

杨可,傅云飞.2023.准全球6—8月雨粒子谱和降水反射率因子分布特征分析[J].暴雨灾害,42(5):572–584. YANG Ke, FU Yunfei. 2023. Basic characteristics of monitoring global Droplet Size Distribution and Precipitation Reflectivity Factor from June to August [J]. *Torrential Rain and Disasters*,42(5):572–584 (in Chinese). doi:10.12406/byzh.2023–050

准全球6—8月雨粒子谱和降水反射率 因子分布特征分析

杨可,傅云飞

(中国科学技术大学地球和空间科学学院,合肥 230026)

摘要:获得准全球雨粒子谱(DSD)特征对研究降水具有重要科学意义,并在测雨雷达探测反演降水中的重要应用价值。利用2014—2020年6—8月美国航空航天局(NASA)戈达德飞行中心(GFSC)提供的2ADPR数据以及欧洲天气预报中心再分析数据(ERA5),分析了准全球DSD参数(粒子中值直径 D_0 、粒子浓度参数 dBN_w)和降水反射率因子(PRF)的三维结构特征,并对不同纬度带及青藏高原地区DSD参数和PRF三维结构特征的区域差异及海陆差异进行了对比和讨论。结果表明:DSD参数 D_0 和 dBN_w 的空间分布型不同,表现为 dBN_w 大值区(> 35)具有小 D_0 (< 1 mm),而 dBN_w 低值区(< 30)具有大 D_0 (> 1.2 mm)。近地面各纬度带上陆地平均 D_0 均大于洋面,但平均 dBN_w 均小于洋面,且热带及北半球地域的海陆差异很大。PRF的垂直分布主要由 D_0 决定, dBN_w 为次要因子。 D_0 平均垂直分布廓线表明大、中、小降水粒子的主要微物理过程存在差异, dBN_w 的廓线表明高层平均降水粒子浓度小于低层。和陆地其它区域相比,青藏高原DSD参数和PRF的概率密度分布最为集中,且降水粒子尺度最小、浓度偏低。

关键词: 双频测雨雷达;雨粒子谱;粒子中值直径;粒子浓度参数;反射率因子

中图分类号: P412.27

文献标志码: A

DOI: 10.12406/byzh.2023–050

Basic characteristics of monitoring global DPR Droplet Size Distribution and Precipitation Reflectivity Factor from June to August

YANG Ke, FU Yunfei

(School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei 230026)

Abstract: Obtaining monitoring global droplet size distribution (DSD) is of great scientific significance for the study of precipitation characteristics and has important applications in retrieving precipitation by precipitation radar. Based on the GPM data provided by NASA's Goddard Flight Center (GFSC) and ERA5 reanalysis data, three-dimensional structure of DPR-derived mass-weighted mean diameter (D_0) and normalized intercept parameter (dBN_w) of DSD and precipitation reflectivity factor (PRF) from June to August in 2014–2020 were investigated. The regional and sea-land differences of DSD parameters and PRF in different latitudinal zones were also analyzed. The results are as follows. The spatial distribution patterns of D_0 and dBN_w are different and the large value region of dBN_w (> 35) has small D_0 (< 1 mm), while the low value region of dBN_w (< 30) has large D_0 (> 1.2 mm). The mean D_0 over the land surface is larger than that over the ocean, but the mean dBN_w is smaller than that over the ocean, and there are great differences between land and sea in the tropics and the northern hemisphere. The vertical distribution of precipitation reflectivity factor (PRF) is mainly determined by D_0 , and dBN_w is a secondary factor. The D_0 mean profile indicates that the main microphysical processes of the large, medium, and small precipitation particles are different. The dBN_w profile indicates that the concentration of mean particles in the upper layer is smaller than that in the lower layer. Compared with other terrestrial regions, the distributions of DSD parameters and PRF over the Tibetan Plateau are the most concentrated, and the precipitation particles are smaller in size and lower in concentration.

Key words: dual-frequency precipitation radar; droplet size distribution; mass-weighted mean diameter; normalized intercept parameter; reflectivity factor

收稿日期: 2023–03–17;定稿日期:2023–07–19

资助项目: 国家自然科学基金项目(42230612,42275140)

第一作者: 杨可,主要从事云和降水卫星遥感研究。E-mail: oliviayk@mail.ustc.edu.cn

通信作者: 傅云飞,主要从事大气物理学、大气探测和遥感学研究。E-mail: fyf@ustc.edu.cn

引言

雨粒子谱(Droplet Size Distribution, DSD)为单位体积、单位间隔内雨滴数浓度随等效直径(同体积球所具有的直径)的分布,它反映了降水的微物理特征(顾震潮,1980)。雷达探测的降水反射率因子(Precipitation Reflectivity Factor, PRF)与雷达有效照射体积内粒子直径6次方成正比关系,还取决于有效照射体积内的粒子数浓度。DSD与PRF是卫星遥感反演降水以及气象雷达定量估测降水的重要基础(Seliga and Bringi, 1976; Iguchi et al., 2000)。研究DSD和PRF的全球特征,不仅有助于进一步理解降水的发展演变过程,还能为模式提供参数化依据,提高降水预报的准确性(Lim and Hong, 2010)。

DSD的观测一直受到国内外学者关注,由于技术的限制,早期是通过人工采集雨滴特征参数数据并进行统计分类,该过程繁复耗时,实时性差,往往存在很大的误差(安英玉等,2008)。直到20世纪70年代后,随着光电技术的发展,才出现了自动化、实用化的测量仪器,即雨滴谱仪。学者们利用各类雨滴谱仪研究了区域性DSD的基本特征(陈宝君等,1998; Brandes et al., 2007)。但雨滴谱仪采样空间较小,不能在相对高的时空分辨率下实现大面积的观测,不能给出相对统一的全球性DSD基本特点,故通过雷达探测反演雨粒子谱,是雷达气象学长期以来研究的重要课题之一(刘黎平等,1996; Zhao et al., 2019)。但地基雷达的分布受地理位置和地形的限制,在陆地和海洋上分布不均,因此星载测雨雷达(Precipitation Radar, PR)是揭示全球性DSD最有效的方法(Simpson et al., 1988)。

1997年11月27日全球首部星载测雨雷达升空,实现了对热带和副热带地区降水的有效观测(Kummerow et al., 1998; Liu and Fu, 2001)。PR为单频测雨雷达(Ku波段,13.8 GHz),基于单个波段的探测结果,PR算法不能反演可靠的DSD信息(Iguchi et al., 2000)。作为PR的延续,2014年2月28日全球首部星载双频测雨雷达(Dual-frequency Precipitation Radar, DPR)升空。DPR轨道覆盖范围更广(65°S—65°N),且包含了KuPR(Ku波段,13.6 GHz)和KaPR(Ka波段,35.5 GHz)两个波段的降水雷达,基于两个波段的联合探测结果,DPR双频反演算法能够提供DSD的信息,因此DPR为深入了解准全球DSD特征提供了利器。

DPR运行至2023年已经9 a,学者对DPR的研究中也涉及了一些有关DSD特征的研究(Radhakrishna et al., 2016; 傅云飞等, 2021; Ryu et al., 2021; Zhang et al., 2022)。如Radhakrishna等(2016)比较了印度次大陆和

邻海区域的DSD区域差异;Ryu等(2021)利用聚类分析分类探讨了准全球暴雨DSD的特征;Zhang等(2022)对2020年长江流域强梅雨期降水的特征和云微物理过程进行了分析,揭示了强梅雨期降水的DSD特点。然而迄今对不同纬度带上DSD的基本特征以及海陆差异的认识仍然不足,并且北半球夏季是中纬度季风区降水较集中的季节,强降水天气多出现在这个时段,基于此本文对2014—2020年6—8月DPR的降水产品进行分析,以认识不同纬度带以及青藏高原地区6—8月DSD参数(D_0 、 dBN_w)和PRF的三维结构特征及其区域差异和海陆差异,以期提高对准全球降水云和降水微物理过程的理解,为数值模拟提供参数化依据。

1 资料与方法

1.1 资料说明

本文使用的双频反演2ADPR数据由GPM(Global Precipitation Measurement)卫星上搭载的DPR探测结果处理所得。GPM DPR作为TRMM(Tropical Rainfall Measuring Mission)PR的延续,其轨道覆盖范围更广(65°S—65°N),观测精度更高(Hou et al., 2014),并且DPR包含两个探测波段,分别为与PR相似的Ku波段(13.6 GHz)和Ka波段(35.5 GHz),基于两个波段的联合探测结果,GPM双频反演算法能够反演DSD的信息和降水强度(Iguchi et al., 2012)。

DPR使用的DSD模型为Gamma分布模型,它可以较好地反映降水粒子的分布特征(Ulbrich, 1983),其表达式为

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\Lambda D) \quad (1)$$

D 为雨滴直径(单位:mm), $N(D)$ 是单位体积、单位间隔(D 至 $D+\Delta D$)内雨滴的数量(即DSD,单位: $\text{mm}^{-1} \cdot \text{m}^{-3}$), N_0 (单位: $\text{mm}^{-1} \cdot \text{m}^{-3}$)、 Λ (单位: mm^{-1})和 μ 分别是截距、斜率和形状参数。在实际应用中,更多使用Gamma分布函数的归一化形式

$$N(D) = N_w f(\mu) \left(\frac{D}{D_0} \right)^\mu \exp \left[- (3.67 + \mu) \frac{D}{D_0} \right] \quad (2)$$

$$D_0 \equiv \frac{3.67 + \mu}{\Lambda} \quad (3)$$

$$N_w = \frac{N_0}{f(\mu)} D_0^\mu \quad (4)$$

$$f(\mu) = \frac{6}{3.67^4} \frac{(3.67 + \mu)^{\mu+4}}{\Gamma(\mu+4)} \quad (5)$$

