

X波段相控阵偏振雷达观测墨脱地区云降水宏观特征的统计研究

张蔚然¹, 刘黎平^{1*}, 吴翀¹

¹ 中国气象科学研究院 灾害天气重点实验室, 北京 100081;

摘要 第二次青藏高原综合科学考察研究项目在墨脱布设了一部 X 波段相控阵偏振雷达 (X-PAR), 实现了首次对河谷地区云降水的雷达连续观测。为了揭示高原东南河谷地区云降水的宏观特征, 本文利用墨脱 X-PAR 2019 年 11 月—2020 年 10 月的观测数据定量分析了墨脱地区云降水回波强度、回波顶高等参数的月变化、日变化和高度变化, 并与那曲地区夏季季风时期多普勒雷达观测数据进行了比较。研究发现: (1) 墨脱地区回波顶高、面积、强回波所占比例以及回波分布范围在 4~10 月大于 11~3 月, 4~10 月降水频次高、对流性降水多, 其中以 6 月最为显著。而进入 4 月后弱回波数量的大幅度增加导致了 4~10 月回波强度小于 11~3 月。降水回波月变化特征结合高原季风指数, 将一年分为旱季 (11~3 月) 与雨季 (4~10 月)。(2) 雨季降水回波频次、顶高、面积均大于旱季, 说明雨季降水频次更高、对流性活动更旺盛。降水回波频次、顶高、面积的日变化表明, 旱季日降水主要发生在下午与上半夜, 雨季主要发生在下半夜。(3) 墨脱降水回波强度大部分小于 30dBZ, 旱季在海拔高度 3 km 以上回波发生频次高, 雨季在 3 km 以下高。(4) 夏季季风期间墨脱回波顶高低于那曲, 其顶高、面积日变化趋势与那曲不同。夏季季风期间那曲日降水主要集中在下午与上半夜, 而墨脱则集中在下半夜。墨脱旱季云降水特征与那曲夏季季风时期特征较为相似。

关键词 墨脱 相控阵双偏振雷达 云降水特征

文章编号

中图分类号 p412

文献标识码 A

doi: [10.3878/j.issn.1006-9895.2109.21050](https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.2109.21050)

The Statistic Characteristics of Cloud Precipitation in the Motuo Area Observed by X-band Dual Polarization Phased Array Radar

ZHANG Weiran¹, LIU Liping¹, WU Chong¹

¹ State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

Abstract An X-band phased array polarimetric radar (X-PAR) was deployed in Motuo during the second comprehensive scientific expedition to the Qinghai Tibet Plateau. The most advanced dual polarization phased

收稿日期 2021-03-29; 网络预出版日期

作者简介 张蔚然, 女, 1996 年生, 硕士研究生, 主要从事雷达气象研究。E-mail: 18751901557@163.com

通讯作者 刘黎平, Email: liulp@cma.gov.cn

资助项目 得到第二次青藏高原综合科学考察研究项目专题“西风-季风协同作用对亚洲水塔变化的影响”与国家自然科学基金 (91837310) 的资助

Funded by the project of "the influence of westerly monsoon synergy on Asian water tower change" of the second comprehensive scientific expedition on Qinghai Tibet Plateau and National Natural Science Foundation of China (Grant 91837310)

26 array radar is used to continuously observe the precipitation in the valley area for the first time. In order to reveal
27 the characteristics of precipitation in the southeast valley of the plateau, the monthly, diurnal and altitude variations
28 of echo intensity and echo top height of precipitation in Motuo were quantitatively analyzed by using the
29 observation data of Motuo X-PAR from November 2019 to October 2020. And the results are compared with those
30 observed by Doppler radar in Naqu during the summer monsoon. The results show that: (1) The echo peak height,
31 echo area, the proportion of strong echo and echo distribution range in April to October are greater than those in
32 November to March in Motuo, which indicates that the precipitation frequency is high and convective precipitation
33 is more in April to October, especially in June. However, the increase of the number of weak echoes in April leads
34 to the fact that the echo intensity from April to October is less than that from November to March. According to
35 the monthly variation characteristics of cloud precipitation in Motuo and the plateau monsoon index, the year is
36 divided into dry season (November to March) and rainy season (April to October).(2) The echo frequency, top
37 height and area of precipitation in rainy season are larger than those in dry season, which indicates that the
38 precipitation frequency in rainy season is higher and the convective activity is more vigorous. The diurnal
39 variations of echo frequency, top height and area show that the strongest convection occurs in the afternoon in both
40 seasons. The precipitation in the dry season mainly occurs in the afternoon and the first half of the night, and the
41 precipitation in the rainy season mainly occurs in the second half of the night. (3) The echo intensity of
42 precipitation in Motuo is mostly less than 30dbz. The echo frequency is higher in dry season when the altitude is
43 more than 3km, and higher in rainy season when the altitude is less than 3km. (4) During the summer monsoon,
44 the echo peak height of Motuo is lower than that of Naqu, and the diurnal variation trend of its peak height and
45 area is different from that of Naqu. During the summer monsoon, the daily precipitation in Naqu is mainly
46 concentrated in the afternoon and the first half of the night, while the precipitation in Motuo is mainly concentrated
47 in the second half of the night. The characteristics of cloud precipitation in dry season of Motuo are similar to
48 those in summer monsoon period of Naqu.

49 **Keywords** Motuo, X-band dual polarization phased array radar, characteristics of cloud precipitation

50

52 1 引言

53 青藏高原地处我国西南部，是世界上海拔最高、范围最大、地形最复杂的高原。独特的
54 地理环境趋势使该地区产生了特殊的热力和动力作用，使得高原对流活动频发，对亚洲甚至
55 全世界的气候变化都有着重要的影响(Yanai et al., 1992; Webster, 1998; Yu et al., 2004)，因此对
56 青藏高原地区的相关研究十分必要。魏丽等(1997)利用国际卫星云气候计划(ISCCP)资
57 料和全球地面观测云气候资料，对青藏高原地区(20°~50°N, 70°~110°E)云的水平与垂直
58 分布进行研究，发现夏季高原云量明显多于冬季，且云状存在明显的地区性分布特征，高原
59 主体以积雨云为主，北部高云出现较多，东南部层状低云出现较多。

60 青藏高原大地形产生的特殊热力和动力作用，使该地可能会产生一些独特的区域日降水
61 特征(Kuo and Qian, 1981; Fujinami et al., 2005)。此前一些研究对青藏高原地区降水日变化特
62 征进行了分析。Yu et al. (2007)通过分析观测台站逐时降水资料，发现在青藏高原大部分
63 地区降水高峰出现在午夜前后。通过对在高原主体那曲地区 GAME-Tibet (GEWEX Asian
64 Monsoon Experiment) 期间获取的多普勒雷达资料、地面测站资料等的分析，Liu et al. (2002)
65 发现那曲降水量在傍晚达到最大值，清晨降水量最小。Ueno et al. (2002) 同样表明那曲的
66 小时降水强度在夜间大于白天。通过对 1998—2007 年夏季风季节(6~8 月) TRMM 降水雷
67 达数据资料分析，Singh 和 Nakamura (2009) 研究了高原中部降水特征，指出丘陵地区降水
68 在傍晚最强，山谷和湖泊降水峰值则出现在夜间。对于青藏高原东缘地区，Wang et al. (2004)
69 利用地球静止气象卫星(GMS) 1998—2001 年 5~8 月的每小时红外亮温数据了解到该地对
70 流日变化在午后或傍晚达到峰值。Zhou et al. (2009) 利用 2000—2004 年雨量计数据也报告
71 了青藏高原东部的降水有近午夜最大值。对于青藏高原南部，Barros et al. (2004) 通过分析
72 Meteosat-5 的红外卫星数据，发现夏季风期间喜马拉雅山南坡降水日循环明显，当地时间夜
73 晚 00:00~00:03 达到峰值。Bhatt 和 Nakamura (2004) 利用 TRMM 降水雷达资料研究发现在
74 喜马拉雅山南坡，季风爆发前降水主要发生在下午，季风爆发后午夜至清晨降水量最大。
75 Chen et al. (2012) 通过分析暖季青藏高原东南部色赤拉山山坡观测站与常规山谷中观测站
76 的资料，探讨了测站位置对台站记录与 TRMM 卫星数据间不同日降水量变化的影响。结果
77 表明降水在山坡站表现为午后峰值与 TRMM 数据所示相似，在山谷站则盛行夜间降水。Fu
78 et al. (2018) 通过分析 TRMM 卫星资料指出对于高原南坡区域，温暖湿润的夏季风带来的
79 充足水汽使该地区形成了独特的云和降水。尤其在高原东南坡，夏季基本被云系所覆盖(谭

80 瑞婷等, 2018)。Chen et al. (2017) 通过分析 CloudSat 卫星资料揭示了高原南坡不同地形
81 下云团的基本特征, 指出云团的性质差异可能是强上升运动与喜马拉雅地形相互作用的结果。
82 Yu et al. (2020) 利用 CloudSat/CALIPSO 资料分析了高原喇叭口地区各种云类、云层、
83 云水路径以及垂直结构的日夜差异特征并讨论了造成这种差异的物理机制。另外, 此前研究
84 (Shimizu et al., 2001; Kurosaki and Kimura, 2002) 表明青藏高原在亚洲季风爆发后, 高原上
85 的云顶高度会显著增高, 云降水特征发生明显变化。Uyeda et al. (2001) 与冯锦明等 (2002)
86 使用 GAME-Tibet 期间获取的资料, 发现在高原雨季来临之后, 那曲地区对流活动明显增强,
87 雷达回波强度增大, 回波顶高和回波面积增加。对流活动在白天发展, 对流强度在当地下午
88 14:00 达到最强, 夜晚到次日凌晨逐渐消散。

