

doi: 10.7522/j.issn.1000-0240.2013.0004

Zhang Lele, Jiao Keqin, Zhao Lin, *et al.* Observations and comparative analysis of the precipitation in the Beiluhe region, Tibetan Plateau [J].
Journal of Glaciology and Geocryology, 2013, 35(1): 30–39. [张乐乐, 焦克勤, 赵林, 等. 青藏高原北麓河地区降水量观测与对比分析[J].
冰川冻土, 2013, 35(1): 30–39.]

青藏高原北麓河地区降水量观测与对比分析

张乐乐^{1, 2}, 焦克勤¹, 赵 林¹, 乔永平¹

(1. 中国科学院 寒区旱区环境与工程研究所 冰冻圈科学国家重点实验室/青藏高原冰冻圈观测研究站,
甘 肃 兰 州 730000; 2. 中国科学院大学, 北京 100049)

摘 要: 根据 2011 年 11 月至 2012 年 9 月通过 Thies 激光雨滴谱仪、T-200B 雨雪量计和 TE525 翻斗式雨量筒获取的青藏高原北麓河地区降水量数据, 按 3 个时间段分别对 3 种仪器记录的降水量行了对比分析。结果表明: 激光雨滴谱仪获取的固态降水量与经 Jimmy 校正公式修正后的 T-200B 降水量极为接近。但在测量雨夹雪时, 激光雨滴谱仪对降水类型、颗粒直径的误判造成了获取的降水量远高于 T-200B 雨量筒。而 3 种仪器获取的液态降水量有很好的-致性。但是, 当小时降雨量在 2 mm 以上时, 激光雨滴谱仪获取的降雨量比 T-200B 和 TE525 雨量筒小 20% 左右。同时, 在风吹雪对激光雨滴谱仪的影响方面做了相关的分析研究, 初步认为风吹雪的颗粒直径主要集中在 0.5 mm 以下。

关键词: 青藏高原; Thies 激光雨滴谱仪; 降水量对比

中图分类号: P426.6 **文献标识码:** A

0 引言

降水量是生态系统、水文、气候以及天气预报等领域的一个重要指标^[1-3]。然而由于雨量筒的系统误差以及因风力造成的动力损失, 不同类型的雨量筒获取的降水量亦不同^[3]。青藏高原作为世界的第三极和全球气候变化的敏感区, 气候和水文一直都是青藏高原的重要研究领域^[4], 准确的降水观测对高原气候变化、冰川物质平衡、冻土区地下水迁移以及地下冰储量研究都有重要的意义^[5-7]。然而由于青藏高原高寒、大风和冷季较为漫长等特点, 传统雨量筒由于风力造成的动力损失在该区域表现极为明显。因此, 在青藏高原地区获取准确的降水量至今仍然是一个巨大的挑战。以往的解决方法主要是寻找一种参照雨量筒或测量降水装置, 建立雨量筒扑捉率与风速的关系, 但这种方法一方面是参照雨量计本身的准确性难以确定; 另一方面得出的校正公式还未得到广泛的验证。

现代激光技术的发展为测量和研究降水量提供

了新的思路。激光测量降水仪器相对于传统雨量筒有很大的优势, 其一, 采样面为激光光束, 因此不存在传统雨量筒在测量降水时产生的湿壁损失和蒸发损失; 其二, 测得的最小降水强度远小于传统的雨量筒, 因此微量降水损失也可以忽略; 其三, 由风速引起的动力损失也远小于传统的雨量筒。在国外, Lanzinger 等^[8]对比了激光雨滴谱仪和 Dual 翻斗式雨量筒获取的日降水量和降水强度, 发现激光雨滴谱仪在测量降雨量方面有不错的表现。Tanvir 等^[9]对比了 Joss-Waldvogel 雨滴谱仪和翻斗式雨量筒获取的降水量和降水强度, 发现二者有很好的-致性。在国内, 周黎明等^[10]在山东地区对比了激光雨滴谱仪与翻斗式雨量筒获取的一次降雨量, 并与多普勒气象雷达的反射率因子进行了对比, 发现激光雨滴谱仪获取的降水强度更有可信度。然而, 对于激光雨滴谱仪测量降雪或者雨夹雪表现方面的研究至今未有报道。