式(3)中, D_0 (单位:mm)为雨滴的中值直径,即直径小于 D_0 的雨滴含水量占总含水量的一半。 N_w 为归一化

的截距,也称为粒子浓度参数 d_{Bw} ,记为 d_B

$$d_B = 10 \log_{10}(N_w) \quad (6)$$

当形状因子 μ 取固定值时,利用DPR双频雷达的探测结果,即可得到反演的雨滴谱分布函数(即参数 D_0 、 N_w),DSD反演算法的具体流程参见 Iguchi 等(2012)的研究。

GPM 网站 (<https://pmm.nasa.gov/data-access/downloads/gpm>) 提供了双频反演产品 2ADPR,其有效性已被众多研究者验证(Kotsuki et al., 2014),因此本文使用的 2ADPR 降水产品可靠性强。2ADPR 产品包含了雷达回波廓线、DSD 参数廓线、近地表降水强度等降水参数,其中雷达回波廓线和 DSD 参数廓线的垂直分辨率为 125 m,水平分辨率为 5 km。

本文还使用了欧洲中期天气预报中心(European Centre for Medium-range Weather Forecasts, ECMWF)发布的第五代再分析资料(ERA5)描述准全球 2014—2020 年 6—8 月平均大气环流背景。该资料的垂直分辨率为 137 层(插值到 37 个等压面),水平分辨率为 0.25° 。目前该数据被认为是适用性较好、可信度较高的再分析数据(Hersbach et al., 2020)。

1.2 研究方法

为方便绘制降水参数的水平分布图,将 2ADPR 逐日逐轨道资料进行了格点化处理,衡志炜和傅云飞

(2014)的研究表明对月尺度及以上的气候分析而言,格点尺度大小对卫星像元数据格点化的影响不显著,为此本文选择生成 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 空间分辨率的格点资料,采用傅云飞等(2008)相同的格点化方法,即对每个格点内的卫星探测样本点做算数平均。图 1 所示为 2014—2020 年 6—8 月准全球 2.5° 格点内 DPR 探测的降水次数(即样本)的空间分布,可以看到降水样本在赤道辐合带、北半球季风区、中纬度等地偏多,且大部分地区降水样本量超过 1 000,这表明本文的研究是基于大样本,研究结果具有可靠性。

此外,为揭示不同纬度带 DSD 参数的特征,本文将划分 5 个研究区域(图 1),即热带地区(20°N — 20°S)、北半球副热带地区(20° — 40°N)、南半球副热带地区(20° — 40°S)、北半球中纬度地区(40° — 60°N)、南半球中纬度地区(40° — 60°S),以研究并比较 DSD 参数和 PRF 的基本特征和海陆差异。由于青藏高原地区特殊的地理条件,其云微物理特征和降水具有独特性(潘晓和傅云飞, 2015; Gao et al., 2016),本文还将青藏高原地区(3 000 m 等高线)DSD 参数和 PRF 的基本特征列入对比分析(图 1 中红色虚线部分)。平均环流背景是利用 ERA5 数据绘制的地表温度和风场、500 hPa 垂直风场和位势高度、200 hPa 散度和位势高度的分布。

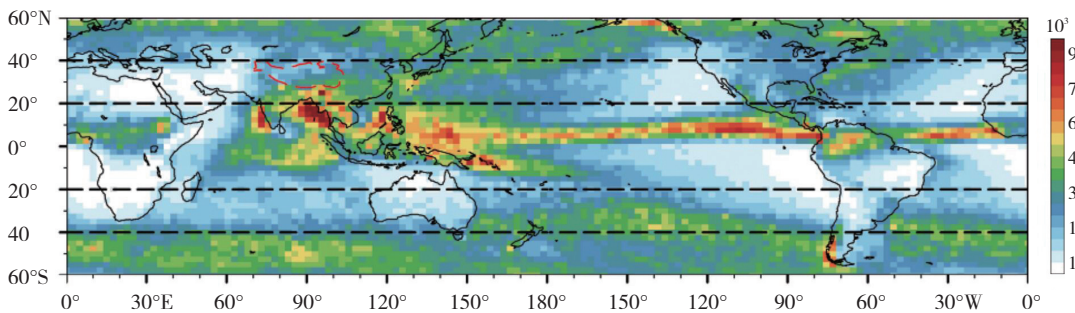


图1 2014—2020年6—8月DPR探测的降水样本分布
(虚线为研究区域的分界线,红虚线为地形3 000 m 高度等值线,下同)

Fig.1 Distribution of precipitation samples detected by DPR from June to August during 2014–2020 (The dashed lines are the dividing lines of the research area, and the red dashed line is the contour line of 3 000 m)

2 结果与分析

2.1 雨粒子谱和最大降水反射率因子的水平分布

2.1.1 近地面雨粒子谱参数

首先利用GPM DPR 2014—2020年6—8月观测结果,统计计算得到了平均近地面降水强度(Rain rate, RR)和DSD参数的水平分布,以了解6—8月RR和DSD参数的空间分布特征(图2)。结果表明热带和副热带一些地区存在平均RR大值区,如赤道辐合带(Intertropical Convergence Zones, ITCZ)、南太平洋辐合带

(South Pacific Convergence Zone, SPCZ)、西太平洋和大西洋副热带高压(副高)西侧、南亚季风区的阿拉伯海和孟加拉湾北部、东亚季风区的南海及我国华南、非洲中部、北美洲中东部、南美洲东南部等地区的平均RR均大于 $3 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$;北半球中纬度地区的平均RR分布在 $0.5 \sim 2.5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 之间,而南半球中纬度地区平均RR最小($< 1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$),可见平均RR分布(图2a)符合气候特点,即北半球夏季降水强度大,南半球冬季降水则较弱。Wang等(2022)对TRMM PR十五年探测结果的统计表明,我国中东部陆面和临近东海的夏季平均

RR为3~5 mm·h,但陆面比洋面的RR稍小,这与DPR给出的这一区域平均RR基本一致。

图2b、c为平均RR对应的DSD参数的空间分布,可以看到平均RR大值区一般对应的平均 D_0 也较大(1.2~1.7 mm),尤其印度次大陆西北部、北美大陆南部、南美洲中部和非洲中部的平均 D_0 明显大于其它地域。但部分平均RR大值区存在平均 D_0 偏小但 dBN_w 偏大的情况,如西太平洋副高西侧、热带太平洋中东部平均 D_0 小于1.2 mm但平均 dBN_w 大于34。Chen等(2020)也发现了类似的现象。其次可以看到东亚地

区RR和 D_0 均表现出西高东低的特征,和该地区阶梯地形特征一致,这表明地形地貌对局地降水特征有相当大的影响。此外可以明显看出平均 dBN_w 空间分布型(图2c)明显地不同于平均 D_0 分布型(图2b),表现为 dBN_w 大值区具有小 D_0 ,而 dBN_w 低值区具有大 D_0 。如副热带东北太平洋和热带东南太平洋、热带东南大西洋地区平均 dBN_w 可达35以上,而平均 D_0 则明显偏小(<1 mm)。印度次大陆西北部、北美大陆南部、南美洲中部、非洲中部地区平均 D_0 可达1.2 mm以上,而平均 dBN_w 则明显偏小(<30)。

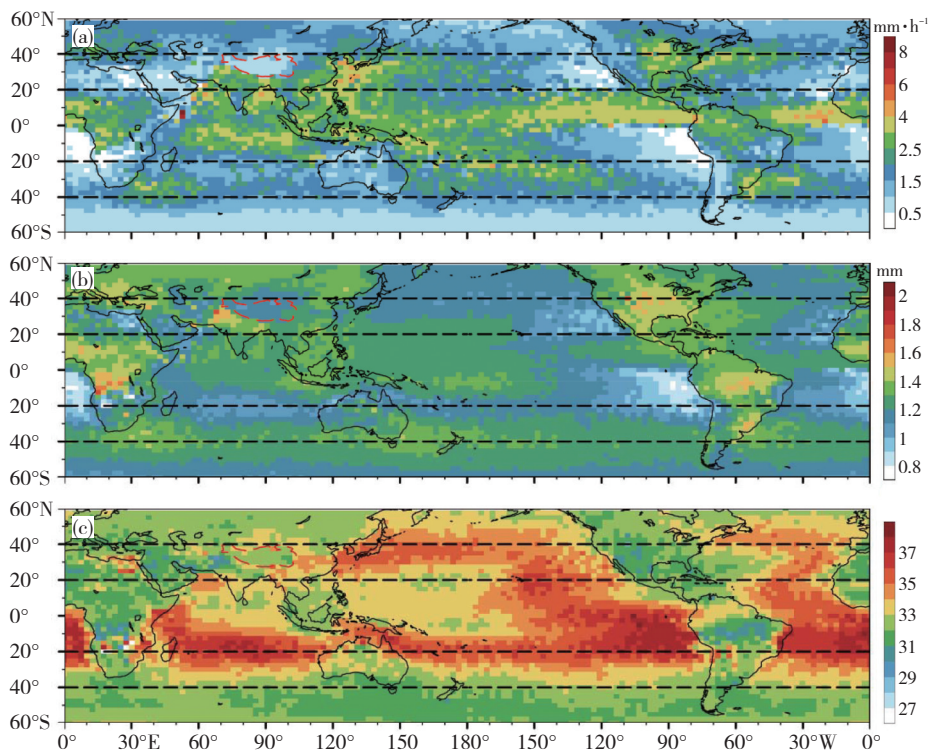


图2 2014—2020年6—8月平均近地面降水强度(a)、粒子中值直径 D_0 (b)、粒子浓度 dBN_w (c)的水平分布

Fig.2 The distribution of (a) near-surface rain rate, (b) D_0 , and dBN_w (c) from June to August during 2014–2020