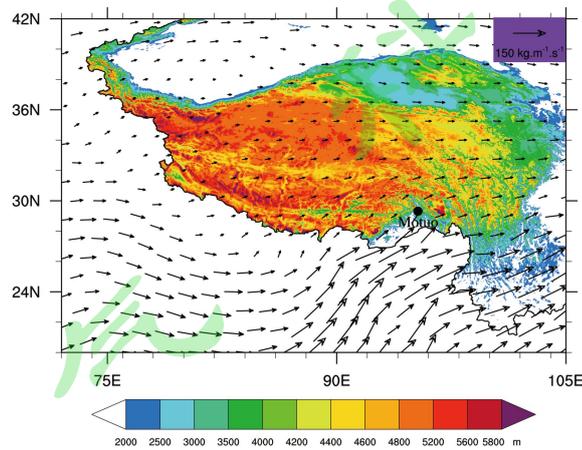
89 上述研究多借助高原台站和卫星遥感资料进行。但青藏高原地处偏远、地形复杂, 观测
90 台站极为稀疏, 台站资料代表性差。卫星观测在近地面处易受杂波干扰, 且卫星的时空分辨
91 率相对较低。另外, 此前仅在青藏高原主体那曲地区进行过多普勒雷达观测, 目前对于墨脱
92 云降水特征的研究基本是空白的。墨脱以高山峡谷地形为主, 呈亚热带湿润气候, 其复杂的
93 地形和特殊的气候使该地云降水特征与高原主体那曲地区可能有显著的差别。考虑到墨脱地
94 区交通不便, 电力供应差, 地形遮挡等条件, 第二次青藏高原综合科学考察研究项目在墨脱
95 设置了一部 X 波段相控阵偏振雷达, 在国内首次采用最先进的双偏振相控阵雷达, 实现了
96 对河谷地区云降水的雷达连续观测。采用 X 波段相控阵天气雷达进行观测的目的主要是提
97 高雷达的稳定性和可靠性, 实现无人值守的连续观测。目前, 我国已经在大湾区建设了 28
98 部 X 波段相控阵天气雷达。为了分析该雷达观测数据的一致性, 张蔚然等 (2021) 利用广
99 州市业务运行的 S 波段双线偏振雷达作为“标准”, 分析了 X 波段双偏振相控阵天气雷达
100 回波强度、差分反射率和差分相位移率的系统偏差及随仰角的变化, 初步验证了该型号雷达
101 的数据可靠性。本文使用墨脱 X 波段双偏振相控阵雷达获取的 2019 年 11 月—2020 年 10
102 月一整年的观测数据资料, 定量分析了墨脱地区云降水的回波强度、回波顶高等参数的月变
103 化、日变化和高度变化, 并与青藏高原主体那曲地区夏季季风时期的观测结果进行对比, 这
104 为认识河湾地区水汽输送结构特征, 分析季风、地形、山谷风等对该地区降水的影响提供了
105 可能, 对亚洲水塔水资源变化评估具有重要的科学与应用价值。

106 2 数据与方法

107 2.1 观测站点、设备和数据说明

108 青藏高原东南部是青藏高原水汽输送过程的关键区, 来自印度洋和孟加拉湾的大量水汽

109 通过高原东南部的雅鲁藏布大峡谷输送到高原内部（高登义等，1985）。墨脱县位于高原东
 110 南部，喜马拉雅山南坡，该地平均海拔高度为 1200m，为典型河谷地形。该地区三面环山，
 111 地势北高南低，海拔跨度范围大，属于亚热带湿润气候，年平均气温为 18℃，年平均降水
 112 量为 2093mm（陈萍和李波，2018）。强大的暖湿气流使墨脱地区常年云雾缭绕、温暖湿润，
 113 形成了一个较强的降水带。图 1 为利用 2019 年 11 月 2020 年 10 月 ERA-5 整层水汽通量数
 114 据计算的平均水汽通量叠加在地形上的示意图。



115
 116 图 1 青藏高原地形与墨脱站地理位置（95°19'03''E，29°18'46''N，海拔高度为 1305m）以及 2019 年 11
 117 月—2020 年 10 月平均整层水汽通量

118 Fig.1 Topography of Qinghai Tibet Plateau and geographical location of Motuo(95°19'03''E,
 119 29°18'46''N,1305m ASL) and average whole layer water vapor flux from November 2019 to October 2020

120 为了了解高原东南部河谷地区的云降水特征，第二次青藏高原综合科学考察研究项目，
 121 在墨脱站（95°19'03''E，29°18'46''N，海拔高度为 1305 m）设置了 1 部 X 波段双偏振相控
 122 阵雷达（下文简称 X-PAR），该雷达由珠海纳睿达公司研制，它采用全相参脉冲多普勒、
 123 双线偏振和相控阵体制，主要技术参数见表 1。该雷达的峰值功率为 256 W，采用间隔 1.8°
 124 方位 12 层的 RHI，形成周期为 92 s 的体扫数据，可获取 42 km 范围内的回波强度（ Z_H ）、
 125 差分反射率因子（ Z_{DR} ）、差分传播相移率（ K_{DP} ）等数据，其距离分辨率为 30 m。

126 表 1 X-PAR 雷达参数

127 Table1 The parameters of X-PAR

主要参数	X-PAR
工作频率	9.3~9.5 GHz

峰值功率	256 W
观测用时	92 s
最大探测距离	42 km
最小距离分辨率	30 m
仰角扫描范围	0.9°~20.7°，以 1.8°的步进角扫描
波束宽度	3°
阵面法向角	15°
观测模式	VRHI
偏振体制	双发双收

128 已知 X 波段电磁波的衰减问题比起 S 波段与 C 波段较为严重。散射模拟计算指出：X
 129 波段电磁波的单程衰减率 (A_H) 分别是 C、S 波段的 7~8 倍和 10 倍以上 (Park et al., 2005)，
 130 因此衰减订正工作十分必要。雷达反射率衰减订正的本质是估算 A_H ，如式 (1) 所示：

$$Z_{He}(r) = Z_{Ha}(r) + 2 \int_0^r A_H(s) ds \quad (1)$$

131
 132 式中 Z_{Ha} 为订正前反射率因子值、 Z_{He} 为订正前的反射率因子值， r 为雷达探测目标与雷达中
 133 心之间的距离。

134 对于 X-PAR 的 Z_H 观测数据，本文使用 Testud et al. (2000) 提出“ZPHI 降水廓线订正算
 135 法”进行衰减订正。ZPHI 订正法存在一个约束条件：路径总衰减 (PIA) 与整个分段区间 (r_0 ，
 136 r_1) 里的 Φ_{DP} 的变化 $\Delta\Phi_{DP}$ 是一致的。ZPHI 算法要进行雨区分段 A_H 的计算就是基于整个约束
 137 条件。通过设定 $n+1$ 个边界将 1 个径向分成 n 段来进行订正。在每分段中， A_H 的计算如下：

$$A_H(r) = \left(\frac{Z_{Ha}^b(r)}{I(r_1, r_0) + (10^{0.1b\gamma\Delta\Phi} - 1)I(r, r_0)} \right) \cdot (10^{0.1b\gamma\Delta\Phi} - 1) \quad (2)$$

138
 139 式中：

$$I(r, r_0) = 0.46b \int_r^{r_0} Z_H(s) ds \quad (3)$$

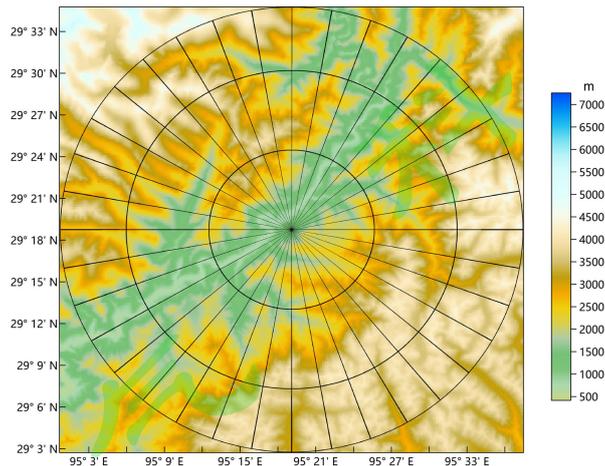
$$I(r_1, r_0) = 0.46b \int_{r_1}^{r_0} Z_H(s) ds \quad (4)$$

$$\Delta\Phi = \Phi_{DP}(r_0) - \Phi_{DP}(r_1) \quad (5)$$

140
 141
 142 其中 b 为常数，范围为 0.757~0.804， γ 在 X 波段取 0.32， $\Delta\Phi$ 为与区范围内的差分传播相移
 143 的变化总量。
 144

145 图 2 为 X-PAR 可探测范围内的墨脱地形图 (每个圈为 14 km)，从图中可以看出雷达
 146 处于峡谷之中。雷达周围地形极其复杂，海拔高度跨度大，其北部为岗日嘎布山脉，西部与

147 西北部属于喜马拉雅高山地段，为南迦巴瓦峰，其东部为米什米山脉。墨脱地处喜马拉雅山
148 东段南坡（西南季风迎风坡）以及外宽内窄的山谷地形使该地降水类型主要以地形雨为主。
149 暖湿夏季风不断到喜马拉雅山南坡的陡峭地带，有利于形成独特的云系。本文使用墨脱
150 X-PAR 在 2019 年 11 月—2020 年 10 月获取的观测基数据资料对该地区的云降水宏观特征进
151 行统计分析，需指出的是本文进行的是所有降水过程的统计分析，并未进行天气类型的分类
152 分析。



