) D_j^6 \Delta D_j \quad (9)$$

2 5 个观测点雨滴谱演变特征

2018 年 8 月 17 日凌晨“温比亚”在上海登陆, 登陆后向西北方向移动, 台风中心穿越上海、江苏、安徽、河南南部, 19 日凌晨在河南商丘附近开始转向东北方向移动, 20 日早晨从山东北部出海加强, 在渤海南部变性为温带气旋。降水主要分为登陆前

后、深入内陆并转向及冷空气作用和变性三个阶段(杨舒楠和端义宏,2020),商丘、肥城和寿光观测点降水云系主要为台风外围螺旋雨带,以及西风槽东移与台风环流作用在台风北部形成的大范围强降水云系(高拴柱,2020),19 日夜间至 20 日白天,变性减弱的台风残余环流与弱冷空气相互作用是产生极端降水的重要原因。旅顺和长海观测点台风外围螺旋雨带降水比较弱,降水主要是由台风中心北部大范围降水云系造成。本文主要关注各个观测点降水雨滴谱的总体变化特征,所以不细分螺旋雨带和台风附近强对流等不同位置降水云系的微物理特征。

此次过程商丘主要降水时段为 8 月 18—19 日,图 1a₁、1a₂ 是雨滴谱计算的雨强和雨滴谱 $N(D)$ 随时间的演变。其中,19 日 01:15—04:49 资料缺测。18 日 04:00 至 19 日 01:00 是连续降水时段,也是商丘的主要降水时段,10:00 和 17:00 前后是两个强降水时段。第一时段在 09:51 有最大雨强(151.1 mm·h⁻¹),其中 09:49—10:17 的雨强大于 100 mm·h⁻¹,雨滴谱具有较大谱宽(D_{\max})和较大粒子数密度,雨滴谱谱宽在 4.75~6.5 mm;粒子数密度最大为 6391.8 m⁻³·mm⁻¹,但一般小于 5000 m⁻³·mm⁻¹。第二时段的强降水出现在 18 日 16:46—17:37,17:06 有极大雨强(74.1 mm·h⁻¹),这一阶段粒子数密度最大为 3903.1 m⁻³·mm⁻¹,最大谱宽为 4.75 mm,小粒子峰值直径在 0.562~0.812 mm。18 日 19:00 至 19 日 01:15 是弱降水时段,雨强逐渐减小,一般小于 10 mm·h⁻¹,雨滴谱有较窄粒子谱宽,最大谱宽为 3.12 mm,粒子数密度最大为 1819.4 m⁻³·mm⁻¹。19 日 05:00—13:00 也是弱降水时段,雨滴谱有最窄的粒子谱宽,最大谱宽仅为 2.75 mm,一般小于 2.0 mm;但粒子数密度大,最大为 6242.1 m⁻³·mm⁻¹。

肥城(图 1b₁,1b₂),主要降水时段出现在 18 日 01:00 至 19 日 19:40,其中 18 日 09:00—12:20 资料缺测。肥城最大雨强为 103.5 mm·h⁻¹,比商丘最大雨强小得多。雨滴谱谱宽偏小,最大为 5.5 mm。小粒子最大数密度也比商丘低,最大只有 4502.2 m⁻³·mm⁻¹,对应的峰值直径为 0.562 mm。19 日 09:26—19:40 较弱降水时段,最大雨强为 33.4 mm·h⁻¹,谱宽一般小于 3.75 mm,但有较大的粒子数密度,最大(4333.9 m⁻³·mm⁻¹)出现在降水结束时期,对应的峰值直径仅为 0.437 mm。

寿光(图 1c₁,1c₂)强降水时段出现在降水后期,

最大雨强(121.4 mm·h⁻¹)出现在 19 日 20:58,最大雨强比肥城大,但比商丘小。强降水时段最大谱宽为 5.5 mm,粒子数密度最大为 5212.6 m⁻³·mm⁻¹。

旅顺(图 1d₁,1d₂)19 日 14:00 至 20 日 04:13 主要是层状降水,该时段最大谱宽不大于 3.25 mm,粒子数密度也比较低,最大仅为 668.3 m⁻³·mm⁻¹。20 日 04:14—12:00 是强降水时段,属于温带气旋降水,最大雨强为 115.9 mm·h⁻¹,最大谱宽为 6.5 mm;最大粒子数密度为 10069.1 m⁻³·mm⁻¹,但该高值出现在较小雨强时(21.6 mm·h⁻¹),对应的粒子直径只有 0.3125 mm。

长海(图 1e₁,1e₂)19 日 23:01 至 20 日 03:00 弱降水的雨滴谱谱宽不大于 3.25 mm,粒子数密度一般不超过 100 m⁻³·mm⁻¹。20 日 04:21—10:00 是长海主要降水时段(05:35—06:05 资料有缺测),属于温带气旋降水,最大雨强为 129.4 mm·h⁻¹,该时段有大的粒子谱宽,最大谱宽为 7.5 mm。小粒子数密度也比较大,最大值(9080.1 m⁻³·mm⁻¹)出现在强降水减弱阶段(20 日 08:08),对应的粒子直径为 0.3125 mm。

3 雨滴谱和参数统计特征

3.1 平均雨滴谱特征

本文根据雨强大小将雨滴谱资料分成 7 类,分析每一类的平均雨滴谱,每一类对应的雨强范围见表 1,表中还给出了 5 个观测点在每一类雨强中出现的分钟数。对流性降水($R>10$ mm·h⁻¹)在商丘出现时间最长,寿光次之,旅顺也有较长时间的强对流降水($R>20$ mm·h⁻¹)。肥城层状降水($R<10$ mm·h⁻¹)出现时间最长,寿光和商丘层状降水持续时间也较长。

