

文章编号: 2096-1618(2023)06-0681-08

# 一次青藏高原低涡影响下的云-降水宏观微观特征研究

张浩然, 郑佳锋, 车玉章

(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, 四川 成都 610225)

**摘要:**为进一步认识高原低涡影响下云-降水的垂直结构和微物理特征,利用那曲毫米波雷达和雨滴谱仪资料,结合 ERA-5 再分析和 FY-2G 卫星资料,对 2015 年 8 月 17-19 日一次高原涡云系的天气背景、雷达回波和相关物理量进行分析。结果表明,18 日凌晨高原涡发展达到最强,那曲上空对流云发展旺盛;随后,强度逐渐减弱,那曲上空过渡为层积云;至 19 日 20 时,高原涡减弱消散。此次高原涡降水包含对流云降水和层积云降水,前者回波呈火焰状的上冲结构,回波强度达 30 dBZ,但持续时间短,距离地面 1 km 处存在明显回波亮带;后者在回波图上多为片状,雷达回波强度在 20 dBZ 以下,持续时间较长。两类降水的雨滴谱存在显著差异,对流云降水粒子直径更大、雨滴谱更宽。

**关键词:**高原低涡;云和降水;毫米波云雷达;雨滴谱分布

**中图分类号:**P407.2

**文献标志码:**A

**doi:**10.16836/j.cnki.jcu.2023.06.010

## 0 引言

高原涡是一种常出现在青藏高原 500 hPa 左右的低压涡旋系统。高原涡是青藏高原及周边地区最重要的天气系统之一,在适宜的天气形势下,高原涡会东移,造成中国中东部地区的暴雨等灾害性天气<sup>[1-2]</sup>。因此对高原涡及其云-降水的观测和研究具有重要价值和意义。

20 世纪 70 年代至今,许多学者都对高原涡的形成演变机理和特征进行了相关研究。叶笃正等<sup>[3]</sup>指出,高原低涡的水平尺度约 500 km,垂直厚度约 2~3 km。罗四维等<sup>[4]</sup>研究发现,高原涡生成源地主要在羌塘、松潘、那曲和柴达木;高原涡在 5 月活动最频繁,8 月活动最少;高原涡分为暖性低涡和冷涡,均为暖湿和不对称结构。第二次青藏高原科学实验期间,卫星监测在很大程度上弥补了常规资料的不足。陈隆勋等<sup>[5]</sup>利用日本 GMS 卫星提供的 TBB 资料和 NOAA 卫星提供的 OLR 资料对青藏高原对流云的变化特征进行了研究,并通过 TBB 低值中心确定低涡涡源。

郁淑华等<sup>[6]</sup>利用 GMS 卫星的水汽观测资料,对 1998 年 8 月高原低涡东移期间的水汽云图进行研究,认为水汽灰度值  $\geq 223$  的水汽涡旋能很好指示高原低涡的活动过程。何光碧等<sup>[7]</sup>利用 TRMM 卫星资料统计分析了 2000-2007 年的高原低涡和切变线,结果表明高原低涡和切变线通常不易移出高原,低涡移出常

伴随低涡切变线过程的东移。Fu 等<sup>[8]</sup>对 TRMM 卫星资料的研究发现,青藏高原降水云团在水平方向上多呈零散块状分布,在铅直方向上多呈塔状分布;夏季青藏高原虽然对流降水频繁,但降水量与其他地区同期相比较小。

地基雷达等观测进一步揭示了高原涡云-降水的特征。刘黎平等<sup>[9]</sup>分析夏季青藏高原对流云降水的雷达回波特征,发现夏季高原对流云降水具有明显的日变化,雷达回波和降水量在 13 时(北京时,下同)开始显著增强、增大。Yang 等<sup>[10]</sup>对那曲风廓线雷达数据进行分析,指出边界层内的对流于 09 时开始发展,到 15 时,边界层可发展到最高。常祎等<sup>[11]</sup>利用地面雨滴谱仪资料研究那曲降水微观特征的日变化,发现白天雨滴谱的中大粒子浓度比夜间高,雨滴谱更宽;而夜间雨滴谱的中小粒子浓度更高。张涛等<sup>[12]</sup>利用毫米波云雷达资料研究那曲地区一次热力对流过程,发现高原地区的降霰对流云具有和低海拔地区冰雹云相类似的结构,对流云中冰晶和霰的融化出现在环境零度层上方 300 m 区域内。

尽管过去许多学者应用统计、诊断分析和数值模拟等方法对高原涡及其影响进行了大量研究。但目前对高原低涡过境造成的云-降水的垂直精细结构和微物理特征分析还较为少见。本文利用第三次青藏高原大气科学实验 TIPEX-III 中的 Ka 波段毫米波云雷达和激光雨滴谱仪,结合地面降水资料和探空资料、FY-2G 卫星红外云图和 ERA-5 再分析资料,对那曲地区 2015 年 8 月 17-19 日一次高原涡天气影响下的云-降水宏