153

图 2 观测区地形示意图

154

Fig.2 Terrian of the observation region

155

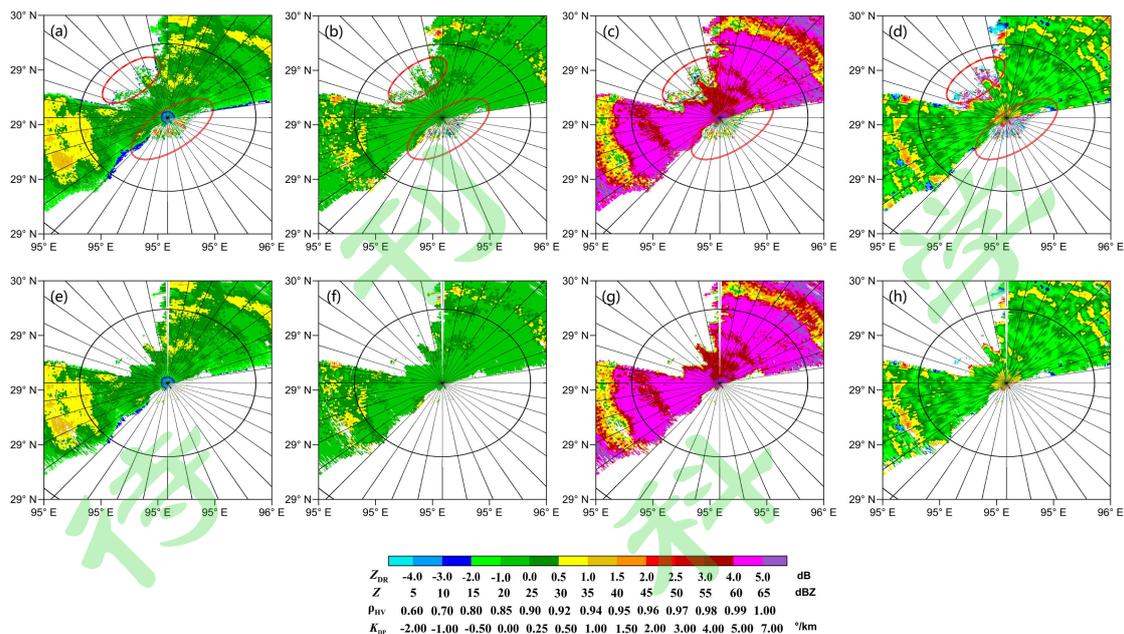
156 2.2 数据处理方法

156

157 2.2.1 地物回波与杂散点回波的消除

157

158 由于墨脱地区地形复杂，雷达站周围受到山脉的阻挡，雷达数据的地物回波势必会影响
159 墨脱地区云降水特征的统计结果，虽然 X-PAR 使用高斯自适应滤波器方式进行了地物回波
160 滤除，但数据中仍有地物回波存在。通过观察长时间的墨脱站 X-PAR 的数据平面显示图（下
161 文简称 PPI）发现雷达参量在每层仰角上仍受到一些地物与杂散点回波的影响，其主要位于
162 X-PAR 的东南方向与西北方向（图 3a~d）。在上述两方向区域，地物杂散点回波的 Z_H 与降
163 水回波 Z_H 近乎无变化（图 3a），但双偏振参量有较为明显的变化，其中 ρ_{hv} 小于 0.85（图
164 3c）， Z_{DR} 小于 -1 dB（图 3b）， K_{DP} 大于 5 °/km（图 3d）。根据上述特征，剔除地物回波。
165 另外，为了除去 X-PAR 回波中的杂散点，选择某点数据与相邻径向、距离库的数据组成的
166 3×3 数据格点，若是有数据格点比例超过总格点的 70%，则将其视为降水回波数据，否则
167 为杂散点回波。图 3e~f 显示利用上述特征有效地去除了 X-PAR 红圈内地物与杂散点回波。



168

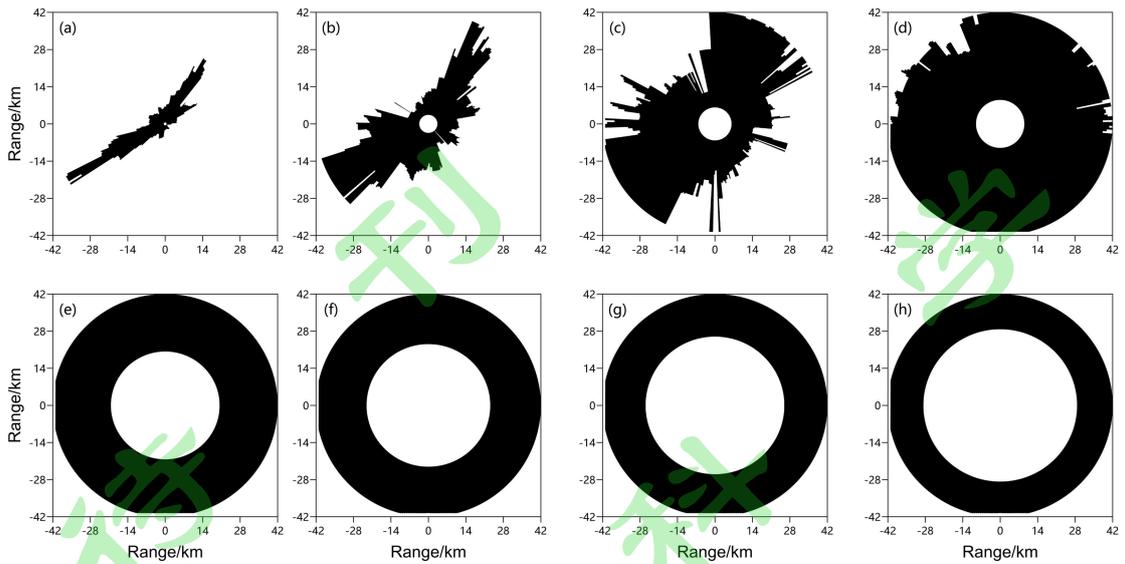
169 图3 2020年10月4日04:53:46 X-PAR观测第7层仰角(10.7°)的(a) Z_H , (b) Z_{DR} , (c) ρ_{hv} , (d) K_{DP} , 除掉地物
 170 杂散点回波的(e) Z_H , (f) Z_{DR} , (g) ρ_{hv} , (h) K_{DP} , 其中红圈位置为地物和杂点

171 Fig.3 The PPI of (a) Z_H , (b) Z_{DR} , (c) ρ_{hv} , (d) K_{DP} at the elevation of the 7th layer(10.7°) observed by X-PAR on
 172 October 4, 2020, at 04:53:46, (e) Z_H , (f) Z_{DR} , (g) ρ_{hv} , (h) K_{DP} whose ground clutter and spurious
 173 removed, the position of red circle is the echo of ground clutter and spurious

174 2.2.2 雷达有效探测回波

175 墨脱地区地形复杂, 海拔跨度大, 在不同位置地形对雷达回波的遮挡不同。本文利用
 176 X-PAR 扫描模式, 将雷达体扫球坐标转换为笛卡尔直角坐标格点, 结合地形高度图给出了
 177 X-PAR 不同海拔高度的探测范围(图4), 并统计了雷达在不同海拔高度可探测格点数的变
 178 化情况(图4, 格点大小为 $30m \times 30m$)。图5显示 X-PAR 的可探测回波点数随海拔高度升
 179 高先增加后减小, 在2 km 以下高度, 雷达探测到的回波格点十分有限, 在5 km 左右雷达
 180 可探测回波格点数达到最大, 随后可探测点数随高度升高而减少。上述现象是因为雷达有效
 181 探测范围除了受地形遮挡影响之外, 还受雷达顶部的圆形盲区影响。在探测高度较低时, 雷
 182 达探测主要受地形遮挡影响, 随着海拔高度的升高, 雷达顶部盲区的影响越来越大。

183 通过图5可确定雷达观测时间段内、不同海拔高度理论可探测格点数, 结合雷达实际观
 184 测到的回波点数, 就可以统计不同月份、不同小时、不同高度雷达探测回波的实际分布情况。



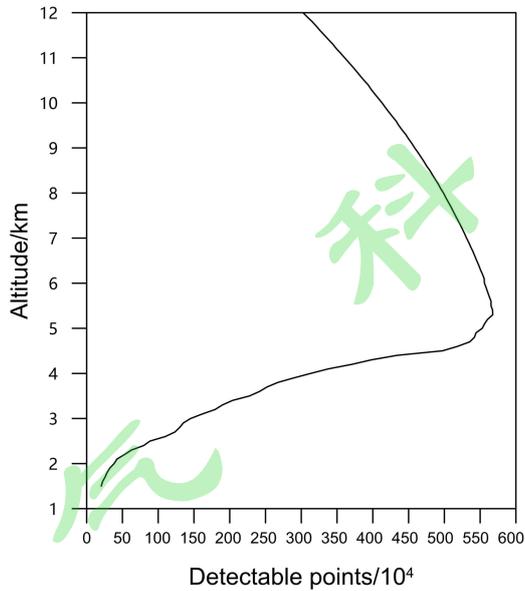
185

186 图4 部分高度层 X-PAR 有效探测回波范围（黑色为可探测到的区域），(a)2km, (b)3km, (c)4km, (d)5km,

187 (e)9km, (f)10km, (g)11km, (h)12km

188 Fig.4 The effective detection echo range of X-PAR is in some altitude layers (the black area is the detectable

189 area), (a)2km, (b)3km, (c)4km, (d)5km, (e)9km, (f)10km, (g)11km, (h)12km



190

191 图5 墨脱 X-PAR 海拔高度可探测点数廓线图（高度分辨率：100m）

192 Fig.5 The profile of detectable points of Motuo X-PAR with altitude(Height resolution: 100m)

193 2.2.3 雷达观测数据统计方法

194 为了探究西藏墨脱云降水特征，需要对 X-PAR 观测到的数据进行详细的统计分析，其
 195 中包括对降水回波强度、回波顶高、回波面积、强回波发生频率以及回波发生频率分布的统
 196 计。这些雷达参数能够反映对流系统的强弱、降水范围的大小，下面分别说明这些参数的计

197 算方法。

198 对回波强度的统计实际是对雷达单个体扫的平均回波强度 $\overline{Z_{VT}}$ 进行统计， $\overline{Z_{VT}}$ 计算公式
199 为：

$$\overline{Z_{VT}} = \frac{\sum_{i=0}^{N_Z} Z_{(\alpha, e, L)_i}}{N_Z} \quad (6)$$

200
201 其中 N_Z 为体扫中所有数据点总数， $\sum_{i=0}^{N_Z} Z_{(\alpha, e, L)_i}$ 为体扫中回波强度总和，其中 $Z_{(\alpha, e, L)_i}$ 为雷
202 达体扫中任意点的回波强度（单位：dBZ）， (α, e, L) 为数据球坐标， α 、 e 、 L 分别为方位角（单
203 位： $^{\circ}$ ）、仰角（单位： $^{\circ}$ ）、斜距。

204 雷达回波顶高（ET）是指当 ≥ 18 dBZ(可调节阈值)的反射率因子被探测到时，显示以最
205 高仰角为基础的回波顶的高度（俞小鼎等，2007）。对回波顶高的统计与回波强度相同，统
206 计雷达体扫平均顶高。由于雷达近距离探测高度有限，观测不到实际的回波顶高，为了避免
207 此情况，选取距雷达 15 km 以外的数据点计算平均顶高 $\overline{ET_{15}}$ ，计算公式为：

$$\overline{ET_{15}} = \frac{\sum_{i=0}^N ET_{15_i}}{N_{ET}} \quad (7)$$

208
209 N_{ET} 为满足距雷达 15 km 外的顶高总数， $\sum_{i=0}^{N_{ET}} ET_{15_i}$ 为体扫中所有顶高的总和，其中 ET_{15_i} 为
210 距雷达 15 km 外的回波顶高（单位：km）。