从不同观测点、不同雨强的平均雨滴谱(图 2a~2g)对比来看,平均雨滴谱的变化有一些共同特征。除了第一类微雨降水平均雨滴谱,其他 6 类存在转变直径(D_s),直径小于 D_s 时有较大粒子数密度的平均雨滴谱,直径大于 D_s 时则有较小的粒子数密度。随着雨强增大 D_s 逐渐增大,对应 6 类雨强的 D_s 分别为 1.375、1.875、2.125、2.750、2.750、2.750 mm,在强对流降水以后稳定在 2.750 mm。商丘、肥城、寿光、旅顺和长海 5 个观测点直径小于

D_s 的小粒子数密度是逐渐减小的,而直径大于 D_s 的较大粒子数密度在商丘、肥城、寿光三个观测点很接近,与旅顺和长海有明显差异,雨滴直径越大差异

越明显,表明台风在从南向北移动过程降水雨滴谱中大直径雨滴有增大的趋势。

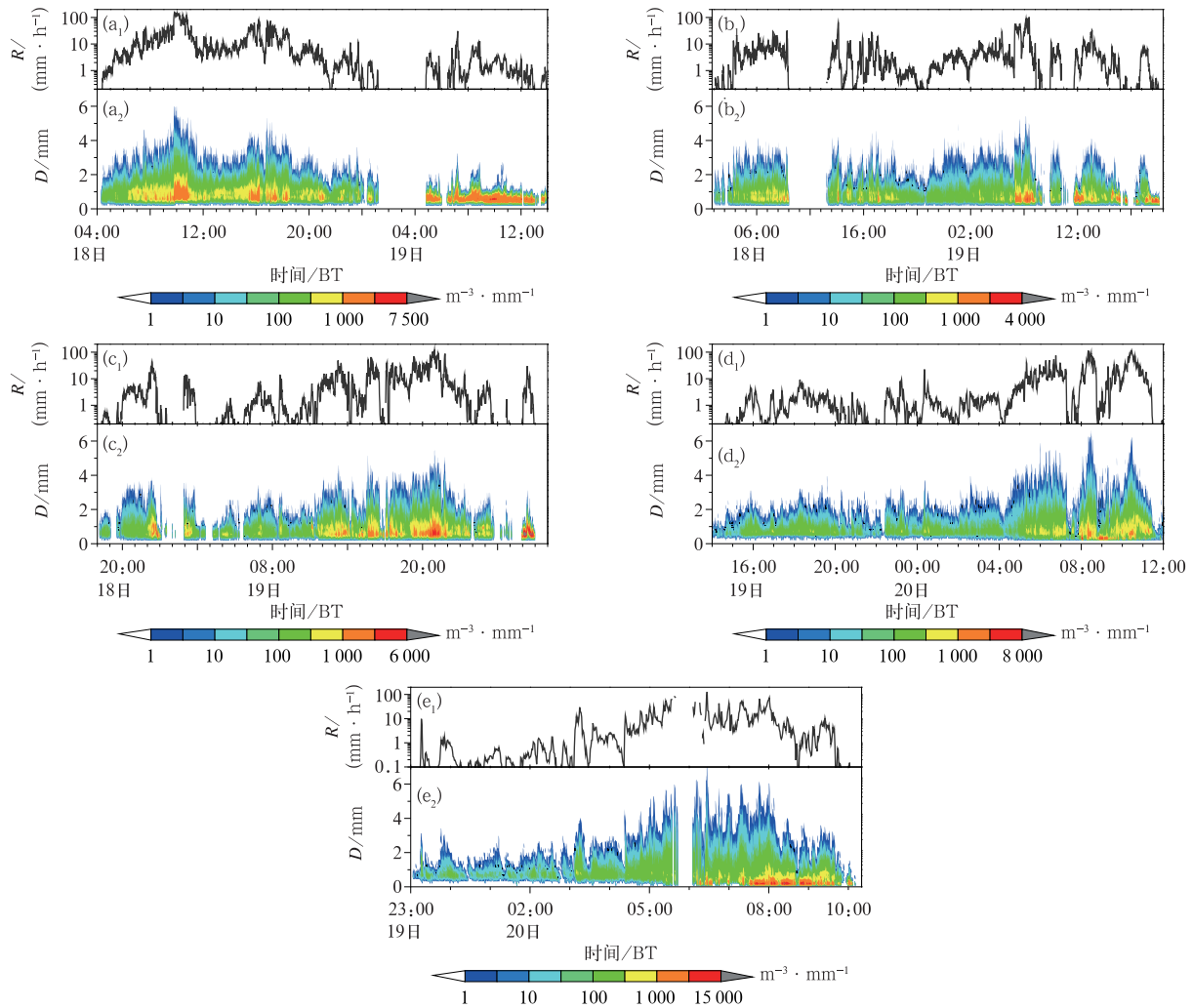


图 1 2018 年 8 月 18—20 日 (a₁, a₂) 商丘、(b₁, b₂) 肥城、(c₁, c₂) 寿光、(d₁, d₂) 旅顺、(e₁, e₂) 长海各站 (a₁, b₁, c₁, d₁, e₁) 雨强和 (a₂, b₂, c₂, d₂, e₂) 雨滴谱随时间的演变