为了定量分析图2中近地面DSD参数的分布,给出其概率密度分布(Distribution of Probability Density, DPD)。从 D_0 的分布(图3a—f)可见,各研究区分布型一致,均为不对称单峰结构,陆地上峰值均出现在1.1~1.2 mm,洋面上峰值均出现在1.0~1.1 mm。在分布宽度上,热带地区分布最宽,副热带地区次之,中纬度地区再次之,青藏高原最窄。陆地上,热带地区平均 D_0 最大、副热带地区次之、中纬度地区再次之、青藏高原最小。洋面上,热带和南半球地域的平均 D_0 大于北半球地域。此外,近地面各纬度带上陆地平均 D_0 均大于洋面,且热带和北半球地域的海陆差异很大,Yamaji等(2018)也发现了类似的现象。

图3g—l为 dBN_w 的分布,可见各研究区的分布型不一致,热带和北半球中纬度洋面为双峰分布,峰值

出现在34和39,而其它地域均为单峰分布,陆地上峰值出现在32~33,洋面上峰值为34。 dBN_w 分布宽度的特征和 D_0 类似,都是热带地区分布最宽,副热带地区次之,中纬度地区再次之,青藏高原最窄。陆地上,热带和北半球地域的平均 dBN_w 大于青藏高原和南半球地域。洋面上,热带和北半球地域的平均 dBN_w 同样大于南半球地域。此外,近地面各纬度带上陆地平均 dBN_w 均小于洋面,这和 D_0 的特征相反,且热带和北半球地域的海陆差异很大。

2.1.2 最大降水反射率因子

由于降水云中最大PRF (PRF_max)是降水粒子尺度及其浓度的反映,其所在高度与降水云中垂直运动的强弱和稳定性有关(Houze et al., 1993)。图4给出2014—2020年6—8月平均PRF_max及其对应高度、

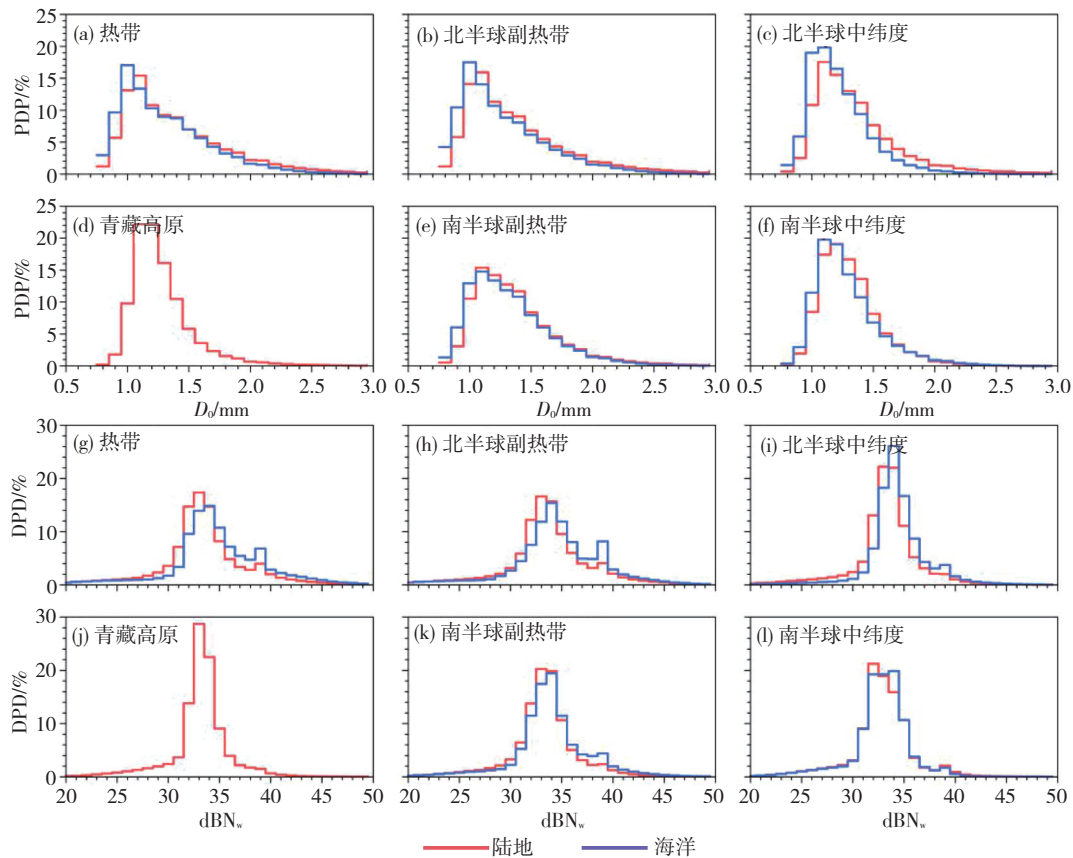


图3 2014—2020年6—8月热带(a、g)、北半球副热带(b、h)、北半球中纬度(c、i)、青藏高原(d、j)、南半球副热带(e、k)、南半球中纬度(f、l)地区近地面粒子中值直径 D_0 (a-f)和粒子浓度 dBN_w (g-i)的概率密度分布(DPD)

Fig.3 Probability density distribution of (a-f) near-surface D_0 and (g-i) dBN_w in (a, g) tropics, (b, h) northern hemisphere subtropics, (c, i) northern hemisphere mid-latitude, (d, j) Tibetan Plateau, (e, k) southern hemisphere subtropics, (f, l) southern hemisphere mid-latitude from June to August during 2014-2020

对应DSD参数的水平分布。结果表明热带和副热带一些地区存在平均PRF_max大值区,如西太平洋和大西洋副高西侧、孟加拉湾北部、东亚季风区的南海及我国华南、非洲中部、北美洲中东部、南美洲东南部等地区平均PRF_max均大于27 dBz(图4a),这和平均RR(图2a)大值区的分布类似;北半球中纬度陆地的平均PRF_max明显大于洋面,前者为22~27 dBz,后者小于25 dBz;南半球中纬度地区的平均PRF_max无明显海陆差异;青藏高原平均PRF_max明显小于周边地区,为21~23 dBz,周边地区大于24 dBz,这和Wang等(2022)在这个区域的研究结论基本一致。

PRF_max对应高度反映了降水云中垂直运动的强弱,图4b显示各研究区陆地和洋面平均PRF_max高度分布比较均匀,热带和北半球副热带对应高度偏高,北半球中纬度和南半球副热带次之,南半球中纬度最低,这符合气候特点,即北半球夏季气流垂直运动较强,南半球冬季则较弱。热带地区大部分区域对应高度为4~5 km,但太平洋东南部等洋面冷水区为1~2 km,这是由于冷水区大气稳定,稳定的暖云降水

多发生在该地(Qin and Fu, 2016)。北半球副热带地区,对应高度主要在3~5 km,而青藏高原地区由于地形抬升,对应高度分布在5~6 km。北半球中纬度和南半球副热带则主要分布在1~4 km。南半球中纬度地区高度偏低,主要分布在1~2 km。

PRF_max是降水粒子尺度及其浓度的反映,图4c-d为平均PRF_max对应的DSD参数的空间分布,明显看出平均PRF_max分布型受对应 D_0 的影响比较大,如上述平均PRF_max大值区一般对应的平均 D_0 较大(>1.4 mm),但 dBN_w 较小(<32),尤其是印度次大陆西北部、非洲中部、北美洲中东部、南美洲东南部地区平均 D_0 明显大于其它地域,而平均 dBN_w 明显小于其它地域。这符合雷达方程所说的降水回波强度受粒子尺度和浓度的影响但主要取决于粒子尺度(张培昌等,2001)。

为了定量分析图4中PRF_max及其对应DSD参数的分布,给出其DPD,从PRF_max的分布(图5a-f)可见,各研究区分布型一致,均为不对称单峰结构,陆地上峰值出现在22~25 dBz,洋面上峰值出现在22~24

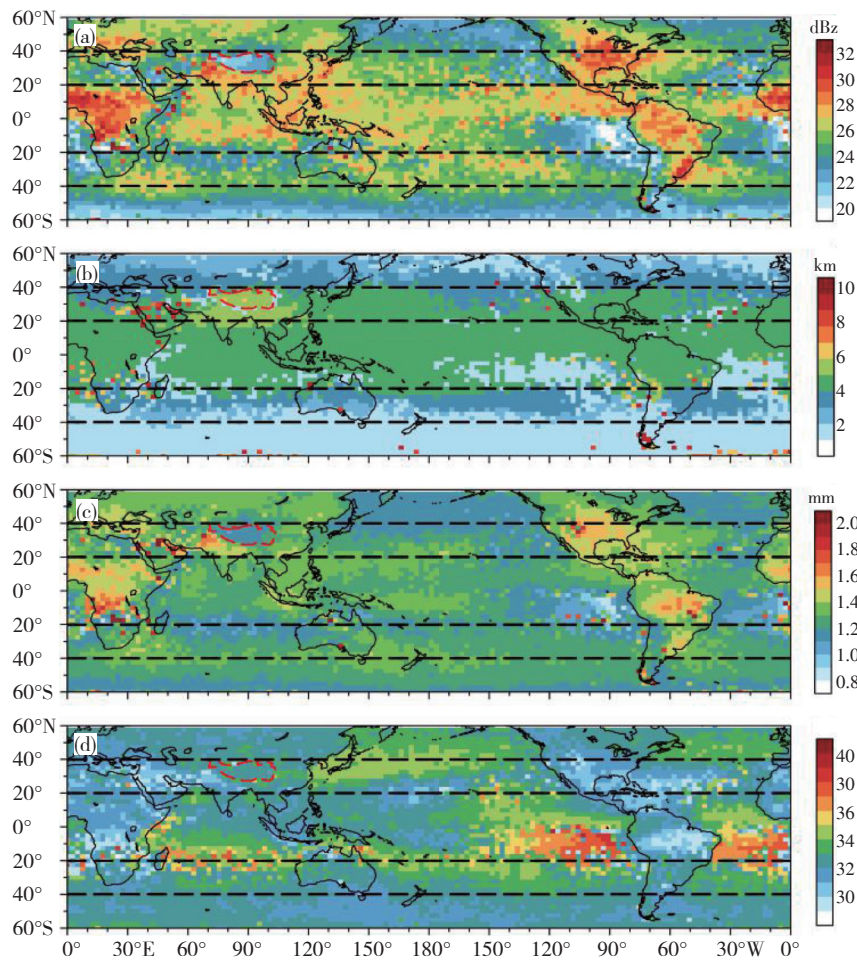


图4 2014—2020年6—8月平均最大反射率因子PRF_{max}(a)、对应高度(b)、对应粒子中值直径D₀(c)和对应粒子浓度dBN_w(d)的水平分布

Fig.4 Distribution of (a) average PRF_{max}, (b) corresponding height, (c) corresponding D₀ and (d) corresponding dBN_w from June to August during 2014–2020