微观结构和微物理特征进行分析,旨在进一步认识高原涡云-降水的结构和物理特征。

## 1 资料和方法

### 1.1 设备与资料介绍

本文使用的 Ka 波段毫米波云雷达和激光雨滴谱仪在 TIPEX-III 实验期间,安装在那曲气象局(92°06'E, 32°19'N, 海拔4507 m)。该 Ka 波段毫米波雷达是一部脉冲多普勒体制的单发双收雷达,工作频率为 33.4 GHz,脉冲重复功率为 8333 Hz,天线直径为 2 m,距离库长 30 m,时间分辨率为 8.8 s。雷达采用垂直定向的扫描方式,可以实时获取 0.12 ~ 15.3 km 高度范围的反射率因子  $Z_e$ (dBZ)、平均多普勒速度  $V_M$ (m/s)、谱宽  $\sigma_v$ (m/s) 和线性退极化比 LDR(dB) 等相关物理量<sup>[13]</sup>。使用德国 OTT 公司研制的 Parsivel 2 型激光雨滴谱仪,该设备以光电技术为基础,当降水粒子穿过仪器内部激光束时,雨滴造成的激光束遮挡会引起电压减小,通过测定电压减小幅度实现对降水粒子直径  $D$ (mm) 的测量;通过测量降水粒子穿过激光束的时间,来计算得到粒子的下落速度  $V_i$ (m/s)。该设备的时间分辨率为 60 s,探测资料为 32 个直径通道和 32 个速度通道的雨滴个数,  $D$  和  $V_i$  的测量范围为 0.2 ~ 25 mm 和 0.2 ~ 20.0 m/s<sup>[14]</sup>。

本文还用到那曲站 2015 年 8 月 17-19 日的地面气象观测资料、探空资料、FY-2G 卫星红外云图资料和欧洲中期天气预报中心提供的 ERA-5 0.25°×0.25°再分析资料。

### 1.2 雷达观测量的计算方法含义

利用 Ka 波段毫米波云雷达计算反射率因子  $Z_e$ 、平均多普勒速度  $V_M$ 、谱宽  $\sigma_v$  和线性退极化比 LDR 的公式如下:

$$Z = \sum_{i=\min}^{\max} n(D_i) D_i^6$$

$$V_M = \frac{\sum_{i=V_s}^{V_e} i \times (P_s - P_n)}{\sum_{i=V_s}^{V_e} (P_s - P_n)}$$

$$\sigma_v = \sqrt{\frac{\sum_{i=V_s}^{V_e} (i - V_M)^2 \times (P_s - P_n)}{\sum_{i=V_s}^{V_e} (P_s - P_n)}}$$

$$\text{LDR} = Z_{\text{HV}} - Z_{\text{HH}}$$

式中:  $D$  为粒子直径(mm),  $n(D)$  为粒子数浓度( $\text{m}^{-3}/\text{mm}$ ),  $Z$  主要反映云降水的粒子大小<sup>[15]</sup>。  $V_s$ (m/s) 和  $V_e$ (m/s) 分别为起始位置和终点位置的多普勒速度,  $P_s$ (dBm) 为信号功率,  $P_n$ (dBm) 为噪声电平。若  $V_M > 0$ , 则表明该时段内上升气流较强;若  $V_M < 0$ , 则表明该时段内可能同时存在下沉气流和上升气流,但整体以下沉气流为主。谱宽  $\sigma_v$  反映云降水内的湍流强度或粒子谱的分布。由于 Ka 波段毫米波云雷达可以同时接收平行和交叉极化返回的多普勒信号,故利用位于交叉通道的反射率因子计算出雷达线性退极化比 LDR,  $Z_{\text{HV}}$  为正交偏振量,  $Z_{\text{HH}}$  为水平偏振量。LDR 大小与粒子相态有关,冰晶粒子的 LDR 较大,液态雨滴的 LDR 较小。

## 2 天气背景和云-降水发展演变特征

### 2.1 天气实况概述

此次高原涡天气过程于 2015 年 8 月 17-19 日影响青藏高原地区。17 日 08 时-18 日 08 时,降水主要集中在青藏高原中北部地区,其中班戈、索县、丁青、拉萨等地的日降雨量均达到中雨级别。18 日 08 时-19 日 08 时,降水区域扩大至高原东侧,高原东南部地区的日降雨量均达到中雨级别,其中拉萨、波密、丁青、林芝等地日降雨量达到大雨级别。

### 2.2 高原涡天气背景分析

图 1 为 2015 年 8 月 17-19 日 500 hPa 位势高度场和风场,图中三角形标记了那曲测站的位置。由图 1 可见,17 日 20 时(北京时间 BST,下同),那曲西北侧有低压中心出现;18 日 08 时,低涡中心分裂为两个,低涡中心风速略有增大;18 日 20 时,高原涡向东南方向移动,中心强度略有减弱,但低涡影响范围增大;19 日 08 时,低涡强度减弱并移至那曲东南部。19 日 20 时后,低涡中心逐渐在原地消散,高原涡天气过程结束。

图 2 为 2015 年 8 月 17-19 日高原涡天气过程的水汽通量散度图,图中负值代表水汽辐合,正值表明水汽辐散。由图 2 可见,17 日 20 时-18 日 08 时,那曲地区基本为水汽辐合区。其中,17 日 20 时,观测站点附近为水汽辐合区中心;18 日 08 时和 20 时,观测站点仍然为水汽辐合区,但已脱离中心,且水汽辐合强度有所减弱;19 日 08 时,那曲地区水汽辐合已经不明显。整体来看,在低压系统的影响下,那曲地区的水汽条件较为充沛。

