

李典,白爱娟,薛羽君,等. 2014. 青藏高原和四川盆地夏季对流性降水特征的对比分析. 气象,40(3):280-289.

青藏高原和四川盆地夏季对流性降水特征的对比分析^{*1}

李 典^{1,2} 白爱娟¹ 薛羽君¹ 王 鹏³

1 成都信息工程学院大气科学学院,成都 610225

2 沈阳市气象局,沈阳 110168

3 沈阳中心气象台,沈阳 110016

提 要: 本文利用 TRMM(Tropical Rainfall Measure Mission)多种探测结果,针对青藏高原和四川盆地各两次对流性降水天气进行了对比分析,结果表明:(1)高原降水系统以对流云降水为主,弱降水样本数量高,由孤立零散的块状降水云团组成,对流中心离散,降水范围小,雨区极不均匀,垂直发展厚度浅薄,降水粒子数量少,雨滴小,潜热释放以地面以上 2~5 km 高度层为主,夏季近地面层冰晶粒子含量高,降水过程中云顶亮温与地表雨强之间的相关性差,云顶亮温越高的对流云团其闪电频数越高。(2)盆地降水系统强降水样本数量高,由一个主降水系统和周边零散的降水云团组成,降水范围大,对流中心相对集中,雨区较均匀,垂直发展厚度高,对流系统深厚,雨滴大并集中,潜热释放呈一致的双峰型结构,峰值分别出现在 7 和 16 km 高度上,冰雹粒子在对流层较高层含量高,云顶亮温与地表雨强之间呈显著的负相关,盆地的闪电频数显著高于高原地区,且闪电活动主要集中在亮温偏低的降水云体中。

关键词: 青藏高原, 四川盆地, 对流性降水, 对比分析

中图分类号: P466

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2014.03.003

Comparative Analysis on Characteristics of Summer Convective Precipitation over Tibetan Plateau and Sichuan Basin

LI Dian^{1,2} BAI Aijuan¹ XUE Yujun¹ WANG Peng³

1 Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

2 Shenyang Meteorological Bureau, Shenyang 110168

3 Shenyang Central Meteorological Observatory, Shenyang 110016

Abstract: The convective precipitation events that respectively occurred in Tibetan Plateau (TP) and Sichuan Basin are compared and analyzed by using TRMM (Tropical Rainfall Measure Mission) data. The results show that the precipitation system in the TP is mainly convective cloud precipitation and weak rainfall samples are a great many consisting of isolated cloud precipitation cloud clusters. Convective center is scattered, with small precipitation range, uneven rain belt, shallow vertical thickness, fewer precipitation particles and small raindrops. The latent heat which is released at the height of 2—5 km is dominant. The content of ice crystal particles near the ground layer in summer is great. There is a poor correlation between brightness temperature of cloud top and rainfall intensity near surface. The higher the brightness temperature, the larger the number of lightning frequency. In contrast, the precipitation system in Sichuan Basin has more severe precipitation samples, consisting of a main precipitation system and scattered cloud clusters. Convective centers are concentrated, the precipitation scopes are large, rain belt is even, vertical

* 公益性行业(气象)科研专项(GYHY201206042)资助

2012 年 12 月 8 日收稿; 2013 年 5 月 10 日收修定稿

第一作者:李典,主要从事短临天气预报研究. Email:30722593@qq.com

thickness is deep, and raindrops are large. The latent heat is released in the pattern of two peaks and the peak values appear at the heights of 7 km and 16 km. The content of hail particles are much more in the upper level. There is a negative correlation between brightness temperature of cloud top and rainfall intensity near surface. The number of lightning frequency in Sichuan Basin is higher than the TP areas, and lightnings mainly appear in the clouds with lower brightness temperature.

Key words: Tibetan Plateau, Sichuan Basin, severe convection precipitation, comparative analysis

引言

青藏高原(下文简称高原)和四川盆地(下文简称盆地)是我国西部地区地形高度对比鲜明的两个地区,受地形环境作用的影响,两个地区的降水天气也表现出鲜明的差异。夏季盆地强降水天气频繁发生,经常导致地质灾害发生,而高原夏季的雷暴天气频繁。研究表明:夏季高原的对流性降水天气多发生在黄昏前后,而盆地以显著的夜雨为主要特征(张鸿发等,2003;白爱娟等,2008)。由于短时高分辨率资料的缺乏,所以对这两个地区的对流性降水系统的结构特征研究较少,尤其是高原地区。近年来随着气象卫星仪器的增强,以及卫星观测多通道资料的联合,为研究高原地区强对流降水天气提供了充足的资料,尤其是1997年11月TRMM卫星的发射,TRMM卫星资料可以提供三维的降水率、粒子含量和潜热资料,还可以提供一维水平的云顶亮温和闪电等资料,并能很好地反演降水的结构特征。TRMM卫星资料近年来得到广泛的应用,傅云飞等(2007;2008)利用TRMM卫星资料,研究了夏季高原降水的特点,指出高原夏季降水具有强烈的日变化,降水云团多呈零散块状的水平分布,在垂直剖面上呈“馒头”状,同时将高原降水分为深厚强对流降水、深厚弱对流降水和浅薄对流降水三类,指出用于判别降水类型的TRMM V方案所辨认的层云降水在高原地区实际上是弱对流降水。此外他们的研究结果认为深厚弱对流降水是高原上最主要的降水类型,最大降水率出现在近地面附近。高原地区深厚强对流降水在垂直方向上的厚度受到了“压缩”,平均最大厚度仅约10 km。李德俊等(2009)利用TRMM卫星资料对“07.7”川南特大暴雨过程在不同阶段的降水粒子廓线、潜热和降水结构特征做了详细研究,发现强降水系统是由一个主降水云团和多个零散云团组成,潜热释放呈双峰型。何文英等(2006)利用TRMM卫星资料研究了黄淮地区的一次冰雹降水过程,结果表明冰雹出现时,对流云降水