Fig. 1 The evolution of (a₁, b₁, c₁, d₁, e₁) rain intensity and (a₂, b₂, c₂, d₂, e₂) raindrop size distribution $N(D)$ with time at (a₁, a₂) Shangqiu, (b₁, b₂) Feicheng, (c₁, c₂) Shouguang, (d₁, d₂) Lushun, and (e₁, e₂) Changhai stations in 18—20 August 2018

表 1 雨强分类和 5 个观测点对应雨强持续时间

Table 1 Classification of rain intensity and duratin of each type of rain intensity at each station

类型	雨强/(mm·h ⁻¹)	持续时间/min				
		商丘	肥城	寿光	旅顺	长海
1	0.1 < R ≤ 2	709	871	842	901	566
2	2 < R ≤ 5	394	613	341	175	89
3	5 < R ≤ 10	308	354	212	96	75
4	10 < R ≤ 20	200	122	186	96	52
5	20 < R ≤ 50	179	75	153	86	50
6	50 < R ≤ 100	39	23	43	31	14
7	R > 100	35	1	2	4	2

商丘、肥城和寿光的平均雨滴谱存在第二峰值,弱降水($2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1} < R \leq 5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$)中肥城和寿光的平均雨滴谱在 0.937 mm 有第二峰值,较强降水($5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1} < R \leq 10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, $10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1} < R \leq 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$)中商丘、肥城和寿光的平均雨滴谱在 0.937 mm 有第二峰值。而强对流降水($R > 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$)中肥城在 2 mm 附近有第二峰值,在 $R > 100 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的 1 min 雨滴谱中第二峰值明显。其他研究也有类似结果(Bao et al, 2019)。另外,数值模拟显示平衡雨滴谱在接近 1.0 mm 或 2.0 mm

时存在第二、第三峰(McFarquhar, 2004; Straub et al, 2010)。本次台风降水在 $R < 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的对流降水及层状降水中接近 1.0 mm 时出现第二峰值,而强对流降水($R > 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$)在 2.0 mm 附近出现峰值,表示出台风的暖雨降水中碰并、碰撞-破碎机制活跃,导致平衡雨滴谱的出现。

图 2h、2i 为肥城和长海 7 类雨强的平均雨滴谱,由图可见不同观测点随雨强增大平均雨滴谱的变化特征。肥城在第二~第五类雨强的平均雨滴谱之间在较大直径时粒子数密度的增加是均匀的;而

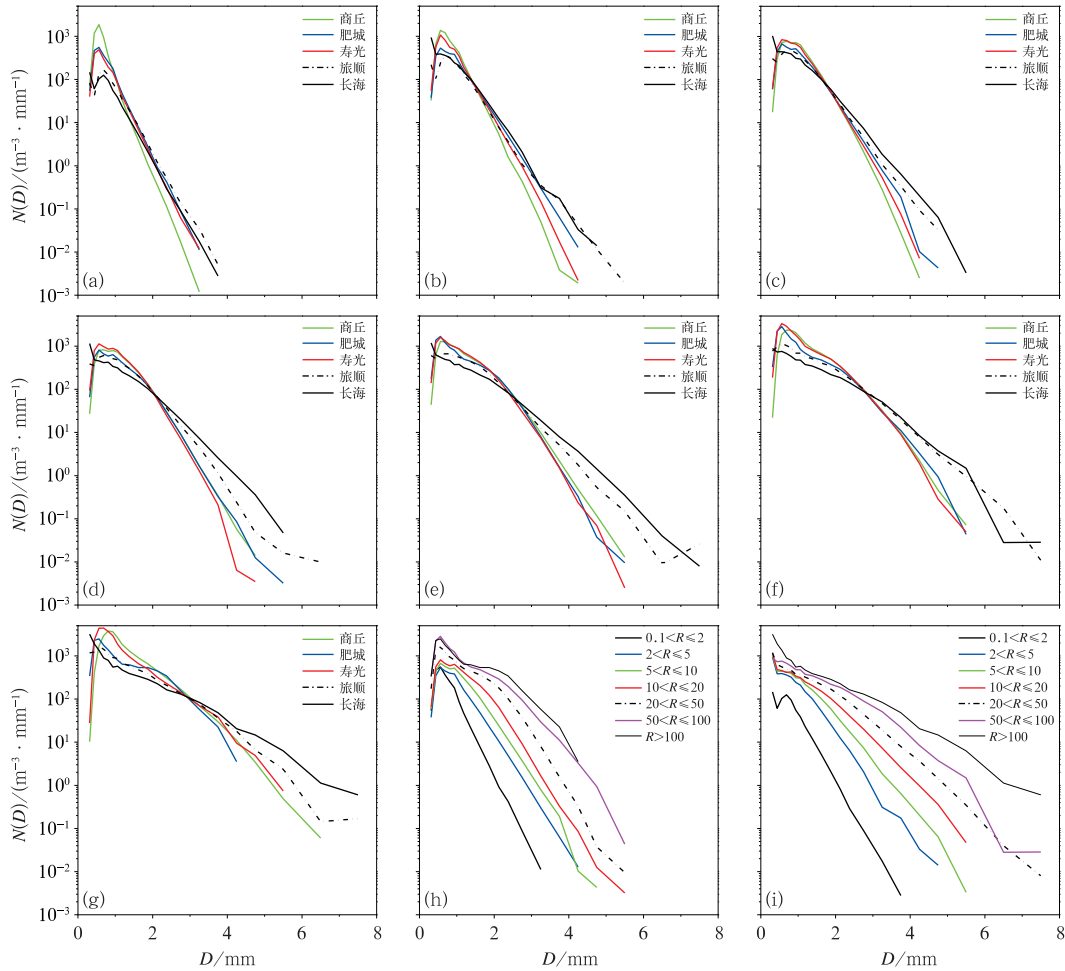


图 2 2018 年 8 月 18—20 日(a~g)不同雨强 5 个观测点的平均雨滴谱分布,(h)肥城和(i)长海不同雨强平均雨滴谱分布
 (a) $0.1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1} < R \leq 2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, (b) $2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1} < R \leq 5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, (c) $5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1} < R \leq 10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,
 (d) $10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1} < R \leq 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, (e) $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1} < R \leq 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,
 (f) $50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1} < R \leq 100 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, (g) $R > 100 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$