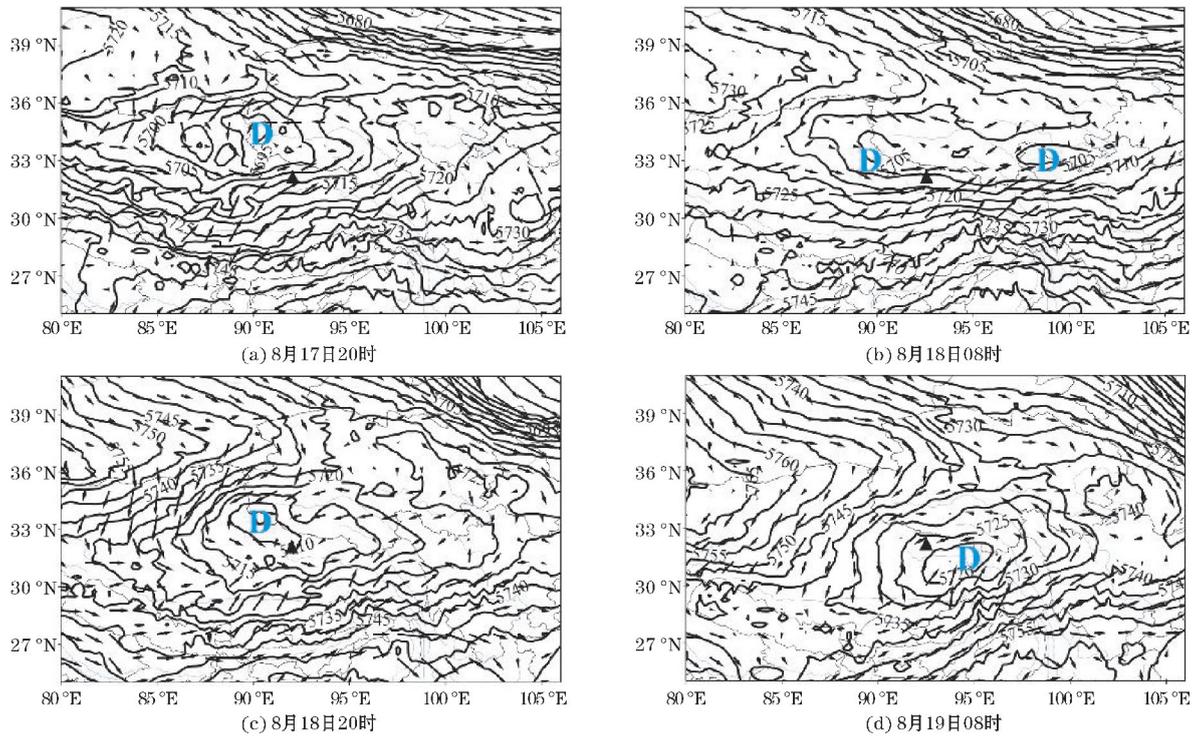


图1 2015年8月17-19日500 hPa位势高度场和风场

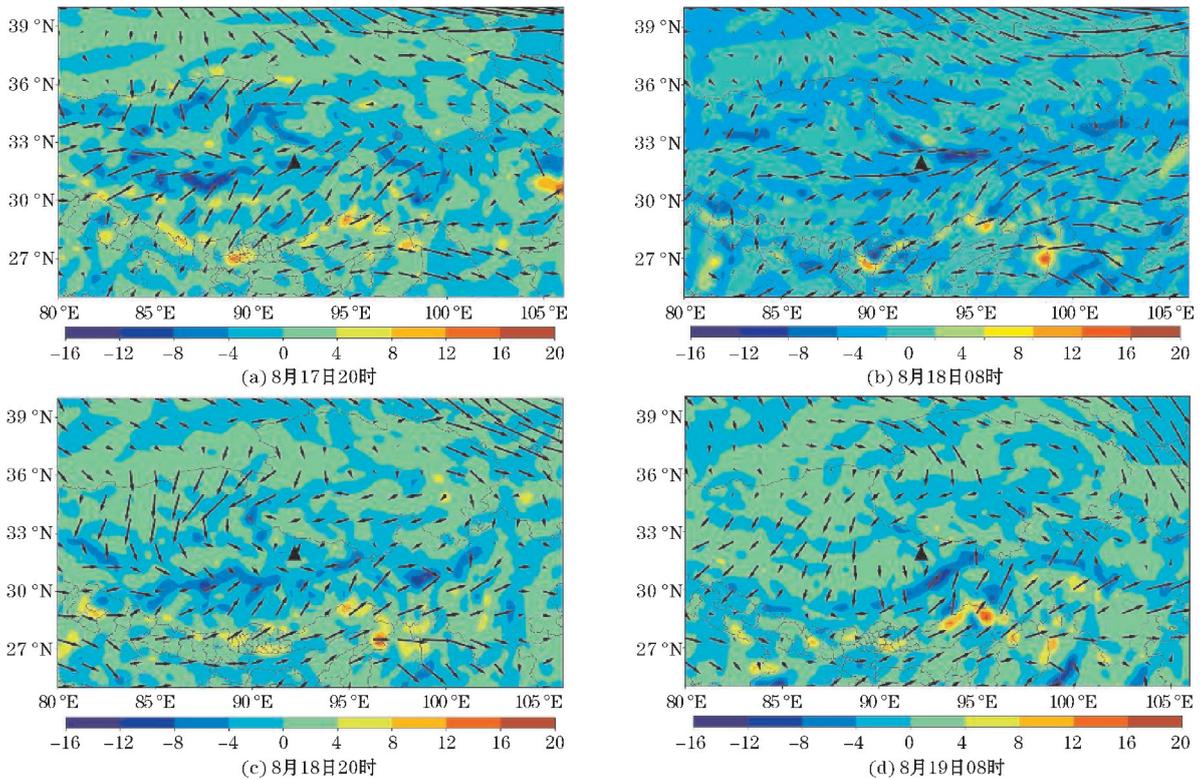


图2 2015年8月17-19日500 hPa水汽通量散度

### 2.3 云图特征和降水实况

利用FY-2G卫星黑体辐射亮温TBB资料,对此次高原涡天气形成的云-降水宏观特征和演变过程进一步分析。图3为2015年8月17-19日4个典型时刻,

包括17日20时、18日18时、19日03时和19日10时的云图。从图3(a)可见,与500 hPa水汽通量散度辐合中心对应,在17日20时测站上空有团状对流云团,对流发展旺盛,云顶高度高,TBB达 $-80^{\circ}\text{C}$ 以下。18日18时(图3b),对流云图整体有所减弱,少部分