dBz。在分布宽度上,热带地区最宽,副热带地区次之,中纬度地区再次之,青藏高原最窄。青藏高原平均PRF_{max}最小,其它地域无论是陆地还是洋面均为热带和北半球中纬度地区平均PRF_{max}偏高,北半球副热带和南半球中纬度次之,南半球副热带最小。此外,各研究区陆地平均PRF_{max}大于洋面。

图5g—l为PRF_{max}对应D₀的分布,其分布特征和PRF_{max}类似,如各研究区分布型和分布宽度、平均D₀大小排序、海陆差异均与上述PRF_{max}的特征一致。然而,对应dBN_w的分布(图5m—r)特征和PRF_{max}有所不同,如各研究区洋面的分布型为双峰分布、平均dBN_w大小排序存在差异、且各研究区陆地平均dBN_w小于洋面。对照图4d可见洋面dBN_w的次峰对应洋面冷水区,该地多发生稳定的浅薄(暖云)降水(Qin and Fu, 2016),其降水粒子尺度较小,但浓度较高。但在分布宽度上,依旧是热带地区最宽,副热带地区次之,中纬度地区再次之,青藏高原最窄。

2.2 雨粒子谱和最大降水反射率因子的垂直分布

2.2.1 概率密度随高度的分布

统计PRF和DSD参数概率密度随高度的分布,可以反映其在垂直方向上出现的频次,有助于从整体上认识它们的垂直结构特征。图6给出了陆地上PRF和DSD参数的二维概率密度分布,从图6a—f可见各研究区大于30 dBz的PRF主要出现在7 km(南半球中纬度3 km、青藏高原9 km)以下,其概率小于0.13%,7 km(3 km、9 km)以上PRF均匀地递减。PRF分布的第二个特征为热带和北半球副热带陆地PRF分布区间最宽(15~45 dBz)且回波高达12 km(概率>0.01%),表明这两个地域的降水系统中有强对流发生。PRF分布的第三个特征为青藏高原地区由于其独特的地形地貌,其PRF的分布区间最窄(15~38 dBz)且回波高达12.3 km(概率>0.01%)。

前面的分析已经表明降水回波强度受粒子尺度和浓度的影响,图6g—r所示为DSD参数即粒子中值直径D₀和粒子浓度参数dBN_w的二维概率密度分布。

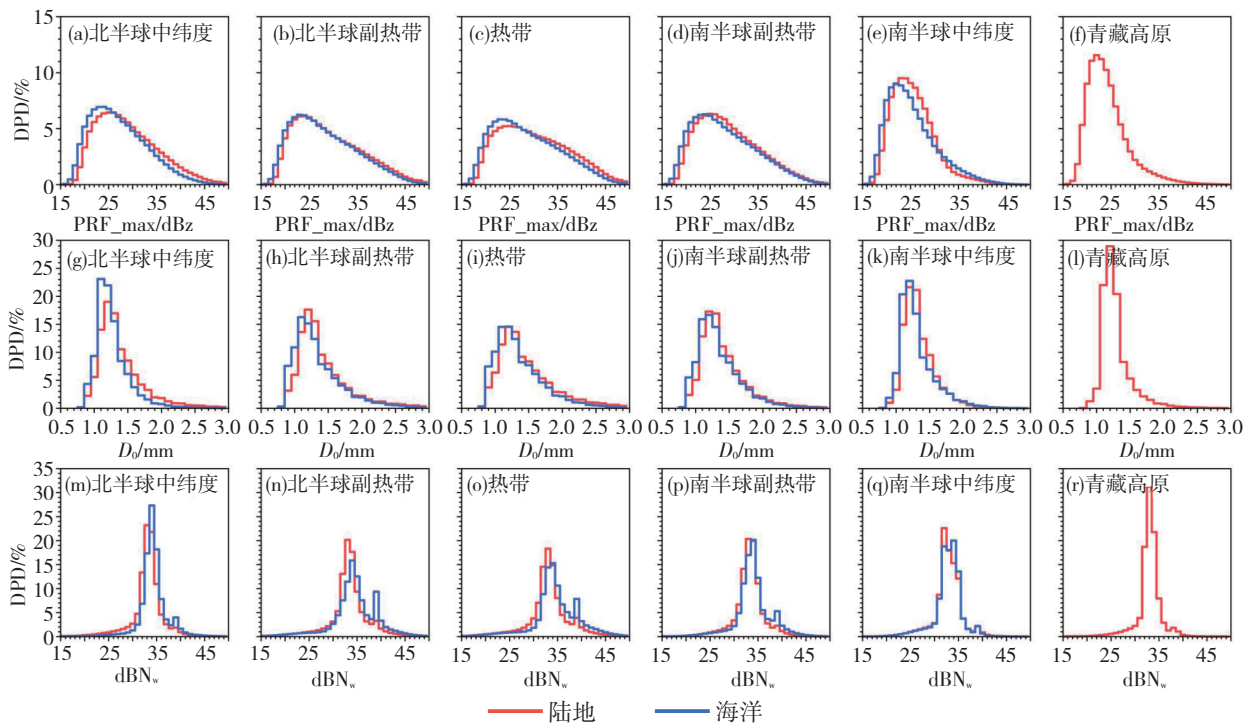


图5 2014—2020年6—8月北半球中纬度(a、g、m)、北半球副热带(b、h、n)、热带(c、i、o)、南半球副热带(d、j、p)、南半球中纬度(e、k、q)、青藏高原(f、l、r)区域最大反射率因子PRF_{max} (a—f)、对应粒子中值直径 D_0 (g—l)和对应粒子浓度 dBN_w (m—r)的概率密度分布(DPD)

Fig.5 Distribution of probability density of (a—f) PRF_{max}, (g—l) corresponding D_0 and (m—r) corresponding dBN_w in (a, g, m) northern hemisphere mid-latitude, (b, h, n) northern hemisphere subtropics, (c, i, o) tropics, (d, j, p) southern hemisphere subtropics, (e, k, q) southern hemisphere mid-latitude, (f, l, r) Tibetan Plateau from June to August during 2014—2020

从中可见,各区域 D_0 主要分布在0.9~1.4 mm之间,且 D_0 的分布趋势和PRF类似,大于1.9 mm的 D_0 主要出现在5 km (南半球中纬度3 km、青藏高原7 km)以下,其概率小于0.06%,5 km (3 km、7 km)以上 D_0 均匀地递减,再次说明降水回波强度受粒子尺度和浓度的影响但主要取决于粒子尺度(张培昌等,2001)。 dBN_w 主要分布在30~35之间,随着高度降低分布区间越宽,即 dBN_w 大于35或小于30出现的概率越大。此外,由于降水系统不同,南北半球DSD参数(D_0 、 dBN_w)分布存在差异(张鼻祺和傅云飞,2018),南半球中纬度陆地和北半球陆地相比多为浅薄降水,大降水粒子尺度($D_0 > 1.9$ mm)和高降水粒子浓度($dBN_w > 40$)出现的概率小。

洋面上PRF、 D_0 、 dBN_w 二维概率密度的分布趋势和陆地类似(图略),但在分布区间和概率上存在差异。如各研究区洋面回波高度均低于陆地(概率>0.01%),说明陆地降水系统大多比洋面深厚(Liu and Zipser, 2005)。此外,和陆地相比洋面大降水粒子尺度($D_0 > 2.2$ mm)出现的概率小,且2 km以上低降水粒子浓度($dBN_w < 27$)出现的概率小,说明洋面上多为小降水粒子且2 km以上降水粒子浓度多为适中偏大。

2.2.2 垂直廓线

DSD参数和PRF廓线为不同高度上 D_0 、 dBN_w 、PRF的分布,它们反映了降水云团的热-动力结构和微物理过程特征。为了进一步了解各区域不同下垫面DSD参数和PRF垂直结构的差异以及大粒子与小粒子、高浓度与低浓度、高反射率与低反射率因子的变化差异,这里将地表上方2 km (青藏高原5 km)处的样本按数值从大到小排序,统计前20%、中间20%、后20%样本所对应的廓线,图7给出了各纬度带(热带和北半球副热带简称C1;北半球中纬度和南半球副热带简称C2;南半球中纬度简称C3)陆地和洋面地表上方2 km以及青藏高原地表上方5 km处20%样本对应的 D_0 、 dBN_w 、PRF平均廓线。

从图7中可见大、中、小 D_0 随高度变化的特征不同,表明它们的微物理过程存在差异。陆地上,小 D_0 随高度的降低几乎不断减小,并且在低层(C1:1~4 km、C2:1~3 km、C3:1~2 km)减小速率明显增大,这是蒸发或破碎作用所致;大 D_0 随高度的降低几乎不断增大,并且在低层顶至5.5 km (C1)、4.5 km (C2)、3 km (C3)处速率明显增大,显著表现了降水粒子的碰并增长过程(Fu and Liu, 2003)。此外,可以发现大 D_0 廓线在南北半球低层表现出不同的特征,如热带及北