针对以上情况, 本研究分 3 个时段对比了激光雨滴谱仪和另两种雨量筒从 2011 年 11 月至 2012

收稿日期: 2012-09-08; 修订日期: 2012-12-12

基金项目: 国家自然科学基金项目(40830533; 41271081; 41271086; 40901042); 国家重点基础研究发展计划(973 计划)项目(2010CB951402)资助

作者简介: 张乐乐(1986—), 男, 河南新安人, 2010 年毕业于河南大学, 现为中国科学院寒区旱区环境与工程研究所读硕士研究生, 主要从事冻土区水文方面的研究。E-mail: zhang1986lele@163.com

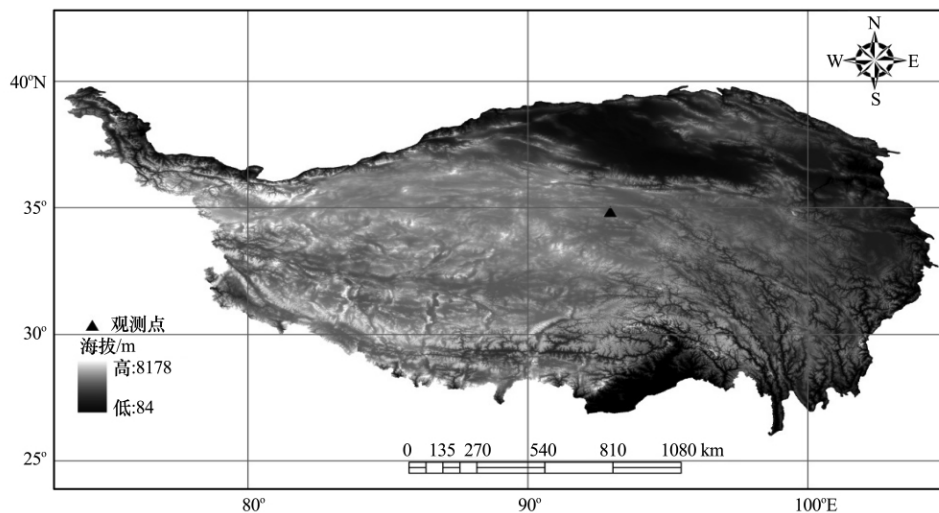


图1 观测点地理位置

Fig. 1 The geographical position of the observing point

年9月获取的累计降水量、日降水量和小时降雨量,评价了激光雨滴谱仪在青藏高原北麓河地区测量降水能力的表现,并对激光雨滴谱仪的误差进行了相关分析。

1 研究区域概况及仪器介绍

1.1 研究区域概况

观测场点位于青藏高原北麓河流域,其地理位置为 92.940°E , 34.854°N (图1),平均海拔在4600 m左右^[11]。以往的研究表明,该区域年平均降水量在290~300 mm之间,年最高气温19.2℃,最低气温-27.9℃,年平均气温为-5~-3.8℃,属于青藏高原亚寒带半干旱气候^[12-15]。冻土工程国家重点实验室北麓河站在该区域布设有一个气象综合观测场,除常规气象要素(气温、湿度、风速风向、降水等)观测外,为了进行降水量的对比观测,青藏高原冰冻圈观测研究站在2011年11月初安装了一套德国Thies公司生产的激光雨滴谱仪(LPM)进行同步观测。数据采集系统采用美国Campbell公司生产的CR3000数采仪,它能够在极端环境下实现连续工作。

1.2 仪器介绍

激光雨滴谱仪(LPM)是一种借助光电技术进行降水颗粒测量的仪器,采用平行激光束为采样空间,光电管阵列为接收传感器,当有降水颗粒穿过采样空间时,自动记录遮挡物的宽度和穿越时间,从而计算出降水颗粒的尺度和速度。仪器测量的数据共有22个尺度的测量通道和20个速度的测量通道,每一次采样间隔内的粒子谱测量数据都有440

个。仪器可以直接获取的数据主要是各个通道的颗粒数量,输出降水强度 R 由以下公式获得^[16]:

$$R = \frac{1}{A(t/60)} \sum_{j=1}^t \sum_{i=1}^{440} N_i \frac{4\pi}{3} \rho \left(\frac{D_i}{2} \right)^3 \quad (1)$$

