

文章编号: 2096-1618(2023)06-0709-11

# 青藏高原东南部及东坡雨滴谱特征的研究

潘 婕, 李茂善, 龚 铭, 王 婷

(成都信息工程大学大气科学学院/高原大气与环境四川省重点实验室/成都平原城市气象与环境四川省野外科学观测研究站, 四川 成都 610225)

**摘要:**为研究青藏高原东南部地区及东坡的云微物理特征,利用2021年青藏高原东坡峨眉山站点以及青藏高原东南部林芝站点雨滴谱仪的观测资料,分析了青藏高原东南部及其东坡不同季节的3类降水云的雨滴谱特征及典型个例降水与西南涡之间的关系。结果表明:峨眉山站点和林芝站点的主要降水类型都为层状云降水,年累计降水量较大,降水持续时间短,降水频次多;峨眉山站点4个季节对应粒子数浓度峰值的粒径为1.5 mm左右,而林芝站点4个季节对应粒子数浓度峰值的粒径为1 mm左右,其中层状云雨滴谱浓度最低,主要贡献在小粒径上。峨眉山地区的3类云降水在Gamma拟合中,与实测相比模拟较好的粒径区间在1.5~4.0 mm;而林芝站点的拟合曲线与实测曲线的趋势较为相似,模拟较好的粒径区间在1.3~4.5 mm;因此,峨眉山站点和林芝站点的雨滴谱在适当范围内是能够运用Gamma分布模拟的。伴随较深厚的气旋性涡旋出现的降水强度较大,48 h累积雨量较大,雨滴谱分布的谱宽较宽,粒子数浓度在小粒径时更高,西南涡的发生发展造成的降水对本次研究区域的雨滴谱分布有很大的影响。

**关键词:**雨滴谱;青藏高原东南部及其东坡;Gamma分布;参数化;西南涡

**中图分类号:**P468

**文献标志码:**A

**doi:**10.16836/j.cnki.jcuit.2023.06.013

## 0 引言

青藏高原的东南部及其东坡位于中国的西南地区,四川省以东,由于该地区受到青藏高原大地形的影响,同时存在山地、盆地、高原、丘陵等多种复合地形的影响,最终形成高温高湿的气候特征。

雨滴谱就是降水粒子群中不同直径不同尺寸的雨滴数密度的分布,是雨滴生成、下落、碰并、破碎等过程的综合结果。尽管雨滴的大小随着时间和空间而变化,但可以看出随着雨滴尺度的增大,相应的雨滴数密度会迅速减小,通常雨滴数密度也随雨强的大小而产生变化,一般降水小雨滴占比很大,但是大雨滴对雨强的贡献很大。陈宝君等<sup>[1]</sup>通过在沈阳夏季测得的积雨云、层状云和积层混合云的降水资料,分析了3类降水云的特征,即3类降水云的平均雨滴谱特征不同,层状云的雨滴谱谱宽较窄,呈指数分布,积雨云和混合云的雨滴谱谱宽较宽,且在大雨滴一边呈多峰结构。Marshall等<sup>[2]</sup>根据渥太华夏季降水的观测资料,分析认为雨滴大小的分布非常接近负指数函数的形式,尤其是在稳定的降水中,这一特征表现得更为明显。因

此,除了很小的雨滴外,雨滴大小的分布可以用以下的数学模型来表示:

$$N(D) = N_0 \exp(-\lambda D)$$

式中, $N_0$ 为数浓度参数, $\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$ ;  $\lambda$ 为斜率, $\text{mm}^{-1}$ ,M-P雨滴谱分布此时为双参数模式,已经在云降水数值模拟中广泛使用。

近年来,中国引进了激光雨滴谱仪,通过雨滴谱仪得到的观测数据,丁建芳等<sup>[3]</sup>通过研究河南省的层状云降水过程,发现河南省的层状云降水的空间结构不均匀,不同的微物理参数的变化也不均匀,且层状云的雨滴谱分布较窄,曲线较为平滑。王秋淞等<sup>[4]</sup>通过分析2016年安徽淮南的夏季雨滴谱特征,得到层状云降水比对流云降水的雨强贡献率要高,层状云降水中的直径<1 mm的粒子数浓度也高于对流云降水中直径<1 mm的粒子数浓度,且在层状云降水中,M-P分布和Gamma分布的差别很小,而在对流云降水中,Gamma分布比M-P分布能够更加准确地表现安徽淮南的降水粒子粒径与粒子数浓度之间的关系。柳臣中等<sup>[5]</sup>对成都地区的雨滴谱特征进行研究,并对3种不同降水云类型进行对比分析,得到成都地区的积雨云和混合云的雨滴谱比层状云的谱宽且雨滴数密度大于层状云,尤其是在大雨滴和更小的雨滴这两部分。常祎等<sup>[6]</sup>研究了青藏高原那曲地区夏季对流云的雨滴谱分布,得到高原雨滴谱的分布相对于同纬度同季节的

收稿日期:2022-11-01

基金项目:四川省自然科学基金资助项目(2022NSFSC0217);第二次青藏高原综合科学考察研究资助项目(2019QZKK0103);国家重点研发计划资助项目(2017YFC1505702);国家自然科学基金资助项目(42230610,41675106)

通信作者:李茂善. Email:lims@cuit.edu.cn

平原地区的较宽,且相比 M-P 分布, Gamma 分布更适于对高原雨滴谱进行拟合。而对于青藏高原东南部及其东坡的川西高原,不同季节不同区域的雨滴谱特征很少提到。

降水与人类的生活生产息息相关,通过分析降水的雨滴谱特征,不仅能从宏观上了解成云致雨的发展演变过程,也能在微观里掌握降水云云体内的云微物理特征,从而对人工降雨、人工影响天气、雷达反演降水等活动起到指导作用<sup>[7-8]</sup>。因此,雨滴谱的特征研究一直是气象中的云降水物理过程研究的重要课题。由于青藏高原地区海拔较高,自然条件恶劣,且下垫面十分复杂,对高原云降水物理过程的观测资料匮乏,缺少有效的高分辨率资料,因此对高原地区的云微物理过程以及云降水的参数特征研究较少,对高原云降水分类的研究也是有限的,远不能满足科学研究和实际应用的要求。目前由于青藏高原地域广阔,对于青藏高原雨滴谱的观测和研究主要集中在中部,而其他区域的研究仍然有限。本文利用峨眉山站点及林芝站点观测的雨滴谱资料,探讨不同季节不同类型云降水的雨滴谱差异、降水强度和雨滴谱拟合参数之间的关系等,以及在西南涡影响下的雨滴谱特征的分析,旨在进一步加深对该地区降水的宏微观特征的认识,完善高原降水的研究不足。

## 1 资料和方法

### 1.1 资料和设备介绍

本文使用的雨滴谱数据是由在峨眉山大气环境站 Parsivel 激光降水粒子谱仪观测得到,观测时间为 2021 年 1 月 1 日至 12 月 31 日,观测地点位于四川省乐山市四峨山地区,海拔高度为 970 m,经纬度分别为 29.54°N、103.34°E,以及位于藏东的林芝站观测得到,经纬度分别为 29.60°N、94.36°E。同时,西南涡背景下的个例分析所用的气象资料为欧洲中期数值预报(ECMWF)中心 2021 年 7 月 15-16 日 ERA5 再分析资料,主要为风速风向和环流形势等,水平分辨率为 0.25°×0.25°,其主要气象要素为一天 4 次(2:00、8:00、14:00、20:00)的风场观测资料。

HSC-OTT Parsivel 激光降水粒子谱仪是德国 OTT 北京公司生产的以激光测量技术为基础的光学传感系统,主要由激光发射器、接收器、储存器等部分组成,该仪器的采样面积为 54 cm<sup>2</sup>,采样时间为 60 s,雨滴谱仪通过把接收到的光信号转换为电信号,将观测到的雨滴谱按照等效体积直径和下落速度的大小划分为 32 个通道,可以测量出降水粒子的直径大小和下降速度,降水