211 受墨脱地形的限制，当海拔高度较低时，X-PAR 可探测到的回波面积十分有限。另外，
212 墨脱地区零度亮带层高度较低，因此选择某一高度层来统计回波区域面积较为困难。为了了
213 解回波区域面积的客观变化规律，选择对雷达体扫的组合反射率面积（CR）进行统计。CR
214 是指在一个雷达体扫过程中，将常定仰角方位角扫描中发现的最大反射率因子投影到笛卡尔
215 格点上的产品（俞小鼎等，2007）。在资料分析过程中，首先将体扫资料通过雷达投影变换，
216 转换为网格间距 30 m 的栅格资料，计算 12 个仰角层的 CR，最终形成网格间距为 30 m 的
217 CR 栅格资料（肖艳姣，2006）。那么雷达体扫 CR 回波面积 A_{CR} 为：

$$A_{CR} = N \times \Delta A \quad (8)$$

218
219 其中 $\Delta A = 30 \text{ m} \times 30 \text{ m} = 0.0009 \text{ km}^2$ ，为栅格面积， N 为栅格数。

220 雷达强回波区域往往预示着强对流活动的生成与发展，选取回波强度 >30 dBZ 的值表示
221 强回波。对雷达强回波发生频率的统计实际是对雷达单个体扫中 >30 dBZ 回波的发生频率

222 F_{Z30} 的统计, F_{Z30} 的计算公式如下:

$$F_{Z30} = \frac{N_{Z30}}{N_Z} \times 100\% \quad (9)$$

223 其中 N_{Z30} 表示单个体扫中回波强度大于 30dBZ 的点数, N_Z 则表示雷达体扫在墨脱地形下理论
224 可探测回波点总数。
225

226 根据 2.2.2 节对雷达有效探测回波的分析, 可确定雷达在某时间段内、某海拔高度理论
227 探测数据格点数。据此统计不同月份、不同小时降水回波强度、顶高发生频率的分布情况,
228 以及雷达降水回波的垂直分布规律。下面给出降水回波(分辨率为 1dBZ)月变化 ($P_{M_i-Z_j}$) 和
229 日变化 ($P_{H_i-Z_j}$) 的出现频率分布计算方法:

$$P_{M_i-Z_j} (P_{H_i-Z_j}) = \frac{N_{M_i-Z_j} (N_{H_i-Z_j})}{N_{M_i-Z} (N_{H_i-Z})} \times 100\% \quad (10)$$

230 其中 M_i 表示第 i 月, H_i 表示第 i 小时, Z_j 表示回波强度等于 j (单位: dBZ), $N_{M_i-Z_j}$ 为第 i
231 月回波强度等于 j 的回波点数, $N_{H_i-Z_j}$ 为第 i 小时回波强度等于 j 的回波点数, N_{M_i-Z} 第 i 月对
232 应的所有回波强度总点数, N_{H_i-Z} 第 i 小时对应的所有回波强度总点数。
233

234 降水回波顶高月变化 ($P_{M_i-ET_j}$) 与日变化 ($P_{H_i-ET_j}$) 发生频率分布计算方法为:

$$P_{M_i-ET_j} (P_{H_i-ET_j}) = \frac{N_{M_i-ET_j} (N_{H_i-ET_j})}{N_{M_i-ET} (N_{H_i-ET})} \times 100\% \quad (11)$$

235 其中 ET_j 表示回波顶高等于 j (单位: km), $N_{M_i-ET_j}$ 为第 i 月回波顶高等于 j 的点数, $N_{H_i-ET_j}$
236 为第 i 小时回波强度等于 j 的点数, N_{M_i-ET} 为第 i 月中所有雷达体扫笛卡尔坐标格点总数,
237 N_{H_i-ET} 第 i 小时中所有雷达体扫笛卡尔直角坐标格点的总和。
238

239 X-PAR 不同海拔高度对应的降水回波 (分辨率 1dBZ) 出现频率 $P_{H_{g_i}-Z_j}$ 的计算方法为:

$$P_{H_{g_i}-Z_j} = \frac{N_{H_{g_i}-Z_j}}{N_{H_{g_i}}} \times 100\% \quad (12)$$

240 其中 H_{g_i} 表示海拔高度 i (单位: km), $N_{H_{g_i}-Z_j}$ 在高度 i 探测到的回波强度为 j 的点数, $N_{H_{g_i}}$
241 为理论上雷达在海拔高度 i 时能够探测到的回波总数。
242

243 3 墨脱地区云降水宏观特征统计分析

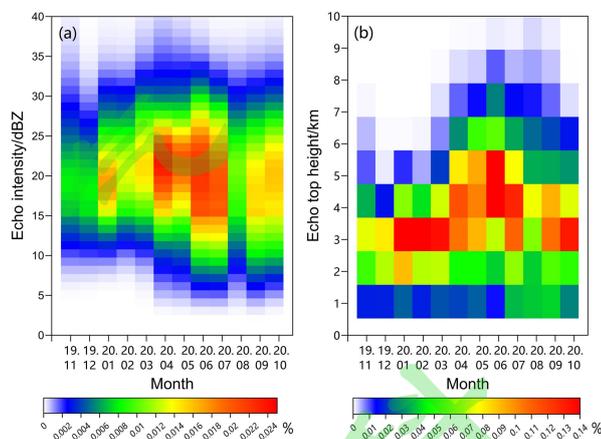
244 3.1 云降水宏观特征的月变化

245 为了探究西藏墨脱云降水宏观特征, 首先对该地区云降水特征逐月变化情况进行详细的
246 统计分析, 其中包括对不同月份降水回波强度、顶高发生频率分布的统计与降水回波强度、

247 顶高、面积、强回波发生频率逐月变化箱型图的分析。

248 不同月份降水回波发生频率分布（图 6a）显示，2019 年 11 月—2020 年 3 月降水回波
249 强度主要集中在 11~31dBZ，2020 年 4 月—2020 年 10 月集中在 5~33dBZ。不同月份降水回
250 波顶高频率分布（图 6b）显示，2019 年 11 月—2020 年 3 月顶高主要分布在 1~5km，最大
251 顶高频率对应 3 km 处。2020 年 4 月—2020 年 10 月顶高分布在 1~7 km，其中 4~5 月与 8~10
252 月最大顶高频率对应顶高分布在 3~4 km，5~6 月最大顶高频率对应顶高为 4~5 km。

253 根据图 6 可知，墨脱地区降水回波强度、顶高的分布范围在 2020 年 4 月—2020 年 10
254 月大于 2019 年 11 月—2020 年 3 月。进入 4 月后，降水回波发生频率突然增大，最大顶高
255 频率对应高度也随之升高，其中 6 月达到最大，随后开始减小。据此，认为墨脱 4~10 月降
256 水较 11~3 月多，且云降水的垂直发展更加旺盛，其中 5~7 月在一年中降水最旺盛。



257

258

图 6 不同月份(a)回波强度与(b)回波顶高发生频率的分布图

259

Fig.6 The frequency distribution of (a)echo intensity and (b)echo top height in different months

260

261

262

263

264

为了检验图 6 的分析结果是否合理，对相控阵雷达观测时间段内墨脱站的月降水量进行统计，结果如图 7 所示。墨脱月降水量时间变化图显示其降水量在 4~10 月远大于 11~3 月，其中 6、7 月为一年中墨脱降水量最大的月份，其随时间变化趋势与图 6 的分析结果较为一致。另外，图 7 中 8 月降水量的减少同时解释了图 6 中 8 月降水回波发生频率与回波顶高分布的突然减小。

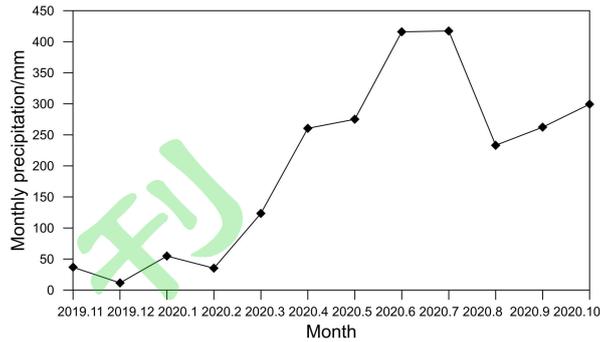


图 7 墨脱站月降水量随时间变化图

Fig.7 The time variation diagram of monthly precipitation at Motuo station

在完成对不同月份降水回波强度、顶高发生频率分布的讨论后，统计分析 2019 年 11 月—2020 年 10 月雷达降水回波数据强度、顶高、面积以及强回波发生频率的逐月变化情况，如图 8 所示。箱型图中最高最低两点分别为最大值和最小值，盒子上下横线分别为上四分位数点（75%）与下四分位数点（25%），盒子中间横线为中位数点（50%）。

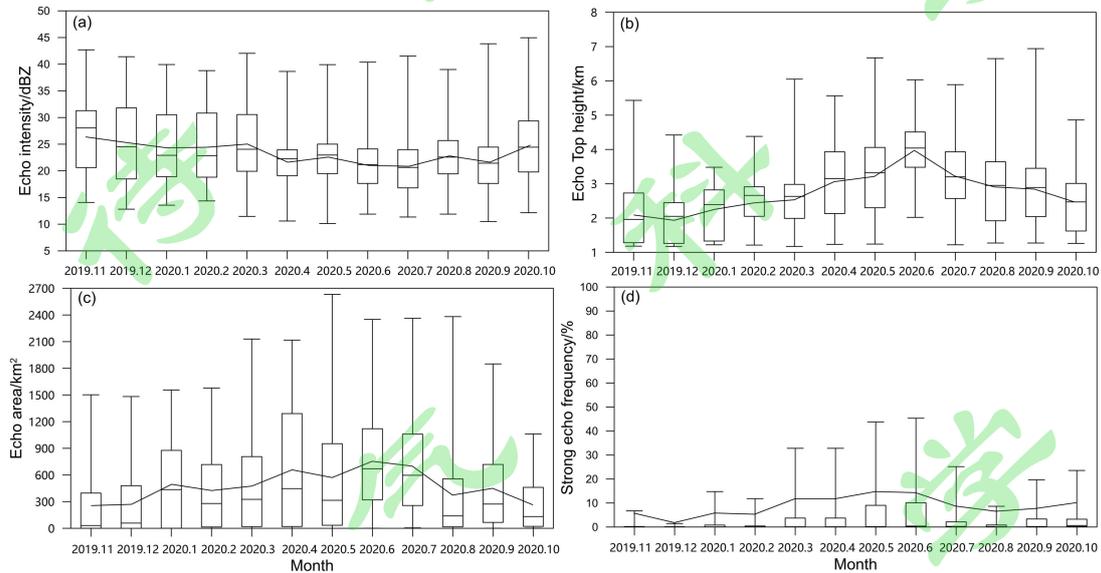
图 8a 中折线为月平均回波强度的连线，其显示 X-PAR 平均回波强度在 11~3 月稳定在 26dBZ 左右，到 4 月平均值有所下降，4~9 月平均值在 22dBZ 附近波动，10 月平均值上升至 25dBZ。图 8a 中的上四分位数点与下四分位数点组成的箱子显示 11~3 月与 10 月回波强度主要分布在 20~31dBZ，4~9 月上四分位数点值下降至 25dBZ 左右。图中显示降水回波强度箱型图与平均值折线的逐月变化趋势相同，从 4 月开始，墨脱地区的降水回波强度整体有所减弱，该变化持续到 9 月。