式中: R 为降水强度($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$); A 为采样面积; ρ 为密度($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$); D_i 为等级 i 对应的颗粒直径(mm); N_i 为等级 i 对应的颗粒数量。国外对Thies激光雨滴谱仪的研究相对较多,Bloemink等^[17]首先对其降水形态识别性进行了分析研究,结果表明:激光雨滴谱仪的识别率与专业的FD12P差别不是很大,尤其是在液态降水方面,表现甚至优于FD12P。Upton等^[18]对比了Thies和Parsivel两种激光雨滴谱仪,验证了Thies激光雨滴谱仪的稳定性,同时也表明Parsivel在相同时间内记录的颗粒数量要小于Thies激光雨滴谱仪。

T-200B雨雪量计采用振弦式称重感应器,基本上可以忽略湿润损失;其次用储集器中的防冻混合液融化固态降水,同时添加机油,从而避免了蒸发损失。T-200B型自动雨雪量计属于总雨量计,总容量为600 mm(包括防冻液),灵敏度为0.1 mm^[4]。

TE525翻斗式雨量桶由美国Texas Electronics公司制造,分辨率0.1 mm。数据采集器通过脉冲输入通道记录翻斗的翻转次数,可实现雨量的自动记录。

2 结果及其分析

北麓河地区在5月份进入多雨雪季节,但由于气温较低,在5月到6月中旬降水形态仍以固态或

者固液混合态为主. 因此, 我们分 3 个时间段分别对比分析了 3 种仪器获取的累计降水量、日降水量和小时降水量.

2.1 2011 年 11 月—2012 年 4 月降水量对比

首先对比了北麓河地区 2011 年 11 月—2012 年 4 月的累计降水量. 由于翻斗式雨量筒在高原地区测量固态降水量方面表现很差或不可用, 因此, 我们只对比了 LPM 和 T-200B 的累计降水量(图 2a). 这段时间里, LPM 和 T-200B 获取的累计降水量分别为 50.8 mm 和 40.37 mm, 两种仪器获取的降水量只差了 10.43 mm. 但是从单次降水来看, 两种仪器的一致性方面表现明显不足, 总体上来看, 激光雨滴谱仪获取的单次降水量值要高于 T-200B 雨雪量计. 但是我们也发现, 在 2012 年 2 月 9 日的一次降水过程中, 激光雨滴谱仪获取的降水量为 4.35 mm, 而 T-200B 雨雪量计为 6.13 mm, 高于激光雨滴谱仪的获取降水量.

T-200B 虽然在青藏高原地区被认为是观测精度最高的雨雪量计, 但是其自身的动力损失也不容忽视. Smith^[19] 在加拿大对比了 DFIR 和 T-200B 获取的固态降水量, Jimmy 等^[20] 对比了 Nipher 雨量筒和 T-200B 获取的固态降水量, 他们分别给出了 T-200B 的相对扑捉率和风速之间的日平均关系式:

Smith 关系式:

$$CE = \exp(-0.20U_a) \quad (2)$$

Jimmy 关系式:

$$CE = 1.01\exp(-0.09U_a) \quad (3)$$

式中: CE 为 T-200B 雨雪量计的相对扑捉率(%); U_a 为雨量计器口的日平均风速($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$).

根据 Goodison 等的研究, 雨量计器口风速可以通过以下公式获取^[21]:

$$U_a = [\lg(h/z_0)/\lg(H/z_0)]U_H \quad (4)$$

式中: U_a 为雨量计器口的日平均风速($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$); h 为雨量计器口距地面的高度; z_0 为粗糙长度; H 为风速观测高度; U_H 为观测高度 H 处的风速($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$).

根据 Smith 和 Jimmy 的校正公式(2)和式(3), 我们结合风速对 T-200B 雨雪量计进行了校正, 经校正后的 T-200B 和 LPM 的累计降水量如图 2(b)所示. 按照 Smith 和 Jimmy 的方法校正后 T-200B 在这段时间里获取的降水量分别为 69.34 mm 和 51.16 mm. 用 Jimmy 方法校正后的累计降水量与 LPM 获取的累计降水量极为接近, 但是在单次降水方面还存在一定的差异. 为了从更微观的角度分析 LPM 与 T-200B 降水量的差异, 我们绘制了 LPM 与 T-200B 以及校正后的 T-200B 获取的日降水量(图 3). 从图 3 可以看出, LPM 获取的日降水量与 T-200B 以及经 Smith 和 Jimmy 方法校正后的日降水量一致性并不一致. 在有些天 LPM 与 T-200B 日降水量一致性很好, 而有部分时间也表现出 LPM 与校正后的 T-200B 日降水量一致性较好.

