1	青藏高原东南部墨脱地区弱降水微物理特征的云雷达观测
2	研究
3	张静怡 ^{1,2} 王改利 ² 郑佳锋 ¹ 刘黎平 ² 周任然 ²
4	1 成都信息工程大学大气科学学院,成都 610225
5	2 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室,北京 100081
6	
7	摘 要 藏东南地区的墨脱县位于雅鲁藏布江下游的河谷区域,是印度洋水汽进入高
8	原的最主要水汽通道。墨脱作为西藏年平均降水量最多的地区,是青藏高原云降水系
9	统的重要组成部分。本文以 2020 年墨脱地区的 Ka 波段云雷达观测数据为基础,首先
10	对云雷达功率谱数据进行预处理,并采用降水现象仪对云雷达观测进行验证。在此基
11	础上,选取了 2020 年 3 月 6 日和 8 月 24 日具有层状云降水特性的两次弱降水过程,
12	利用云雷达功率谱数据反演了雨滴谱,探究墨脱地区旱季和雨季弱降水的微物理特征
13	结果表明: 云雷达观测与降水现象仪雨滴谱数据计算的 Ka 波段雷达回波强度理论值
14	存在大约 12 dB 的系统误差,订正之后二者随时间变化一致性较好,云雷达反演的近
15	地面雨滴谱特征与降水现象仪观测接近。墨脱地区零度层高度随季节变化明显,旱季
16	零度层高度较低(i.e. 1.5 km 左右),而雨季零度层高度较高(i.e. 4 km 左右)。墨脱层
17	状云雨滴谱谱的宽度较窄,降水粒子直径不超过 3 mm。在零度层以上,根据谱偏度
18	和峰度的垂直变化可以推测冰晶粒子直径随高度下降缓慢增长, 但旱季冰晶粒子增长
19	比雨季更为明显。经过零度层后,冰晶粒子转化为雨滴,雨滴在下落过程中由于碰并
20	及蒸发作用造成浓度减小,直径越小的粒子浓度减小越快。在近地面,由于蒸发作用
21	的加强导致随高度降低雨滴浓度明显减小。
22	doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2204.21185
23	关键词 青藏高原 毫米波雷达 功率谱 垂直结构 微物理过程
24	Study on the microphysical characteristics of weak
25	precipitation in Mêdog, Southeast Tibetan Plateau by using
26	Ka-band cloud radar
27	ZHANG lingvi ^{1,2} WANG Gaili ² ZHENG liafeng ¹ LIUL ining ² and ZHOU
28	Renran ²
29	1 Schools of Atmospheric Chengdu University of Information Technology. Chengdu
30	China 610225
31	2. State Key Laboratory of Severe Weather. Chinese Academy of Meteorological Science. Beijing.
32	China 100081
01	收稿日期 2022-07-11; 网络预出版日期 作者简介 张静怡,女,1995年出生,硕士研究生,主要从事毫米波云雷达相关研究, E-mail:
	<u>01005545760@163.com</u>
	迪讯下 看 土区和, E-mail: wanggl@cma.gov.cn 资助项目 第二次青藏高原综合科学考察研究(2019QZKK0105), 国家重点研发计划(2018YFC1505702), 和国家自然基金项目(41775036)
	Funded by The Second Tibetan Plateau Scientific Expedition and Research (STEP) program (Grant 2019QZKK0105), National Key R & D Projects (Grant 2018YFC1505702), and the National Natural Science Foundation of China (Grant 41775036).

34 Abstract Mêdog, located in the southeast of the Tibetan plateau (TP) and in the valley of 35 the lower reaches of the Yarlung Zangbo River, is the main water vapor channel from the Indian Ocean into the TP. Mêdog is also an important part of the TP precipitation system due 36 37 to its largest annual average precipitation amount over the TP. Based on the Ka-band cloud 38 radar (KaCR) observation data at the Mêdog National Climate Observatory in 2020, this 39 paper firstly preprocessed the power spectrum data of the KaCR, which were verified by 40 comparing with the observations from precipitation phenomenometer. Then, two weak stratiform precipitation processes occurred on March 6 and August 24, 2020 were selected, 41 42 and raindrop spectrum were retrieved from power spectrum data of the KaCR to explore the 43 microphysical characteristics of weak precipitation in the dry and rainy seasons in Mêdog. 44 The results showed that a systematic error of reflectivity factor reached about 12 dB between 45 KaCR measurements and the theoretical values of KaCR calculated from precipitation 46 phenomenometer. A very good agreement between the two datasets is evident after KaCR 47 was corrected. Furthermore, the near-surface raindrop size distribution (RSD) retrieved from KaCR was close to those observed from precipitation phenomenometer. The heights of bright 48 49 band in Mêdog varied with seasons, and were low in dry season (i.e. about 1.5 km) and 50 high in rainy season(i.e. about 4 km), respectively. The spectral width of RSD for the weak stratiform precipitation cases was narrow, and the diameter of raindrop did not exceed 3 mm 51 52 in Mêdog. Above the bright band, the diameter of small ice particles increased slowly with 53 the decreasing height according to the spectrum skewness and kurtosis. However, the growth 54 of ice particles in dry season is more obvious than that in rainy season. Below the bright 55 band, the ice particles converted into liquid water drops, whose concentration decreased as 56 the height decreased in the process of falling probably due to coalescence and evaporation of raindrops. The smaller the diameter, the faster the concentration of raindrops decreased. 57 Near the ground, a significant decrease in the concentration of raindrops may be contributed 58 59 to enhanced evaporation.