图 8b 中降水回波顶高箱型数据与平均值逐月变化趋势相同。平均顶高与箱型数据均是从 11 月开始波动上升，6 月平均值达到最高的 4km，上四分位点与下四分位点也在 6 月达到最大值，7 月后开始持续下降。图 8b 指出 6 月墨脱降水垂直发展最为旺盛。

图 8c 中折线为月平均回波面积连线。折线显示平均面积从 11 月开始波动上升至 6 月达到最大值 754.1 km²，7 月后开始波动下降。回波面积箱型图（图 8c）中的数据上四分位数点从 11 月开始波动上升，至 4 月达到最大值，随后波动下降，下四分位数点则是在 6 月与 7 月有明显的增加，其中 6 月为下四分位数点最大月份。图 8c 中平均面积与箱型图逐月变化趋势近似一致，4~7 月为一年中回波面积最大的四个月，即该观测时间段内降水范围分布较广，其中 6 月降水分布最广。

墨脱地区强回波所占比例逐月变化图（图 8d）中平均值与箱型数据变化较为一致，箱型数据与平均值廓线均显示强回波比例自 3 月起开始增加，6 月强回波所占比例达到最大，随后开始减小。据此认为 6 月是一年中是强降水发生最多的月份。

290 以上分析表明墨脱地区云降水宏观特征具有逐月变化规律。雷达探测到的降水回波顶
 291 高、面积以及强回波发生频率均从 11 月起逐步增大，在 6 月达到最大值，随后波动下降。
 292 该现象表明在进入 4 月后，降水频次、对流性降水、降水范围均在逐渐增大，其中以 6 月最
 293 为显著。但从 4 月起降水回波强度值却有所下降，这是由于 4 月后墨脱降水大量增加，增加
 294 的以弱降水回波为主（图 6a）。图 8 分析结果与图 6 一致。



295
 296 图 8 观测数据箱型图的逐月变化，箱型图中最高最低两点分别为最大值和最小值，盒子上下横线分别为
 297 上四分位数点（75%）与下四分位数点（25%），盒子中间横线为中位数点，(a)回波强度，图中折线为月
 298 平均回波强度的连线；(b)回波顶高，折线为月平均回波顶高的连线；(c)回波面积，折线为月平均回波面积
 299 值连线；(d)强回波发生频率，折线为每月强回波发生频率平均值的连线

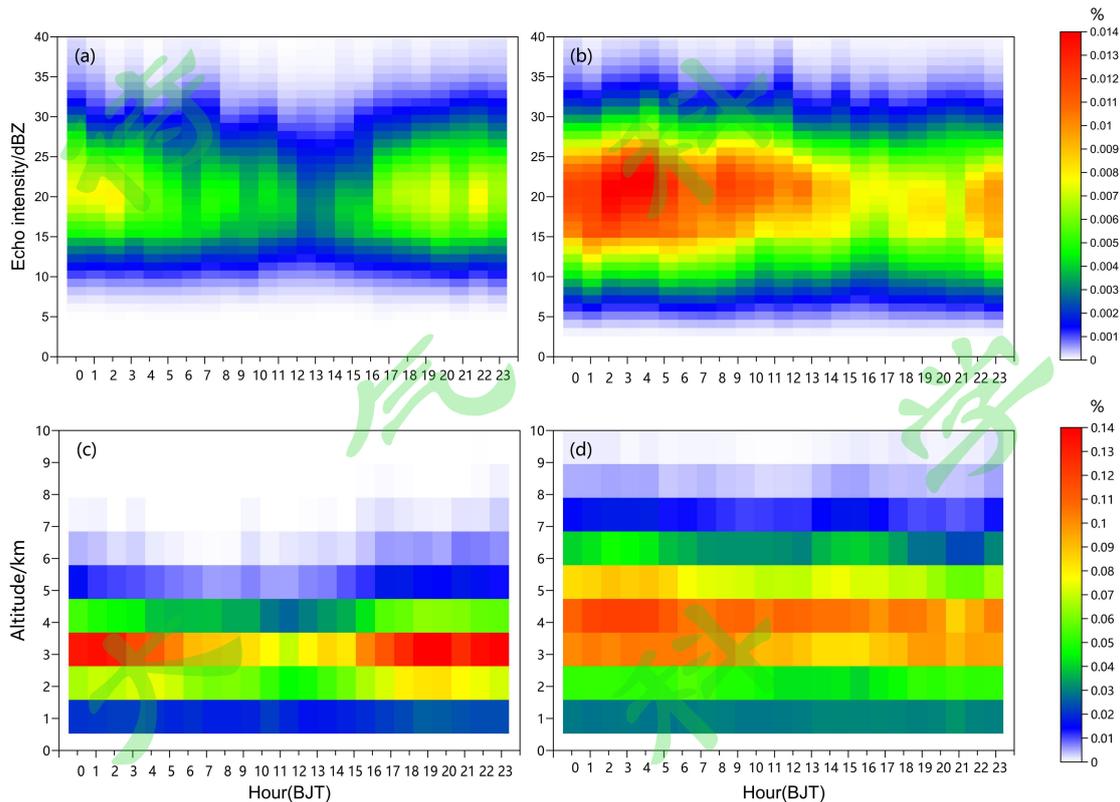
300 Fig.8 Monthly variation of box chart of observational data, the highest and lowest points in the box diagram are
 301 the maximum and minimum values, the upper and lower horizontal lines of the box are the upper quartile points
 302 (75%) and the lower quartile points (25%), and the middle line of the box is the median point.(a)echo intensity ,
 303 the line is the average of echo intensity per month in the figure, (b)echo top height, the line is the average of echo
 304 top height per month, (c)echo area, the line is the average of echo area per month, (d)frequency of strong echo, the
 305 line is the average of frequency of strong echo per month.

306 3.2 云降水宏观特征日变化

307 根据上述 3.1 节对墨脱 X-PAR 月降水回波强度、顶高发生频率分布的统计与回波强度、
 308 顶高、面积与强回波发生频率逐月变化特征的分析，发现该地云降水宏观特征具有明显的逐
 309 月变化规律。结合 Zhou et al. (2017) 提出的高原季风指数 (ZPMI)，其中 ZPMI 在 4~10
 310 月为正，在 11~3 月为负，将一年分为雨季 (4~10 月) 与旱季 (11~3 月)。随后对旱季与雨

311 季中云降水宏观特征的日变化规律进行讨论。

312 图 9 给出了两个季节降水回波强度、顶高发生频率分布的日变化，其显示雨季回波强度、
313 顶高分布范围大于旱季，雨季降水回波发生频次明显高于旱季。降水的发生频次与超过 4 km
314 的回波顶高有明显的日变化，旱季降水回波主要发生在 18:00~20:00（本文所用时间为北京
315 时，下同，当地时=北京时-2 小时）与 00:00~02:00，雨季发生在 23:00~09:00。在 00:00~09:00
316 雨季降水发生频次几乎是旱季的 2 倍。



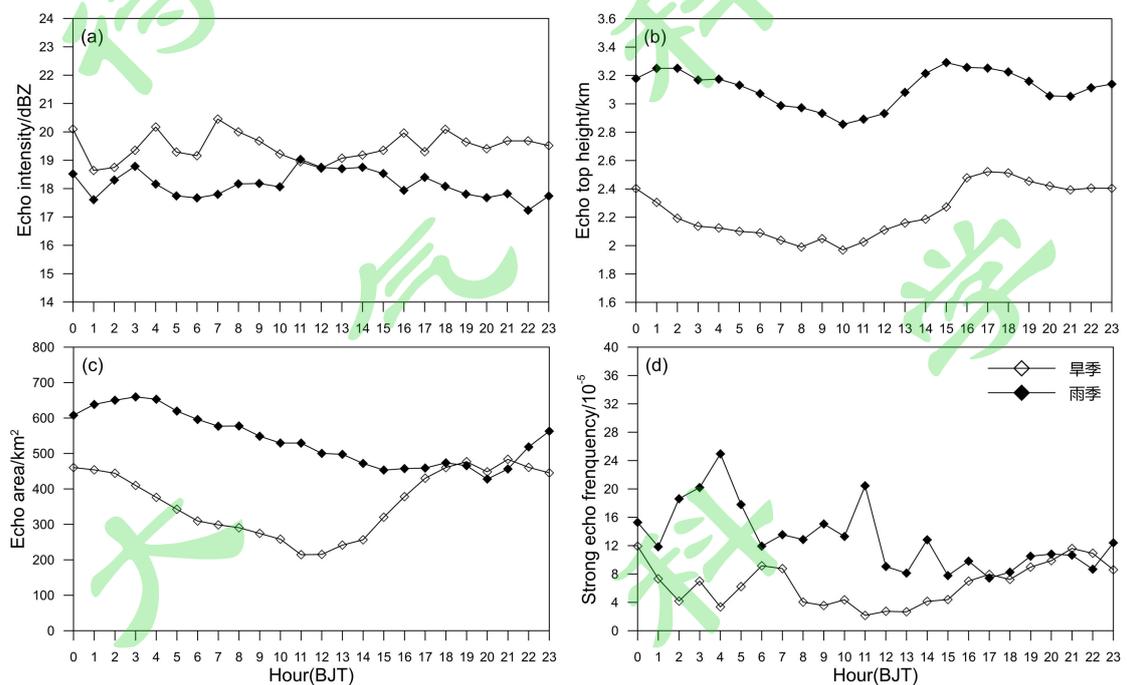
317

318 图 9 不同小时回波强度、顶高发生频率分布图，(a)旱季回波强度分布，(b)雨季回波强度分布，(c)旱季回
319 波顶高分布，(d)雨季回波顶高分布

320 Fig.9 The frequency distribution of echo intensity and echo top height in different hours, (a) echo intensity in dry
321 season, (b) echo intensity in rainy season, (c) echo top height in dry season, (d) echo top height in rainy season.