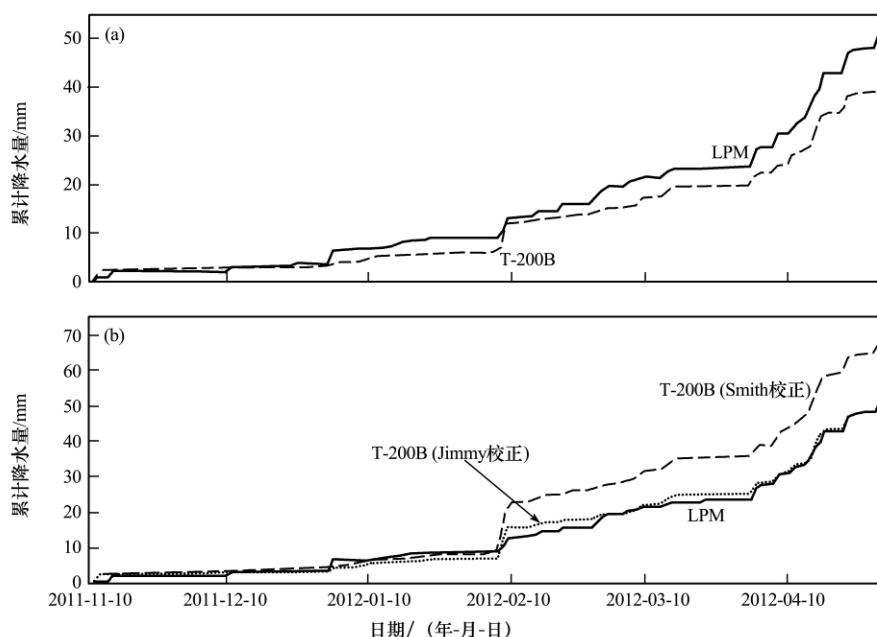


图 2 2011 年 11 月—2012 年 4 月两种仪器累计降水量对比

Fig. 2 Cumulative precipitation observed by the two instruments from November, 2011 to April, 2012

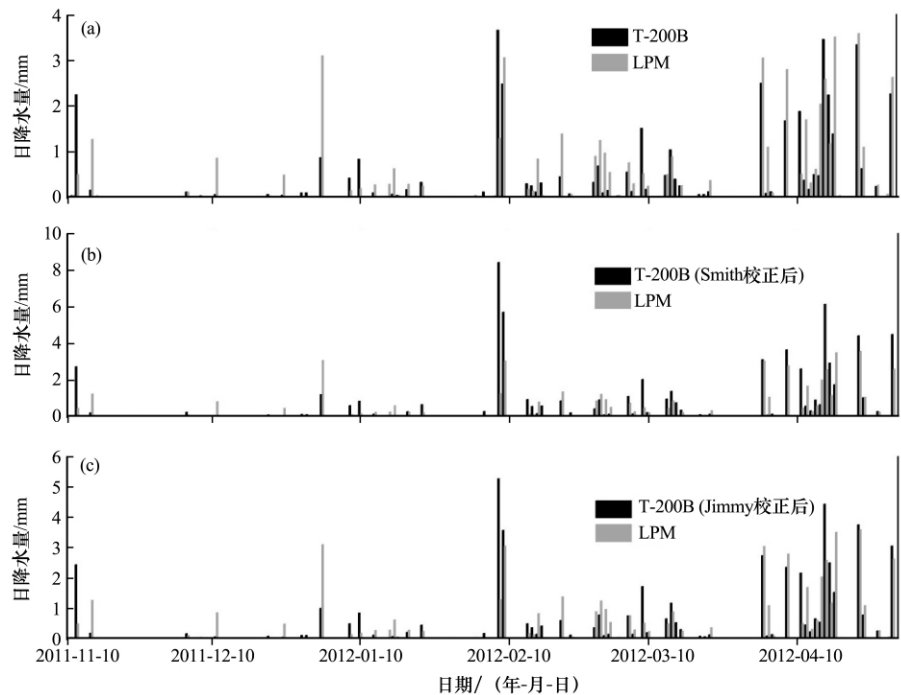


图 3 LPM 与 T-200B 以及校正后的 T-200B 日降水量的对比

Fig. 3 Comparison of daily precipitation records observed by Thies disdrometer , T-200B (no corrected and corrected)