Keywords Tibetan Plateau, Ka-band cloud radar, power spectrum, vertical structure,
 microphysical processes

62 1. 引言

33

青藏高原位于我国境内西南地区,是我国最大、世界海拔最高的高原。其南北长 63 约 1000 公里, 东西长约 2500 公里, 面积约为 2.5×106平方公里, 平均海拔高度在 64 4000 米以上。青藏高原的动力作用和热力作用对全球气候、东亚大气环流等具有十分 65 显著和重要的影响(Zhao et al., 2019)。青藏高原云系也是联系各种局地天气甚至是全 66 67 球气候各个子系统的纽带(陈葆德等,2008)。为了更好地了解青藏高原天气特征及其 对气候系统的影响,早在 1979 年和 1998 年,我国就先后开展了第一次和第二次青藏 68 高原大气科学试验(徐祥德和陈联寿, 2006)。第一次青藏高原大气科学试验重点在高 69 原中部地区进行观测,在那曲地区增设了气象雷达观测站。第二次青藏高原大气科学 70 试验覆盖了高原及邻近地区,使观测的气候类型更加完整(周长艳等, 2012)。2014 年 71 中国气象局、国家自然科学基金委和中科院联合发起"第三次青藏高原大气科学试验-72 73 边界层-对流层综合观测系统"项目,在西藏那曲等地区开展了观测实验(Zhao et al., 2019)。第三次大学青藏高原大气科学试验首次在西藏那曲增加了地基毫米波云雷达的 74 75 观测,为深入研究青藏高原的云结构和微物理特征提供了大量资料。

藏东南地区是青藏高原受印度洋水汽影响最为明显的区域。墨脱位于青藏高原东 76 南部,雅鲁藏布江下游,呈现高山河谷地形,大量水汽由喜马拉雅山南麓爬坡至墨脱, 77 随后向林芝其他区域输送,因而墨脱成为藏东南水汽输送通道"入口"关键区。墨脱 78 79 平均海拔高度 1200 m,年平均相对湿度 80 %以上,雨季平均温度为 22 ℃,年平均降 水高于 2000 mm, 气候湿润, 雨量充沛, 属于亚热带湿润气候区(陈萍和李波, 2018)。 80 81 墨脱作为西藏的"雨窝",是西藏地区降水日数最多、降水量最大的地方,对高原气候 变化的响应具有敏感性和强烈性,是青藏高原气候系统中的一个典型单元(旺杰等, 82 2021)。为加深对藏东南水汽输送通道"入口"关键区云降水三维结构及微物理特征的 83 认识,在第二次青藏高原综合科学考察研究项目和国家重点研发计划项目支持下, 84 2019年第一次在西藏墨脱气候观象台(95.32°E/29.31°N,海拔1305 m)建立了观测试 85 验基地并进行云降水的综合观测。观测设备主要包括:X 波段相控阵雷达、Ka 波段毫 86 87 米波云雷达、K波段微雨雷达、风廓线雷达、微波辐射计及降水现象仪等。

由于墨脱地区雨强小于1 mm/h 的弱降水占据了降水总时段的近 80% (Wang et al., 88 2021),因此,本文重点研究墨脱地区弱降水的微物理特性及垂直变化。毫米波测云雷 89 达由于其较短的波长使其对非降水云和弱降水云的探测能力要高于厘米波天气雷达(刘 90 黎平等,2009),其较高的灵敏度和空间分辨率,能够很好的探测微小粒子结构及其物 91 理特性(Kollias et al., 2007)。此外,毫米波雷达也非常适合进行长时间的连续性观测。 92 93 因此,本文以布设在墨脱气候观象台的 Ka 波段云雷达(KaCR)观测数据为基础,首 先对 KaCR 的功率谱数据进行预处理,然后选取了 2020 年旱季和雨季的两个弱降水过 94 95 程,进行雨滴谱反演,分析墨脱地区不同季节弱降水的微物理特征及垂直廓线。通过 此研究,提高对雅鲁藏布大峡谷水汽通道入口处云降水微物理过程的认识,对改善青 96 97 藏高原云降水的参数化方案具有重要意义。



98 2. 观测设备和数据

图 1 青藏高原地形(彩色阴影)、墨脱观测场位置(红色三角形)(a),毫米波云雷达(KaCR)(b)和降水现象仪(DSG5)(c)

101 102 103

99 100

Fig.1 The topography (m) of the Tibetan Plateau (color shading) and location of the Motuo observation site (red triangle) (a), millimeter cloud radar (MMCR) (b) and precipitation phenomenometer (DSG5) (c)

104 本研究主要用到的观测设备包括中国气象科学研究院和安徽四创电子股份有限公司联合研制的 KaCR 和华云升达(北京)气象科技有限责任公司生产的降水现象仪
106 DSG5。Ka 波段毫米波云雷达工作频率为 35.01 GHz,对应波长为 8.6 mm,探测高度
107 可达 18 km(距离地面高度,下同)。该 KaCR 采用四种模式循环探测,分别是边界层模式、中间层模式、降水模式和卷云模式,以确保能够对不同种类的云进行观测。由于
109 本文主要研究弱降水过程,因此采用降水模式的数据。该 KaCR 具体参数如表 1 所示。

110 KaCR 输出数据包括原始数据产品(功率谱密度数据)和基础数据产品(回波强度、
 111 径向速度、速度谱宽、线性退极化比),为研究墨脱地区云降水物理特征提供了数据基
 112 础。

- 表1 KaCR 降水模式雷达参数 Table 1. The parameters of precipitation model of KaCR 参数名称 KaCR 0.2us 脉冲宽度 8000Hz 脉冲重复频率 1 相干积累数 256 快速傅里叶变换点数 30m 距离分辨率 时间分辨率 2s 18km 探测高度 120m 探测盲区 17.14m/s Nyquist 速度范围 0.134m/s 速度分辨率
- 115