322 为了定量分析这些参量的日变化，图 10 给出了回波强度、顶高、面积以及强回波发生
323 频率平均值的日变化，图中空心菱形表示旱季，实心菱形表示雨季。其中雨季的平均回波顶
324 高约比旱季高 1 km（图 10b），回波面积比旱季大 150 km² 左右（图 10c），强回波所占比
325 例始终大于旱季，说明雨季降水垂直发展更加旺盛，强降水出现次数增加，降水范围增大。
326 图 10a 中雨季的平均回波强度约比旱季小 1dBZ，这是因为进入雨季，降水频率较旱季显
327 著增加，但增加的降水主要以弱回波（15~25dBZ）降水为主（图 9a），从而导致雨季降水

328 回波强度平均值减小。两季平均顶高日变化趋势近似一致，均是在下午（旱季 17:00，雨季
 329 15:00）达到最高值，夜晚存在有顶高次峰值（旱季 00:00，雨季 01:00），两季的日最强对
 330 流均发生在下午。在旱季，平均回波面积日变化趋势与顶高近似相同，面积自上午（10:00）
 331 开始增加，下午（19:00）达到最大，凌晨（02:00）开始减小。雨季的回波面积日变化趋势
 332 不同于顶高，平均面积从夜晚（22:00）开始增加，在凌晨（03:00）达到最大。上述参量日
 333 变化情况结合图 9 对回波发生频次的分析，得出旱季日降水主要出现在下午和上半夜。对于
 334 雨季，虽然雨季下午强对流活动旺盛，但其下午的回波面积与回波发生频率远小于夜晚，因
 335 此认为雨季日降水峰值主要出现在下半夜。



336

337 图 10 观测数据平均值的日变化, (a)回波强度, (b)回波顶高, (c)回波面积, (d)强回波发生频率

338 Fig.10 The daily variation of the average of the observed data,(a)echo intensity, (b)echo top height, (c)echo area,

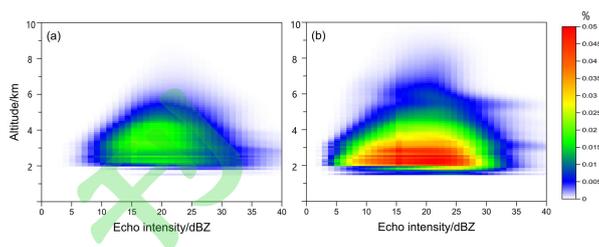
339 (d)frequency of strong echo

340 3.3 云降水垂直分布特征

341 3.3.1 旱季与雨季云降水垂直分布特征

342 为了探究墨脱地区云降水垂直分布特征，对回波强度的垂直分布进行了统计，结果如图
 343 11 所示。旱季回波强度分布在 10~30dBZ，回波发生海拔高度集中在 2~5km。雨季回波强度
 344 范围为 5~33dBZ，高度 2~7km。雨季回波频率增加部分回波强度主要分布在 10~30dBZ，对
 345 应高度在 2~3km。对比图 11a 与图 11b 发现，雨季的回波发生频率、回波强度分布范围以及
 346 回波高度范围均大于旱季，即雨季相较旱季降水回波数量明显增多，对流降水活动发展更加

347 旺盛。



348

349

图 11 观测时间段内回波强度的垂直分布, (a)旱季, (b)雨季

350

Fig.11 The vertical distribution of echo intensity in observation period, (a)dry season, (b)rainy season

351

3.3.2 云降水垂直分布特征日变化

352

为了进一步探究墨脱地区云降水垂直分布日变化特征,统计两个季节的不同高度回波强

353

度分布的小时变化,结果如图 12 与图 13 所示。图 12 旱季日变化显示,降水发生频率从

354

14:00~15:00 开始增加(图 12h),18:00~19:00 频率达到最大(图 12j),随后开始减小,

355

00:00~00:01 其值再次增大(图 12a),04:00~13:00(图 12c~g)频率持续减小。频率增大区

356

域回波强度主要分布在 15~25dBZ,海拔高度分布在 3~4.5 km。图 13 雨季日变化显示频率

357

在 18:00~19:00 开始增大(图 13j),00:00~07:00 达到一天中的最大时段(图 13a~d),随

358

后频率持续减小。频率增大的区域回波强度分布在 10~30dBZ,海拔高度分布在 2~3 km。

359

对比旱季与雨季回波强度垂直分布日变化特征发现(图 12 与图 13),雨季降水回波发

360

生频率整体在各个时刻均大于旱季。旱季回波发生频率存在两个日峰值,分别为当地时间下

361

午 16:00~17:00(图 12j)与夜晚 00:00~00:01(图 12b)。雨季,在当地时间夜晚 22:00~05:00

362

(图 13a~d)频率最大。对比两季回波发生频率增大区域,发现旱季 3 km 以上回波频次高,

363

而雨季 3 km 以下较高。据此,认为旱季有两个日降水峰值分别是下午与上半夜,雨季日降

364

水峰值则发生在下半夜。雨季雷达降水回波数目远大于旱季。雨季降水更多,更旺盛。

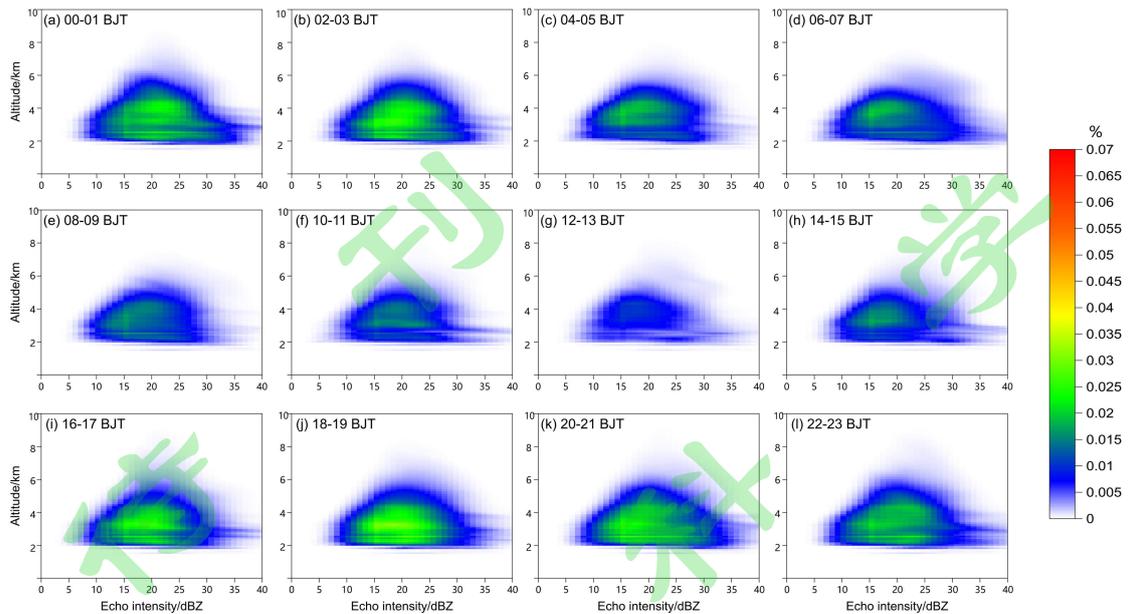


图 12 旱季回波强度垂直分布的小时变化

Fig.12 Hourly variation of vertical distribution of echo intensity in dry season

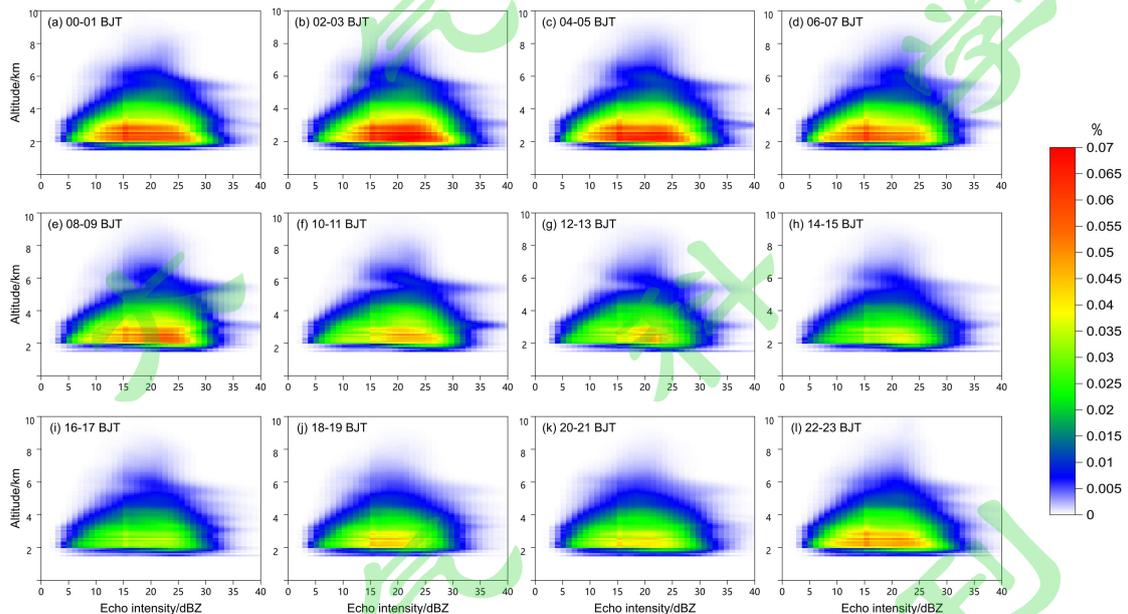


图 13 雨季回波强度垂直分布的小时变化

Fig.13 Hourly variation of vertical distribution of echo intensity in rainy season