表 1 激光雨滴谱仪和 T-200B 日降水量之间的统计学参数

Table 1 The r and MAE of daily precipitation observed by Thies disdrometer and T-200B rain gauge (corrected)

LPM 和 T-200B		LPM 和 T-200B(Smith 校正后)		LPM 和 T-200B(Jimmy 校正后)	
r	MAE/mm	r	MAE/mm	r	MAE/mm
0.771	0.1833	0.7304	0.2694	0.7593	0.1971

为了定量化分析 T-200B 以及校正后的 T-200B 日降水量与 LPM 获取日降水量的一致性，我们引入了相关系数(r)和平均绝对误差(MAE)，这两个参数的计算公式如下：

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (R_G - \overline{R_G})(R_D - \overline{R_D})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (R_G - \overline{R_G})^2 \sum_{i=1}^n (R_D - \overline{R_D})^2}} \quad (5)$$

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |R_D - R_G| \quad (6)$$

式中： n 为样本的数量； R_G 和 R_D 分别为雨量筒和激光雨滴谱仪获取的降水量。 r 值位于 $-1 \sim 1$ 之间， $|r|$ 越大，说明两组变量的相关性越好。MAE 反映的是两组变量值的偏差，当 MAE 值越小，这两组变量之间对应的值越接近，计算结果见表 1。可以看出，LPM 与 T-200B 原始获取的日降水量之间的统计量 r 和 MAE 值最小，但是经 Jimmy 方法校正后的日降水量与 LPM 的日降水量之间的 r 和 MAE 值与之差别也非常小。考虑到这段时间里 4 种方法获取的累计降水量，我们认为经 Jimmy 方

法校正后 T-200B 获取的固态降水量与 LPM 最为接近。

2.2 2012 年 5—6 月 14 日降水量对比

进入 5 月份之后，北麓河地区的降水频率和降水量远高于 5 月份之前。图 4 给出了这段时间内的三种仪器获取的累计降水量，激光雨滴谱仪、T-200B 雨雪量计、TE525 雨量筒获取的累计降水量分别为 207.59 mm、83.65 mm、63.3mm。在这段时间里，3 种仪器获取的降水次数有较好的一致性，但激光雨滴谱仪记录的降水量远高于另外 2 种雨量筒的。经过分析，发现在这段时间有 3 次降水过程，激光雨滴谱仪获取的降水量与雨量筒的有极大差异(表 2)。这 3 次降水过程的降水形态包含了纯固态降雪和雨夹雪。

为了分析原因，我们结合风速对 LPM 和 T-200B 在 3 次降水过程获取的 0.5 h 降水量进行了对比(图 5)。从图 5 上可以看出，无论降水形态为降雪或者是雨夹雪，LPM 降水量的高值都与风速的高值相对应，这可能是由于风速大造成雨量筒的动力损失增大。我们对 T-200B 分别用 Smith 和

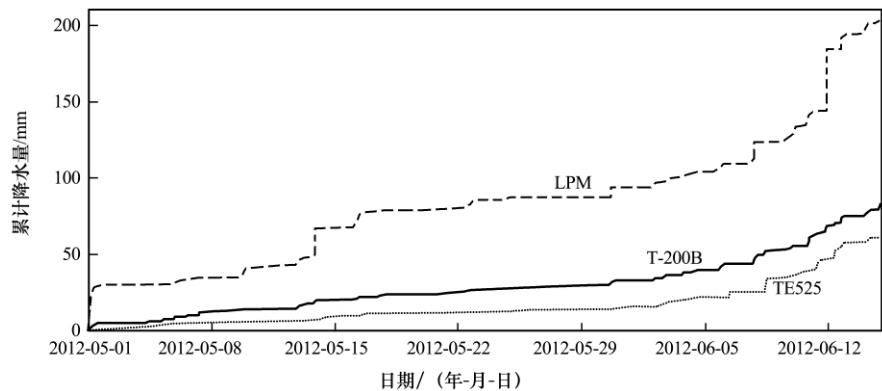


图 4 2012 年 5 月—2012 年 6 月 14 日三种仪器累计降水量对比

Fig. 4 Cumulative precipitation observed by the three instruments from May to middle of June 2012