粒子的直径和速度的有效测量范围分别为 0.062 ~ 24.5 mm 和 0.25 ~ 20.8 m/s。由于考虑到雨滴谱仪的自身测量精度问题,故剔除前两个直径通道的数据<sup>[9]</sup>,可测得的最小降水粒子的平均直径为 0.312 mm,其次,由于在自然界中很少有直径 > 6 mm 的雨滴,因此剔除雨滴谱仪观测数据中直径 > 6 mm 的样本<sup>[10-11]</sup>。

### 1.2 雨滴谱分析方法

通过数据剔除后,对雨滴谱仪实测数据运用相对应的公式计算就可以得到单位体积、单位间隔的雨滴数浓度  $N(D_i)$ ,以及雷达反射率因子  $Z$ 、雨强  $R$ 、雨滴总数浓度  $N_0$ 、液态水含量  $W$  等物理量。

雨滴谱数据的物理意义是指平均直径  $D_i$  ( $1 \leq i \leq 32$ ) 和下落末速度  $V_j$  ( $1 \leq j \leq 32$ ) 对应的降水粒子数  $A_{ij}$ ,与直径通道  $D_i$  对应单位空间体积的降水粒子总数  $N(D_i)$  可以表示为

$$N(D_i) = \sum_{j=1}^{32} \frac{A_{ij}}{V_j \times T \times S}$$

式中:  $N(D_i)$  是单位体积单位尺寸间隔的雨滴数浓度。  $T$  和  $S$  分别表示雨滴谱的采样周期和采样面积,  $S = 54 \text{ cm}^2$ ,  $T = 60 \text{ s}$ 。

根据计算得到的雨滴数浓度可以进一步计算得到粒子数总密度  $N_0$ 、雷达反射率因子  $Z$  ( $\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$ ) 和降雨强度  $R$  ( $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ), 计算公式如下。

粒子数总密度:

$$N_0 = \sum_{D_i=0}^{D_{\max}} N(D_i)$$

雷达反射率因子:

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

降雨强度:

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

### 1.3 Gamma 参数化计算

雨滴谱的参数化是通过运用数学模型来描述自然界中的降水粒子浓度随粒子直径大小的变化趋势,如 M-P 分布、Gamma 分布,由于 M-P 分布在描述粒径尺度不同的雨滴分布时与实际的观测资料相比存在一定的误差<sup>[12-13]</sup>,因此 Ulbrich 等<sup>[14]</sup>提出了一种雨滴谱分布,即 Gamma 分布,用来修正大小雨滴的分布,得到更加的拟合曲线。而 Gamma 分布和 M-P 分布在拟合强降水时差异较小,弱降水时差异就明显偏大,其中 Gamma 雨滴分布的代表性更好。因此,本文选取 Gamma 函数对雨滴谱进行拟合, Gamma 分布模型:

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\lambda D)$$

此时, Gamma 分布变为了 3 个参数,一般使用阶

矩法或者最小二乘法来估计,可以将观测数据中的雨滴尺度分布拟合到 Gamma 分布中,求得 3 个参数  $\mu$ 、 $\lambda$ 、 $N_0$ <sup>[15]</sup>。本文将采用阶矩法中 0、3、6 阶距来对 Gamma 分布模型中的 3 个参数进行拟合。

其中,第  $n$  阶矩定义:

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

积分后得到

$$M_n = N_0 \lambda^{-(\mu+N+1)} \Gamma(\mu+n+1)$$

阶矩法的具体步骤如下:

$$M_0 = \int_0^\infty N(D) D^0 dD;$$

$$M_3 = \int_0^\infty N(D) D^3 dD;$$

$$M_6 = \int_0^\infty N(D) D^6 dD;$$

令

$$F = \frac{M_0 M_6}{M_3^2}$$

化简可得到:

$$3(F-1)\mu+2(6F-15)\mu+(11F-74)\mu+(6F-120)$$

两边同除  $(F-1)$ , 令

$$a=1, b=\frac{6F-15}{3(F-1)}, c=\frac{11F-74}{6(F-1)}, d=\frac{6F-120}{2(F-1)}$$

解方程

$$\begin{aligned} \alpha &= -b^3 + 3bc - d, \\ \beta &= b^2 - 2c, \Delta = \alpha^2 - \beta^3 \\ R_1 &= \sqrt[3]{\alpha + \sqrt{\Delta}}, R_2 = \sqrt[3]{\alpha - \sqrt{\Delta}} \end{aligned}$$

得到

$$\mu = -b + R_1 + R_2$$

$$\lambda = \sqrt[3]{\frac{M_0}{M_3}(\mu+3)(\mu+2)(\mu+1)}$$
$$N_0 = \frac{\lambda^{(\mu+1)}}{\Gamma(\mu+1)} M_0$$

式中,  $N(D)$  ( $\text{m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1}$ ) 是每单位体积每单位尺寸间隔内的粒子数,  $\lambda$  ( $\text{mm}^{-1}$ ) 表示拟合曲线的分布斜率, 直接反应了降水过程中大小雨滴的分布变化;  $\mu$  是无量纲参数, 为形状因子, 反映了拟合曲线的形状, 当  $\mu > 0$  时, 曲线随粒子尺度向上弯曲,  $\mu < 0$  时, 曲线随粒子尺度向下弯曲,  $\mu = 0$  时, 呈负指数函数的形式, 即 M-P 分布函数。

1.4 降水云的分类

根据降水云的性质, 将所有降水云分为 3 类: 层状云降水、混合云降水、积雨云降水<sup>[16]</sup>。将 2021 年 1 月 1 日-12 月 31 日峨眉山站点和林芝站(由于数据缺失, 林芝站缺少 4 月、5 月、9 月以及 12 月的雨滴谱数据)测得数据分为 4 个季节来统计计算, 每个季节又分成 3 类降水云来研究。峨眉山站点数据通过人工筛选出 14592 份雨滴谱数据, 林芝站筛选出 27967 份雨滴谱数据。将雷达反射率因子  $Z < 10$  dBZ 的数据资料视为非降水回波,  $Z > 35$  dBZ 则为积雨云降水,  $10 < Z < 30$  dBZ 则为层状云降水,  $30 \sim 35$  dBZ 则为混合云降水<sup>[15]</sup>。

从表 1 可以看出, 按降水频次, 峨眉山站点春季降水最多, 其次是夏季、秋季和冬季, 整年主要降水类型为层状云, 层状云降水频次占到总降水频次的 81.15%; 积雨云降水频次次之, 混合云降水频次最少。层状云降水的频次在春、夏、冬 3 季明显远多于积雨云降水和混合云降水, 而在秋季混合云降水均较春冬季的混合云降水增多, 积雨云降水在秋季频次突增, 远高于春、夏、冬 3 季<sup>[17-18]</sup>。

表 1 峨眉山站点 3 种降水云在四季中的样本频次统计

季节	层状云降水频次	层状云频率/%	混合云降水频次	混合云频率/%	积雨云降水频次	积雨云频率/%	总降水频次
春	4227	89.96	256	5.44	216	4.60	4699
夏	3250	82.24	464	11.74	238	6.02	3952
秋	2142	61.25	482	13.78	873	24.97	3497
冬	2223	90.96	138	5.64	83	3.40	2444

从表 2 可知, 按照降水频次, 林芝站夏季降水频次最多, 其次是春季、秋季和冬季, 整年主要降水类型为层状云降水, 其中层状云降水频次占到总降水频次的 94%; 混合云降水次之, 积雨云降水频次最少。层状云