合并, 站点上空对流云团的亮温有所增高, 对流强度有所减弱。19日03时和10时(图3c和图3d), 对流云

系向东移动, 那曲测站上空的对流进一步减弱, 亮温增高, 云顶降低, 甚至变为层状云系控制。

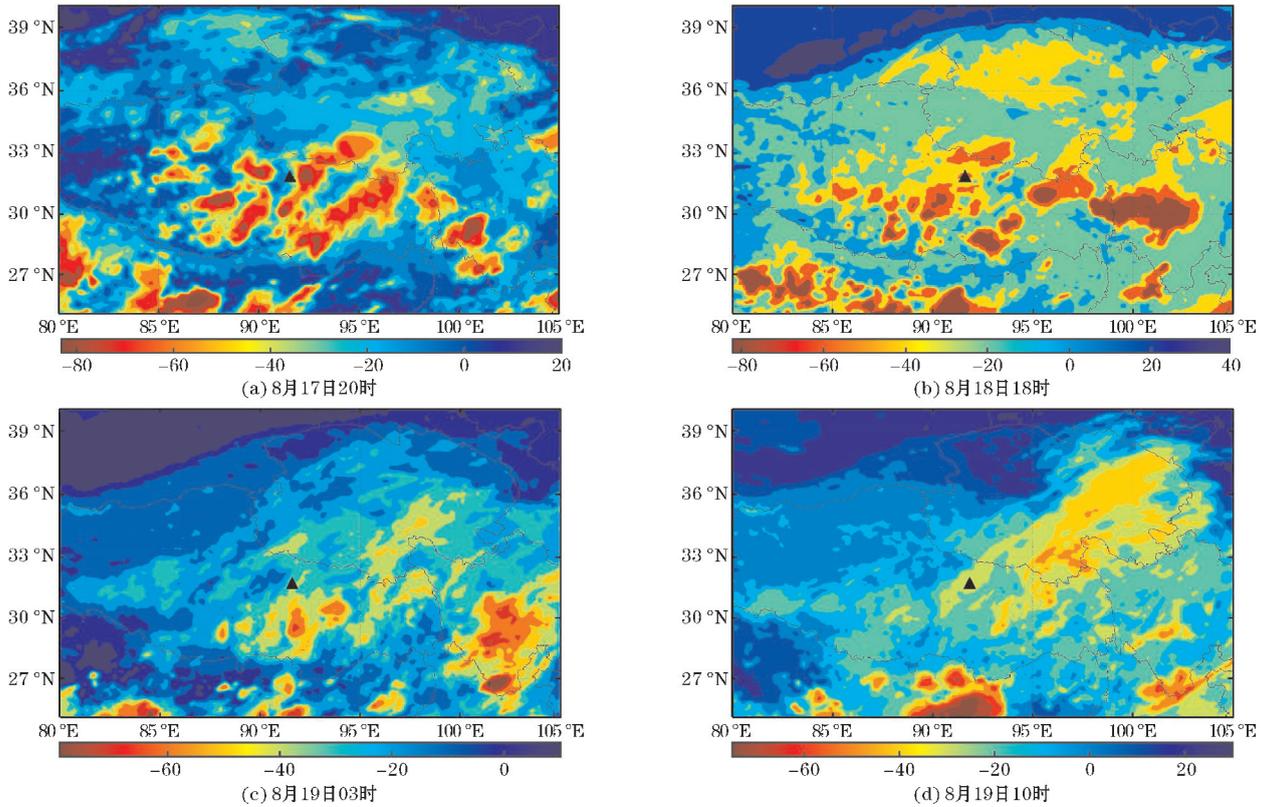


图3 2015年8月17-19日FY-2G黑体辐射亮温TBB

在高原涡天气影响下, 2015年8月17日08时-19日20时那曲自动站测量的6h降水量时序图如图4所示。可见, 降水主要集中在17日20-18日02时, 累计雨量达到6 mm。此后, 在18日午后有2 mm降水; 19日凌晨至14时, 有6 mm的显著降水。随后, 因高原涡强度逐渐减弱并消散, 降水逐渐停止。

雷达反射率因子回波, 并结合地面降水强度及变化, 发现此次过程分别于17日23时-18日02:30(阶段一)、18日10时-14时(阶段二)、18日22时-23时(阶段三)和19日04:30-10:30(阶段四)经过站点上空并产生较明显的降水。阶段一和阶段二的云降水结构和降水变化表现为对流性, 而阶段三和阶段四的云降水结构和降水变化表现为积层混合性。对于同类的云降水, 选择较为典型的阶段一和阶段四进一步分析。