113 114

DSG5型降水现象仪是一种采用现代激光遥测技术的降水过程监测纪录分析设备。
它可以对各种降水过程(毛毛雨、小雨、大雨、冰雹、雪花、雪粒、雨夹雪等)进行
精确监测。降水现象仪可统计所有的降水粒子在速度和粒径上的分布(绘出雨滴谱图),
数据分为1024种(32种直径*32种速度)档位等级分布,时间分辨率为1min,通过
计算可以进一步得到降水强度、反射率因子、含水量以及气象光学视程(MOR)能见
度等物理量。研究中采用质量控制后的降水现象仪数据对云雷达观测数据进行验证。

122 根据标准化高原季风指数,将墨脱地区 10 月至 3 月和 4 月至 9 月划分为旱季和雨
123 季(Zhou et al., 2021)。因此,本文选取 2020 年旱季(3 月 6 日)和雨季(8 月 24 日)
124 两个弱降水过程进行宏微观物理特征的研究。此次旱季降水过程雨强稳定在 0.2 mm/h,
125 稳定降水时段为 07: 30~09: 00(北京时,下同),持续一个半小时。雨季降水雨强随
126 时间增强,平均雨强在 1 mm/h。稳定降水时段为 04: 42~05: 32。

127 3. 数据处理方法

128 本文主要利用布设在青藏高原东南部墨脱气候观象台的 KaCR 功率谱数据反演墨
 129 脱地区弱降水云的雨滴谱特征。首先对 KaCR 功率谱数据进行预处理,然后根据静止
 130 大气下粒子下落末速度和直径的关系反演雨滴谱。

131 3.1 数据预处理

132 雷达功率谱数据是回波功率在不同多普勒速度上的分布,其与采样粒子的微物理
133 和动力特征息息相关。研究中采用的云雷达每个距离库由 256 个回波谱点组成,每个
134 谱点都对应了一个多普勒速度。在功率谱中准确的将云雨信号和噪声等非气象信号分
135 离后,才能够精准计算出谱矩。本文的功率谱数据预处理步骤及方法描述如下:

136

(1)数据平滑:谱数据平滑可以缓解噪声和湍流的影响,本文采用五点平滑。

137 (2)噪声电平计算:噪声电平是指功率谱中所有噪声的平均值。噪声电平的确定
138 直接影响了后续信号识别以及谱矩计算,是重要的数据处理环节。目前确定噪声电平
139 的主要方法有分段法、最大速度法和客观法。由于分段法的误差要小于客观法和最大
140 速度法,因此本研究采用分段法计算噪声电平。根据胡明宝(2012)和郑佳锋(2016)等
141 的研究,本研究将功率谱分为8段来确定噪声电平。

142 (3)云信号提取:确定噪声电平之后,记录每组功率谱减去噪声电平后的连续功
 143 率谱段,为了去除非气象回波,将信噪比和连续点阈值分别设为-10 dB 和 8 个对连续

144 段进行筛选,以得到真实的气象信号功率谱。

(4) 谱矩计算:根据得到的气象信号功率谱,采用局部积分法计算的信号零阶矩
 总功率P_R(式 1),并代入雷达方程(式 2)就可以得到反射率因子Z;一阶矩径向速
 度∇和二阶矩速度谱宽σ_p的计算如式 3~4 所示:

$$P_{R} = \sum_{i=V_{l}}^{V_{r}} (S_{i} - P_{N})$$

$$Z = \frac{P_{R}' \times R^{2}}{C}, C = \frac{P_{t} \times G^{2} \times \theta \times \Phi \times h \times \pi^{3} \times |K|^{2}}{1024 \times \ln 2 \times \lambda^{2} \times L\varepsilon}$$

$$(1)$$

$$\overline{V} = \frac{\sum_{i=V_l}^{V_r} i \times (S_i - P_N)}{\sum_{i=V_l}^{V_r} (S_i - P_N)}$$
(3)

$$\sigma_{\nu} = \sqrt{\frac{\sum_{i=V_l}^{V_r} (i - \overline{V})^2 \times (S_i - P_N)}{\sum_{i=V_l}^{V_r} (S_i - P_N)}}$$
(4)

 148
 其中, P_R 为气象信号总功率(dBm), V_l 和V,为云信号的左右端点速度(m/s), S_i 为

 149
 第i个谱点的信号功率, P_N 为噪声电平, P'_R 为天线接收到的信号总功率, C为雷达常数,

 150
 R为探测距离(km), P_t 为发射功率(W), G为天线增益(dB), θ 、 Φ 为天线水平和垂直

 151
 波束宽度(deg), h为距离分辨率(m), $|K|^2$ 为折射指数, λ 为入射波长(mm), $L\varepsilon$ 为馈

 152
 线损耗(dB)。

153 谱偏度*S_k*和谱峰度*K_t*是描述功率谱对称性和陡峭程度的物理量。偏度为零表示信
154 号为正态分布,大于零表示信号偏左侧分布,小于零表示信号偏右侧分布。偏度值越
155 大表示信号的非对称度越高。峰度为零表示信号为正态分布;大于零表示信号分布偏
156 陡峭;小于零表示信号分布偏平坦(郑佳锋, 2016)。