的降水频次四季都远超于积雨云和混合云降水频次, 而在夏季的积雨云降水频次较春、秋、冬 3 季的积雨云频次明显增多, 冬季积雨云降水频次最少, 只有 1 次降水, 远低于春、夏、秋 3 季<sup>[17-18]</sup>。

表 2 林芝站点 3 种降水云在四季中的样本频次统计

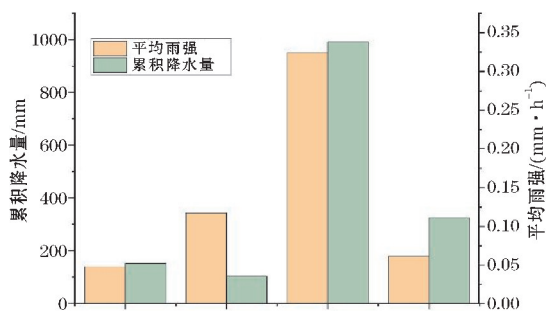
季节	层状云降水频次	层状云频率/%	混合云降水频次	混合云频率/%	积雨云降水频次	积雨云频率/%	总降水频次
春	2373	94.20	115	4.57	31	1.23	2519
夏	9590	94.39	477	4.69	93	0.92	10160
秋	1171	88.85	92	6.98	55	4.17	1318
冬	774	96.87	24	3.00	1	0.13	799



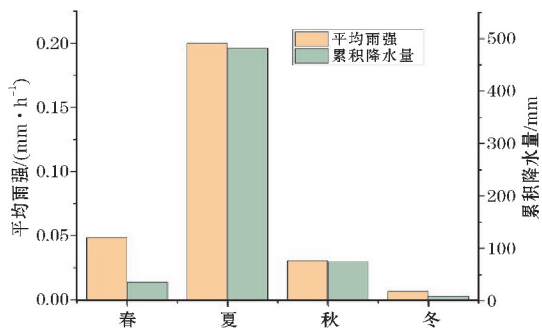
## 2 结果分析

### 2.1 雨滴谱参数分析

如图1所示,峨眉山站点在观测期间内雨滴谱测量总降水量为1431.98 mm,其中秋季累计降水量最多,为990.59 mm,其次是冬季323.42 mm,春季150.53 mm,累计降水量最少的是夏季102.44 mm。通过对全年降水的雨滴谱进行平均,得到每个降水过程的平均数据,其中春季平均雨强值为 $0.048 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ,夏季平均雨强值为 $0.117 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ,秋季平均雨强值为 $0.325 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ,冬季平均雨强值为 $0.061 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ,表明峨眉山站点观测到该地区年累计降水量大,尤其是夏、秋两季降水量很大,降水持续时间短,多夜雨,降水频次多<sup>[19-20]</sup>。



(a) 峨眉山



(b) 林芝

图1 峨眉山站点及林芝站点四季平均雨强以及累计降水量

林芝站点在观测期间内雨滴谱测量总降水量为600.17 mm,其中夏季累计降水量最多,为481.49 mm,其次是秋季74.12 mm,春季35.55 mm,累计降水量最少的是冬季9.01 mm。通过对全年降水的雨滴谱进行平均,得到每个降水过程的平均数据,其中春季平均雨强值为 $0.049 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ,夏季平均雨强值为 $0.200 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ,秋季平均雨强值为 $0.030 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ,冬季平均雨强值为 $0.007 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ,表明林芝站点观测到该地区年累计降水量较峨眉山站点小很多,其中夏季降水远高于其他3季,但平均雨强与峨眉山站点相差不大,每次降水的降水持续时间短,降水频次多(由于

数据不全,该结论不够严谨、全面)<sup>[19-20]</sup>。

为获得观测期间峨眉山站点和林芝站点的雨滴谱分布特征,在处理数据时对统计出的降水资料进行了处理:对每个季节的降水过程中通过的粒子数进行平均,得到每个季节的平均数据,分类到3类云降水中,得到的不同降水类型的平均谱图数据。

图2为2021年峨眉山站点在3类云降水中实际雨滴谱的分布变化情况。春季,雨滴粒径 $<1.3 \text{ mm}$ 时,3类降水云数浓度很高,均达到了两次峰值,此时数浓度大小层状云最低,在粒径 $>1.3 \text{ mm}$ 的情况下,3类云均呈现明显的浓度下降趋势,除积雨云降水谱图为双峰型外,其余两类云降水的谱图都呈现多峰型。夏季,雨滴粒径 $<1.5 \text{ mm}$ 时,3类降水云数浓度很高,均达到了两次峰值,此时数浓度大小混合云最高、层状云最低,在粒径 $>1.5 \text{ mm}$ 时,3类云都呈现出浓度降低的变化趋势,整体为积雨云 $>$ 混合云 $>$ 层状云的趋势,3类降水云的谱图都呈双峰型。秋季,雨滴粒径 $<1.4 \text{ mm}$ 时,3类降水云数浓度都很高,均达到了两次峰值,此时数浓度大小层状云最低;在粒径 $>1.4 \text{ mm}$ 时,3类云浓度都呈下降趋势,整体为积雨云 $>$ 混合云 $>$ 层状云的趋势,除层状云降水谱图为双峰型外,其余两类云降水的谱图都呈现多峰型。冬季,雨滴粒径 $<1.4 \text{ mm}$ 时,3类降水云数浓度很高,均达到了两次峰值,在粒径 $>1.9 \text{ mm}$ 时,3类云的降水浓度整体呈下降趋势,整体为积雨云 $>$ 混合云 $>$ 层状云的趋势,3类降水云的雨滴谱浓度谱图都呈多峰型。(图中大粒子浓度上升的拐点,系因对3种云类型分类时只按照雷达反射率因子的大小进行分类,没有考虑到其他特殊情况,未剔除其中的特殊值)。整体来看,峨眉山站点4个季节对应粒子数浓度峰值的粒径为 $1.5 \text{ mm}$ 左右,其中层状云雨滴谱浓度最低,谱宽最短,雨滴浓度会随着粒径的增大而减小的趋势逐渐变缓。

根据图3林芝站点的雨滴谱图分析得出,整体来看,春季,雨滴粒径 $<1 \text{ mm}$ 时,3类降水云数浓度较高,均达到了峰值,在粒径 $>1.6 \text{ mm}$ 的情况下,降水云均呈现明显的浓度下降趋势,除积雨云有两次明显峰值,且3类云降水的谱图都呈现多峰型。夏季,雨滴粒径 $<1 \text{ mm}$ 时,3类降水云数浓度很高,均达到了两次峰值,此时数浓度大小积雨云最高、层状云最低,在粒径 $>1 \text{ mm}$ 时,3类云浓度是呈明显下降趋势,且除积雨云为双峰型外,其他两类云降水的谱图都呈多峰型。秋季,雨滴粒径 $<1 \text{ mm}$ 时,3类降水云数浓度都很高,均达到了两次峰值,在粒径 $>1 \text{ mm}$ 时,3类云浓度都呈下降趋势,整体为积雨云 $>$ 混合云 $>$ 层状云的趋势,除积雨云降水谱图为双峰型外,其余两类云降水的谱图都呈现多峰型。冬季,在粒径 $>1 \text{ mm}$ 后整体浓度是呈下降趋势的,降水云中除混

合云有两次峰值以外,降水浓度整体呈下降趋势,表现为混合云>积雨云>层状云的趋势,除层状云降水谱图为双峰型外,其他两类降水云的雨滴谱浓度谱图都呈多峰型。(由于林芝站数据不全,春、秋、冬 3 季的数据值不够准确,且图中大粒子浓度上升的拐点,系因对 3 种云类型分

类时只按照雷达反射率因子的大小进行分类,没有考虑到其他特殊情况,未筛除其中的特殊值)。整体来看,林芝站点 4 个季节对应粒子数浓度峰值的粒径为 1 mm 左右,其中层状云雨滴谱浓度最低,雨滴浓度会随着粒径的增大而减小的趋势在逐渐变缓<sup>[25-30]</sup>。