Fig. 2 (a~g) The average raindrop size distribution at five observing stations and (h, i) the average raindrop size distribution for seven rain intensity categories at (h) Feicheng and (i) Changhai in 18—20 August 2018
 (a) $0.1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1} < R \leq 2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, (b) $2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1} < R \leq 5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, (c) $5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1} < R \leq 10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,
 (d) $10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1} < R \leq 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, (e) $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1} < R \leq 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,
 (f) $50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1} < R \leq 100 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, (g) $R > 100 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$

第五类和第六类雨强平均雨滴谱之间则稍有不同,即随着直径增大,粒子数密度增加得越大,表明雨强的增大更多是由较大粒子的增加所致;第七类雨强平均雨滴谱是典型的平衡雨滴谱;总的来看,肥城不同雨强的平均雨滴谱谱宽较窄,雨强的增大主要是由不同直径大小粒子数密度增加所致。而长海不同雨强的平均雨滴谱对比表明,随着雨强增大,较大直径(特别是直径 $>3.0\text{ mm}$)的粒子数密度有较快的增加。商丘和寿光平均雨滴谱随雨强增大的变化与肥城平均雨滴谱类似,表明这 3 个观测点的降水受雨滴浓度影响较大,而长海和旅顺降水的增加受雨滴直径增大的影响更显著。

另外,长海和旅顺的平均雨滴谱在小粒子端显示出不一样的特征,商丘、肥城和寿光小于 1.0 mm 的小粒子数密度较低,直径小于 2 mm 的小粒子分布曲线是向下凹的,而长海平均雨滴谱在小粒子端有最大的粒子数密度,在 $R < 10\text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的三类平均雨滴谱中, 1.0 mm 附近还存在第二峰值,对流降水中随着雨强增大第二峰已消失,直径小于 2 mm

的小粒子分布曲线接近直线并转变成向上凹。Dolan et al(2018)分析表明,冰相为主的降水过程,降水雨滴谱具有向上凹的特征,这表明长海降水冰相过程已经起到重要作用,而商丘、肥城和寿光降水则是以暖雨机制为主。Gatlin et al(2015)研究表明,高空冰相粒子在暖云中融化,然后通过碰并增长是形成大雨滴的主要原因之一,旅顺和长海降水中冰相过程有重要影响,这两个观测点地面平均雨滴谱中有较多大雨滴,雨滴谱谱宽大。商丘、肥城和寿光降水中暖雨降水有重要作用,暖云中雨滴碰并、碰撞-破碎机制活跃,导致大雨滴减少,雨滴谱谱宽偏小。

3.2 Z-R 关系

图 3 是利用雨滴谱资料计算的 5 个观测点的雷达反射率因子 Z 与雨强 $R (> 0.1\text{ mm} \cdot \text{h}^{-1})$ 关系图。图 3 中红色实线是 5 个观测点所有资料拟合的对流降水 ($R > 10.0\text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$) 的 $Z-R$ 关系 ($Z = A \times R^b$, A 和 b 为系数),蓝色点划线是各个观测点资料拟