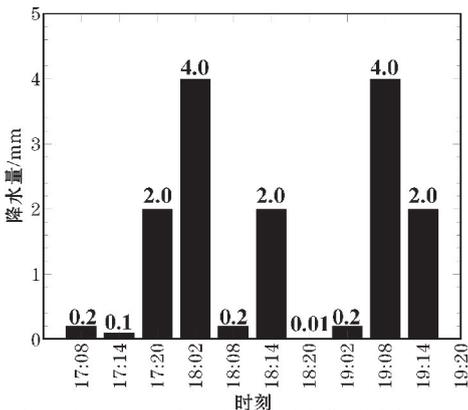


图4 2015年8月17日08时-19日20时那曲观测站地面6h降水量

### 3 高原涡云降水垂直结构和变化特征

#### 3.1 对流云-降水阶段

图5为2015年8月17日23时-次日02时30分的对流云-降水阶段, 图5为Ka波段毫米波雷达观测的 $Z_e$ 、 $V_M$ 、 $\sigma_v$ 和LDR。由图5(a)可知, 在23:00-02:30, 对流云强烈发展, 最高可达8 km, 其中包含回波强度较强的积雨云和回波强度较弱的积云砧。在00:00-01:48, 中低层积雨云对流发展十分旺盛, 回波强度达到30 dBZ及以上。积云砧发展高度较高, 但是回波强度在10 dBZ以下, 对降水的贡献较小。图5(b)表明, 雷达多普勒速度以负值为主, 大小位于-2~0 m/s; 正速度值通常出现在对流云顶, 最大达到3 m/s, 表明较显著的上升气流主要出现在云的中上部。从图5(c)

普查此次高原涡云-降水过程经过那曲站的整体

可见,对流云谱宽大值与回波强度大值区相对应,最大可达 $2.8\text{ m/s}$ ,主要集中在低层融化层以下和对流云发展阶段。图 5(d) 的 LDR 表明,在离地 $1\text{ km}$ 处存在一个较大值带,表明粒子在此处相态发生变化,由冰晶粒

子融化为液态粒子。尽管青藏高原夏季降水多为对流性,但整体对流强度相较于平原地区小,因此经常可观测到图 5 中的亮带结构。

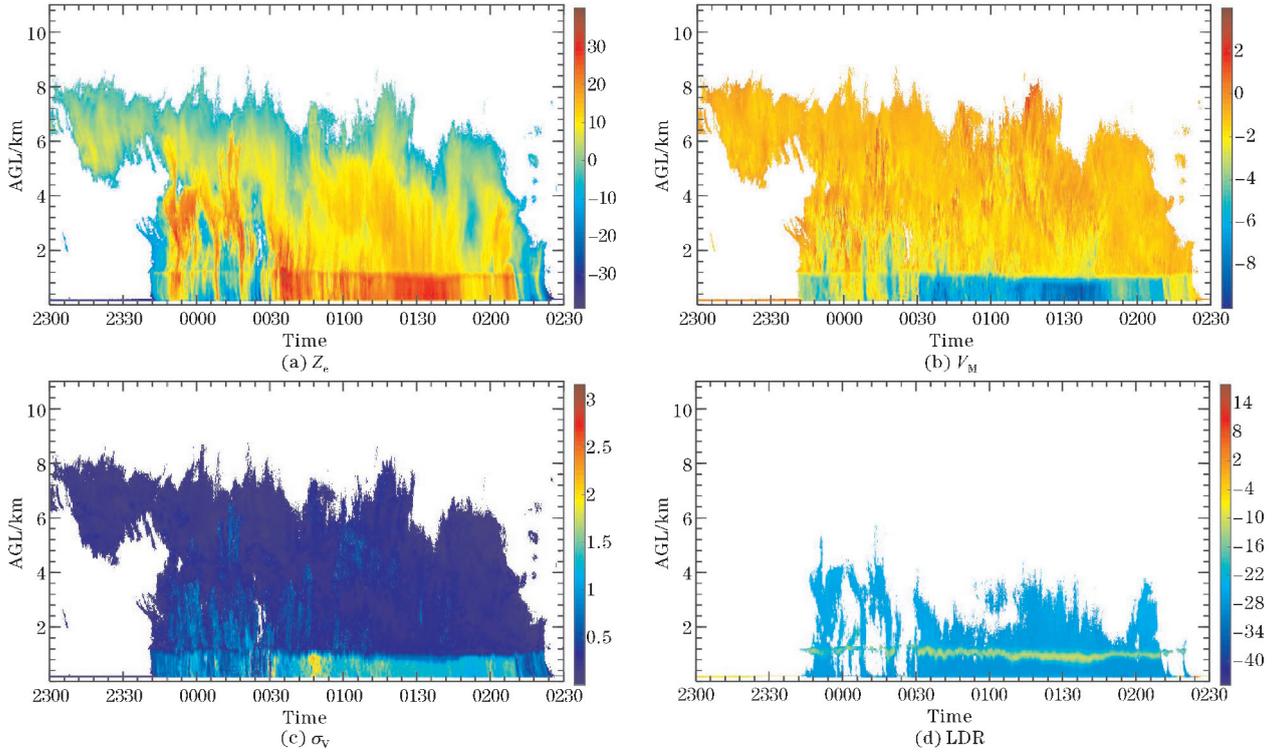


图 5 2015 年 8 月 17 日 23:00-8 月 18 日 02:30 对流云-降水阶段的 Ka 波段雷达观测结果

为进一步分析对流云-降水的垂直结构和微物理特征,统计该阶段  $Z_e$ 、 $V_M$ 、 $\sigma_v$  和 LDR 回波平均和各分位数廓线(图 6)。从廓线由高层到低层的变化可以看出,整体上, $Z_e$  随着高度降低而逐渐增大, $\sigma_v$  随高度降低而逐渐减小,表明冰晶粒子通过聚并、淞附等过程逐渐增大,粒子谱逐渐增宽;云层从中上部弱的上升气流逐渐转为中下部受下沉气流控制。尤其下降到 $1\text{ km}$ 左右,因冰晶融化效应,4 个物理量均表现出亮带特