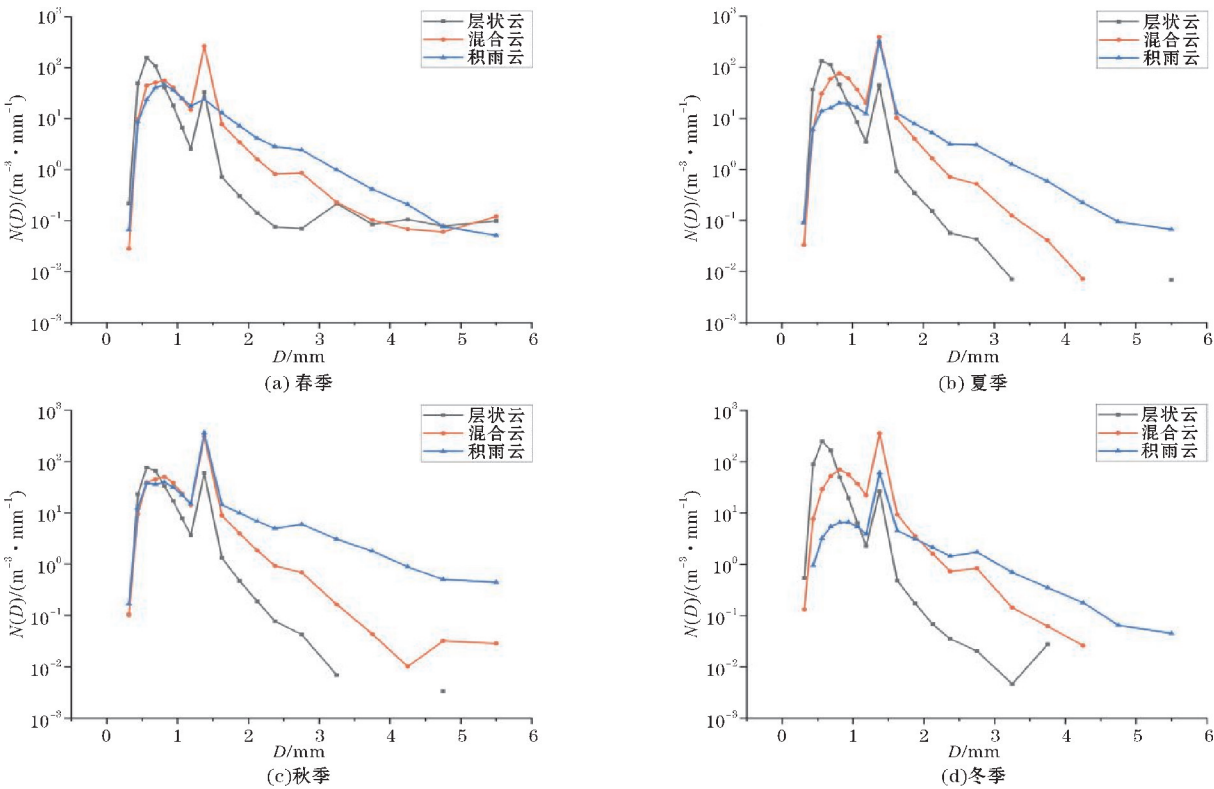


图 2 峨眉山站点四季 3 种降水云类型雨滴谱

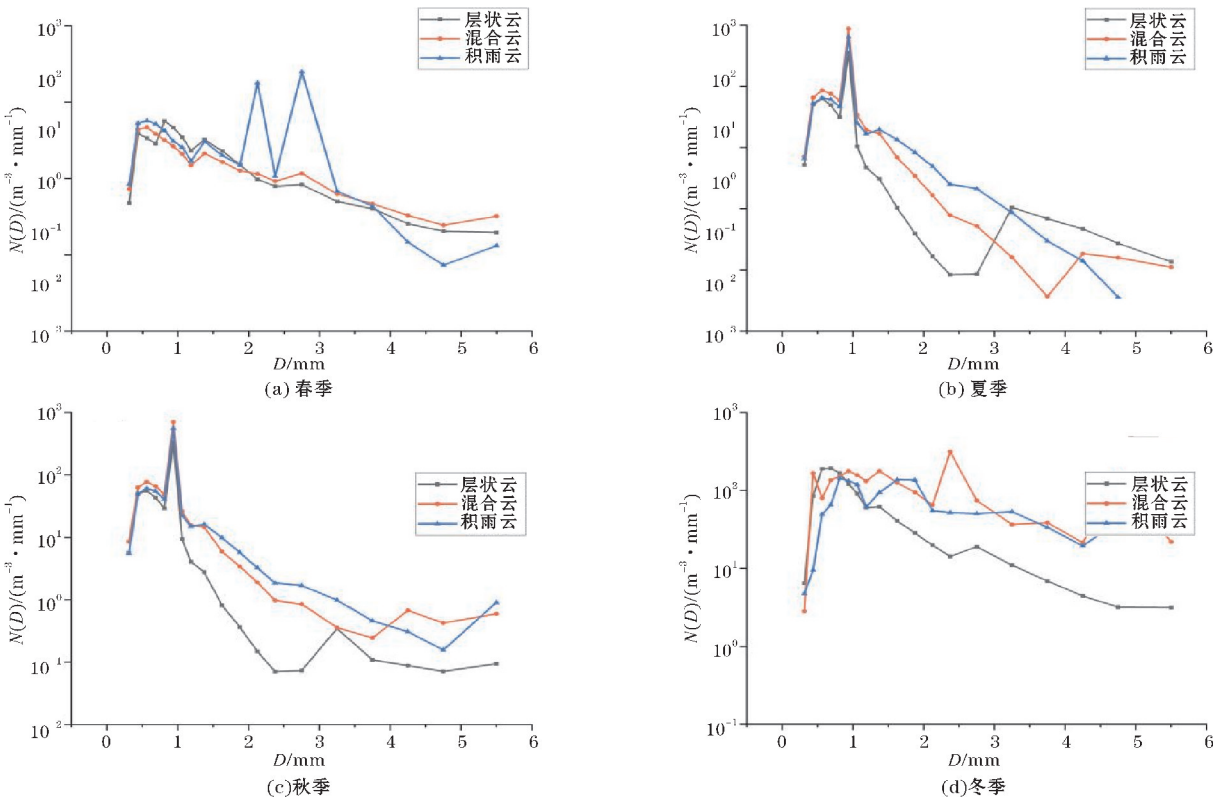


图 3 林芝站点四季 3 种降水云类型雨滴谱

2.2 Gamma 拟合

通过表 3 的 Gamma 拟合所得到的参数可以看出,峨眉山站点春季,积雨云浓度参数  $N_0$  的值最小,  $\lg N_0$  的值为  $2.785\text{ m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1}$ ,形状因子  $\mu$  为 0.167、斜率因子  $\lambda$  为  $1.979\text{ mm}^{-1}$ ;层状云浓度参数最大,  $\lg N_0$  的值为  $3.288\text{ m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1}$ ,形状因子  $\mu$  为 0.222、斜率因子  $\lambda$  为  $3.246\text{ mm}^{-1}$ ;混合云处于两者之间,  $\lg N_0$  的值为  $3.190\text{ m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1}$ ,形状因子  $\mu$  为、斜率因子  $\lambda$  为  $2.281\text{ mm}^{-1}$ 。夏季,层状云浓度参数  $N_0$  的值最小,  $\lg N_0$  的值为  $3.099\text{ m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1}$ ,形状因子  $\mu$  为 -0.024、斜率因子  $\lambda$  为  $3.225\text{ mm}^{-1}$ ;混合云浓度参数最大,  $\lg N_0$  的值为  $5.794\text{ m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1}$ ,形状因子  $\mu$  为 4.265、斜率因子  $\lambda$  为  $7.170\text{ mm}^{-1}$ ;积雨云处于两者之间,  $\lg N_0$  的值为  $3.516\text{ m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1}$ ,形状因子  $\mu$  为 0.974、斜率因子  $\lambda$  为  $2.682\text{ mm}^{-1}$ 。秋季,积雨云浓度参数  $N_0$  的值最小,  $\lg N_0$