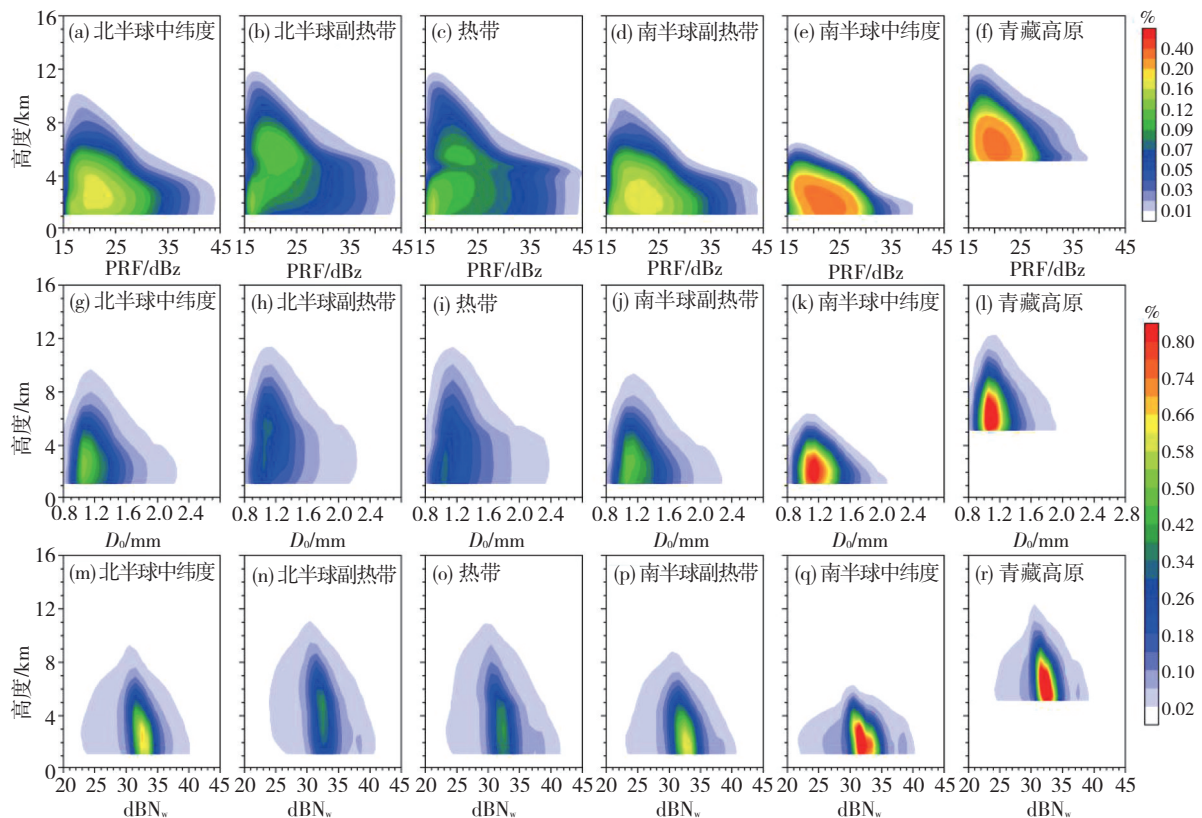


图6 2014—2020年6—8月北半球中纬度(a, g, m)、北半球副热带(b, h, n)、热带(c, i, o)、南半球副热带(d, j, p)、南半球中纬度(e, k, q)、青藏高原(f, l, r)研究区陆地上反射率因子PRF(a—f)、粒子中值直径 D_0 (g—l)和粒子浓度参数 dBN_w (m—r)的二维概率密度分布

Fig.6 Distribution of probability density with height of (a—f) PRF, (g—l) D_0 and (m—r) dBN_w in (a, g, m) northern hemisphere mid-latitude, (b, h, n) northern hemisphere subtropical, (c, i, o) tropical, (d, j, p) southern hemisphere subtropical, (e, k, q) southern hemisphere mid-latitude, and (f, l, r) Tibetan Plateau over land from June to August during 2014–2020

半球低层大 D_0 的垂直差异很小,而南半球低层大 D_0 随高度的降低不断增大,这是由南北半球降水云云中上升气流强弱程度不同所致(Houze, 1981),这和前文的分析一致;中 D_0 随高度的变化较为复杂,在 5.5 km (C1)、4.5 km (C2)、3 km (C3)以下,中 D_0 的变化趋势和大 D_0 类似,但其碰并增长速率明显小于大 D_0 ,这符合云微物理学中碰并增长速率随大水滴增大而迅速增加(顾震潮,1980)。此外,C1区域对流层顶部(> 11 km),大、中、小 D_0 随着高度的升高不断增大,且此现象在中 D_0 处更明显,这表明对流系统顶部有大量的冰相粒子出现,这是地表强降水启动和维持所必须的前提条件(易明建等,2012)。

洋面上, D_0 廓线的变化趋势和陆地表现出类似的微物理特征,但在数值上存在差异。分别比较陆地和洋面的大、中、小 D_0 廓线,可以发现洋面上 D_0 廓线数值在各层均小于陆地,且大 D_0 廓线差异最大,中 D_0 廓线次之,小 D_0 廓线差异最小,这说明和陆地相比洋面上整层降水粒子尺度偏小尤其是大降水粒子尺度。此外,热带

及北半球洋面低层大 D_0 随高度的降低不断增大,而陆地低层大 D_0 垂直差异很小,这可能是由于洋面降水云云中上升气流比陆地弱所致(Liu and Zipser, 2005)。

各纬度带陆地及洋面上 dBN_w 的平均廓线如图8所示,可见大、中、小 dBN_w 廓线的变化趋势一致,均随高度的降低不断增大,且主要分布在 20~38 之间。说明在准全球范围内,高层平均降水粒子浓度小于低层。此外,分别比较陆地和洋面的大、中、小 dBN_w 廓线,可以发现热带及北半球地区洋面 dBN_w 廓线数值在各层均大于陆地,且小 dBN_w 差异明显,而其他地区海陆差异很小,这说明和陆地相比热带及北半球地域洋面上整层降水粒子浓度都偏高。

前面的分析表明,降水回波强度受粒子尺度和浓度的影响但主要取决于粒子尺度。比较粒子中值直径 D_0 (图7)和降水反射率因子PRF(图9)的廓线,可以清楚的发现PRF和 D_0 的变化趋势几乎一致但也存在差异,如 5.5 km (C1)、4.5 km (C2)、3 km (C3)以上至 11 km,中、小PRF随高度的降低稍有增加,这和 D_0 廓

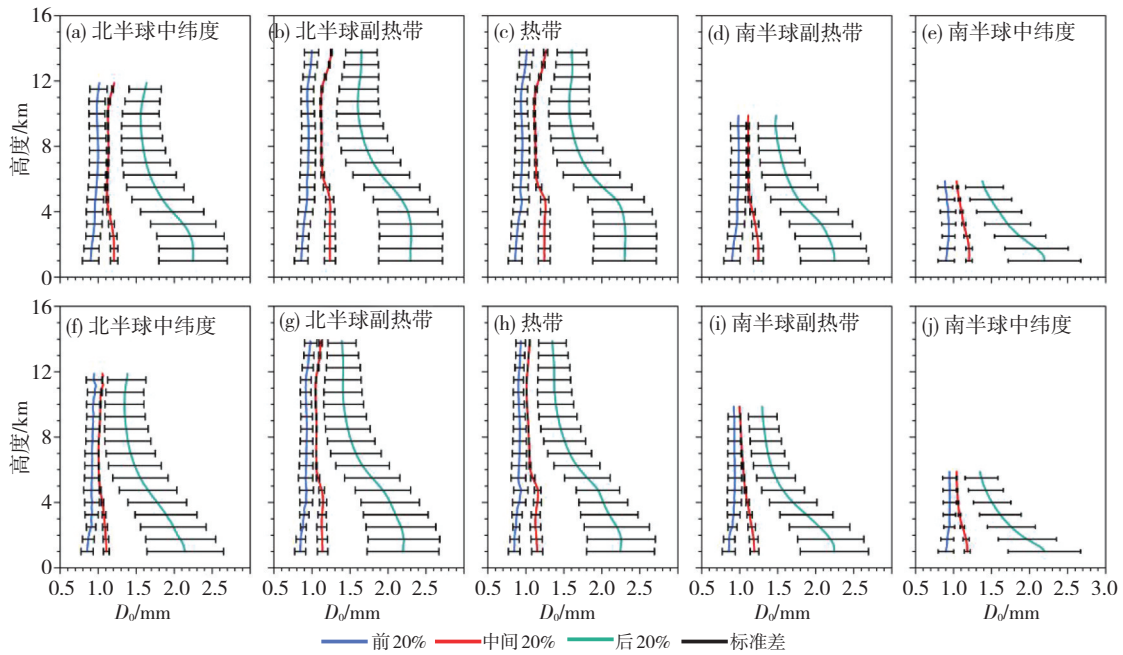


图7 2014—2020年6—8月北半球中纬度(a, f)、北半球副热带(b, g)、热带(c, h)、南半球副热带(d, i)、南半球中纬度(e, j)研究区陆地(a—e)和洋面(f—j)地表上方2 km处不同粒子中值直径 D_0 样本对应的平均廓线以及标准差