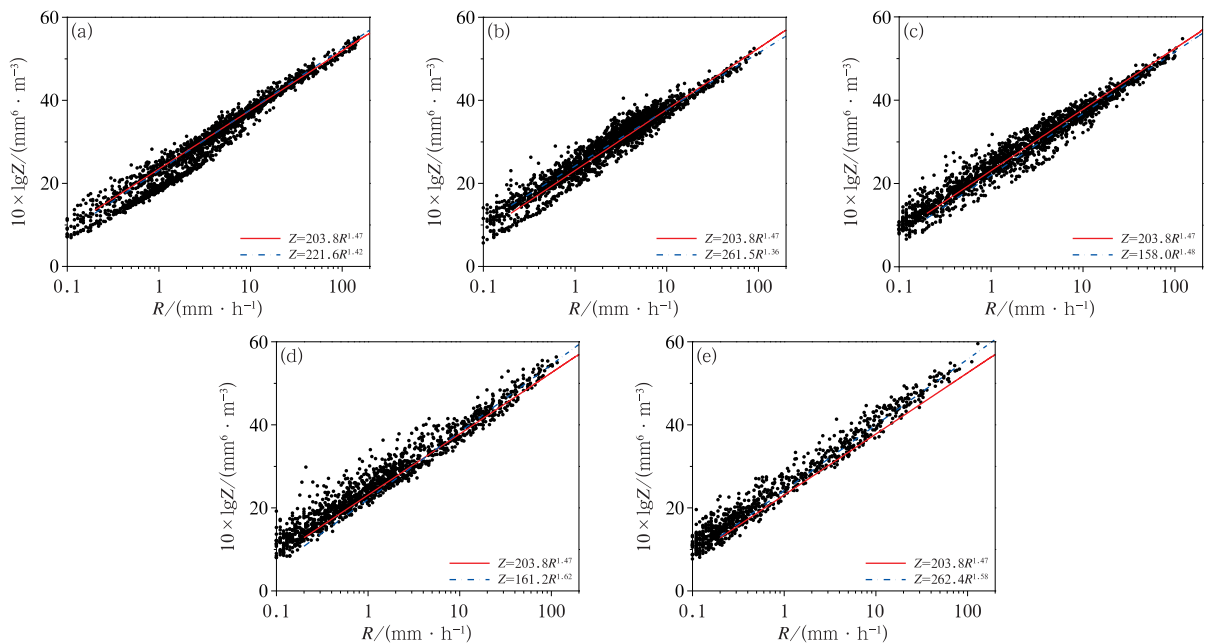


图 3 2018 年 8 月 18—20 日 (a) 商丘、(b) 肥城、(c) 寿光、(d) 旅顺、(e) 长海雨滴谱 $Z-R$ 散点(黑点)和拟合线 (红色实线为 5 个观测点全部对流数据拟合线,蓝色点划线为各个观测点对流数据拟合线)

Fig. 3 Scatter plots (black dot) and corresponding best fit lines (red line) of radar reflectivity Z versus rain intensity R at (a) Shangqiu, (b) Feicheng, (c) Shouguang, (d) Lushun, (e) Changhai stations in 18—20 August 2018 (Red line is the fitted curves of convective precipitation for the raindrop spectra at the five stations, blue dotted line is the fitted curves for each station's raindrop spectra)

合的对流降水 $Z-R$ 关系。本次过程总的 $Z-R$ 关系与新一代多普勒雷达对流云降水 $Z-R$ 关系 (Fulton et al, 1998) 相近, 商丘、肥城和寿光的结果与“温比亚”在浙江、上海、江苏等地区的观测结果 (冯婉悦等, 2021) 基本一致, 与旅顺和长海有较明显的差异。

Rosenfeld and Ulbrich (2003) 和 Uijlenhoet et al (2003) 研究显示, 系数 A 与雨滴浓度的大小有关。指数 b 与雨滴形成的微物理过程有关, 较大的 b (约为 1.6) 属于典型雨滴尺寸控制, 而 b 接近 1 属于雨滴浓度控制 (碰并、碰撞-破碎达到平衡状态)。不同观测点 $Z-R$ 关系的差异表明云中微物理特征是不同的, 图 2 中肥城平均雨滴谱中平衡雨滴谱特征最明显, 所以有最小的指数。商丘和寿光观测点的指数只有微小的差异, 说明两地降水的微物理过程没有明显差别。这 3 个观测点的结果显示降水雨滴谱特征属于浓度-尺寸混合控制。旅顺和长海观

测点的指数 b 在 1.6 左右, 属于典型的尺寸控制的雨滴谱特征 (Uijlenhoet et al, 2003)。

3.3 归一化参数 N_w 、 D_m 分布特征

图 4 是不同观测点的 $\lg N_w$ - D_m 分布, 图中根据雨强大小将数据分类显示。首先第一类降水雨滴谱中有一部分具有高 $\lg N_w$ (>4.5)、小 D_m (<1.2 mm), Wen et al (2016) 在分析南京地区降水雨滴谱特征时将这一类谱定义为浅降水, 属于纯暖云降水, 图 4 显示商丘、肥城和寿光存在这一类雨滴谱, 而旅顺和长海则欠缺, 上文分析也表明旅顺和长海的弱降水雨滴谱较宽、粒子数密度低, 不具有浅降水雨滴谱特征。

从图 4 可以看出, 商丘、肥城和寿光对流降水数据点大部分位于海洋性对流降水附近, 一部分具有较大 D_m (>1.75 mm) 的数据点同时具有较大的 $\lg N_w$,