量通常集中在大于 $30 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的降水强度内,降水厚度在8~12 km范围内,云顶高度可达15 km。骆三等(2011)利用TRMM测雨产品3B42与台站资料在中国区域进行了对比分析,结果表明卫星资料的日平均降水和降水频率的空间分布与台站资料类似。何会中等(2002)利用TRMM卫星的雷达资料与香港地面雷达资料进行了对比分析,结果表明两者具有很好的一致性。

本文从TRMM卫星的多种资料出发,分析高原和盆地对流性降水的空间结构差异,粒子状态差异,以及伴随的闪电特征和凝结潜热差异,并探讨了两地对流性降水天气的形成机制,以便揭示两个特殊地形环境下对流性降水在水平结构、垂直结构和不同物理量之间相关性的差异。

1 降水个例、资料的选取和处理

1.1 个例选取

选用TRMM卫星的轨道扫描数据,根据高原和盆地降水过程出现的时间和地点,与TRMM卫星扫描的时间和地点进行比对,选定了高原和盆地各两次的降水过程,高原:1999年7月3日14:45—14:49(北京时,下同)在那曲地区发生了一次降雹过程,TRMM卫星捕获的时间为14:48,轨道号9184;2006年6月7日18:55—19:05在那曲地区发生了一次雷暴过程,TRMM卫星捕获的时间为19:04,轨道号48777。盆地:2008年9月23日15:00至24日12:00在成都、绵阳等地发生了一次强雷暴过程,TRMM卫星捕获的时间为24日04:57,轨道号61860;2010年7月24日20:00至25日08:00在绵阳、广元等地发生了一次雷暴过程,TRMM卫星捕获的时间为24日22:26,轨道号72283。分别用降水过程出现的年份作为标记,将1999年和2006年的降水过程标记为1999和2006,作为高原的代表过程,将2008年和2010年的降水过程标记为2008和2010,作为盆地的代表过程。

1.2 资料选取和处理

TRMM 卫星降水雷达 PR 对天气过程的探测具有优越性,其中 2A25 类资料(PR 回波反演的三维降水率资料)可以用来分析探测时段内地表降水率的水平和垂直结构特征,区分不同类型降水云像素点的样本数,如:对流云和层云,并且可以判断雨顶高度,区分不同雨强谱宽等;微波成像仪 TMI 的 1B11 类资料(气柱中水相和冰相粒子的辐射亮温)可以用来分析探测时段内亮温与雨强、亮温与闪电(闪电成像仪 LIS 的 event 数据,当 LIS 中某个像素的辐射值超过了背景的阈值时,就会产生一个 event)之间的相关性;2A12 类资料(包含潜热廓线和可降水、可降冰、云水和云冰的垂直廓线)可以分析潜热随高度的变化和粒子的垂直结构(Iguchi et al, 1994; Kummerow et al, 1998; Boccippid et al, 2002; Christian et al, 2000)。根据 4 次降水过程,选取天气发生时 TRMM 卫星的 2A25 类资料、1B11 类资料、2A12 类资料和 event 数据。

由于 TRMM 卫星降水雷达 PR 是波长为 2.2 cm 的厘米波段雷达,探测灵敏度低,Kummerow 等(1998)和 Thurai 等(2001)指出在 350 km 探测高度上(2001 年调整为 400 km),最小可探测的雷达反射率因子值为 16~18 dBz,对应的降水强度约为 0.4~0.5 mm·h⁻¹,因此 PR 对弱降水的探测能力有限,本文选取的几次天气过程都比较强,而且只考虑 PR 探测到的 0.5 mm·h⁻¹ 以上的降水样本;考虑到地物回波对 PR 降水率探测的干扰,没有选取 2A25 类资料 rain 中的贴近地表 2 km 内的降水率,而把已考虑地物回波影响的 near Surf Rain 作为地表降水率,来分析降水强度的变化。同时只考虑降水分类中确定是对流降水和层云降水的样本,因为傅云飞等(2007)和刘奇等(2007)的研究指出 TRMM 卫星降水分类算法中,在高原地区易把弱对流云降水误认为层云降水;考虑陆面背景对微波成像仪 TMI 低频信号的影响,选用 TMI 高频 85 GHz 信号,并根据 Spence 等(1986)提出的 85 GHz 极化修正亮温公式: $T_{85} = 1.82 \times T_{85V} - 0.82 \times T_{85H}$,对辐射亮温值进行了修正,公式中 T_{85V} 代表 85 GHz 垂直通道亮温, T_{85H} 代表水平通道亮温;由于 PR、TMI 和 LIS 三类资料的分辨率不同,以 PR 的 2A25 类资料为基准,将其他两类数据插值成与 2A25 类资料同一分辨率,以便于对比分析。

2 高原和盆地降水系统水平结构的对比分析

2.1 地表降水率水平分布特征

分析 4 次降水过程中地表降水率的水平分布(图 1)可以看出,高原两次过程的降水系统主要是由孤立零散的块状降水云团组成,对流中心离散,降水范围小,强度大,雨区极不均匀。而盆地两次降水过程则由一个主降水系统和周边零散的降水云团所组成,降水范围大,对流中心相对集中,雨区较均匀。因此从水平分布上高原和盆地降水过程的特征差异非常明显,这种差异与高原地区降水强度大,局地性强,而盆地地区雨区宽广,强度均匀等降水特征相吻合。

2.2 不同降水云类样本数量分析

降水雷达 PR 中的 2A25 类资料可以区分 4 次过程中对流云和层云的样本数目。从样本数目的统计分析(表 1)中发现,无论从不同云类型的样本数目上,还是从降水总量上,高原两次降水过程中对流云降水像素点数目都占主导地位,分别达到总像素点的 98% 和 92% 左右,而层云降水像素点的比例大致为 2% 和 8%,样本数目远低于对流云的。对流云降水量占降水总量的比例分别为 99.9% 和 99.5%,层云降水量占降水总量的比例均低于 1%。高原地区对流云平均降水率在 10 mm·h⁻¹ 以上,层云平均降水率均低于 1 mm·h⁻¹。而对于盆地的两次降水过程,层云降水像素点数目的比例明显增加,分别为 26% 和 60%,尤其 2010 的个例中层云像素点的样本数目超过了对流云的。对流云降水的样本数占总样本数的比例相对高原地区的明显下降,盆地总降水量中对流云降水仍为主要类型,但占总降水量的比例仅为 90.6% 和 74.3%。盆地两次降水过程中对流云降水强度分别达到 10.50 mm·h⁻¹ 和 14.20 mm·h⁻¹,与高原地区对流云的降水强度接近,但层云降水的强度增大,分别都在 3 mm·h⁻¹ 以上,远大于高原地区层云的平均降水率。总之高原地区以对流云降水为主,而盆地的对流云数量减弱,层云降水明显增强,这与高原地区降水以旺盛的对流云活动为主,而盆地地区层云降水强度大,降水稳定,持续性强的特征相吻合。