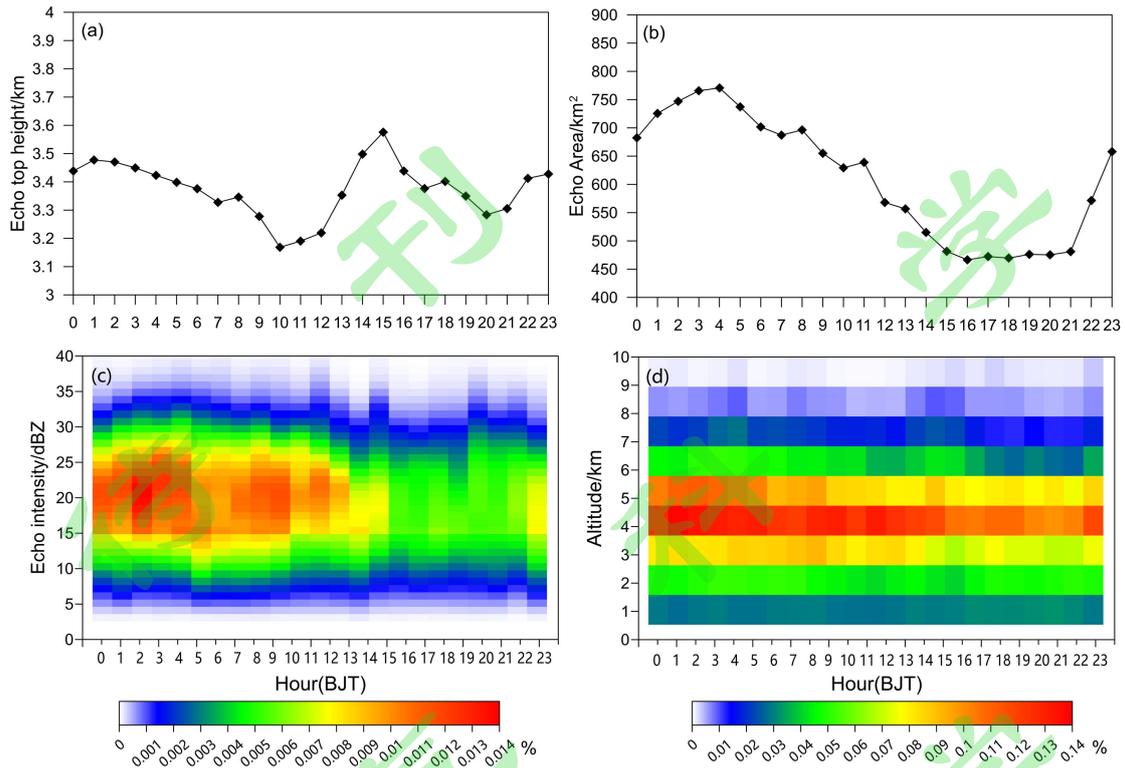
2.4 日变化结果分析与对比讨论

通过定量分析墨脱 X-PAR 观测数据的日变化发现旱季日降水主要发生在午后与上半夜，雨季降水以下半夜降水为主。墨脱地区三面环山，呈高山峡谷地形，是雅鲁藏布峡谷水汽通道的主体入口。受水汽通道的影响，该地区水汽充足，异常湿润，长期云雾缭绕。考虑到墨脱地形与该地的气候认为墨脱旱季雨季夜晚降水多是由云顶辐射强迫冷却（Bhatt 和 Nakamura, 2006）与夜间山风的盛行（Chen et al., 2012）共同引起的。在季风爆发后，来自

377 印度洋的大量水汽涌入墨脱使墨脱雨季降水更加频繁，对流活动发展更加旺盛。

378 [Chen et al. \(2012\)](#) 分析夏季季风时期（6~8月）藏东南山谷站雨量计数据，结果表明
379 在 27 个台站中的 24 个台站显示夜间峰值主导了这些台站的日降雨模式。平均降雨量日变化
380 曲线显示在当地时（LST）03:00 时达到日最大值。另外，这些台站在下午 17:00 存在有弱
381 峰值。图 14 统计了墨脱 X-PAR 6~8 月观测数据的日变化情况。夏季季风时期平均回波顶高
382 自上午 10:00 开始升高，下午 15:00 达到最高平均顶高 3.6 km，次项高峰值出现在 01:00（图
383 14a）。平均回波面积与顶高日变化趋势不同，其自 16:00 起增大，最大面积平均值 770km²
384 出现在凌晨 4:00（图 14 b）。回波发生频率在不同小时间的分布指出 6~8 月回波数量主要
385 出现在 00:00~09:00（图 14 c）。顶高发生频率日变化趋势分布与回波前强度的发生频率对
386 应关系较为一致。图 14 的分析中指出在夏季季风时期回波面积在夜晚大，回波顶高高，回
387 波发生频率大，因而得出夜晚降水峰值的结论。该雷达回波面积最大值与回波数量峰值出现
388 时间与 [Chen et al. \(2012\)](#) 指出的降雨夜间峰值时间较为一致。

389 [Uyeda et al. \(2001\)](#) 与 [冯锦明等 \(2002\)](#) 通过分析 GAME-Tibet 期间（6~8 月）在高原
390 主体那曲地区获取的多普勒雷达资料，指出那曲地区回波顶高与面积日变化趋势一致，从当
391 地时间 06:00 开始增大，下午 14:00 为顶高最高、面积最大的时刻，此时云中对流活动最强，
392 夜晚到次日凌晨逐渐消散，呈单峰变化。图 14 墨脱夏季季风时期 X-PAR 观测数据统计结果
393 与那曲相比较发现，那曲地区的回波顶高高于墨脱，墨脱的顶高与面积日变化趋势与那曲并
394 不相同。墨脱顶高平均值日变化显示一天中顶高存在两个峰值分别为下午的最强峰值与夜晚
395 的次峰值。墨脱回波面积虽然呈单峰变化但区别于那曲的下午峰值，峰值出现在凌晨。另外，
396 两地区日降水峰值也存在差异，那曲降水多发生在下午与上半夜，墨脱降水多发生在下半夜。
397 两地夜间降水形成的原因也不相同，那曲夜间降水主要是由于对流云开始消散转向层状云降
398 水（[常祎等, 2016](#)），而山谷风与辐射冷却是导致墨脱夜间降水的主要原因。本文对墨脱早
399 季日变化特征的研究中指出旱季回波顶高、回波面积均在下午达到最大值，夜晚至凌晨消散，
400 降水多发生在下午及上半夜，其云降水特征与那曲夏季季风时期降水特征较为相似。



401

402 图 14 夏季季风期间（6-8 月）(a)平均回波顶高、(b)平均回波面积日变化曲线与不同小时(c)回波强度与(d)
403 回波顶高的分布图

404 Fig.14 Diurnal variation of the average of (a)echo intensity and (b)echo area and the distribution of (c)echo
405 intensity and (d)echo top height in different hours during the summer monsoon(June-August)

406 4 结论

407 为了探究藏东南墨脱地区的云降水宏观特征，本文利用 X-PAR 在该地区获取的 2019 年
408 11 月—2020 年 10 月一整年的观测数据，对该地云降水宏观特征的月变化、日变化、垂直变
409 化进行了统计并完成了初步讨论，得到了以下结论：

410 1) 墨脱地区云降水特征具有逐月变化规律。X-PAR 降水回波顶高、面积、强回波发
411 生频率自 4 月起开始增加，6 月达到最大值，随后开始下降。一年中降水以 6 月最为显著，
412 11、12 月降水最少、对流活动少。4~9 月中增加的降水回波主要以弱回波（15~25dBZ）为
413 主，该现象导致 4~9 月降水回波平均值略小于 10~3 月。根据降水回波月变化分析讨论结果
414 同时结合高原季风指数，将一年分为旱季（11~3 月）与雨季（4~10 月）。

415 2) 通过对墨脱地区云降水回波日变化特征的研究可知，墨脱雨季降水回波发生频率、
416 顶高、面积、强回波所占比例均大于旱季，且降水回波强度、顶高的分布范围也大于旱季，
417 表明雨季降水数量多于旱季，对流活动频繁。另旱季、雨季的回波顶高日变化趋势相似，自
418 上午 10:00 起升高，分别在下午 17:00 与 15:00 达到最高，夜晚次峰值分别出现在 00:00 与

419 01:00。两季回波面积日变化趋势不同,旱季最大回波面积出现在 19:00,面积次峰值在 01:00,
420 雨季面积自 22:00 起增大,在 3:00 左右达到最大。降水回波发生频率日分布显示旱季在 18:00
421 与 01:00 回波发生频繁,雨季 03:00 回波最频繁。旱季降水回波顶高、面积、发生频率在下
422 午与夜晚均存在有较大值,认为旱季降水主要发生在下午与上半夜。雨季虽然顶高在下午与
423 夜晚较高,但面积与回波发生频率在下午值较小,在凌晨有最大值,认为雨季降水主要发生
424 在下半夜。

425 3) 两季节回波强度垂直分布显示墨脱降水回波强度大小几乎不超过 30dBZ,旱季降水
426 回波主要发生在 3 km 以上,雨季回波多发生在 3 km 以下。

427 4) 通过对比墨脱 X-PAR 与那曲多普勒雷达在夏季季风期间降水回波顶高、面积的日
428 变化发现,夏季季风期间那曲地区的回波顶高高于墨脱地区,两地顶高与面积的日变化趋势
429 存在差异。那曲回波顶高与面积自当地上午 10:00 开始增大,下午 14:00 达到最大,在夜晚
430 至凌晨消散。而墨脱顶高日变化显示顶高有两个峰值,在当地 13:00 有最大顶高,23:00 为
431 顶高次峰值。墨脱面积自当地时间 19:00 起增大,凌晨 02:00 达到最大回波面积。夏季季风
432 期间两地日最强降水出现时间也不同,墨脱最强降水出现在下半夜,而那曲出现在下午与上
433 半夜。那曲夏季季风期间的云降水日变化特征近似墨脱旱季。

434

435

参考文献 (References)