的值为  $3.166\text{ m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1}$ ,形状因子  $\mu$  为 0.288、斜率因子  $\lambda$  为  $1.819\text{ mm}^{-1}$ ;层状云浓度参数最大,  $\lg N_0$  的值为  $4.083\text{ m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1}$ ,形状因子  $\mu$  为 1.416、斜率因子  $\lambda$  为  $5.158\text{ mm}^{-1}$ ;混合云处于两者之间,  $\lg N_0$  的值为  $4.065\text{ m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1}$ ,形状因子  $\mu$  为 1.486、斜率因子  $\lambda$  为  $3.825\text{ mm}^{-1}$ 。冬季,积雨云浓度参数  $N_0$  的值最小,  $\lg N_0$  的值为  $2.649\text{ m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1}$ ,形状因子  $\mu$  为 0.750、斜率因子  $\lambda$  为  $2.150\text{ mm}^{-1}$ ;混合云浓度参数最大,  $\lg N_0$  的值为  $5.280\text{ m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1}$ ,形状因子  $\mu$  为 3.407、斜率因子  $\lambda$  为  $6.148\text{ mm}^{-1}$ ;层状云处于两者之间,  $\lg N_0$  的值为  $3.431\text{ m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1}$ ,形状因子  $\mu$  为 0.036、斜率因子  $\lambda$  为  $4.113\text{ mm}^{-1}$ 。综上所述,春秋 2 季的拟合参数值的大小为积雨云<混合云<层状云,而夏季和冬季则不同,夏季为层状云<积雨云<混合云,冬季的参数值大小为积雨云<层状云<混合云。

表 3 峨眉山站点 3 类降水 GAMMA 分布拟合参数

季节	降水云类型	$\mu$	$\lambda$	$N_0$	$\lg N_0$
春	层状云	0.222	3.246	1941.690	3.288
	混合云	0.203	2.281	1547.977	3.190
	积雨云	0.167	1.979	610.177	2.785
夏	层状云	-0.024	3.225	1256.089	3.099
	混合云	4.265	7.170	623009.210	5.794
	积雨云	0.974	2.682	3282.475	3.516
秋	层状云	1.416	5.158	12097.647	4.083
	混合云	1.486	3.825	11607.133	4.065
	积雨云	0.288	1.819	1465.975	3.166
冬	层状云	0.036	4.113	2699.919	3.431
	混合云	3.407	6.148	190361.890	5.280
	积雨云	0.750	2.150	446.032	2.649

而林芝站点(表 4)春季,积雨云浓度参数  $N_0$  的值最大,  $\lg N_0$  的值为  $4.477\text{ m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1}$ ,形状因子  $\mu$  为 6.501、斜率因子  $\lambda$  为  $4.423\text{ mm}^{-1}$ ;层状云浓度参数最小,  $\lg N_0$  的值为  $2.869\text{ m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1}$ ,形状因子  $\mu$  为 0.496、斜率因子  $\lambda$  为  $1.444\text{ mm}^{-1}$ ;混合云处于两者之间,  $\lg N_0$  的值为  $2.929\text{ m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1}$ ,形状因子  $\mu$  为 1.077、斜率因子  $\lambda$  为  $1.597\text{ mm}^{-1}$ 。夏季,层状云浓度参数  $N_0$  的值最小,  $\lg N_0$  的值为  $2.015\text{ m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1}$ ,形状因子  $\mu$  为 -0.834、斜率因子  $\lambda$  为 0.979  $\text{mm}^{-1}$ ;积雨云浓度参数最大,  $\lg N_0$  的值为  $3.368\text{ m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1}$ ,形状因子  $\mu$  为 -0.033、斜率因子  $\lambda$  为  $2.508\text{ mm}^{-1}$ ;混合云处于两者之间,  $\lg N_0$  的值为  $2.226\text{ m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1}$ ,形状因子  $\mu$  为 -0.875、斜率因子  $\lambda$  为  $1.044\text{ mm}^{-1}$ 。秋季,积雨云浓度参数  $N_0$  的值最小,  $\lg N_0$  的值为  $2.114\text{ m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1}$ ,

形状因子  $\mu$  为 -0.842、斜率因子  $\lambda$  为  $0.83\text{ mm}^{-1}$ ;混合云浓度参数最大,  $\lg N_0$  的值为  $2.349\text{ m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1}$ ,形状因子  $\mu$  为 -0.803、斜率因子  $\lambda$  为  $1.029\text{ mm}^{-1}$ ;层状云处于两者之间,  $\lg N_0$  的值为  $2.115\text{ m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1}$ ,形状因子  $\mu$  为 -0.787、斜率因子  $\lambda$  为  $1.306\text{ mm}^{-1}$ 。冬季,层状云浓度参数  $N_0$  的值最小,  $\lg N_0$  的值为  $3.262\text{ m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1}$ ,形状因子  $\mu$  为 0.146、斜率因子  $\lambda$  为  $1.436\text{ mm}^{-1}$ ;混合云浓度参数最大,  $\lg N_0$  的值为  $3.816\text{ m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1}$ ,形状因子  $\mu$  为 3.881、斜率因子  $\lambda$  为  $2.330\text{ mm}^{-1}$ ;积雨云处于两者之间,  $\lg N_0$  的值为  $3.484\text{ m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1}$ ,形状因子  $\mu$  为 3.608、斜率因子  $\lambda$  为  $2.114\text{ mm}^{-1}$ 。综上所述,春、夏 2 季的拟合参数值的大小为积雨云>混合云>层状云,而秋季和冬季则不同,秋季为混合云>层状云>积雨云,冬季的参数值大小为混合云>积雨云>层状云。



表4  林芝站点3类降水 GAMMA 分布拟合参数

季节	降水云类型	$\mu$	$\lambda$	$N_0$	$\text{Lg}N_0$
春	层状云	0.496041	1.444025	739.1504	2.868733
	混合云	1.077124	1.597044	849.948	2.929392
	积雨云	6.501479	4.423639	29980.94	4.476845
夏	层状云	-0.8344	0.979434	103.4461	2.014714
	混合云	-0.87502	1.044328	168.3708	2.226267
	积雨云	-0.03301	2.508416	2332.827	3.367883
秋	层状云	-0.7869	1.305846	130.2809	2.114881
	混合云	-0.80265	1.029684	223.7117	2.349689
	积雨云	-0.85222	0.830378	130.1691	2.114508
冬	层状云	0.145983	1.435978	1828.156	3.262013
	混合云	3.881152	2.329932	6548.867	3.816166
	积雨云	3.607669	2.114356	3049.589	3.484241

如图4、5所示,根据3类云降水的Gamma分布拟合可知,峨眉山站点春季,混合云和积雨云的谱宽最宽,最大粒径为5.5 mm;层状云谱宽最窄,最大粒径为4.5 mm。夏季,积雨云的谱宽最宽,最大粒径为5.5 mm;其次是层状云,最大粒径为4.25 mm;混合云的谱宽最窄,最大粒径为3.75 mm。秋季,积雨云的谱宽最宽,最大粒径为5.5 mm;其次是混合云,最大粒径为4.85 mm;层状云的谱宽最窄,最大粒径为3.5 mm。冬季,积雨云的谱宽最宽,最大粒径为5.5 mm;其次是混合云,最大粒径为3.8 mm;层状云的谱宽最窄,最大粒径为3.6 mm。其中,夏冬季的混合云拟合浓度图像上凸十分明显。通过峨眉山站点的拟合曲线与实测曲线数据对比,发现春、夏2季的曲线有点偏离观测曲