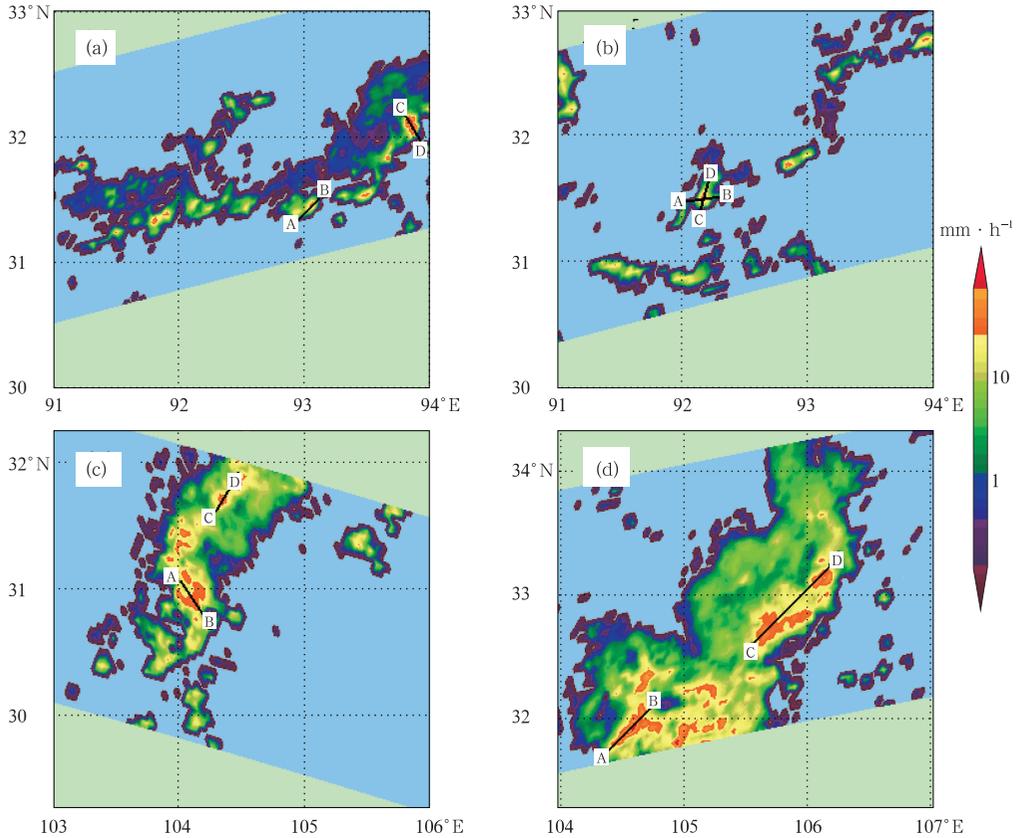


图 1 降水雷达 PR 探测到的 4 次降水过程地表降水率的水平分布
(a) 1999, (b) 2006, (c) 2008, (d) 2010

Fig. 1 Horizontal distribution of surface rain rate of 4 precipitation processes detected by PR
(a) 1999, (b) 2006, (c) 2008, (d) 2010

表 1 对 4 次降水过程中不同降水云类样本数量

Table 1 Samples of different precipitation clouds during the 4 precipitation processes detected by PR

位置	年份	降水类型	像素数目	与总像素数目比率/%	与降水总量比率/%	平均降水率/mm · h ⁻¹
高原	1999	对流	191	98	99.9	10.90
		层云	3	1.55	0.10	0.76
	2006	对流	11	92	99.5	11.60
		层云	1	8	0.5	0.69
盆地	2008	对流	314	74	90.6	10.50
		层云	110	26	9.4	3.03
	2010	对流	452	40	74.3	14.20
		层云	690	60	25.7	3.23

2.3 雨谱

对 PR 探测的格点降水率进行雨强谱划分,统计不同雨强谱的格点数占总格点数的百分率(图 2)。分析 4 次降水过程中不同地表雨强谱对总降水量的贡献分布,发现高原和盆地不同降水强度样本数目的分布都不均匀,主要雨强谱宽集中在 1~20 mm · h⁻¹ 范围内,这样的分析结果与何文英等(2006)针对黄淮地区降水天气分析的“对流云降雨

样本在不同降雨率出现的频率相差不多,并且降水强度主要集中在 >30 mm · h⁻¹ 范围内”结论不同。高原的降水样本倾向于集中在雨强小的范围内,即 1~20 mm · h⁻¹ 范围内,而盆地的降水样本则倾向于集中在雨强偏大的范围内,即 10~20 mm · h⁻¹ 范围内,并以 10~20 mm · h⁻¹ 降水率为主要贡献。这种雨强谱的分布模态说明高原地区弱降水样本数目高,对降水总量的贡献大,相反盆地强降水的样本数目高,对降水总量的贡献大。这种特征与盆地降