征,即数值均有明显突增或突降现象。零度层亮带以下, $\sigma_v$  有略微增大趋势,表明冰晶融化成雨滴后,在沉降过程中有一定碰并增长;但  $Z_e$  则无增大趋势,这可能是低层雷达灵敏度较高,使统计值反而有所减小的原因。与其他 3 个量不同,LDR 在亮带位置最大,亮带上下部则快速减小,其对亮带特征的指示较其他量更为显著。

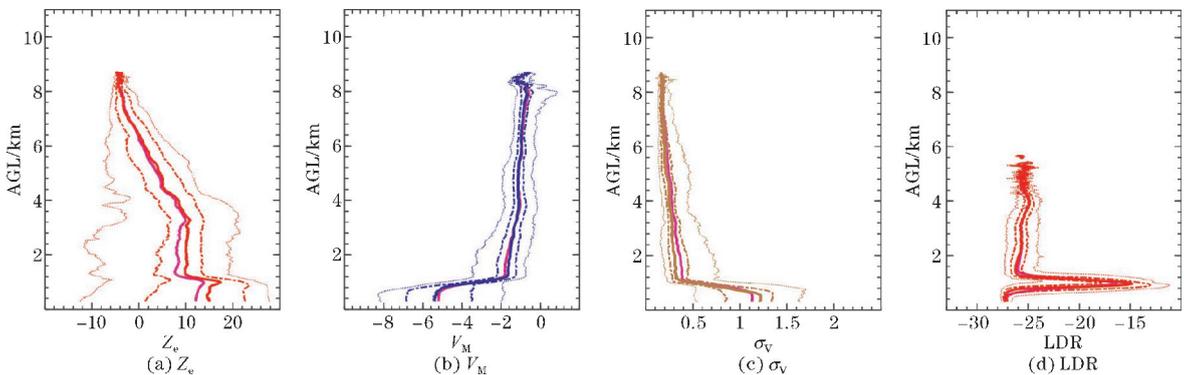


图 6 对流云-降水阶段物理量的平均值廓线和 5% - 95% 分位数廓线

(粉色实线为物理量的平均值廓线,其他颜色线条从左到右依次代表 5%、25%、50%、75%、95% 分位数)

### 3.2 层积云-降水阶段

图7为2015年8月19日04:30-10:30的层积云-降水阶段的毫米波雷达观测结果。观测结果表明,该阶段的云顶高度整体降低至7 km以下,在5:00-9:30,层积云有所发展,云顶高度略有增加。图7(a)中,整体的

雷达回波强度较弱,低层有连续的较强回波。图7(b)中, $V_M$ 整体为负值,少数小的正速度出现在云顶。图7(c)中, $\sigma_v$ 随高度的减小呈增大趋势。图7(d)中,LDR在低层也存在一条迅速增大的亮带,粒子在该处发生相态的转变,由冰相粒子转化为雨滴。

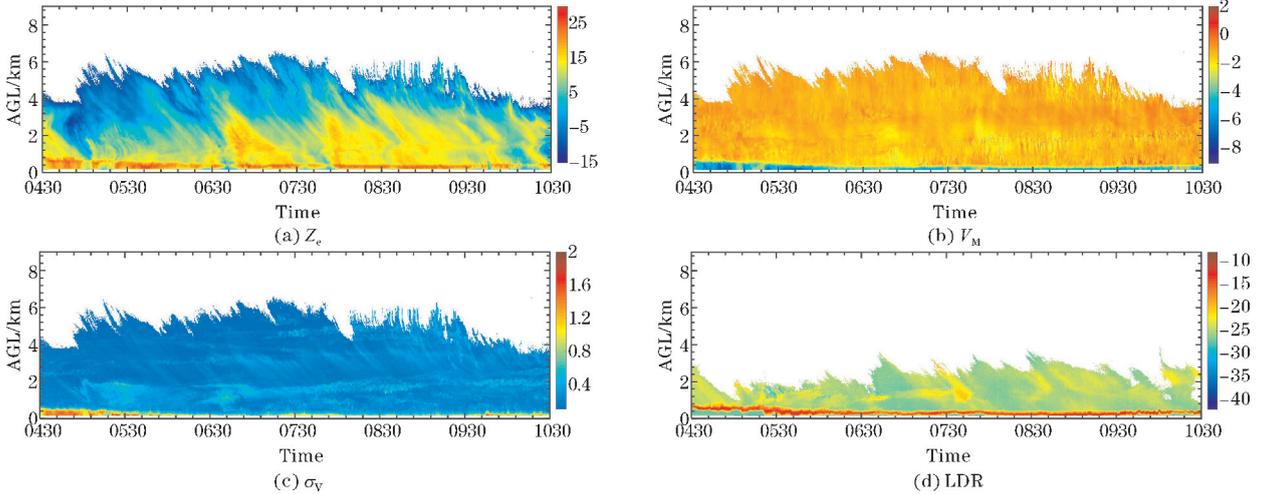


图7 2015年8月19日04:30-10:30层积云-降水阶段的毫米波雷达观测结果

图8为该阶段的雷达观测量廓线图。整体来看,4个雷达观测量的随高度变化趋势与对流云-降水阶段相似,但不同的是,层积云-降水由于对流性更弱,云内混合和冰相过程活跃程度更低,廓线随高度的变化

速率更小,云内几乎没有显著的上升气流,冰晶谱的宽度变化也非常小。此外发现,层积云-降水阶段的零度层亮带高度有所减低,约为500 m左右,LDR观测到的特征在亮带以下也没有出现突降的现象。