157 当云体内部有云雨转化或者粒子相态转化时,偏度和峰度就会发生变化,能够很
158 好的指示云体内部粒子相态及粒径变化(Kollias et al., 2011a, 2011b)。如当冰晶粒子
159 经过零度层时大部分融化为液滴,粒子下落速度增大,功率谱就会向大速度区偏移,
160 即偏度出现正偏,由零值转化为正值。在冰晶融化时,粒子谱的宽度减小,功率谱的
161 峰值就会增大。因此可以根据各项物理量的变化来反推粒子的变化。谱偏度和峰度计
162 算如式(5~6)所示:

$$S_{k} = \frac{\sum_{i=V_{l}}^{V_{r}} (i - \overline{V})^{3} (S_{i} - P_{N})}{\sigma_{v}^{3} \times \sum_{i=V_{l}}^{V_{r}} (S_{i} - P_{N})}$$
(5)

$$K_{t} = \frac{\sum_{i=V_{l}}^{V_{r}} (i - \overline{V})^{4} (S_{i} - P_{N})}{\sigma_{v}^{4} \times \sum_{i=V_{l}}^{V_{r}} (S_{i} - P_{N})} - 3$$
(6)

163 图 2 给出了功率谱数据预处理前后的对比,原始功率谱数据(图 2a)底层有强度
164 在-14~-6 dB之间的噪声,垂直方向存在雷达直流径向干扰产生的条状噪声。(图 2b)
165 是预处理后的功率谱数据,黑色实线是识别出的云信号左右段点以及谱峰。能够看出
166 预处理后的数据在各个高度上都有效地保留了云信号,去除了无效信号。由于受到湍
167 流及风切变等因素的影响,功率谱左端有一定程度的拓宽(Shupe et al., 2008,马宁堃
168 等, 2019,刘黎平等, 2014)。



170 图 2 预处理前(a)后(b)不同高度(距地面高度)的功率谱密度数据
171 Fig 2. Power spectra density at different heights (above ground level, AGL) before (a) and after (b)
172 preprocessing
173 3. 2 反射率因子订正
174 利用云雷达数据反演雨滴谱过程中,雷达反射率因子与粒子数浓度密切相关,通过反射率因子误差订正能够更加准确地反演雨滴谱。云雷达是垂直指向观测设备,位
176 王与之同时观测的相较陈 X 波段体扫雪计的观测定区中,王法进行对比,此外,足就

于与之同时观测的相控阵 X 波段体扫雷达的观测盲区内,无法进行对比。此外,虽然 176 降水现象仪由于"一次测量一个雨滴"的假设,存在低估中小雨滴浓度的缺陷,但其 177 计算的降水率与墨脱观测场地面雨量计降水随时间的变化具有较好的一致性(Wang et 178 al., 2021)。因此, 为了分析云雷达的系统误差, 选取与云雷达观测相同时间段的降 179 水现象仪数据为基础,计算 Ka 波段云雷达的反射率因子理论值,与云雷达观测的反射 180 率因子进行对比。由于云雷达底层的数据受到湍流、风切变及过饱和现象的影响,因 181 此采用云雷达 510 m 高度的数据进行比较((Shupe et al., 2008, 马宁堃等, 2019, 182 刘黎平等,2014)。图 3 给出了 2020 年 8 月 24 日的弱降水过程云雷达观测及以降水现 183 象仪雨滴谱数据为基础计算的 Ka 波段云雷达的反射率因子理论值随时间的变化,可以 184 看出,在降水初期,云雷达探测的回波强度比理论值大约低 12 dB。因此,在云雷达 185 观测的反射率因子上加上了 12dB 的系统误差,以得到更接近真实情况的回波强度。订 186 正后的云雷达回波和理论值一致性较好,但随着降水的持续,云雷达天线积水造成回 187 波强度进一步减弱。 188

除此之外,云雷达还需要考虑大气及降水粒子会吸收雷达波,造成雷达回波功率 衰减的问题,研究中采用了逐库法对回波强度进行衰减订正(张培昌和王振会,2001)。



169

189







197 3.3 雨滴谱反演

198 层状云中空气垂直速度一般在 0.1~0.2 m/s (石爱丽, 2005),远小于粒子下落速度,
 199 因此可以忽略不计。根据实验得到的粒子直径和下落末速度经验公式 (式 7),就可以
 200 得到粒子直径分布 (Gunn and Kinzer, 1949)。

$$D(v_t) = \frac{1}{0.6} \cdot \ln(\frac{10.3}{9.65 - v_t}) \tag{7}$$

 201
 其中, D 为粒子直径 (mm), v_t 为粒子下落末速度 (m/s)。然而在实际反演过程

 202
 中需要考虑到空气密度对下落速度的影响,因此需要做一个高度上的订正 (Foote and

 203
 Du Toit, 1969, Peters et al., 2005):

$$D(v_t, h) = \frac{1}{0.6} \cdot \ln \frac{10.3}{9.65 - \frac{v_t}{\delta_v(h)}}$$
(8)

$$\delta(h) = 1 + 3.68 \times 10^{-5}h + 1.71 \times 10^{-9}h^2$$

204 其中, *h*为高度 (m), δ_v(*h*)是修正因子。上述公式联立即可得到粒子直径。
 205 根据雷达反射率因子和雨滴谱的关系 (式 10),可以得到不同直径粒子对应的数
 206 浓度,进而获得雨滴谱分布。

 $Z = \int N(D) \cdot D^6 \, dD \tag{10}$

(9)