Fig.7 Mean vertical profiles and standard deviation for the different samples of D_0 at 2 km in (a, f) northern hemisphere mid-latitude, (b, g) northern hemisphere subtropics, (c, h) tropics, (d, i) southern hemisphere subtropics, (e, j) southern hemisphere mid-latitude over (a—e) land and (f—j) ocean from June to August during 2014–2020

线的变化特征不一致,但和 dB_{N_w} 廓线的变化特征一致。上述特征说明 PRF 的垂直分布也受到 dB_{N_w} 的影响, dB_{N_w} 为次要因子,这和前面的分析一致。此外,分别比较陆地和洋面的大、中、小 PRF 廓线,可以发现 PRF 廓线的海陆差异和 D_0 廓线表现出类似的特征,即洋面 PRF 廓线数值在各层均小于陆地,且大 PRF 廓

线差异最大,中 PRF 廓线次之,小 PRF 廓线最小。

青藏高原地区比较特殊,以往的研究表明对流层顶的高度在非高原与高原地区差异不大(Feng et al, 2011),因此青藏高原地形抬升使其对流层大气柱“压缩”,对应的 DSD 参数和 PRF 垂直分布也呈现出独特性。图 10 给出了青藏高原地区 D_0 、 dB_{N_w} 和 PRF 的平均廓线,

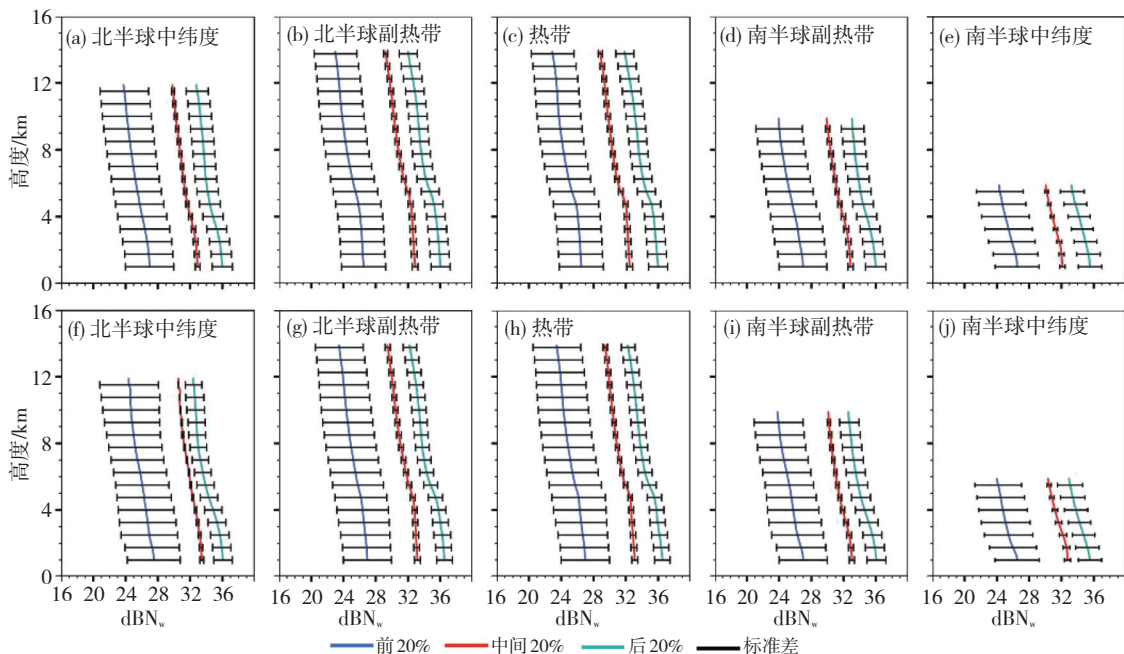


图8 同图7,但为粒子浓度参数 dB_{N_w} 的廓线以及标准差

Fig.8 As in Fig.7, but for the mean vertical profile and standard deviation of dB_{N_w} .

综合图7—10可以明显的看出,青藏高原 D_0 、PRF 平均廓线的数值大小、变化趋势均与热带及北半球副热带(C1)地区陆地 5 km 以上 D_0 、PRF 平均廓线(图 7b—c)类似,这是由于青藏高原和 C1 地区陆地夏季均存在深厚降水(潘晓和傅云飞, 2015),因此它们的廓线表现出类似的特征。但青藏高原地区由于地形抬升,降水粒子发展高度不足,最终导致近地面(2 km、青藏高原 5 km)青藏高原平均 D_0 和 PRF 较其他陆地地区偏小。青藏高原 dBN_w 平均廓线的变化趋势和各纬度带一致,即大、中、小 dBN_w 随高度的降低均匀增大。

2.3 分布特征的原因分析

2.1 和 2.2 节分析了各研究区 PRF 和 DSD 参数水

平分布与垂直分布的特征以及海陆差异,下面将从大气环流、海温、地形高度等角度出发,讨论造成这些特征和差异形成的可能原因。图 11 给出了陆地地形高度以及 2014—2020 年 6—8 月的平均环流背景。

前面的分析已经表明 PRF_{max} (图 4a)和平均 RR (图 2a)的分布类似,在 ITCZ、SPCZ、副高西侧、亚洲季风区等地区出现大值区,这是受大气环流的影响。500 hPa(图 11c)高度上可以明显的看到 ITCZ 和 SPCZ 处有强烈的上升运动,并伴随着高层辐散(图 11d),此外辐合带上高温高湿的条件有利于对流降水的发展,因此 ITCZ 和 SPCZ 处 RR 偏大;图 11c 清楚的显示,西太平洋、北大西洋、北非均存在副高中心,这是由于副

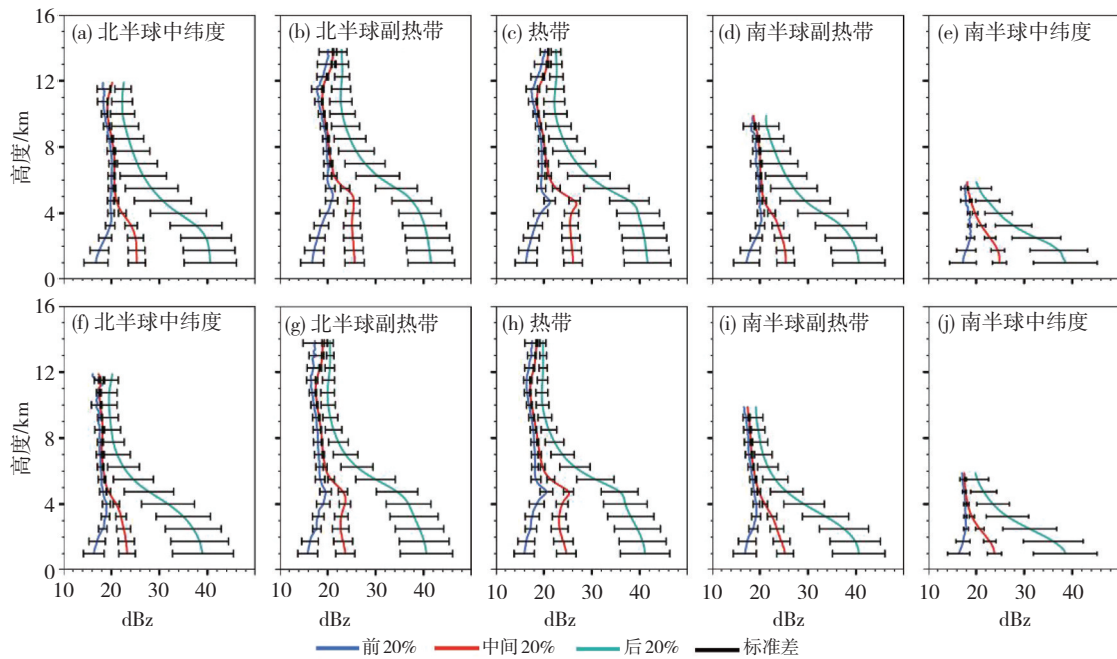


图9 同图7, 但为降水反射率因子的廓线以及标准差

Fig.9 As in Fig. 7, but for the mean vertical profile and standard deviation of PRF

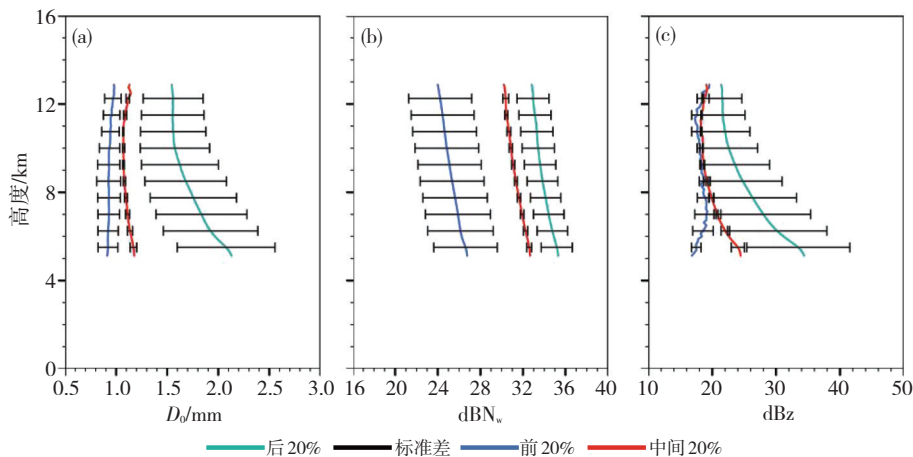


图 10 2014—2020 年 6—8 月青藏高原地表上方 2 km 处不同粒子中值直径 D_0 (a)、粒子浓度参数 dBN_w (b) 和降水反射率因子 PRF (c) 样本对应的廓线以及标准差

Fig.10 Mean vertical profiles and standard deviation for the different samples of (a) D_0 , (b) dBN_w , and PRF (c) at 2 km over Tibetan Plateau from June to August during 2014–2020