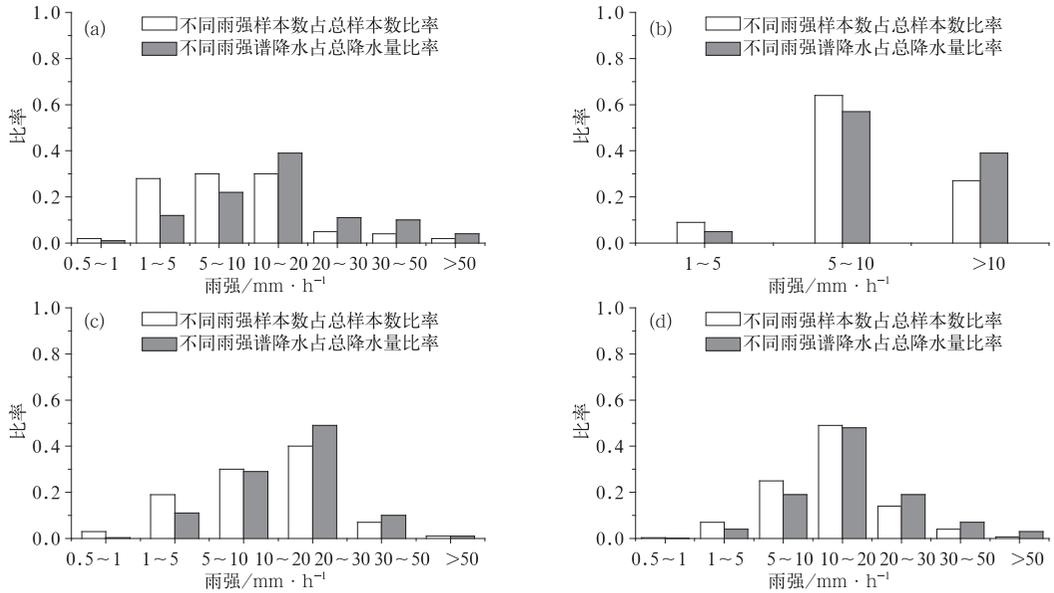


图 2 4 次降水过程中不同地表雨强谱的像素点比率

(a) 1999, (b) 2006, (c) 2008, (d) 2010

Fig. 2 Spectrum distributions of surface precipitation rate during the 4 rainfall processes

(a) 1999, (b) 2006, (c) 2008, (d) 2010

水强度大,持续时间长,而高原降水急骤,持续时间短,雨量小的事实吻合。

3 高原和盆地降水系统的垂直结构分析

对流性降水的主要特征表现在垂直发展的高度和强度上,分析对流性降水的垂直结构有助于了解对流的强度等特征。

3.1 降水率垂直剖面特征

从沿 4 次降水过程中强降水中心的降水率垂直剖面(图 3)中可以看出,高原的两次过程中降水云团向上发展旺盛,云团表现为耸立柱状,云顶高度接近 15 km,除去地形高度后,云团的发展高度约为 10 km 左右。盆地的两次过程中降水云团宽广,云顶高度可达 17 km 以上,除去地形高度的影响后,云团的发展高度可达 14 km。由此可见高原地区的对流云降水云团范围小,垂直发展的厚度和高度比盆地地区的浅薄,而盆地的降水范围大,垂直发展厚度高,对流系统深厚。

为了进一步验证 TRMM 卫星的探测结果,图 4a 给出了高原那曲探空站 1999 年 7 月 3 日 08 时和 2006 年 6 月 7 日 20 时假相当位温的垂直廓线,从图中可以看出,高原 400 hPa 以下, θ_{se} 随高度减小,

表明 400 hPa 以下对流不稳定,高原 400 hPa 以上, θ_{se} 随高度增大,对流稳定。图 4b 给出了盆地温江探空站 2008 年 9 月 23 日 20 时和 2010 年 7 月 24 日 20 时假相当位温的垂直廓线。从图中可以看出,盆地 2008 年 400 hPa 以下对流不稳定,2010 年 300 hPa 以下对流不稳定。计算两地的地形高度,我们发现高原的对流不稳定高度明显小于盆地,这就导致了高原对流云团垂直发展的厚度和高度比盆地的浅薄,与卫星探测结果一致。

3.2 雨顶特征分析

将降水雷达 PR 探测的降水率最高层的高度作为该像素点的雨顶高度,分析高原和盆地 4 次降水过程中雨顶高度与地表雨强的变化关系(图 5)。发现高原的两次降水过程中,降水云团的样本数少,且雨顶高度集中在 6 km 以上,小于 $5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的样本数居多,对应的雨强以弱降水为主,且随着地表雨强的增加,样本数目显著减少。对于盆地的两次降水过程,样本数目明显增多,雨顶高度从 2.5 km 高度起,可达 15 km 以上,地表雨强范围宽,且主要集中在 $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 雨强范围内。盆地降水雨顶高度在 10 km 左右,降水强度以 $10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的样本最集中。这样的分析结果显示高原地区降水局地性强,降水粒子数少,雨滴小,较分散等特征,而盆地降水区域性强,雨滴大,且集中的特征。