207 其中, Z为雷达反射率因子,本研究中由预处理后的功率谱数据计算得到,并经
 208 过系统误差和衰减误差订正。N(D)为粒子数浓度,D为粒子直径。

209 图 4 给出了 2020 年 8 月 24 日弱降水过程 04:42~05:32 时段云雷达反演的 510 m 高
210 度上的雨滴谱分布(虚线)及降水现象仪观测的地面雨滴谱分布(实线)。可以看出,
211 地面雨滴谱呈现一个两端数浓度小,中间大的分布特点,云雷达雨滴谱呈现出随直径
212 增大雨滴数浓度逐渐减小的变化趋势。在 0.5~2.1 mm 直径区间两种观测设备的滴谱浓
213 度一致性很好。当粒子直径小于 0.5 mm 时,降水现象仪观测的雨滴浓度明显低于云雷
214 达反演的雨滴浓度,这也许是由于降水现象仪对小粒子浓度的低估造成的(Tokay et

al., 2008, Wang et al., 2021)。总的来说,云雷达反演的雨滴谱和降水现象仪观测的
 雨滴谱一致性较好。



228 图 5 2020 年 3 月 6 日 07:31~08:38 云雷达观测的(a)反射率因子,(b)径向速度,(c)速度谱宽和(d)地面 229 降水现象仪雨强 230 Fig 5. KaCR observations (a) reflectivity factor, (b) mean Doppler velocity, (c)velocity spectral width and (d) rain rate from precipitation phenomenometer from 07:31 to 08:38 on 6 March 2020 231 232 2020年3月6日云雷达观测到墨脱地区一次弱降水过程,降水时段为07:30~09:00, 233 稳定降水阶段主要集中在 07:31~08:38 时段。由云雷达功率谱数据得到该降水时段的反 射率因子、径向速度和速度谱宽,由降水现象仪的数据得到地面雨强,结果如图5所 234 示。从雷达回波(图 5a)来看,该时段回波顶高位于 4.5~5 km,零度层在 1.5 km 左右。 235 零度层以上回波强度小于 20 dBZ,零度层以下回波增强,过程回波强度介于 20~30 236 dBZ之间,回波大值区出现在 08:10~08:38,最大回波强度超过 27 dBZ。径向速度是 237 粒子下落速度和大气运动速度的叠加,径向速度和大气运动速度向下为负向上为正。 238 239 零度层以上的下落速度(图 5b)随高度降低缓慢地从1 m/s 增长到3 m/s,经过零度层 时增加到 6.5 m/s。从速度谱宽(图 5c)上能够明显看出 1.5 km 高度上有零度层的存 240 在,零度层之上的速度谱宽介于 0.2~0.4 m/s 之间。速度谱宽在零度层达到 1.6m/s 的最 241 大值,之后随高度降低缓慢减小。通过地面雨强(图 5d)来看,此次降水平均雨强 242 在 0.2 mm/h, 雨强随时间变化不大, 降水稳定, 具有明显的层状云降水特征。 243 244 4.1.2 降水微物理过程分析





谱偏度和峰度对云内粒子的相态变化有很好的指示作用(Kollias et al., 2011a, 2011b)。因此,可以通过偏度、峰度的变化来推测粒子的相态及液滴发展状况并了解降水的微物理特征。对该时段降水进行谱偏度、谱峰度和大气垂直速度的反演,结果如图 6 所示。零度层以上谱偏度在零值左右(图 6a),峰度(图 6b)出现了由负值转为正值的变化,说明零度层以上的冰晶粒子在持续增长,但考虑到回波强度没有明显增强,因此,冰晶粒子的增长并不明显。零度层以下,偏度随高度逐渐减小,峰度从负值增加到正值,说明粒子在下落过程中,蒸发及碰并导致小粒子减少,较大粒子信号增强。

4.1.3 降水垂直结构分析

245 246

247

248

249

250

251

252

253

254 255

256

257

N)



272 在 B~C 区间(1.8~1.6 km),回波强度维持在 15 dBZ,径向速度不变,速度谱宽开始
273 迅速增加,谱偏度和峰度由正值转为负值,说明冰晶粒子在下落过程中发生碰并现象,
274 出现不同的下落速度。在 C~D 区间(1.6~1.5 km),回波强度和速度谱宽达到最大值,
275 分别为 22 dBZ 和 1.3 m/s、径向速度增长到 4 m/s,偏度由负值变为正值,峰度迅速增
276 加,表明在该高度区间冰晶开始融化,出现外包水膜粒子。在 D~E 区间(1.5~1.2 km),

277 回波和速度谱宽开始减小,偏度由正值转为负值,峰度由负值转为正值,说明冰晶粒
278 子已经全部转化为液滴,由于下落惯性作用,下落速度在该高度达到 6 m/s 的最大值。
279 在 E~F 区间(1.2 km 以下到地面),回波强度、速度和速度谱宽持续减小,偏度减小,
280 峰度增加,说明粒子在下落过程中由于蒸发及碰并作用,小粒子浓度持续减小。



281 282

图 8 2020 年 3 月 6 日 07:31~08:38 降水阶段的平均雨滴谱分布

283 Fig 8. Average vertical profiles of raindrop size distributions profiles from 07:31 to 08:38 on 6 March 2020 雨滴谱的垂直分布能够直观地看出粒子在下落过程中的变化情况。粒子下落末速 284 度与粒子半径的关系反演雨滴谱的算法适用于液滴,因此只对零度层以下的雨滴谱进 285 286 行分析。图 8 给出了 2020 年 3 月 6 日 07:31~08:38 降水阶段的平均雨滴谱垂直分布。 可以看出,旱季层状云弱降水以小雨滴为主,最大雨滴直径不超过 3 mm。从 1.5 km 287 高度以下,由于冰晶的融化,所有雨滴浓度均有所增加,雨滴浓度峰值出现的高度随 288 雨滴直径的增加而降低,其中,小于1.4 mm的雨滴浓度峰值分布在1.4~1.2 km之间, 289 直径大于 1.4 mm 的雨滴浓度峰值出现在 1.2 km。随着高度降低,在 1.2~0.4 km 之间, 290 直径小于 1.7 mm 的雨滴浓度缓慢减小,这是由于小雨滴之间的相互碰并及蒸发作用造 291 成的(王扬锋等, 2007), 而大于 1.7 mm 的雨滴浓度垂直分布比较均匀, 这可能是由于 292 碰并-破碎过程达到平衡,因此随高度变化较小。在 0.4 km 以下,由于近地面蒸发作 293 用加强,所有雨滴浓度均有明显的减小。 294