线,但秋冬的曲线趋势大致是相近的,模拟较好的粒径区间在1.5~4.0 mm。林芝站点春、秋、冬3季,3类降水云谱宽相当,最大粒径都为5.5 mm。夏、秋、季3类云降水的小粒径浓度下降趋势较为缓慢,后下降趋势明显较陡。夏季,积雨云的谱宽最窄,最大粒径为4.9 mm,层状云与混合云的谱宽相似,最大粒径为5.5 mm。其中,林芝站点春冬两季的积雨云拟合曲线也有较为明显的上凸趋势,通过林芝站点的拟合曲线与实测曲线数据进行对比发现,4个季节的拟合曲线的浓度值均高于实测浓度值,但拟合曲线与实测曲线的趋势较为相似,模拟较好的粒径区间在1.3~4.5 mm。因此,峨眉山站点和林芝站点的雨滴谱在适当范围内是能够运用Gamma分布模拟的。

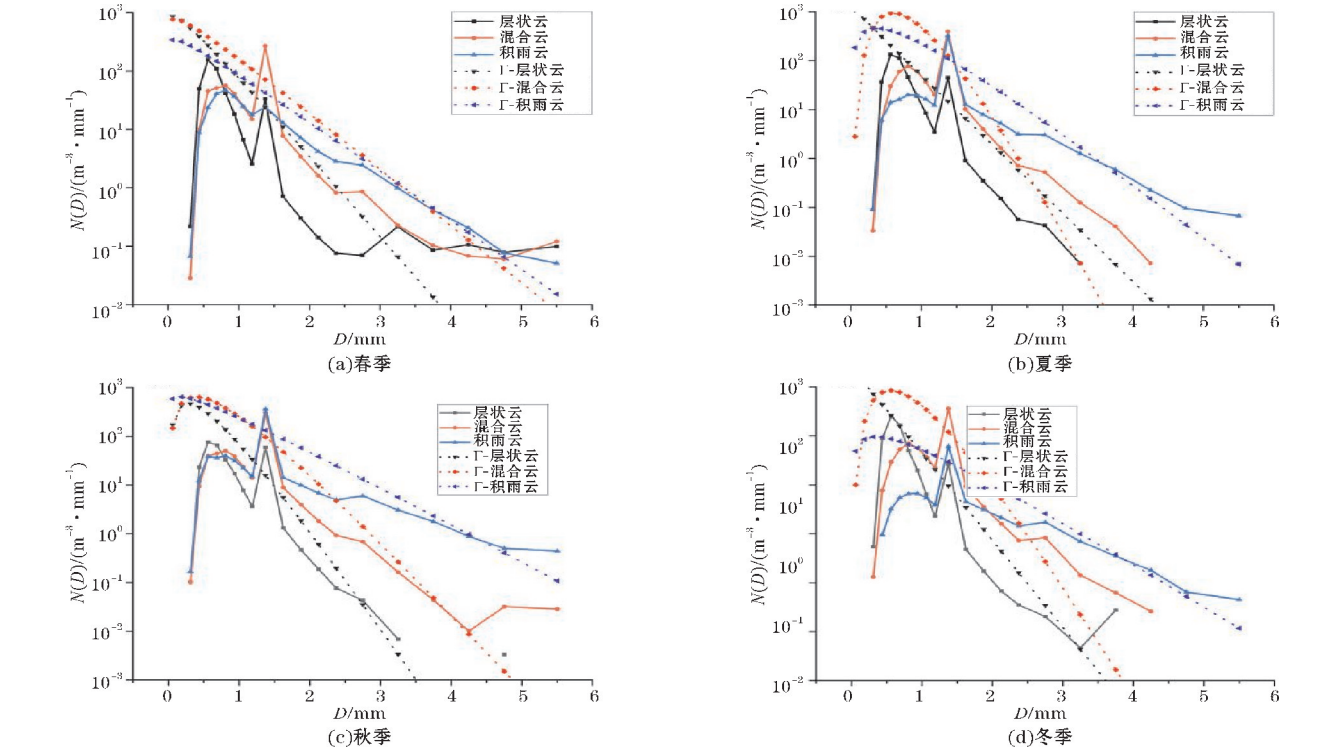


图4  峨眉山站点四季3种降水云实测与Gamma拟合对比雨滴谱

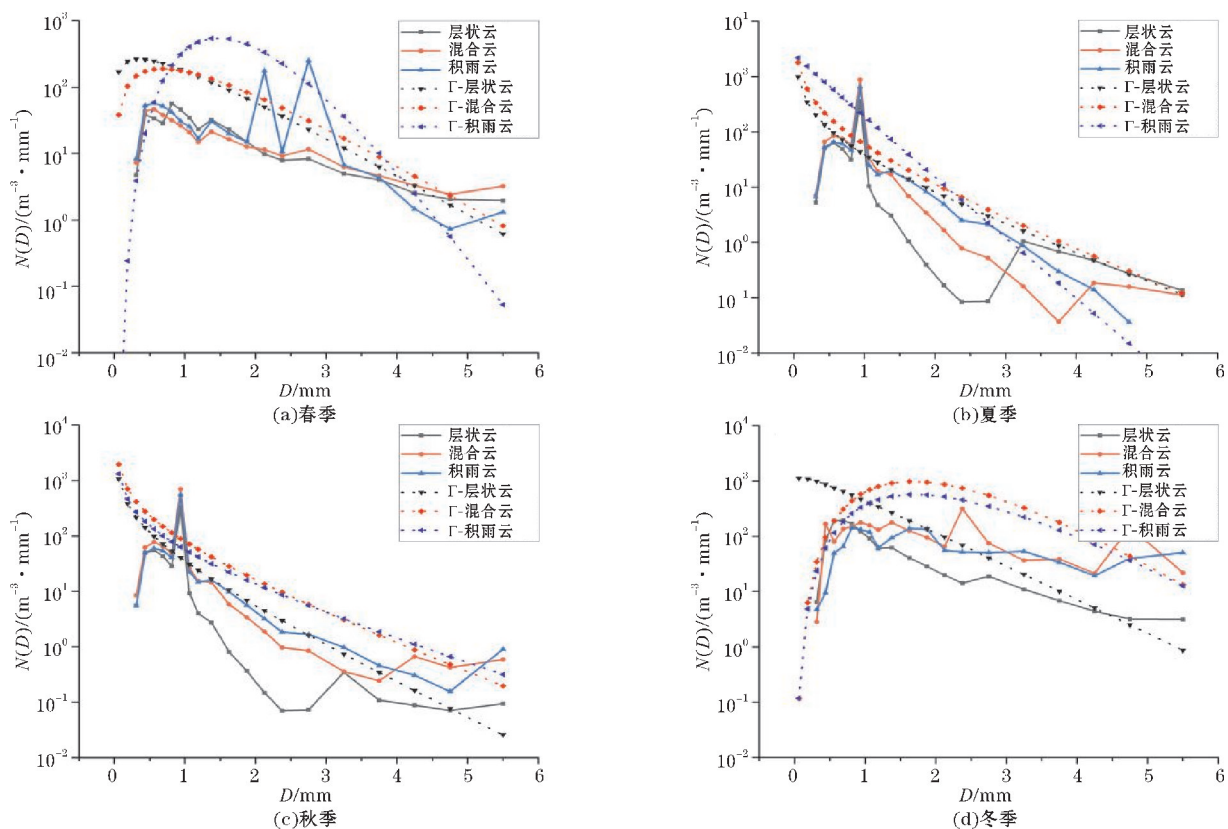


图5 林芝站点四季3种降水云实测与Gamma拟合对比雨滴谱

2.3 西南涡背景下雨滴谱特征分析

西南涡是指在四川西部低空生成的一种气旋性涡旋,由于常与东侧的低空急流配合,带有大量的水汽,会对该地区形成阴雨天气,东移发展时会对西南地区乃至东北、东部、东南地区形成暴雨天气,同时会引起大风、地面锋面气旋的发生发展<sup>[31-32]</sup>。因此,研究选取了峨眉山站点2021年7月15-16日的一次西南涡数据个例进行研究分析,旨在了解产生于青藏高原东部并对中国西南地区的降水有很大作用的西南涡对研究站点区域的影响。