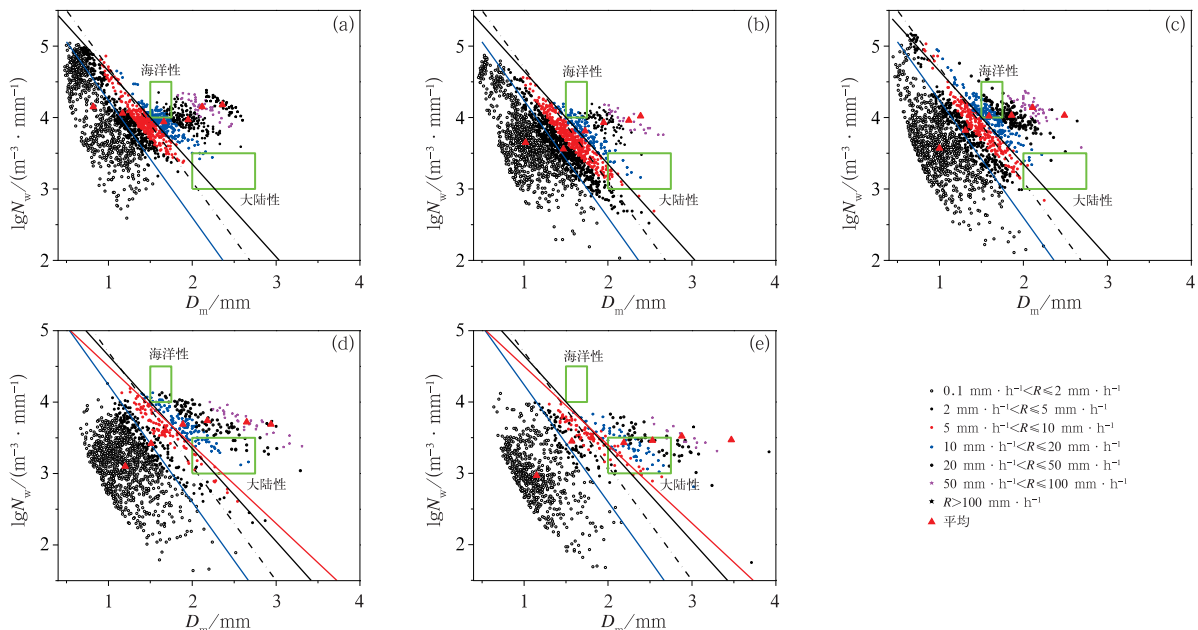


图 4 2018 年 8 月 18—20 日 (a) 商丘、(b) 肥城、(c) 寿光、(d) 旅顺、(e) 长海不同雨强 $\lg N_w$ - D_m 散点分布 [绿色矩形框是 Bringi et al (2003) 给出的海洋性和大陆性对流分布, 黑色点划线是对流降水与层状云降水之间的分离线, 蓝色实线是层状云降水平均分布; 黑色实线是商丘、肥城和寿光对流降水与层状云降水分离线, 红色实线是旅顺和长海对流降水与层状云降水分离线]

Fig. 4 Scatter plots of the normalized number concentration $\lg N_w$ versus the mass-weighted mean diameter D_m for seven rain intensity categories at (a) Shangqiu, (b) Feicheng, (c) Shouguang, (d) Lushun, and (e) Changhai stations in 18—20 August 2018

[Two green rectangular boxes are the continental and maritime convective ranges proposed by Bringi et al (2003), black dash-dotted line is the stratiform boundary, and blue solid line is the average distribution of stratiform proposed by Bringi et al (2003); the black solid line is the separator line between convective precipitation and stratiform precipitation at Shangqiu, Feicheng and Shouguang, while the red solid line is the separator line at Lushun and Changhai]

位于大陆性对流降水区域的上方。旅顺的对流降水数据具有较宽的 D_m 分布范围,少部分数据点位于海洋性对流附近,大部分数据点位于大陆性对流区域的上方和右侧,表明旅顺的对流降水既有海洋性,也有大陆性对流降水,而长海的对流降水数据点远离海洋性对流降水区域,主要位于大陆性对流降水区域附近,表明长海的对流降水是典型大陆性对流降水。参考 Dolan et al(2018)的研究结果,由商丘、肥城和寿光观测点参数分布可见其云中的微物理过程为碰并增长为主的暖雨过程和暖雨-冰相混合两类,而旅顺和长海观测点的微物理过程是暖雨-冰相混合、冰相为主两类。

Bringi et al(2009)给出的对流-层状分离线(图 4 中点划线)位于 $5 \sim 10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 降水区域,图中黑色实线是雨强 $5 \sim 10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (红点)和 $10 \sim 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (蓝点)数据之间的分离线,其斜率比 Bringi et al(2009)给出的对流-层状分离线的斜率要小。由于本次台风的对流降水有比较强的冰相过程,所以不同雨强之间的分离线有较小的斜率(Bringi et al, 2009)。旅顺和长海两个观测点的 $\lg N_w - D_m$ 分布就清楚地表现出这一特点,有更小斜率的红线能更好地分离雨强 $5 \sim 10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 和 $10 \sim 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的数据。表明分离线的斜率与降水粒子的形成机制有关,冷云过程越强,斜率越小。

另外,图 4 中红色三角形是不同雨强 $\lg N_w - D_m$ 的平均值,随着雨强增大 D_m 是逐渐增大的,表明大雨滴对降水的增大有重要贡献;对于 $\lg N_w$,商丘、肥城和寿光 3 个观测点随着雨强增大 $\lg N_w$ 略有增大,而旅顺和长海两个观测点的 $\lg N_w$ 随着雨强增大基本不变,表明这两个观测点雨强的增大受雨滴直径增大的影响更显著。因此,商丘、肥城和寿光 3 个观测点的对流降水雨滴谱属于浓度-尺寸混合控制,而旅顺和长海的对流降水雨滴谱属于尺寸控制(Uijlenho et al, 2003),这与上文利用 $Z-R$ 关系分析的结论是一致的。

4 结 论

利用 Parsivel 型降水天气现象仪观测资料,分析了 2018 年登陆台风温比亚深入内陆后,热带低压阶段商丘、肥城和寿光,以及温带气旋阶段旅顺、长海各个观测点雨滴谱演变特征,主要结果为:

(1)商丘、肥城和寿光不同雨强的平均雨滴谱类

似,小雨滴浓度较高、大雨滴浓度偏低,粒子数密度在直径 2.00 mm 附近易出现第二峰值,具有平衡雨滴谱特征;而旅顺和长海平均雨滴谱分布类似,小雨滴浓度较低,而大雨滴浓度偏高,平均雨滴谱具有冰相控制的雨滴谱的特征。

(2)商丘、肥城和寿光的 $Z-R$ 关系类似,并且与“温比亚”登陆后沿海的 $Z-R$ 关系很接近,表明“温比亚”深入内陆后一直到减弱成温带气旋之前的降水微物理特征变化不大;旅顺和长海的 $Z-R$ 关系类似,具有较大的指数,表明温带气旋在东北降水的微物理特征有明显改变,冰相过程控制了雨滴谱分布。