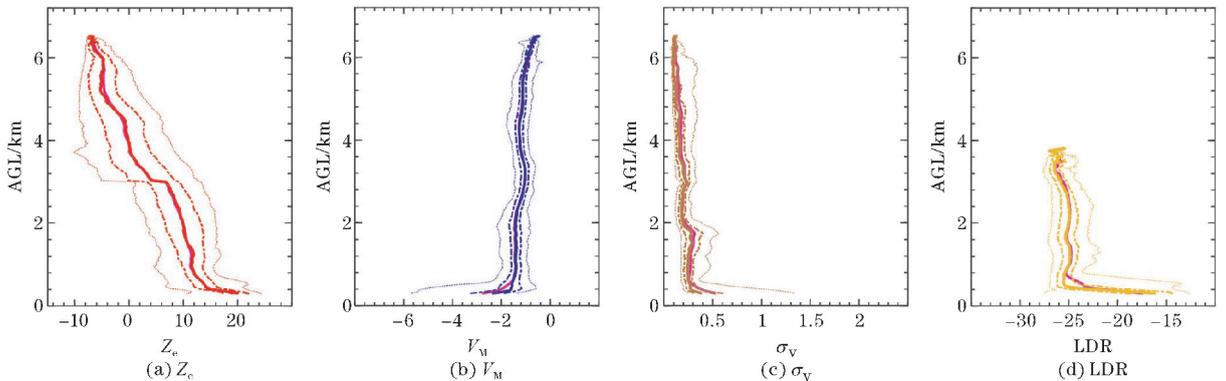


图8 层积云-降水阶段物理量的平均值廓线和5%~95%分位数廓线

(粉色实线为物理量的平均值廓线,其他颜色线条从左到右依次代表5%、25%、50%、75%、95%分位数)

## 4 不同阶段降水的强度和雨滴谱变化

### 4.1 对流云-降水阶段

图9(a)、(b)为2015年8月18日00:00-02:30对流云-降水期间地面雨滴谱仪观测的雨强和雨滴谱时间序列图。可以看出,此次降水约持续1.5 h,降水时间短,但强度较大。雨强随时间变化出现了多次峰

值,在01:10和01:37降水强度分别达到最强,此后降水迅速减小直至结束。地面降水粒子的直径在0.1~1.4 mm的雨滴数浓度最高,对降水起主要贡献。该阶段降水出现少部分较大的粒子,最大可达3.8 mm,雨滴谱变化与雨强相对应,雨强越大,雨滴数浓度越高、粒子越大,谱越宽。

### 4.2 层积云-降水阶段

图10为2015年8月19日04:30-10:30层积云-

降水期间雨滴谱仪观测出的雨强和雨滴浓度的时间序列图。该阶段的降水持续约6 h,降水强度相对更小,但持续时间更长。从雨滴谱分布来看,层积云降水的粒子直径均在2.5 mm以内,相对对流云降水阶段而言,粒子直径更小,主要集中在直径小于1 mm区间,雨滴谱的宽度与对流云降水相比也更窄。

影响下的云-降水过程的宏微观结构和微物理特征进行分析,得到如下主要结论。

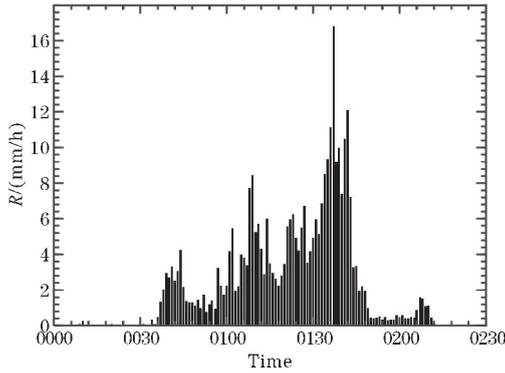
(1)此次高原涡从高原西侧生成,最后在高原上消失,为高原带来间歇性降水。高原涡在18日凌晨发展达到最强,那曲上空对流云发展旺盛,并带来短时强降雨。那曲上空先为对流性阵性降水,后转化为层积云连续性降水。

(2)雷达回波图上,对流云-降水阶段回波多为火焰状的上冲结构,对流较强,发展高度较高,但持续时间短。层积云-降水阶段回波多为层状或片状,云层高度较对流云阶段高度有所降低,但降水持续时间更长。

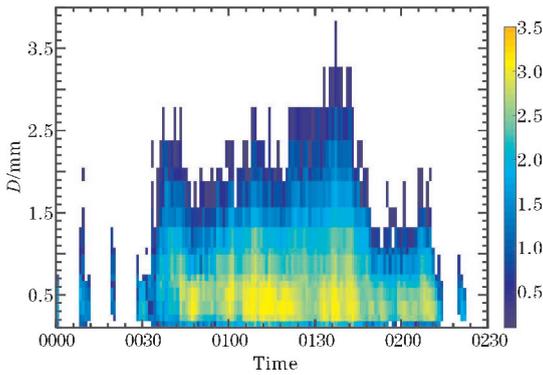
(3)对流云-降水的云顶高度最高可达8 km,正速度值通常出现在云顶,最大达到3 m/s,表明较显著的上升气流主要出现在云的中上部。中低层积雨云对流发展旺盛,反射率因子的雷达回波强度可达30 dBZ。在层积云主导阶段,云顶高度有所下降,一般在7 km附近,上升速度的最大值位于0~2 m/s,反射率因子的雷达回波在20 dBZ以下。在靠近地面附近出现明显的反射率因子亮带,此处粒子由冰晶粒子转变为液态雨滴。