如图6、7所示,通过分析欧洲中心ERA5的700 hPa 7月16日08时、20时的数据资料,可以明显看到在青藏高原东侧的四川盆地附近有一低压涡旋产生,两侧风场有明显的不对称性,水汽主要是来自孟加拉湾,经由云贵高原输送过来,水汽输送至四川盆地形成了明显辐合,副高控制了华东地区,制约了西南涡的东移,利于西南涡在青藏高原东侧形成持续的抬升运动,对该地造成了一次降水过程。根据雨滴谱累计降水量数据统计出7月15-16日总降水量达到67.43 mm,平均雨强为0.75 mm/h,可以看出本次降水持续时间长,小时雨强强,累计雨量大。通过对7月15-16日的雨滴谱数据资料分析形成的雨滴谱分布

(图8)可以明显看出,雨滴谱分布的整体趋势是呈双峰型分布的,第一次峰值出现在粒径为0.6 mm;随着粒径的增大,数浓度开始减小,直至粒径约为1.2 mm,数浓度开始上升;在粒子直径为1.5 mm时,数浓度达到了第二个峰值,此后数浓度便随着粒径的增大开始减小,最大粒径为5.5 mm。由此可见,伴随较深厚的气旋性涡旋出现的降水强度较大,48 h累积雨量较大,雨滴谱分布的谱宽较宽,粒子数浓度在小粒径时更高,西南涡的发生发展造成的降水对本次研究区域的雨滴谱分布有很大的影响,因此,对于西南涡形成降水过程的研究要更进一步,这对于青藏高原东侧的云微物理特征的研究也会更有优势。

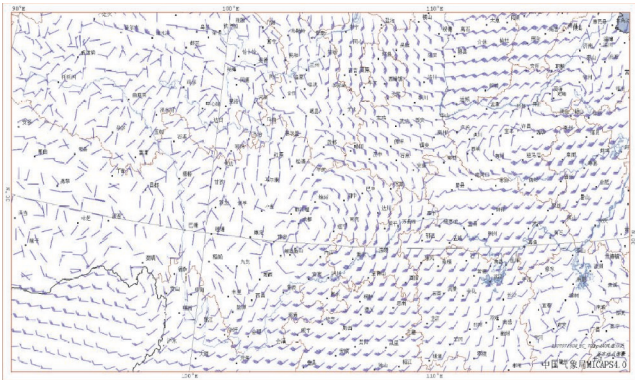


图6 7月16日08时700 hPa风场图



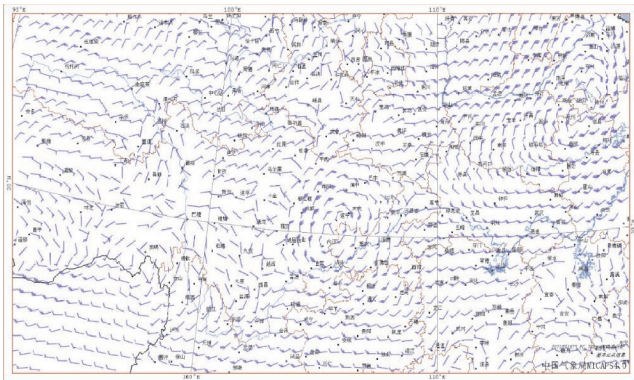


图7 7月16日20时700 hPa风场图

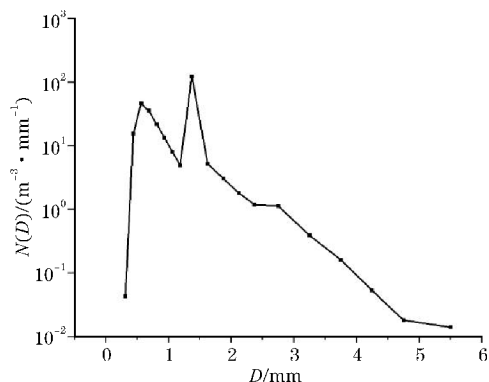


图8 7月15-16日雨滴谱图

### 3 结论与讨论

利用2021年峨眉山站点和林芝站点的激光雨滴谱仪数据资料,研究了青藏高原东南部及其东坡降水的雨滴谱特征。获得的主要结论如下:

(1)通过年降水量以及雨滴谱分布可知,峨眉山站点观测到该地区年累计降水量大,尤其是夏、秋2季降水量很大,降水持续时间短,降水频次多。林芝站点观测到该地区年累计降水量较峨眉山站点小很多,其中夏季降水远高于春、秋、冬3季,但平均雨强与峨眉山站点相差不大,降水持续时间短,降水频次多。

(2)峨眉山站点4个季节对应粒子数浓度峰值的粒径为1.5 mm左右,其中层状云雨滴谱浓度最低,谱宽最短,雨滴浓度会随着粒径的增大而减小的趋势逐渐变缓。而林芝站点4个季节对应粒子数浓度峰值的粒径为1 mm左右,其中层状云雨滴谱浓度最低,主要贡献在小粒径上,雨滴浓度会随着粒径的增大而减小的趋势逐渐变缓。通过Gamma拟合可以看出,峨眉山站点春、夏2季的曲线有点偏离观测曲线,但秋冬的曲线趋势大致是相近的,模拟较好的粒径区间在1.5~4.0 mm。而林芝站点4个季节的拟合曲线的浓度值

均高于实测浓度值,但拟合曲线与实测曲线的趋势较为相似,模拟较好的粒径区间在1.3~4.5 mm。因此,峨眉山站点和林芝站点的雨滴谱在适当范围内是能够运用Gamma分布模拟的。

(3)通过对2021年7月15-16日的降水个例分析,伴随较深厚的气旋性涡旋出现的降水强度较大,48 h累积雨量较大,雨滴谱分布的谱宽较宽,粒子数浓度在小粒径时更高,西南涡的发生发展造成的降水对本次研究区域的雨滴谱分布有很大的影响。因此,基于对西南涡形成降水过程的研究更进一步,这对于青藏高原东侧的云微物理特征的研究也会有所帮助。

在处理观测数据时,根据雷达反射率因子对不同降水云分类的方法有误差,在统计过程中,出现了不属于混合云的类别,导致雨滴谱分布曲线本应该随着粒径增大,数浓度递减区域出现了折返,使雨滴谱图中大粒子数浓度不降反增。由于林芝站点的雨滴谱数据缺失(缺少4月、5月、9月、12月数据),导致整体的研究结果存在一定的偏差,对概括青藏高原东南部及其东坡区域的雨滴谱特征有一定的影响。因此,为了能够更加全面、具体的提高对青藏高原东南部及其东坡的雨滴谱特征的掌握情况,未来的方向可以选取更加精确的时间尺度、更加完整的数据资料以及尽量多的观测站点,以获得准确的区域资料,为以后研究青藏高原地区的云微物理特征提供一些帮助。

致谢:感谢成都信息工程大学科研基金项目(KYTZ201721)对本文的资助

### 参考文献:

- [1] 陈宝君,李子华,刘吉成,等. 三类降水云雨滴谱分布模式[J]. 气象学报,1998(4):123-129.
- [2] Marshall J S, Palmer W M K. The Distribution of Raindrops with Size[J]. Journal of Meteorology, 1948,5(4):165-166.
- [3] 丁建芳,程博. 河南省层状云降水雨滴谱特征分析[J]. 气象与环境科学, 2022, 45(1):55-64.
- [4] 王秋淞,王福增,刘俊卿. 安徽淮南2016年夏季雨滴谱特征的研究[J]. 气象科技进展,2021,11(4).
- [5] 柳臣中,周筠珺,谷娟,等. 成都地区雨滴谱特征[J]. 应用气象学报,2015,26(1):112-121.
- [6] 常祎. 青藏高原那曲地区夏季云微物理特征和降水形成机制的飞机观测研究[D]. 北京:中国气象科学研究院,2019.