(3)归一化伽马函数的参数分布($\lg N_w - D_m$)显示,商丘、肥城和寿光对流降水数据点位于海洋性对流降水附近,云中微物理过程主要是碰并增长为主的暖雨过程和暖雨-冰相混合两类;旅顺和长海的对流降水数据点主要位于大陆性对流附近,表明这两个观测点的对流降水具有大陆性对流降水特征,云中微物理过程主要以暖雨-冰相混合、冰相两类为主。

“温比亚”深入内陆后不断受冷空气影响,先后减弱成热带气旋、温带气旋,并出现两次移动方向的变化,分析显示降水的微物理特征变化缓慢,只有在减弱成温带气旋之后,受较强冷空气影响才导致云中微物理过程的显著改变。

参考文献

- 卜松,李英,2020. 华东登陆热带气旋降水不同分布的对比分析[J]. 大气科学,44(1):27-38. Bu S, Li Y, 2020. Comparative analysis of precipitation distributions of tropical cyclones making landfall in East China[J]. Chin J Atmos Sci, 44(1): 27-38(in Chinese).
- 冯婉悦,施丽娟,王智敏,等,2021. 雨滴谱仪资料在“温比亚”台风降水估测中的应用探究[J]. 气象,47(4):389-397. Feng W Y, Shi L J, Wang Z M, et al, 2021. Application of raindrop disdrometer data in rainfall estimation of Typhoon Rumbia[J]. Meteor Mon, 47(4):389-397(in Chinese).
- 高控柱,2020. 2018 年台风温比亚的强对流螺旋雨带观测特征分析[J]. 气象,46(6):792-800. Gao S Z, 2020. Characteristics analysis on the severe convective spiral rainband of Typhoon Rumbia (2018)[J]. Meteor Mon, 46(6):792-800(in Chinese).
- 梁军,张胜军,冯呈呈,等,2019. 台风 Polly(9216)和 Matmo(1410)对辽东半岛降水影响的对比分析[J]. 气象,45(6):766-776. Liang J, Zhang S J, Feng C C, et al, 2019. Comparison of synoptic circulations of heavy rain associated with Typhoons Polly and Matmo over Liaodong Peninsula[J]. Meteor Mon, 45(6):766-776(in Chinese).
- 吕童,2018. 登陆台风雨滴谱特征观测研究[D]. 南京:南京大学. Lyu