- 295 4.2 雨季降水
- 296 4.2.1 2020 年 8 月 24 日降水过程介绍







面降水现象仪雨强

Fig 9. Same as Fig.5 but for the case of 24 August 2020

2020年8月24日墨脱气候观象台云雷达观测到一次持续6小时的降水,其中层状 301 云弱降水稳定阶段主要集中在 04:42~05:32 时段。从雷达回波(图 9a)来看,该时段 302 回波顶高位于 7~8 km,零度层在 4 km 左右。零度层以下回波强度增大,介于 20~30 303 dBZ 之间。通过径向速度(图 9b)可以看出此次降水过程主要以下落运动为主,最大 304 径向速度达到 8 m/s, 出现在 05:20~05:30 之间, 05:20 之前径向速度位于 5~7.5m/s 之 305 间。速度谱宽(图 9c)的时空变化情况和反射率因子以及径向速度对应很好。从速度 306 谱宽图上能够很明显地看出 4 km 左右的高度上有零度层亮带的存在,速度谱宽达到 307 2.0 m/s。零度层以上的云体,速度谱宽变化很小,介于 0.2~0.6 m/s 之间,说明云体内 308 部粒子性质较为稳定,在零度层以下速度谱宽随高度降低逐渐减小。由降水现象仪计 309 算的地面雨强的时间序列(图 9d)能够看出,此次降水过程出现了三个明显的降水峰 310 值,且雨强随时间逐渐增强,与云雷达的反射率因子、径向速度和速度谱宽的变化时 311 间相对应。总的来说,此次降水过程在4km左右存在明显的零度层亮带,降水强度基 312 本不大,后期有增强的趋势,具有层状云降水的特征。 313

314 4.2.2 降水微物理过程分析

297 298

299









332 零度层时的变化情况复杂,因此根据谱偏度和峰度将高度大致分为四个区间来进行分 333 析。首先是 A~B 区间(6~4.2 km),反射率因子维持在 17 dBZ,径向速度在该区间由 334 1.8 m/s 慢慢增加到 2 m/s,速度谱宽缓慢增加但始终小于 0.5 m/s,谱偏度有"负-正-335 负"的转变,峰度持续减小,说明冰粒子增长较为平缓,整体尺寸分布均匀。B~C区 336 337 间(4.2~3.9 km)是零度层的上半部分,在该高度上反射率因子迅速增长到 27 dBZ、 速度谱宽增长到 3.9 m/s,径向速度持续增加,偏度由负转正,峰度也迅速增加,这是 338 由于冰粒子融化形成外包水膜粒子导致反射率因子迅速增强及粒子下落速度加快。 339 C~D区间(3.9~3.7 km),反射率减小到25 dBZ,速度谱宽减小,谱偏度由正值转为负 340 值且峰度减小,说明冰晶粒子全部转化为液滴。由于下落惯性作用,径向速度反应滞 341 后,因此在该高度区间速度达到最大值为7m/s。D~E区间(3.7km到地面),反射率 342 和速度谱宽继续减小,偏度减小,峰度增大,说明大粒子浓度不变,小粒子在下落过 343 程中由于蒸发或碰并导致浓度减小。 344

327

328 329

330



图 12 2020 年 8 月 24 日 04:42~05:32 降水阶段的平均雨滴谱分布

Fig 12. Same as Fig.8 but for the case of 24 August 2020

雨滴谱的垂直分布能够直观地看出粒子在下落过程中的变化情况。2020年8月24日04:42~05:32降水阶段的平均雨滴谱的垂直分布如图12所示。整体来看,层状云降水以小雨滴为主,雨滴浓度随直径的增加而减小,最大雨滴直径不超过3mm。从4km高度以下,由于冰晶的融化作用,所有雨滴浓度均有明显的增加。由于蒸发和粒子的碰并作用,随高度的降低小粒子浓度开始减小,其中直径小于0.7mm的粒子在4.0~3.7km高度达到浓度峰值,直径大于0.7mm的粒子在3.7~3.5km高度达到浓度峰值。3.5km以下,在下落过程中由于蒸发及碰并作用(温龙等,2015),直径小于1mm的粒子浓度随高度降低缓慢减小,直径越小的粒子浓度降低越快,直径大于1mm的粒子浓度随高度降低变化很小,可能是由于碰并-破碎过程达到了平衡。0.5km以下,由于蒸发作用,所有粒子浓度开始减小,直径小于1mm的粒子浓度减小速率大于大粒子。

比较墨脱地区旱季和雨季弱降水过程可以发现,旱季和雨季降水过程中的粒子相 359 态变化及云雨转化过程较为一致。零度层以上的冰晶粒子随高度降低有所增长,但增 360 361 长缓慢。不同的是,旱季接近零度层的冰晶粒子可能出现了聚合现象,导致峰度出现 较大的变化。在零度层上层,小粒径的冰晶向液滴转化,出现外包水膜的现象,导致 362 363 在该高度上反射率因子等物理量出现突变。在零度层下层,冰晶融化成液滴,层状云 降水雨强较小,雨滴下落时受到蒸发及碰并作用导致粒子浓度随高度降低逐渐减小。 364 在雨滴下落的中段区间(旱季为 0.3~1.2 km,雨季为 0.5~3.5 km),旱季直径小于 1.5 365 mm的雨滴浓度随高度降低逐渐减小,雨季直径小于 0.7 mm的雨滴浓度随高度降低逐 366 渐减小。在近地面,由于蒸发作用加强,雨季和旱季雨滴浓度均出现了明显减小的现 367 368 象。