热带高压带受海陆分布、地形强迫、行星定常波等因素的影响而断裂(Miyasaka and Nakamura, 2005),因此亚洲东部、北美洲东南部、南美洲北部均受到副高外侧气流的影响,RR、PRF_max大值区均呈现环副高分布;北半球夏季,热带西北太平洋、印度、东亚大陆均受到亚洲夏季风的影响(吴国雄等,2013),西南季风和西太平洋偏东气流(图11b)为季风区输送大量水汽,东亚大陆和印度季风区均有强的辐合中心(图11c),降水区十分宽广,且在孟加拉湾地区出现了平均RR、PRF的大值区。

图2显示粒子中值直径(D_0)和粒子浓度参数($\text{dB}N_w$)的空间分布型不同,表现为 $\text{dB}N_w$ 大值区(>35)具有小 D_0 ($<1\text{ mm}$),而 $\text{dB}N_w$ 低值区(<30)具有大 D_0 ($>1.2\text{ mm}$)。有研究发现 D_0 的差异和降水系统的差异有关(Yamaji et al., 2018),南半球冬季多为锋面降水系统且气流垂直运动偏弱,因此南半球冬季陆地平均 D_0 偏小,而北半球夏季对流旺盛(图11c),存在深厚的对

流降水,因此北半球夏季陆地平均 D_0 偏大。综合图2b、c和图11b可以看到,热带和北半球副热带(C1)洋面海表温度偏高(偏低)的地区,降水粒子偏小(偏大)且浓度偏高(偏低),这是由于冷水区大气稳定,稳定的暖云降水多发生在该地(Qin and Fu, 2016)。此外,无论是陆面还是洋面北半球平均 $\text{dB}N_w$ 均比南半球大,这有可能是受到大气污染的影响。

降水是大气诸多参数共同作用的结果,地形地貌对局地大气参数和降水特征有相当大的影响(Wang et al., 2022)。图11a为陆地地形高度分布,可见印度次大陆西北部到喜马拉雅山脉山脚间存在喇叭口地形辐合,所以降水粒子偏大且浓度偏低(图2b、c)。前文的分析表明,青藏高原由于地形抬升作用,导致降水粒子发展的高度不足,致使近地面上降水粒子尺度较其它陆地地区偏小,并且结合图11a和图2a可以发现,其余海拔高于900 m的地区,降水粒子尺度也较周围地区偏小。

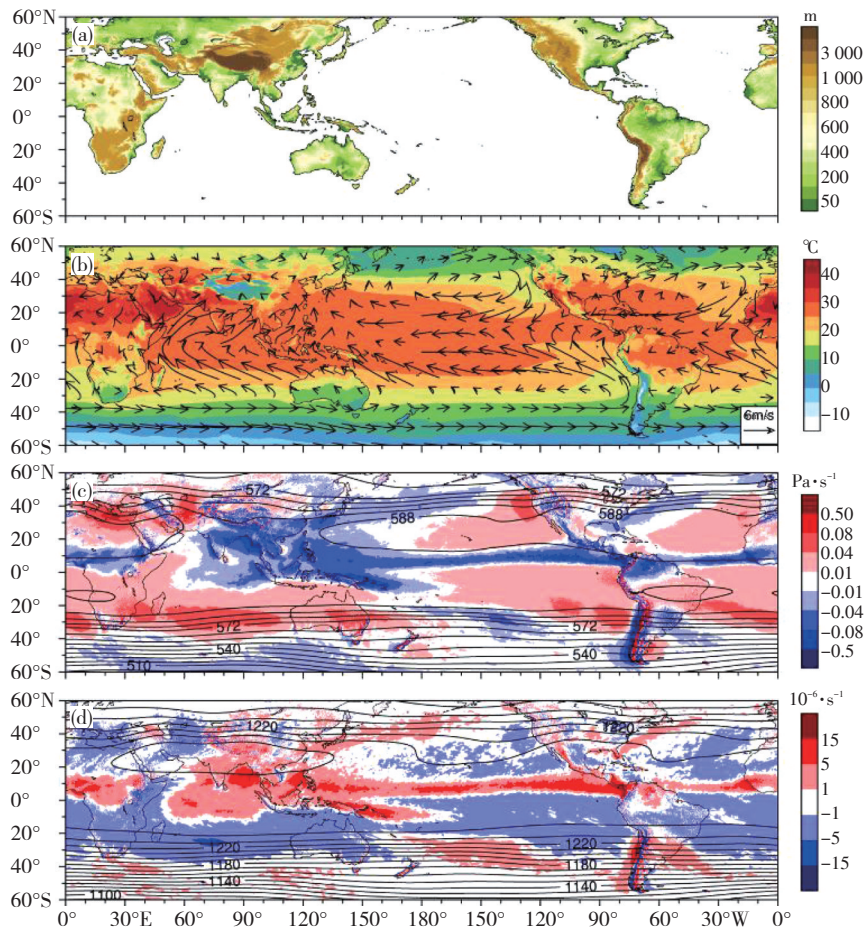


图11 陆地地形高度分布(a)、2014—2020年6—8月平均地表温度(填色,单位: $^{\circ}\text{C}$)和水平风场(矢量,单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)分布(b)、500 hPa垂直风场(填色,单位: $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$)和位势高度场(等值线,单位: dagpm)分布(c)、200 hPa散度场(填色,单位: $10^{-6}\cdot\text{s}^{-1}$)和位势高度场(等值线,单位: dagpm)分布(d)

Fig.11 (a) Topography of land, (b) climatological distributions of surface temperature (shade, unit: $^{\circ}\text{C}$) and wind (vector, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) field, (c) 500 hPa vertical wind (shade, unit: $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$) and geopotential height (contour, unit: dagpm) field, (d) 200 hPa divergence (shade, unit: $10^{-6}\cdot\text{s}^{-1}$) and geopotential height (contour, unit: dagpm) field from June to August during 2014–2020

3 结论与讨论

基于GPM DPR的探测结果,分析了准全球(热带地区、北半球副热带地区、南半球副热带地区、北半球中纬度地区、南半球中纬度地区、青藏高原地区)2014—2020年6—8月DSD参数(D_0 、 dBN_w)和PRF的三维结构特征,以及各研究区的区域差异、海陆差异,得出的主要结论如下:

(1) D_0 和 dBN_w 的空间分布型不同,表现为 dBN_w 大值区具有小 D_0 ,而 dBN_w 低值区具有大 D_0 。RR大值区($>3\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$)一般降水粒子尺度偏大(1.2~1.7 mm),但部分大值区存在降水粒子尺度偏小($D_0 < 1.2\text{ mm}$)而浓度偏大($\text{dBN}_w > 34$)的情况。各纬度带上陆地和洋面平均PRF_max高度分布比较均匀,热带和北半球副热带对应高度偏高(4~5 km),北半球中纬度和南半球副热带次之(3~5 km),南半球中纬度地区最低(1~2 km)。

(2) 陆地降水系统大多比洋面深厚,洋面上多为小降水粒子且2 km以上降水粒子浓度多为适中偏高,表现为洋面回波高度均低于陆地(概率 $>0.01\%$)且洋面大降水粒子尺度($D_0 > 2.2\text{ mm}$)、2 km以上低降水粒子浓度($\text{dBN}_w < 27$)出现的概率小。PRF的垂直分布主要由 D_0 决定, dBN_w 为次要因子。 D_0 的平均廓线表明,大、中、小降水粒子的主要微物理过程存在差异,洋面上整层降水粒子尺度较陆地都偏小,尤其是大降水粒子尺度。在准全球范围内,高层平均降水粒子浓度小于低层,和陆地相比热带及北半球地域洋面上整层降水粒子浓度都偏高。

(3) 热带和北半球副热带夏季DSD参数和PRF的分布区间最宽且对流发展旺盛存在深厚降水,其洋面海表温度偏高(偏低)的地区,降水粒子偏小(偏大)且浓度偏高(偏低)。南半球冬季DSD参数和PRF的分布较为集中且多为浅薄降水,其陆地平均 D_0 偏小。此外,无论是陆面还是洋面北半球平均 dBN_w 均大于南半球。青藏高原地理条件特殊,其DSD参数和PRF的分布最为集中,且由于地形抬升作用降水粒子发展的高度不足,导致和其它陆地地区相比近地面上青藏高原降水粒子尺度最小、降水粒子浓度偏低。

本文主要关注DSD参数和PRF的三维结构特征,以及各研究区的区域差异、海陆差异,以提高对准全球降水云和降水微物理过程的理解,为数值模拟提供参数化依据。此外,从大气环流、海温、地形高度等角度,讨论造成这些特征和差异形成的可能原因,指出大气环流、海表温度、地形高度等因素对DSD参数和PRF分布的影响,然而其背后的机制需进一步探究。

参考文献(Reference):