(4)对流云和层积云的雨滴谱也存在一定差异,对流云阶段降水粒子直径更大,谱宽也比层状云降水更宽。

致谢:感谢大学生创新创业训练项目(202010621005);成都信息工程大学人才引进项目(KYTZ201728)对本文的资助

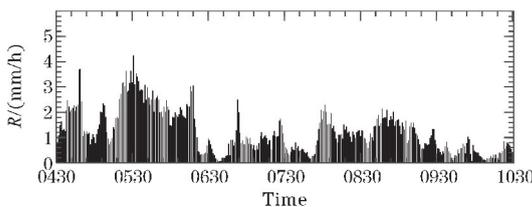


(a) 雨强

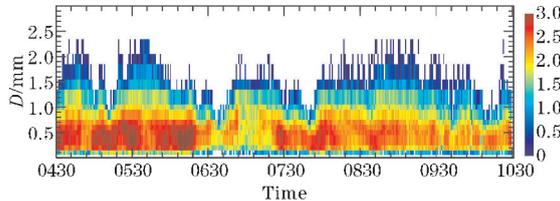


(b) 雨滴谱

图9 2015年8月18日00:00-02:30对流云-降水阶段的雨滴谱仪观测到的雨强和雨滴谱



(a) 雨强



(b) 雨滴谱

图10 2015年8月19日04:30-10:30层状云-降水阶段的雨滴谱仪观测到的雨强和雨滴谱

## 5 结论

本文对2015年8月17-19日一次青藏高原低涡

## 参考文献:

- [1] 陈伯民,钱正安,张立盛.夏季青藏高原低涡形成和发展的数值模拟[J].大气科学,1996(4):491-502.
- [2] 郁淑华,高文良.高原低涡移出高原的观测事实分析[J].气象学报,2006(3):392-399.
- [3] 叶笃正,高由禧.青藏高原气象学[M].北京:科学出版社,1979.
- [4] 罗四维,王玉佩.1979年5-8月青藏高原地区天气系统的统计分析.青藏高原气象科学试验文集(一)[C].北京:科学出版社,1984.
- [5] 陈隆勋,宋玉宽,刘骥平.从气象卫星资料揭示的青藏高原夏季对流云系的日变化[J].气象学报,1999,57(5):549-560.
- [6] 郁淑华.高原低涡东移过程的水汽图像[J].高原气象,2002,21(2):199-204.
- [7] 何光碧,高文良,屠妮妮.2000-2007年夏季青藏高原低涡切变线观测事实分析[J].高原气象,

- 2009,28(3):549-555.
- [8] Fu Y, Liu G, Wu G, et al. Tower mast of precipitation over the central Tibetan Plateau summer. [J] *Geophys Res Lett*, 2006, 33(5):157-158.
- [9] 刘黎平, 楚荣忠, 宋新民, 等. 青藏高原云和降水综合观测概况及初步结果[J]. *高原气象*, 1999(3):441-450.
- [10] Yang K, Koike T, Fujii H, et al. The daytime evolution of the atmospheric boundary layer and convection over the Tibetan Plateau: Observations and simulations[J]. *Meteor Soc Jpn Ser II*, 2004, 82(6):1777-1792.
- [11] 常祎, 郭学良. 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]. *科学通报*, 2016, 61(15):1706-1720.
- [12] 张涛, 郑佳锋, 刘艳霞. 利用 Ka 波段云雷达研究青藏高原对流云和降水的垂直结构及微观物理特征[J]. *红外与毫米波学报*, 2019, 38(6):777-789.
- [13] 郑佳锋, 刘黎平, 曾正茂, 等. Ka 波段毫米波云雷达数据质量控制方法[J]. *红外与毫米波学报*, 2016, 35(6):748-757.
- [14] 左园园, 郑佳锋, 贺婧姝, 等. 一次高原涡过境的不同云-降水垂直结构和特征研究[J]. *高原气象*, 2022, 41(5):1251-1265.
- [15] 张培昌. *雷达气象学*[M]. 北京: 气象出版社, 1988:11-12.

## Macro-microscopic Characteristics of Cloud-precipitation under the Influence of a Low Vortex over the Tibetan Plateau

ZHANG Haoran, ZHENG Jiafeng, CHE Yuzhang

(College of Atmosphere Sciences, Plateau Atmosphere and Environment, Key Laboratory of Sichuan Province, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China)

**Abstract:** To further understand the vertical structure and microphysical characteristics of cloud-precipitation under the influence of low plateau vortex, the weather background, radar echo and related physical quantities of a plateau vortex cloud system were analyzed on August 17-19, 2015 and analyzed by Naqu millimeter wave radar and raindrops spectrometer, combined with ERA-5 reanalysis and FY-2G satellite data. The results show that the plateau vortex reaches its strongest in the early morning of the 18th, and the convective cloud development over Nagqu is vigorous; then, the strength gradually weakens and it passes into cumulus; by 20:00 on the 19th, the plateau vortex weakened and dissipated. The plateau vortex precipitation includes convective cloud precipitation and cumulus precipitation. The former has a flame-like upward structure with echo intensity reaching 30 dBZ, but the duration is short, with an obvious echo bright belt at 1 km above the ground; the latter is mostly sheet on the echo chart, with radar echo intensity below 20 dBZ and long duration. The drop profiles differ significantly between the two types of precipitation, with a larger diameter of convective cloud precipitation particles and a wider droplet spectrum.

**Keywords:** plateau vortex; cloud-precipitation; millimeter wave cloud radar; raindrops spectrum distribution