369 5. 结论

345

346

347

348

349

350

351

352

353

354

355

356

357 358

370 本文以青藏高原雅鲁藏布大峡谷水汽入口处墨脱气候观象台的 Ka 波段毫米波云
371 雷达和降水现象仪观测数据为基础,首先对毫米波云雷达进行系统误差及衰减误差订
372 正,然后选取了墨脱地区旱季(2020年3月6日)和雨季(2020年8月24日)两次
373 层状云弱降水个例,对层状云弱降水的雨滴谱进行反演,研究了墨脱地区旱季和雨季
374 弱降水的微物理特性及垂直变化。主要结论如下:

375 (1).云雷达的反射率因子与降水现象仪雨滴谱数据计算得到的 Ka 波段云雷达的反射
376 率因子理论值有 12 dB 的系统误差,订正之后二者随时间变化一致性较好。除此之外,
377 云雷达天线受降水形成的水膜影响,造成回波衰减。由云雷达功率谱数据反演得到的

378 510 m 高度的雨滴谱和降水现象仪的雨滴谱分布相似,但粒子直径小于 0.5 mm 雨滴的379 浓度小于云雷达探测的雨滴浓度,这是由于降水现象仪低估小粒子浓度造成的。

(2). 墨脱地区的层状云降水结构清晰,具有明显的零度层亮带,零度层高度随季节 380 变化明显。墨脱地区旱季和雨季的粒子相态及粒径变化情况较为相似。零度层以上, 381 冰晶粒子增长缓慢,整体状态稳定,因此偏度、峰度和反射率因子变化不明显。在经 382 383 过零度层时,冰晶粒子开始融化,形成外包水膜粒子,造成反射率因子、径向速度和 速度谱宽大幅度增加。在零度层下半部分,冰晶粒子转化为液滴,谱偏度由正值转为 384 负值且峰度减小。零度层以下,雨滴在下落过程中由于蒸发及碰并作用导致小粒子信 385 息减弱,较大雨滴信息增强,因此谱偏度减小,峰度增大,反射率因子有微弱的减小。 386 (3). 墨脱地区旱季和雨季层状云弱降水雨滴谱垂直变化相似,都以小粒子为主,粒 387 子最大直径不超过 3 mm,浓度随直径的增大而减小。经过零度层后,冰晶粒子转化为 388 液滴,由于碰并作用,小粒子浓度开始减小,较大粒子浓度持续增加。随着高度降低, 389 由于碰并和蒸发作用导致小粒子浓度减小,而较大粒子浓度变化不大,可能是由于碰 390 并-破碎过程达到平衡造成的。近地面由于蒸发增强,旱季和雨季粒子浓度均出现了明 391 显的减小。 392

393 本文基于前人的工作基础,利用云雷达观测资料初步研究了墨脱地区层状云弱降
394 水的微物理特性及垂直廓线,由于选取个例较少,结果代表性还不强,接下来的研究
395 中将选取更多的个例进行验证和完善。此外,由于降水对云雷达的衰减作用,研究中
396 没有涉及较强的降水,在今后的研究中,将结合墨脱气候观象台的 K 波段微雨雷达、
397 X 波段相控阵雷达,继续开展不同强度降水的垂直结构及微物理特征研究。

398

参考文献 (References)

- 399 陈葆德,梁萍,李跃清. 2008. 青藏高原云的研究进展[J]. 高原山地气象研究, 66-71. Chen
 400 Baode, Liang Ping, Li Yueqing. 2008. An overview of Research on Clouds over the Tibetan
 401 Plateau[J]. Plateau and Mountain Meteorology Research (in Chinese), 66-71
- 402 陈萍,李波. 2018. 藏东南水汽输送特征分析及其影响,南方农业 [J], 12: 124-125. Chen Ping, Li
 403 Bo. 2018. Analysis of Water Vapour Transport Characteristics and Implications in Southeast
 404 Tibetan Plateau[J]. South China Agriculture (in Chinese), 12: 124-125
- FOOTE G B, DU TOIT P S. 1969. Terminal Velocity of Raindrops Aloft [J]. Journal of Applied
 Meteorology, 8: 249-253.
- 407 GOSSARD E E. 1994. Measurement of Cloud Droplet Size Spectra by Doppler Radar [J]. Journal of
 408 Atmospheric Oceanic Technology, 11: 712-726.
- 409 GUNN R, KINZER G D. 1949. The Terminal Velocity of Fall for Water Droplets in Stagnant Air [J].
 410 Journal of Atmospheric Sciences, 6: 243-248.
- 411 胡明宝. 2012. 风廓线雷达数据处理与应用研究 [M]. 南京信息工程大学. Hu Mingbao.
 412 2012.Research on Data Processing and Application of Wind Profile [M]. NanJing University
 413 of Information Science & Technology
- KOLLIAS P, CLOTHIAUX E E, MILLER M A, et al. 2007. Millimeter-Wavelength Radars: New
 Frontier in Atmospheric Cloud and Precipitation Research [J]. Bulletin of the American
 Meteorological Society, 88: 1608-1624
- KOLLIAS P, RéMILLARD J, AND E L, et al. 2011a. Cloud radar Doppler spectra in drizzling
 stratiform clouds: 1. Forward modeling and remote sensing applications [J]. Journal of
 Geophysical Research: Atmospheres
- 420 KOLLIAS P, SZYRMER W, RéMILLARD J, et al. 2011b. Cloud radar Doppler spectra in drizzling