- [7] 刘黎平,郑佳锋,阮征,等. 2014 年青藏高原云和降水多种雷达综合观测试验及云特征初步分析结果[J]. 气象学报, 2015, 74(4): 635–647.
- [8] Atlas D, Srivastava R C, Sekhon R S. Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence [J]. Reviews of Geo-physics, 1973, 11(1): 1–35.
- [9] 王可法, 张卉慧, 张伟, 等. Parsivel 激光雨滴谱仪观测降水中异常数据的判别及处理[J]. 气象科学, 2011, 31(6): 732–736.
- [10] 王文玲, 张微, 高玉宏. 基于 Parsivel 激光雨滴谱仪的夏季雨滴谱特征分析[J]. 黑龙江气象, 2018, 35(1).
- [11] Ji L, Chen H N, Li L, et al. Raindrop size distributions and rain characteristics observed by a PARSIVEL disdrometer in Beijing, Northern China[J]. Remote Sens., 2019, 11(12): 1479.
- [12] 霍朝阳, 阮征, 魏鸣, 等. 雨滴谱 GAMMA 函数拟合方法的分析与评估[J]. 科学技术与工程, 2018, 18(34): 1–10.
- [13] 郑娇恒, 陈宝君. 雨滴谱分布函数的选择: M-P 和 Gamma 分布的对比研究[J]. 气象科学, 2007, 27(1): 17–25.
- [14] Ulbrich C W. Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution [J]. J. Climate Appl. Meteor, 1983, 22(10): 1764–1775.
- [15] 舒磊, 李茂善, 华生, 等. 青藏高原东部玉树地区雨滴谱特征及云微物理结构分析[J]. 气象科技进展, 2021(4).
- [16] 房彬, 郭学良, 肖辉. 辽宁地区不同降水云系雨滴谱参数及其特征量研究[J]. 大气科学, 2016, 40(6): 1154–1164.
- [17] Bringi V N, Chandrasekar V, Hubbert J, et al. Raindrop size distribution in different climatic regimes from disdrometer and dualpolarized radar analysis[J]. J. Atmos. Sci., 2003, 60(2): 354–365.
- [18] Wen Long, Zhao Kun, Wang Mengyao, et al. Seasonal Variations of Observed Raindrop Size Distribution in East China [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 2019, 36(4).
- [19] 韩辉邦, 张博越, 马守存, 等. 黄河上游地区降水雨滴谱特征分析[J]. 沙漠与绿洲气象, 2019, 13(6): 119–125.
- [20] Kirankumar N V P, Narayana R T, Radhakrishna B, et al. Statistical characteristics of raindrop size distribution in southwest monsoon season [J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 2008, 47(2): 576–590.
- [21] 濮江平, 姜爱军, 白卡娃, 等. 南京地区不同云状降水雨滴谱分析研究[A]. 第十五届全国云降水与人工影响天气科学会议暨中国人工影响天气事业 50 周年纪念大会论文集[C]. 北京: 气象出版社, 2008: 393–397.
- [22] 王洪, 雷恒池, 杨洁帆, 等. 山东不同云系降水微物理参数特征[J]. 大气科学, 2020, 44(2): 315–326.
- [23] 于建宇, 李茂善, 阴蜀城, 等. 青藏高原那曲地区云降水微观特征雨滴谱分析[J]. 成都信息工程大学学报, 2020, 35(2): 188–194.
- [24] 吴亚昊, 刘黎平, 周筠珺, 等. 雨滴谱的变化对降水估测的影响研究[J]. 高原象, 2016, 35(1): 220–230.
- [25] 王莹珏, 李平, 郑佳锋, 等. 四川省稻城地区雨滴谱特征研究[J]. 高原山地气象研究, 2021, 41(1).
- [26] 王改利, 周任然, 扎西索郎, 等. 青藏高原墨脱地区云降水综合观测及初步统计特征分析[J]. 气象学报, 2021, 79(5): 841–852.
- [27] 李山山, 王晓芳, 万蓉, 等. 青藏高原东坡不同海拔区域的雨滴谱特征[J]. 高原气象, 2020, 39(5): 899–911.
- [28] 金祺, 袁野, 刘慧娟, 等. 江淮之间夏季雨滴谱特征分析[J]. 气象学报, 2015, 73(4): 778–788.
- [29] Chen B J, Hu Z Q, Liu L P, et al. Raindrop size distribution measurements at 4,500m on the Tibetan Plateau during TIPEXIII [J]. J. Geophys. Res., 2017, 122(20): 11092–11106.
- [30] Wu Y H, Liu L P. Statistical characteristics of raindrop size distribution in the Tibetan Plateau and southern China [J]. Adv. Atmos. Sci., 2017, 34(6): 727–736.
- [31] 李跃清. 西南涡源研究的有关新进展[J]. 高原气象, 2021(6): 174–186.
- [32] 李国平, 陈佳. 西南涡及其暴雨研究新进展[J]. 暴雨灾害, 2018(4): 3–12.

## Characterization of Raindrop Spectra on the Southeast Tibetan Plateau and East Slopes

PAN Jie, LI Maoshan, GONG Ming, WANG Ting

(College of Atmospheric Sciences/Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province/Chengdu Plain Urban Meteorology and Environment Observation and Research Station of Si-chuan Province, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China)

**Abstract:** To study the cloud microphysical characteristics of the southeastern Tibetan Plateau and its eastern slope, the raindrop spectrometer observations in 2021 at the Emei Mountain site on the eastern slope of the Tibetan Plateau and the Linzhi site on the southeastern Tibetan Plateau were used to analyze the raindrop spectral characteristics of three types of precipitation clouds in different seasons on the southeastern Tibetan Plateau and its eastern slope and the relationship between typical individual cases of precipitation and The relationship between the southwestern vortex and the typical precipitation cases were analyzed. The results show that both the Emei Mountain and Linzhi sites experience stratiform cloud precipitation as their main precipitation type. The annual cumulative precipitation is higher, the precipitation duration is shorter, and the precipitation is more frequent. The particle size corresponding to the peak particle number concentration is about 1.5 mm in four seasons at the Emei Mountain site, while the particle size corresponding to the peak particle number concentration is about 1 mm in four seasons at the Linzhi site, where the lowest concentration of stratiform cloud raindrop spectrum is mainly contributed to the small particle size. In the Gamma fit for the three types of cloud precipitation in the Emei Mountain area, the better-simulated particle size interval is between 1.5 mm and 4.0 mm, compared to the measured data. However, the fitted curve for the Linzhi site has a more similar trend to the measured data, and the better-simulated particle size interval is between 1.3 mm and 4.5 mm. Therefore, the raindrop spectra of the Emei Mountain site and the Linzhi site are within the appropriate range to be able to apply Gamma distribution simulations are possible. The precipitation accompanying the deeper cyclonic vortex appears to be more intense, the 48 h accumulated rainfall is larger, the spectral width of the raindrop spectrum distribution is wider, and the particle number concentration is higher at small particle size, and the precipitation caused by the development of the southwest vortex has a great influence on the raindrop spectrum distribution in this study area.

**Keywords:** raindrop distribution; Southeast Tibetan Plateau and its east slope; Gamma distribution; parameterization; Southwest twister