- T, 2018. Observational study of the characteristics of raindrop size distribution of landfalling typhons [D]. Nanjing: Nanjing University (in Chinese).
- 申高航, 高安春, 李君, 2021. 雨滴谱及双偏振雷达等资料在一次强降雨过程中的应用[J]. 气象, 47(6): 737-745. Shen G H, Gao A C, Li J, 2021. Application of raindrop spectrum and dual polarization radar data to a heavy rain process [J]. Meteor Mon, 47(6): 737-745 (in Chinese).
- 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[J]. 应用气象学报, 32(3): 370-384. Wang J, Wang W Q, Wang H, et al, 2021. Hydrometeor particle characteristics during a late summer hailstorm in northern Shandong [J]. J Appl Meteor Sci, 32(3): 370-384 (in Chinese).
- 王叶红, 赵玉春, 罗昌荣, 等, 2019. 双雷达风场反演拼图在登陆台风“莫兰蒂”(1614)强降雨精细预报中的同化应用试验[J]. 气象学报, 77(4): 617-644. Wang Y H, Zhao Y C, Luo C R, et al, 2019. Assimilation experiments for the application of dual-radar retrieval wind mosaics in detailed heavy precipitation forecast produced by landfall Typhoon “Meranti” (1614) [J]. Acta Meteor Sin, 77(4): 617-644 (in Chinese).
- 吴天贻, 周玉淑, 王咏青, 等, 2021. 两次不同季风强度背景下的西行台风登陆过程降水特征对比分析 [J]. 大气科学, 45(6): 1173-1186. Wu T Y, Zhou Y S, Wang Y Q, et al, 2021. Comparative analysis of precipitation characteristics of the westward typhoon cases “Bilis” and “Sepat” during landfall under different monsoon intensities [J]. Chin J Atmos Sci, 45(6): 1173-1186 (in Chinese).
- 徐亚钦, 夏国锋, 翟国庆, 等, 2018. “苏拉”台前强螺旋云带辐合特征分析[J]. 气象, 44(10): 1275-1285. Xu Y Q, Xia Y F, Zhai G Q, et al, 2018. Convergence characteristics of severe prefrontal spiral cloud band of Typhoon Saola [J]. Meteor Mon, 44(10): 1275-1285 (in Chinese).
- 杨舒楠, 端义宏, 2020. 台风温比亚(1818)降水及环境场极端性分析 [J]. 应用气象学报, 31(3): 290-302. Yang S N, Duan Y H, 2020. Extremity analysis on the precipitation and environmental field of Typhoon Rumbiain 2018 [J]. J Appl Meteor Sci, 31(3): 290-302 (in Chinese).
- 朱红芳, 杨祖祥, 王东勇, 等, 2019. 进入内陆的两个台风降水特征对比分析[J]. 气象学报, 77(2): 268-281. Zhu H F, Yang Z X, Wang D Y, et al, 2019. Comparative analysis of the rainstorms caused by two typhoons in inland China [J]. Acta Meteor Sin, 77(2): 268-281 (in Chinese).
- Bao X W, Wu L G, Tang B, et al, 2019. Variable raindrop size distributions in different rainbands associated with Typhoon Fitow (2013) [J]. J Geophys Res: Atmos, 124(22): 12262-12281.
- Bao X W, Wu L G, Zhang S, et al, 2020a. Distinct rain drop size distributions of convective inner- and outer-rainband rain in Typhoon Maria (2018) [J]. J Geophys Res: Atmos, 125(14): e2020JD032482.
- Bao X W, Wu L G, Zhang S, et al, 2020b. A comparison of convective raindrop size distributions in the eyewall and spiral rainbands of Typhoon Lekima (2019) [J]. Geophys Res Lett, 47(23): e2020GL090729.
- Battaglia A, Rustemeier E, Tokay A, et al, 2010. Parsivel snow observations: a critical assessment [J]. J Atmos Ocean 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]. J Atmos Sci, 60(2): 354-365.
- Bringi V N, Williams C R, Thurai M, et al, 2009. Using dual-polarized radar and dual-frequency profiler for DSD characterization: a case study from Darwin, Australia [J]. J Atmos Ocean Technol, 26(10): 2107-2122.
- Chen B J, Wang Y, Ming J, 2012. Microphysical characteristics of the raindrop size distribution in Typhoon Morakot (2009) [J]. J Trop Meteor, 18(2): 162-171.
- Chen B J, Yang J, Gao R Q, et al, 2020. Vertical variability of the raindrop size distribution in typhoons observed at the Shenzhen 356-m meteorological tower [J]. J Atmos Sci, 77(12): 4171-4187.
- Chen G, Zhao K, Wen L, et al, 2019. Microphysical characteristics of three convective events with intense rainfall observed by polarimetric radar and disdrometer in Eastern China [J]. Remote Sens, 11(17): 2004.
- Dolan B, Fuchs B, Rutledge S A, et al, 2018. Primary modes of global drop size distributions [J]. J Atmos Sci, 75(5): 1453-1476.
- Feng L, Hu S, Liu X T, et al, 2020. Precipitation microphysical characteristics of Typhoon Mangkhut in Southern China using 2D video disdrometers [J]. Atmosphere, 11(9): 975.
- Friedrich K, Kalina E A, Masters F J, et al, 2013. Drop-size distributions in thunderstorms measured by optical disdrometers during VORTEX2 [J]. Mon Wea Rev, 141(4): 1182-1203.
- Fulton R A, Breidenbach J P, Seo D J, et al, 1998. The WSR-88D rainfall algorithm [J]. Wea Forecast, 13(2): 377-395.
- Gatlin P N, Thurai M, Bringi V N, et al, 2015. Searching for large raindrops: a global summary of two-dimensional video disdrometer observations [J]. J Appl Meteor Climatol, 54(5): 1069-1089.
- Jaffrain J, Berne A, 2011. Experimental quantification of the sampling uncertainty associated with measurements from Parsivel disdrometers [J]. J Hydrometeorol, 12(3): 352-370.
- Ji L, Chen H H, Li L, et al, 2019. Raindrop size distributions and rain characteristics observed by a Parsivel disdrometer in Beijing, Northern China [J]. Remote Sens, 11(12): 1479.
- Löffler-Mang M, Joss J, 2000. An optical disdrometer for measuring size and velocity of hydrometeors [J]. J Atmos Ocean Technol, 17(2): 130-139.
- McFarquhar G M, 2004. A new representation of collision-induced breakup of raindrops and its implications for the shapes of raindrop size distributions [J]. J Atmos Sci, 61(7): 777-794.
- Rosenfeld D, Ulbrich C W, 2003. Cloud microphysical properties, processes, and rainfall estimation opportunities [J]. Meteor Monogr, 30(52): 237-258.
- Straub W, Beheng K D, Seifert A, et al, 2010. Numerical investigation

- of collision-induced breakup of raindrops. Part II: parameterizations of coalescence efficiencies and fragment size distributions [J]. *J Atmos Sci*, 67(3): 576-588.
- 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]. *J Appl Meteor Climatol*, 40(6): 1118-1140.
- Tokay A, Wolff D B, Petersen W A, 2014. Evaluation of the new version of the laser-optical disdrometer, OTT Parsivel² [J]. *J Atmos Ocean Technol*, 31(6): 1276-1288.
- Uijlenhoet R, Smith J A, Steiner M, 2003. The microphysical structure of extreme precipitation as inferred from ground-based raindrop spectra [J]. *J Atmos Sci*, 60(10): 1220-1238.
- Wang G L, Zhou R R, Zhaxi S L, et al, 2021. Raindrop size distribution measurements on the Southeast Tibetan Plateau during the STEP project [J]. *Atmos Res*, 249: 105311.
- Wang M J, Zhao K, Xue M, et al, 2016. Precipitation microphysics characteristics of a Typhoon Matmo (2014) rainband after landfall over eastern China based on polarimetric radar observations [J]. *J Geophys Res: Atmos*, 121(20): 12415-12433.
- Wen L, Zhao K, Chen G, et al, 2018. Drop size distribution characteristics of seven typhoons in China [J]. *J Geophys Res: Atmos*, 123(12): 6529-6548.
- Wen L, Zhao K, Zhang G F, et al, 2016. 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]. *J Geophys Res: Atmos*, 121(5): 2265-2282.
- Wen L, Zhao K, Zhang G F, et al, 2017. Impacts of instrument limitations on estimated raindrop size distribution, radar parameters, and model microphysics during Mei-Yu season in East China [J]. *J Atmos Ocean Technol*, 34(5): 1021-1037.
- Willis P T, 1984. Functional fits to some observed drop size distributions and parameterization of rain [J]. *J Atmos Sci*, 41(9): 1648-1661.
- 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]. *J Appl Meteor Climatol*, 45(10): 1450-1464.

(本文责编:何晓欢)