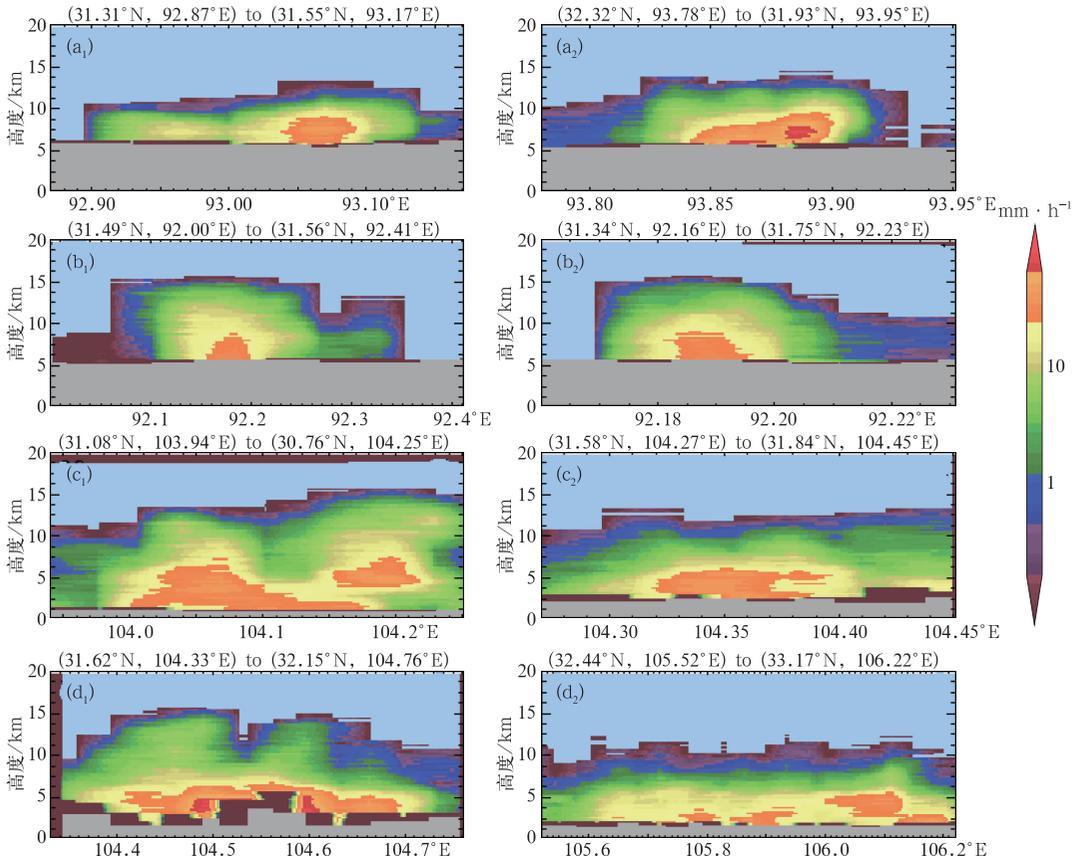


图 3 4 次降水过程沿强降水中心(见图 1 标注)的降水率垂直剖面

(a) 1999, (b) 2006, (c) 2008, (d) 2010

(左图代表图 1 中的 A—B 剖面,右图代表图 1 中 C—D 剖面)

Fig. 3 Vertical cross-section of rain rates along precipitation center in the 4 precipitation processes

(a) 1999, (b) 2006, (c) 2008, (d) 2010

(Left is A—B profile, right is C—D profile)

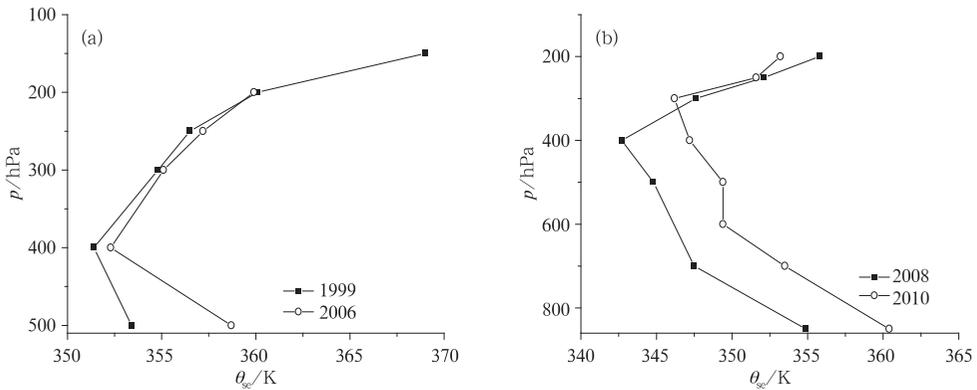


图 4 4 次降水过程探空站中假相当位温的垂直廓线

(a) 高原, (b) 盆地

Fig. 4 Vertical profiles of pseudo-equivalent potential temperature at sounding station in the 4 precipitation processes

(a) Tibetan Plateau, (b) Sichuan Basin

3.3 潜热

分析 4 次降水过程中潜热随高度的变化曲线

(图 6),发现高原地区 1999 年的降水过程中潜热随高度的变化呈现单峰型,峰值出现在近地面海拔高度 5 km 处,这个结论和傅云飞等(2008)揭示的高

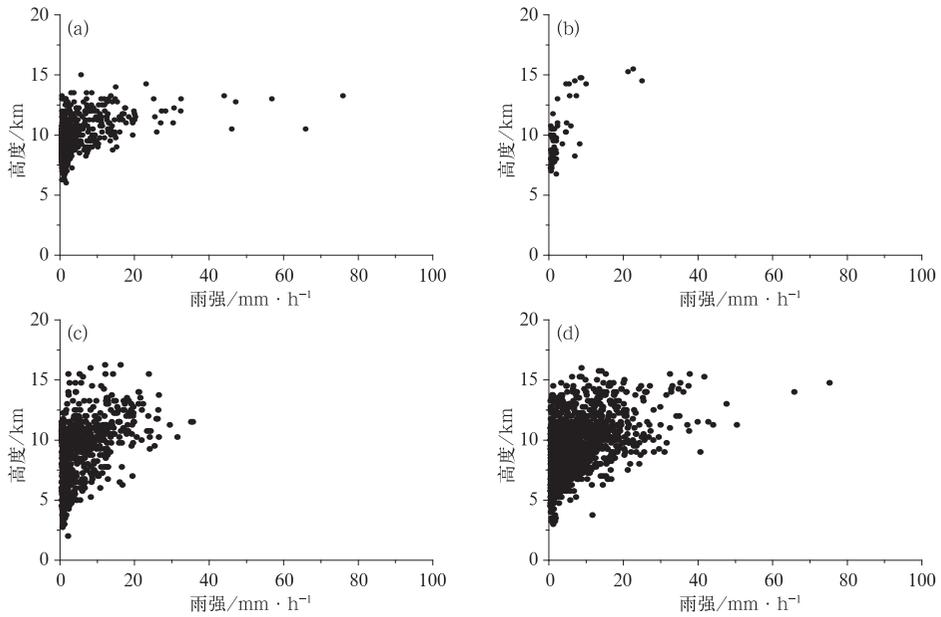


图 5 4 次降水过程中雨顶高度随地表雨强的变化

(a) 1999, (b) 2006, (c) 2008, (d) 2010

Fig. 5 Storm top height changing with surface rainfall intensity in the 4 precipitation processes