- 436 Barros A P , Kim G , Williams E , et al. 2004. Probing orographic controls in the Himalayas during the monsoon
437 using satellite imagery[J]. *Nat. Hazard. Earth. Sys.*, 4(1):29-51. doi:10. 5194/ nhess-4-29-2004
- 438 Bhatt B C , Nakamura K. 2004. Characteristics of monsoon rainfall around the Himalayas revealed by TRMM
439 Precipitation Radar[J]. *Mon. Wea. Rev.*, 133(1):149-165. doi:10. 1175/ mwr-2846. 1
- 440 Bhatt B C , Nakamura K. 2006. A climatological-dynamical analysis associated with precipitation around the
441 southern part of the Himalayas[J]. *J. Geophys. Res.*, 111(D2): D02115. doi:10. 1029/ 2005JD006197
- 442 Chen Y , Fu Y , Tao X , et al. 2017.Characteristics of cloud cluster over the steep southern slopes of the Himalayas
443 observed by CloudSat[J]. *Int Journal of Climatol*, 37(11).doi: 10.1002/joc.4992
- 444 常祎,郭学良.2016.青藏高原那曲地区夏季对流云结构及雨滴谱分布日变化特征[J].*科学通*
445 *报*,61(15):1706-1720. Chang Y , Guo X L. 2016. Characteristics of convective cloud and precipitation during
446 summer time at Naqu over Tibetan Plateau[J]. *Chinese Science Bulletin (in Chinese)*, 61(15): 1706-1720.doi:
447 10.1360/N972015-01292
- 448 陈萍,李波.2018.藏东南水汽输送特征分析及其影响[J].*南方农业*,12(09):124-125.Chen Ping, Li Bo. 2018.
449 Characteristics of water vapor transport in Southeast Tibet and its influence[J].*South CHN Agricul(in*
450 *Chinese)*, 12(09):124-125.doi: 10.19415/j.cnki.1673-890x.2018.09.066
- 451 Chen H , Yuan W , Jian L , et al. 2012. A possible cause for different diurnal variations of warm season rainfall as
452 shown in station observations and TRMM 3B42 data over the southeastern Tibetan plateau[J]. *Adv. Atmos.*
453 *Sci.*, 29(1): 193-200. doi:10.1007/ s00376-011-0218-1.
- 454 冯锦明,刘黎平,王致君,等.2002.青藏高原那曲地区雨季雷达回波、降水和部分热力参量的统计特征[J].*高原气*
455 *象*, (04):368-374. Feng J , Liu L , Wang Z , et al. 2002. The Statistic Characteristics of Radar Echo and
456 Precipitation and Some Thermodynamic Variables in Qinghai-Xizang Plateau[J]. *Plateau Meteorology (in*
457 *Chinese)*, (04):368-374. doi:10.3321/ j.issn:1000-0534.2002.04.005
- 458 Fu Y , Pan X , Xian T , et al. 2018. Precipitation characteristics over the steep slope of the Himalayas in rainy
459 season observed by TRMM PR and VIRS[J]. *Clim Dynam*,51(5-6):1971-1989.doi:
460 10.1007/s00382-017-3992-3
- 461 Fujinami H , Nomura S , Yasunari T. 2005. Characteristics of diurnal variations in convection and precipitation
462 over the southern Tibetan Plateau during summer[J]. *SOLA*, 1:49-52. doi:10.2151/sola.2005-014.
- 463 高登义,邹捍,王维.1985.雅鲁藏布江水汽通道对降水的影响[J].*山地研究*,1985(04):239-249.Gao Deng Yi, Zhou
464 Han, Wang Wei. 1985. Influence of water vapor channel on Precipitation in Yarlung Zangbo River[J]. *Mount*
465 *Res(in Chinese)*, 1985(04):239-249.doi: CNKI:SUN:SDYA.0.1985-04-007
- 466 Kurosaki Y, Kimura F. 2002. Relationship between topography and daytime cloud activity around Tibetan
467 Plateau[J]. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 80(6):1339-1355. doi:10.2151/jmsj.80.1339.
- 468 Kuo H L , Qian Y F. 1981. Influence of the Tibetan Plateau on cumulative and diurnal changes of weather and
469 climate in summer[J]. *Mon. Wea. Rev.*, 109(11). doi:10.1175/1520-0493(1981)109<2.0.CO>2.
- 470 Liu, L, Feng J, Chu R, et al. 2002. The diurnal variation of precipitation in monsoon season in the Tibetan
471 Plateau[J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 19, 365– 378. doi:10.1007/s00376-002-0028-6.
- 472 Park S G , Maki M , Iwanami K , et al. 2005. Correction of radar reflectivity and differential reflectivity for rain
473 attenuation at X Band. Part I : Theroretical and empirical basis[J]. *J Atmos Oceanic Technol*,

474 22(11):1633-1655.doi: 10.1175/JTECH1804.1

475 Singh P , Nakamura K. 2009. Diurnal variation in summer precipitation over the central Tibetan Plateau[J]. *J.*

476 *Geophys. Res.*, 114(D20). doi:10.1029/2009JD011788.

477 Shimizu S, Ueno K, Fujii H, et al. 2001. Mesoscale characteristics and structures of stratiform precipitation on the

478 Tibetan Plateau [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 79(1B):435-461. doi:10.2151/jmsj.79.435.

479 Testud J, Le Bouar E, Obligis E, et al. 2000. The rain profiling algorithm applied to polarimetric weather radar[J].

480 *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 17(3):332-356. doi:10.1175/1520-0426(2000)0172.0.CO;2.

481 谭瑞婷, 洗桃, 傅云飞. 2018. CPR 雷达探测北半球夏季多层云系结构统计特征分析[J]. *气候与环境研*

482 *究*, 23(01):124-138. Tan Ruiting, Xian Tao, Fu Yufei. 2018. Structures of multi-layer clouds in boreal summer

483 based on CPR radar measurements[J]. *Climatic Environ Res(in Chinese)*, 23(01):124-138.doi:

484 10.3878/j.issn.1006-9585.2017.17033

485 Ueno K , Fujii H, Yamada H , et al. 2002. Weak and frequent monsoon precipitation over the Tibetan Plateau[J]. *J*

486 *Meteor. Soc. Japan*, 79(1B):419-434. doi:10.2151/jmsj.79.419.

487 Uyeda H, Yamada H, Horikomi J, et al. 2001. Characteristics of convective clouds observed by a Doppler Radar at

488 Naqu on Tibetan Plateau during the GAME-Tibet IOP[J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 79(1B):463-474.

489 doi:10.2151/jmsj.79.463.

490 Wang C C , Chen T J , Carbone R E. 2004. A climatology of warm-season cloud patterns over East Asia based on

491 GMS infrared brightness temperature observations[J]. *Mon. Wea. Rev.*, 132(7):p.1606-1629.

492 doi:10.1175/1520-0493(2004)132<1606:acowcp>2.0.co;2.

493 Webster P J , Magana V O , Palmer T N , et al. 1998. Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for

494 prediction[J]. *J. Geophys. Res. Ocea.*, 103(C7):14451-14510. doi: 10.1029/97JC02719.

495 肖艳姣, 刘黎平. 2006. 新一代天气雷达网资料的三维格点化及拼图方法研究[J]. *气象学报*, 64(5):647-657. Xiao

496 Y, Liu L. 2006. Study of methods for interpolating data from weather radar network to 3-D grid and

497 mosaics[J]. *Acta. Meteor. Sinica. (in Chinese)*, 64(5):647-657.doi: 10.3321/j.issn:0577-6619.2006.05.011

498 魏丽, 钟强. 1997. 青藏高原云的气候学特征[J]. *高原气象*, 16(1):10-16. Wei L , Zhong Q . 1997. Characteristics of

499 cloud climatology over Qinghai-Xizang Plateau[J]. *Plateau Meteorology(in Chinese)*,

500 16(1):10-16.doi :10.3321/j.issn:1000-0534.1997.01.002.

501 俞小鼎, 姚秀萍, 熊廷南, 等. 2007. 多普勒天气雷达原理与业务应用[M]. 北京: 气象出版社, 185. Yu X, Yao X,

502 Xiong T et al. 2007. Principle and application of Doppler Weather Radar[M]. *Beijing:China Meteorological*

503 *Press (in Chinese)*, 185.

504 Yu L , Fu Y , Yang Y , et al. 2020. Trumpet - shaped topography modulation of the frequency, vertical structures,

505 and water path of cloud systems in the summertime over the southeastern Tibetan Plateau: A perspective of

506 Daytime-Nighttime differences[J]. *J Geophys Res Atmos*, 125.doi: 10.1029/2019JD031803

507 Yanai, M., Li C., and Song Z. 1992. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the

508 Asian summer monsoon[J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 319-351.

509 doi:10.1175/1520-0469(1992)049<0256:PAPIAP>2.0.CO;2

510 Yu R , Wang B , Zhou T. 2004. Climate effects of the deep continental stratus clouds generated by the Tibetan

511 Plateau[J]. *J. Climate*, 17(13):2702-2713. doi:10.1175/1520-0442(2004)017<2702:ceotdc>2.0.co;2.

512 Yu R , Zhou T , Xiong A , et al. 2007. Diurnal variations of summer precipitation over contiguous China[J].

513 *Geophys. Res. Lett.*, 34(1):223-234.doi: 10.1029/2006GL028129

514 张蔚然, 吴翀, 刘黎平, 等. 2021. 双偏振相控阵雷达与业务雷达的定量对比及观测精度研究[J]. *高原气*

515 *象*, 40(02):424-435. Zhang Weiran, Wu Chong, Liu LiPing, et al. 2021. Research on quantitative comparison

516 and observation precision of dual polarization phased array radar and operational radar[J]. *Plateau Meteor(in*

517 *Chinese)*, 40(02):424-435.doi: 10.7522/j.issn.1000-0534.2020.00056

518 Zhou J , Wen J , Xin W , et al. 2017. Analysis of the Qinghai-Xizang Plateau monsoon evolution and its linkages
519 with soil moisture[J]. *Remote. Sens.*, 8(6):493. doi:10.3390/ rs8060493
520 Zhou T , Yu R , Chen H , et al. 2008. Summer precipitation frequency, intensity, and diurnal cycle over China: A
521 comparison of Satellite data with rain gauge observations[J]. *J. Climate*, 21(16):3997-4010.
522 doi:10.1175/2008JCLI2028SI

刊

海

第

科

九

海

卷

科

九

刊

第

十