421	stratiform clouds: 2. Observations and microphysical modeling of drizzle evolution [J].
422	Journal of Geophysical Research, 116
423	刘黎平,仲凌志,江源, 等. 2009. 毫米波测云雷达系统及其外场试验结果初步分析 [J]. 气象科
424	技, 37: 567-571+645. Liu Liping, Zhong Lingzhi, Jiang Yuan, et al. 2009. Cloud Radar and Its
425	filed Experiments in China [J]. Meteorological Science and Technology (in Chinese), 37: 567-
426	571+645
427	刘黎平,谢蕾,崔哲虎. 2014. 毫米波云雷达功率谱密度数据的检验和在弱降水滴谱反演中的应
428	用研究[J]. 大气科学, 38: 223-236. Liu Liping, Xie Lei, Cui Zhehu. 2014. Examination and
429	Application of Doppler Spectral Density Data in Drop Size Distribution Retrieval in Weak
430	Precipitation by Cloud Radar [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences(in Chinese), 38:
431	223-236
432	马宁堃, 刘黎平, 郑佳锋. 2019. 利用 Ka 波段毫米波雷达功率谱反演云降水大气垂直速度和雨滴
433	谱分布研究[J]. 高原气象, 38: 325-339. Ma Ningkun, Liu Liping, Zheng Jiafeng, 2019,
434	Application of Doppler Spectral Density Data in Vertical Air Motions and Drop Size
435	Distribution Retrieval in Cloud and Precipitation by Ka-band Millimeter Radar [J]. Plateau
436	Meteorology (in Chinese), 38: 325-339
437	PETERS G, FISCHER B, MüNSTER H, et al. 2005. Profiles of Raindrop Size Distributions as
438	Retrieved by Microrain Radars [J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 44:
439	1930-1949
440	石爱丽. 2005. 层状云降水微物理特征及降水机制研究概述[J].气象科技, 2005(02):104-108. Shi
441	Aili, 2005, Progress in Researches on Microphysical Characteristics and Precipitation
442	Mechanisms of Stratiform Cloud Precipitation [J]. Meteorological Science and Technology (in
443	Chinese), 2005(02):104-108
444	TOKAY A, BASHOR P G, HABIB E, et al. 2008. Raindrop Size Distribution Measurements in
445	Tropical Cyclones [J]. Monthly Weather Review, 136: 1669-1685
446	WANG G, ZHOU R, ZHAXI S, et al. 2021 Raindrop size distribution measurements on the Southeast
447	Tibetan Plateau during the STEP project. Atmospheric Research [J], 249
448	旺杰,德庆央宗,旦增, 等. 2021. 2012—2018 西藏 "雨窝" 降水特征及其成因分析[J]. 气象科
449	技, 49: 211-217. Wang Jie, De Qingyangzong, Dan Zeng, 2021, Characteristic and Causal
450	Analysis of Concentrated and Frequently Occurring Intense Rainfall in Tibet in 2012-2018[J].
451	Meteorological Science and Technology (in Chinese), 49: 211-217
452	王扬锋, 雷恒池, 樊鹏, 吴玉霞, 陆忠艳. 2007. 一次延安层状云微物理结构特征及降水机制研究[J].
453	高原气象, 2007(02):388-395. Analyses on Microphysical Characteristic and Precipitation
454	Mechanism on Stratiform Cloud in Yan'an[J]. Plateau Meteorology (in Chinese),
455	2007(02):388-395
456	温龙, 刘溯, 赵坤, 李杨, 李力. 2015. 两次降水过程的微降雨雷达探测精度分析[J]. 气象,
457	41(05):577-587. Weng long, Liu shuo, Zhao kun, Li yang, Li li, 2015, Precision Evaluation of
458	Micro Rain Radar Observation in Two Precipitation Events[J]. Meteorology Monthly (in
459	Chinese), 41(05):577-587
460	徐祥德, 陈联寿. 2006. 青藏高原大气科学试验研究进展[J]. 应用气象学报, 17: 756-772. Xu
461	Xiangde, Chen Lianshou. 2006. Advances of the Study on Tibetan Plateau Experiment of
462	Atmospheric Science [J]. Journal of Applied Meteorological Science(in Chinese), 17: 756-772
463	张培昌, 王振会. 2001. 天气雷达回波衰减订正算法的研究(I):理论分析[J], 高原气象: 1-5. Zhang
464	Peichang, Wang Zhenhui. 2001. A Study on Algorithm to Make Attenuation Correction to

- 465Radar Observation of Radar Reflectivity Factor(I) : Theoretical Analysis [J]. Plateau466Meteorology (in Chinese), 1-5
- ZHAO P, LI Y, GUO X, et al. 2019. The Tibetan Plateau Surface-Atmosphere Coupling System and Its
 Weather and Climate Effects: The Third Tibetan Plateau Atmospheric Science Experiment [J].
 Journal of Meteorological Research, 33: 375-399.
- 470 郑佳锋. 2016. Ka 波段一多模式毫米波雷达功率谱数据处理方法及云内大气垂直速度反演研究
 471 [M]. 中国气象科学研究院. Zheng Jiafeng. 2016. Doppler Spectral Data Processing
 472 Methods of Ka-band Multi-mode Mm-wave Radar and Air Vertical Speed Retrieval in Clouds
 473 [M]. Chinese Academy of Meteorological Science
- 474 周长艳,张虹娇,赵兴炳,等. 2012. 近三十多年青藏高原大气科学试验观测布局综述[J]. 高原山
 475 地气象研究, 32: 81-87. Zhou Changyan, Zhang Hongjiao, Zhao Xingbing, et al. 2012.
 476 Overview of the Observation Network of the Main Tibetan Plateau Experiments of
 477 Atmospheric Science in Recent Decades [J]. 2012. Plateau and Mountain Meteorology
 478 Research (in Chinese), 32: 81-87
- ZHOU R, WANG G, ZHAXI S. 2021. Cloud vertical structure measurements from a ground-based
 cloud radar over the southeastern Tibetan Plateau [J] Atmospheric Research.

11