(a) 1999, (b) 2006, (c) 2008, (d) 2010

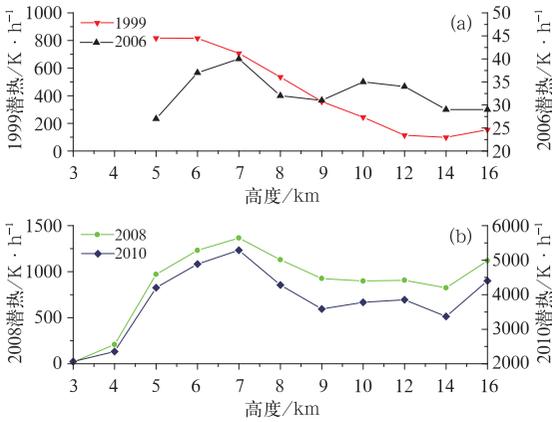


图 6 4 次降水过程中潜热释放随高度的分布

(a) 1999 和 2006, (b) 2008 和 2010

Fig. 6 Distribution of the latent heat changing with height in the 4 precipitation processes

(a) 1999, 2006, (b) 2008, 2010

那曲探空站探测结果进行比对,由图 7a 和 7b 可知,1999 年 7 月 3 日 08 时 0°C 层高度在 5.5 km,湿区存在于 300 hPa(9.6 km) 以下,所以在 5.5~9.7 km 这层会产生大量的潜热释放,卫星探测结果与实况相符。2006 年 6 月 7 日 20 时 0°C 层高度在 6 km,500 hPa(5.8 km) 处于湿区,400 hPa(7.6 km) 以上和 500 hPa 以下水汽相对较少,所以在 7.6 km 以下潜热释放应先增大,并在 6~7.6 km 高度之间出现最大值,卫星探测结果与实况相符,由于资料限制卫星探测的高层潜热变化需要进一步验证。

盆地的两次降水天气过程中潜热释放呈一致的双峰型结构,峰值分别出现在 7 和 16 km 的高度上,潜热释放层厚度大,释放的潜热能远高于高原地区的,为了进一步验证 TRMM 卫星的探测结果,我们选用温江探空站探测结果进行比对,由图 7c 和 7d 可知,2008 年 9 月 23 日 20 时 0°C 层高度在 5.4 km,湿区存在于 400 hPa(7.6 km) 以下,所以在 5.4~7.6 km 这层会产生大量的潜热释放,卫星探测结果与实况相符。2010 年 7 月 24 日 20 时 0°C 层高度在 5.6 km,湿区存在于 300 hPa(9.6 km) 以下,并且 700 hPa(3.1 km)~500 hPa(5.9 km) 之间处于饱和,所以在 5.6~9.6 km 这层会产生大量的潜热释放,卫星探测结果与实况相符,由于资料限制

原地区降水的平均潜热廓线呈单峰型结论一致。但高原 2006 年的个例呈现双峰型,峰值分别出现在 7 和 10 km 高度上,这说明高原地区降水过程中潜热释放以地面以上 2~5 km 的高度层为主,以底层潜热释放为主的特征导致降水云团发展高度低,与图 3 反映的高原地区天气过程的垂直结构相符合。为了进一步验证 TRMM 卫星的探测结果,我们选用

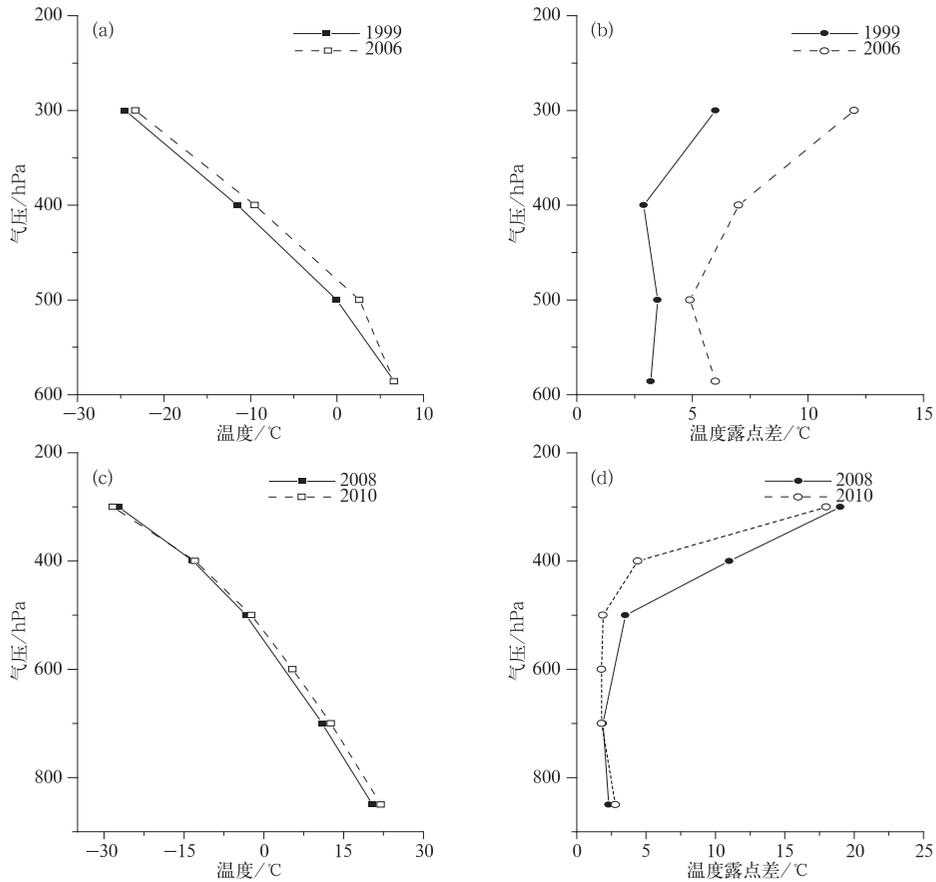


图 7 4 次过程温度和温度露点差探空站结果

(a,b) 高原,选取那曲探空站, (c,d) 盆地,选取温江探空站

Fig. 7 Distribution of the temperature and depression of the dew point as the changes of height