- 安英玉,金凤岭,张云峰,等.2008.地面雨滴谱观测的图像自动识别方法[J].应用气象学报,19(2):188-193. An Y Y, Jin F L, Zhang Y F, et al. 2008. Automatic identification methods of ground raindrop spectrum observation and image [J]. Journal of Applied Meteorological Science, 19(2):188-193 (in Chinese)
- 陈宝君,李子华,刘吉成,等.1998.三类降水云雨滴谱分布模式[J].气象学报,56(4):123-129. Chen B J, Li Z H, Liu J C, et al. 1998. Model of raindrop size distribution in three types of precipitation [J]. Acta Meteorologica Sinica, 56(4):123-129 (in Chinese)
- 傅云飞,张爱民,刘勇,等.2008.基于星载测雨雷达探测的亚洲对流和层云降水季尺度特征分析[J].气象学报,(5):730-746. Fu Y F, Zhang A M, Liu Y, et al. 2008. Characteristics of seasonal scale convective and stratiform precipitation in Asia based on measurements by TRMM Precipitation Radar [J]. Acta Meteorologica Sinica, (5):730-746 (in Chinese). doi:10.11676/qxb2008.067
- 傅云飞,罗晶,罗双,等.2021.GPM卫星DPR和GMI探测的2018年5月重庆超级单体云团降水结构特征分析[J].暴雨灾害,40(4):1-6. Fu Y F, Luo J, Luo S, et al. 2021. Rainstorm structure of a supercell cloud occurred in Chongqing in May 2018 measured by GPM DPR and GMI [J]. Torrential Rain and Disasters, 40(4):1-6 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1004-9045.2021.04.001
- 顾震潮.1980.云雾降水物理基础[M].北京:科学出版社:219. Gu Z C. 1980. Physics basics of cloud precipitation [M]. Beijing:Science Press: 219 (in Chinese)
- 衡志炜,傅云飞.2014.格点尺度对TRMM微波成像仪云水数据的影响[J].气候与环境研究,19(6):693-702. Heng Z W, Fu Y F. 2014. Impact of gridding scale on TRMM microwave imager cloud water information [J]. Climatic and Environmental Research, 19(6):693-702 (in Chinese). doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2013.13049
- 刘黎平,钱永甫,王致君.1996.用双线偏振雷达研究云内粒子相态及尺度的空间分布[J].气象学报,(5):590-599. Liu L P, Qian Y F, Wang Z J. 1996. The study of spacial distribution of phase and size of hydrometeors in cloud by dual linear polarization radar [J]. Acta Meteorologica Sinica, (5): 590-599 (in Chinese)
- 潘晓,傅云飞.2015.夏季青藏高原深厚及浅薄降水云气候特征分析[J].高原气象,34(5):1191-1203. Pan X, Fu Y F. 2015. Analysis on climatological characteristics of deep and shallow precipitation cloud in summer over Qinghai-Xizang Plateau [J]. Plateau Meteorology, 34(5): 1191-1203 (in Chinese). doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2014.00112
- 吴国雄,段安民,刘屹岷,等.2013.关于亚洲夏季风爆发的动力学研究的若干近期进展[J].大气科学,37(2):211-228. Wu G X, Duan A M, Liu Y M, et al. 2013. Recent advances in the study on the dynamics of the Asian summer monsoon onset [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 37(2):211-228 (in Chinese). doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12312
- 易明建,傅云飞,刘鹏,等.2012.我国东部夏季一次强对流活动过程中对流层上部大气成分变化的分析[J].大气科学,36(5):901-911. Yi M J, Fu Y F, Liu P, et al. 2012. Analysis of the variation of atmospheric composition in the upper troposphere during a strong convection in eastern China in summer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 36(5):901-911 (in Chinese). doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.11124
- 张真祺,傅云飞.2018.GPM卫星双频测雨雷达探测降水结构的个例特征

- 分析[J].大气科学,42(1):33–51. Zhang A Q, Fu Y F. 2018. The structural characteristics of precipitation cases detected by dual-frequency radar of GPM satellite [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 42(1): 33–51 (in Chinese). doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1705.16220
- 张培昌,杜秉玉,戴铁丕.2001.雷达气象学[M].北京:气象出版社:499.
- Zhang P C, Du B Y, Dai T P. 2001. Radar Meteorology [M]. Beijing: Science Press:499 (in Chinese)
- Brandes E A, Ikeda K, Zhang G, et al. 2007. A statistical and physical description of hydrometeor distributions in Colorado snowstorms using a Video Disdrometer [J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 46(5):634–650. doi:10.1175/JAM2489.1
- Chen Y L, Zhang A Q, Zhang Y H, et al. 2020. A heavy precipitation event in the Yangtze River Basin led by an eastward moving Tibetan Plateau cloud system in the summer of 2016 [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 125. doi:10.1029/2020JD032429
- Feng S, Fu Y F, Xiao Q N. 2011. Is the tropopause higher over the Tibetan Plateau? Observational evidence from Constellation Observing System for Meteorology, Ionosphere, and Climate (COSMIC) data [J]. Journal of Geophysical Research, 116(D21121). doi:10.1029/2011JD016140
- Fu Y F, Liu G S. 2003. Precipitation Characteristics in Mid-Latitude East Asia as Observed by TRMM PR and TMI [J]. Journal of the Meteorological Society of Japan, 81(6):1353–1369. doi:10.2151/JMSJ.81.1353
- Gao W, Sui C, Fan J, et al. 2016. A study of cloud microphysics and precipitation over the Tibetan Plateau by radar observations and cloud-resolving model simulations [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 121(22):13735–13752. doi:10.1002/2015JD024196
- Hersbach H, Bell B, Berrisford P, et al. 2020. The ERA5 global reanalysis [J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 146: 1999–2049. doi:10.1002/qj.3803
- Hou A Y, Kakar R K, Neeck S, et al. 2014. The Global Precipitation Measurement Mission [J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 95(5):701–722. doi:10.1175/BAMS-D-13-00164.1
- Houze R A, Schmid W, Fovell R G, et al. 1993. Hailstorms in Switzerland: Left movers, right movers, and false hooks [J]. Monthly Weather Review, 121(12):3345–3370. doi:10.1175/1520-0493(1993)121<3345:HISLMR>2.0.CO;2
- Houze R A. 1981. Structures of atmospheric precipitation systems: A global survey [J]. Radio Science, 16(5):671–689. doi:10.1029/RS016i005p00671
- Iguchi T, Kozu T, Meneghini R, et al. 2000. Rain-profiling algorithm for the TRMM precipitation radar [J]. Journal of Applied Meteorology, 39(12):2038–2052. doi:10.1175/1520-0450(2001)040<2038:RPAFTT>2.0.CO;2
- Iguchi T, Seto S, Meneghini R, et al. 2012. An overview of the precipitation retrieval algorithm for the Dualfrequency Precipitation Radar (DPR) on the Global Precipitation Measurement (GPM) mission's core satellite [C]. Proceedings of the SPIE, 8528. doi:10.1117/12.977352
- Kotsuki S J, Terasaki K J, Miyoshi T. 2014. GPM/DPR precipitation compared with a 3.5-km-resolution NICAM simulation [J]. Scientific online letters on the atmosphere: SOLA, 10:204–209. doi:10.2151/sola.2014-043
- Kummerow C, Barnes W, Kozu T, et al. 1998. The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) sensor package [J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 15(3):809–817. doi:10.1175/1520-0426(1998)015<0809:TTRMMT>2.0.CO;2
- Lim K S S, Hong S Y. 2010. Development of an effective double-moment cloud microphysics scheme with prognostic Cloud Condensation Nuclei (CCN) for weather and climate models [J]. Monthly Weather Review, 138(5):1587–1612. doi:10.1175/2009MWR2968.1
- Liu C T, Zipser E J. 2005. Global distribution of convection penetrating the tropical tropopause [J]. Journal of Geophysical Research, 110(D23). doi:10.1029/2005JD006063
- Liu G S, Fu Y F. 2001. The characteristics of tropical precipitation profiles as inferred from satellite radar measurements [J]. Journal of the Meteorological Society of Japan, 79(1): 131–143. doi:10.2151/jmsj.79.131
- Miyasaka T, Nakamura H. 2005. Structure and formation mechanisms of the Northern Hemisphere summertime subtropical highs [J]. Journal of Climate, 18(23):5046–5065. doi:10.1175/JCLI3599.1
- Qin F, Fu Y F. 2016. TRMM-observed summer warm rain over the tropical and subtropical Pacific Ocean: Characteristics and regional differences [J]. Journal of Meteorological Research, 30(3):371–385. doi:10.1007/s13351-016-5151-x
- Radhakrishna B, Satheesh S K, Narayana Rao T, et al. 2016. Assessment of DSDs of GPM-DPR with ground-based disdrometer at seasonal scale over Gadanki, India [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 121(19):11792–11802. doi:10.1002/2015JD024628
- Ryu J, Song H J, Sohn B J, et al. 2021. Global distribution of three types of drop size distribution representing heavy rainfall from GPM/ DPR measurements [J]. Geophysical Research Letters, 48(3). doi:10.1029/2020GL090871
- Seliga T A, Bringi V N. 1976. Potential use of radar differential reflectivity measurements at orthogonal polarizations for measuring precipitation [J]. Journal of Applied Meteorology, 15:69–76. doi:10.1175/1520-0450(1976)015<0069:PUORDR>2.0.CO;2
- Simpson J, Adler R F, North G R. 1988. A proposed Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) satellite [J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 69(3):278–295. doi:10.1175/1520-0477(1988)069<0278:APTRMM>2.0.CO;2
- Ulbrich C W. 1983. Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution [J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 22(10):1764–1775. doi:10.1175/1520-0450(1983)022<1764:NVITAF>2.0.CO;2
- Wang M X, Fu Y F, Zhao Chun. 2022. Characteristics of summer cloud precipitation along latitude 30° N in East Asia derived from Tropical Rainfall Measuring Mission Precipitation Radar and Visible and Infrared Scanner measurements [J]. International Journal of Climatology, 42(10):5373–5392. doi:10.1002/joc.7538
- Yamaji M, Kubota T, Takahashi H G. 2018. Drop size distribution observed by dual-frequency precipitation radar onboard global precipitation measurement core satellite [C]. Proceedings of the SPIE, 10782. doi:10.1117/12.2324640
- Zhang A Q, Chen Y L, Zhou S N, et al. 2022. Precipitation Microphysics during the Extreme Meiyu Period in 2020 [J]. Remote Sensing, 14(7): 1651. doi:10.3390/rs14071651
- Zhao K, Huang H, Wang M J. 2019. Recent Progress in Dual-Polarization Radar Research and Applications in China [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 36(9): 961–974. doi:10.1007/s00376-019-9057-2