(a,b) Tibetan Plateau, Naqu Station, (c,d) Sichuan Basin, Wenjiang Station

卫星探测的高层潜热变化需要进一步验证。因此在释放大量凝结潜热的过程中盆地大气的雨滴越易长大,对流发展的高度越高,这也是盆地对流发展旺盛,雨强大,降水范围宽广的根本原因。

3.4 降水粒子的垂直分布特征

从不同高度上卫星对 4 次降水过程中粒子密度值的探测(图 8)可以发现,在高原地区可降水、可降冰、云水粒子和云冰粒子中,可降冰粒子在不同高度上的密度是最高的,其中近地面层的可降冰含量最大,达 $80 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$,其次是可降水粒子,主要集中在海拔 6 km 以下的高度上,但其含量明显偏低,小于 $10 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ 。云水粒子集中在近地面层,含量略低于可降水粒子,而云冰粒子主要集中在 6 km 以上的高度。高原地区降水粒子密度的垂直廓线说明,该地区降水粒子中冰晶居多,雨水滴含量少,夏季表现为局地冰雹为主的降水特征。

从盆地降水粒子的分析发现,近地面层 4 km 以下,以可降水粒子为主,密度可达 $100 \sim 500 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ 。5 km 以上对流层的可降水含量显著减弱,而可降冰含量增加,云水和云冰粒子含量都非常少,通过 TRMM 卫星对不同降水粒子探测的对比发现,夏季高原地区近地面层冰晶粒子含量高,易产生降雹过程,而盆地的对流发展易形成较强的降水粒子,冰雹粒子在较高对流层上含量高,但在下降过程中易受热融化,主要以降水粒子落到地面,可降冰粒子含量较少,冰雹天气发生较少。

4 高原和盆地降水过程中不同物理量的相关性

4.1 亮温和雨强相关性

气象卫星的微波成像仪可以探测大气云顶的亮

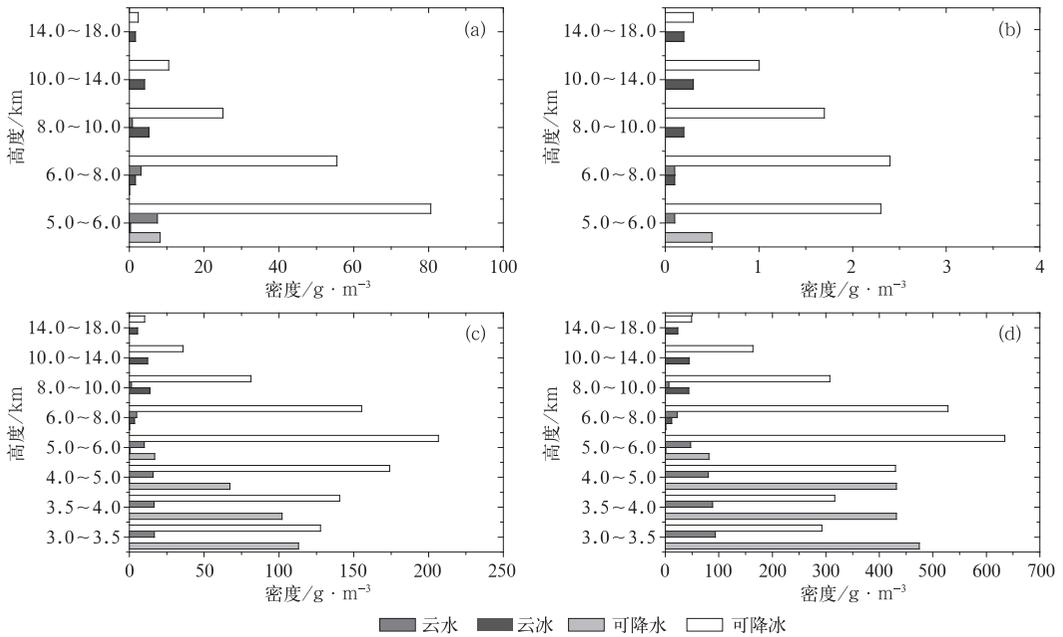


图 8 高原和盆地降水粒子密度的垂直廓线

(a) 1999, (b) 2006, (c) 2008, (d) 2010

Fig. 8 Vertical profiles of precipitation particle density in Tibetan Plateau and Sichuan Basin

(a) 1999, (b) 2006, (c) 2008, (d) 2010

温值,从而反映对流发展的高度。通常云顶亮温越低,对流发展的高度越高,地面对应的降水率越强,即云顶亮温的低值区与地面雨强的高值区基本吻合,呈负相关。分析 TRMM 卫星 TMI 资料的云顶亮温和 PR 探测的地表雨强的关系(见表 2),发现高原地区降水过程中云顶亮温与地表雨强之间的相关性差,相关系数的正负性不确定,且系数值偏小。相反盆地两者相关性好,呈显著的负相关性,并通过了 0.05 的显著性水平检验。因此夏季盆地降水云顶的亮温与地表雨强关系密切,云顶亮温越低,对流发展高度越高,对应地表降水率越大,表现出一般陆地对流系统共同的特性,因此可用云顶亮温来指示近地面的降水强度,相反高原地区的降水活动复杂,具有特殊的对流发展规律,需要进一步研究。

表 2 4 次降水过程中云顶亮温和地表雨强的相关系数
Table 2 The related coefficient between cloud top brightness temperature and surface rainfall intensity in the 4 precipitation processes

年份	1999	2006	2008	2010
亮温与雨强相关系数	-0.17	0.01	-0.37*	-0.59*

4.2 亮温与闪电的关系

为了分析降水强度与闪电之间的关系,统计微

波成像仪 TMI 资料每个像素点中云顶亮温对应的闪电成像仪 LIS 的 event 数据,求出 120~140 K 范围内所有出现的 event 之和作为 140 K 对应的闪电次数,以此类推,绘制图 9。发现高原地区降水过程中,云顶亮温越高,对流云团中的闪电频数就越高,尤其在 260~280 K 的范围内,闪电频数最高,这与“多数陆地云顶亮温越低,闪电频数值也越高”的结

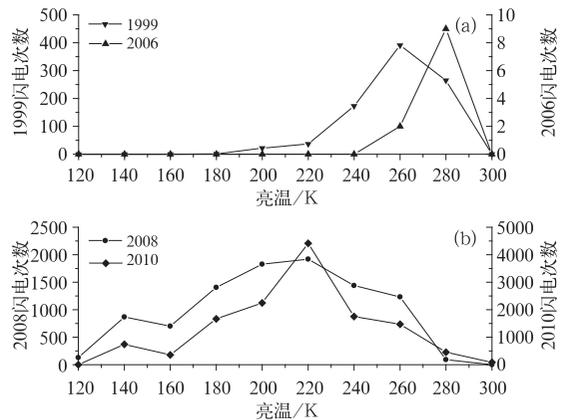


图 9 高原(a)和盆地(b)降水中闪电次数与云顶亮温的分布

Fig. 9 Distribution of lightning numbers and cloud top brightness temperature

(a) Tibetan Plateau, (b) Sichuan Basin

论相反,表现了高原地区特有的闪电现象发展规律。盆地的两次降水过程中闪电频数显著高于高原地区,且闪电活动主要集中在亮温偏低的降水云体中,以 220 K 为闪电发生的高值范围。盆地较低云顶亮温值对应较高的闪电频数,说明盆地闪电现象易形成,对流活动频繁,相反高原地区闪电活动弱,对流性天气较难形成放电活动,与这两地的天气特征非常吻合。

5 结 论

本文从 TRMM 卫星的多种资料出发,针对高原和盆地各两次对流性降水天气进行了对比分析,得到以下结论:

(1) 水平结构:高原的降水系统主要是由孤立零散的块状降水云团组成,对流中心离散,降水范围小,强度大,雨区极不均匀,而盆地的降水系统则由一个主降水系统和周边零散的降水云团所组成,降水范围大,对流中心相对集中,雨区较均匀;高原地区以对流云降水为主,而盆地的对流云数量减弱,层云降水明显增强;高原地区弱降水样本数目高,对降水总量的贡献大,相反盆地强降水的样本数目高,对降水总量的贡献大。

(2) 垂直结构:高原地区对流云降水云团范围小,垂直发展的厚度和高度都比盆地地区浅薄,而盆地的降水范围大,垂直发展的厚度高,对流系统深厚;高原地区降水表现为局地性强,降水粒子数目少,雨滴小,较分散等特征,而盆地降水表现为区域性强,雨滴大,且集中的特征;高原地区降水过程中潜热释放以地面以上 2~5 km 的高度层为主,而盆地降水过程中潜热释放呈一致的双峰型结构,峰值分别出现在 7 和 16 km 高度上;高原地区夏季近地面层冰晶粒子含量高,易产生降雹过程,而盆地的对流发展易形成较强的降水粒子,在较高对流层上冰雹粒子含量高。

(3) 相关性:高原地区的降水过程中云顶亮温与地表雨强之间的相关性差,相反盆地地区两者的相关性好,呈显著的负相关性;高原地区云顶亮温越高,对流云团中的闪电频数就越高,尤其在 260~

280 K 的范围内,闪电频数最高,盆地闪电频数显著高于高原地区的,且闪电活动主要集中在亮温偏低的降水云体中,以 220 K 为闪电发生的高值范围。

参考文献

- 白爱娟,刘长海,刘晓东. 2008. TRMM 多卫星降水分析资料揭示的青藏高原及其周边地区夏季降水日变化. 地球物理学报, 51(3): 706-714.
- 傅云飞,李宏图,自勇. 2007. TRMM 卫星探测青藏高原谷地的降水云结构个例分析. 高原气象, 26(1): 98-106.
- 傅云飞,刘奇,自勇,等. 2008. 基于 TRMM 卫星探测的夏季青藏高原降水和潜热分析. 高原山地气象研究, 28(1): 8-18.
- 何会中,程明虎,周康军,等. 2002. TRMM/PR 与香港雷达资料对比分析. 气象, 28(10): 32-36.
- 何文英,陈洪滨. 2006. TRMM 卫星对一次冰雹降水过程的观测分析研究. 气象学报, 64(3): 364-375.
- 李德俊,李跃清,柳草,等. 2009. 利用 TRMM 卫星资料对“07. 7”川南特大暴雨的诊断研究. 暴雨灾害, 28(3): 235-240.
- 刘奇,傅云飞,刘国胜. 2007. 夏季青藏高原与东亚及热带的降水廓线差异分析. 中国科学技术大学学报, 37(8): 885-894.
- 骆三,苗峻峰,牛涛,等. 2011. TRMM 卫星测雨产品 3B42 与台站资料在中国区域的对比分析. 气象, 37(9): 1081-1090.
- 张鸿发,郭三刚,张义军,等. 2003. 青藏高原强对流雷暴云分布特征. 高原气象, 22(6): 558-564.
- Boccippi D J, Koshak W J, Blakelee R J. 2002. Performance assessment of the optical transient detector and lightning imaging Sensor: I. Predicted diurnal variability. J Atmos Oceanic Tech, 19(9): 1318-1332.
- Christian H J, Blakeslee R J, Goodman S J, et al. 2000. Algorithm Theoretical Basis Document(ATBD) for the Lightning Imaging Sensor(LIS). NASA/Marshall Space Flight Center.
- Fu Yunfei, Liu Guosheng. 2007. Possible misidentification of rain type by TRMM PR over Tibetan Plateau. Appl Meteor, 46(5): 667-672.
- Iguchi T, Meneghini R. 1994. Intercomparison of single-frequency methods for retrieving a vertical rain profile from airborne or spaceborne radar data. J Atmos Oceanic Tech, 11: 1507-1516.
- Kummerow C, Barnes W, Kozu T, et al. 1998. The tropical rainfall measuring mission sensor package. J Atmos Oceanic Tech, VOL. 15: 809-817.
- Thurai M, Kozu T, et al. 2001. Effects of incorporating a brightband model in a downward-looking radar rainfall retrieval algorithm. J Atmos Oceanic Tech, 18: 20-25.
- Spencer R W. 1986. A satellite passive 37 GHz scattering based method for measuring oceanic rain rates. J Appl Meteor, 25: 754-766.