表 2 3 种仪器获取的 3 次降水过程降水量的对比

Table 2 Three precipitation process records observed by the three instruments

编号	持续时间/(月-日-时:分)	降水形态	降水量/mm		
			LPM	T-200B	TE525
1	04-30-20:30—05-01-13:00	固态降雪	32.67	6.99	1.9
2	05-13-19:30—05-13-22:30	雨夹雪	18.36	1.98	0.0
3	06-11-22:00—06-11-23:30	雨夹雪	39.69	4.12	0.1

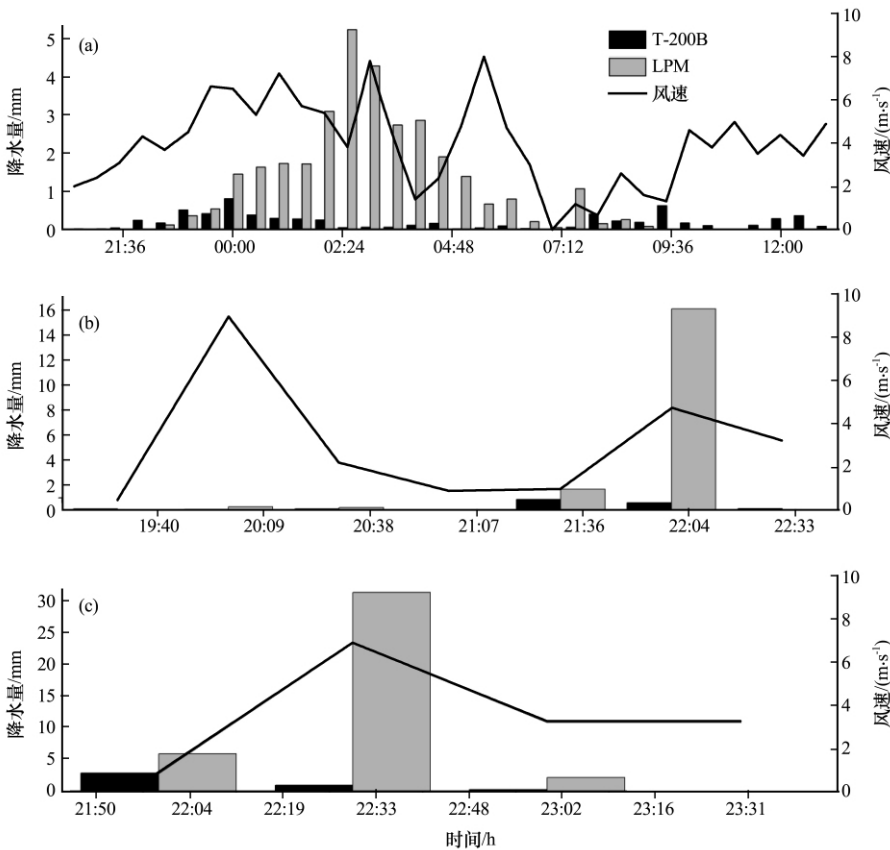


图 5 LPM 和 T-200B 半小时降水量的对比

Fig. 5 Three precipitation process records observed by T-200B and Thies disdrometer, together with wind velocity

Jimmy 方法校正后得到的降水量为 15.27 mm 和 9.84 mm, 这个值相对于 LPM 获取的降水量还是存在很大差异。这可能是由于这段时间里固态降水

量比较大, 地面上积雪较厚, 这样的下垫面环境更容易行成风吹雪, 而吹扬起的雪更容易通过 LPM 的采样空间。另外, 对比了图 5(a)与图 5(b, c), 发

现两次雨夹雪时的风速要比固态降雪时的小得多,而在雨夹雪发生时 LPM 与 T-200B 获取的降水量差值远高于纯固态降水. Lanzinger 等^[8]在对比 Thies 激光雨滴谱仪和翻斗式雨量筒的降雨量时也发现了类似的现象,把这种现象的原因归结于探头对重叠颗粒体积的严重误读.

另外,由于这段时间降水形态极其复杂, LPM 对降水形态的误判也可能是造成这种现象的原因.为此我们绘制了降水强度与气温以及最大颗粒直径之间的关系图 6. 从图 6(a)中可以看出,这次降水过程的液态降水在降水前期并未记录到,但是在 21:40 和 21:42 却记录到两次液态降水含量极大值,而此时的气温却在 -3°C 以下. 杨大庆等^[22]对比了降水类型和气温的关系,提出降雨能够发生的最低气温为 -1.6°C , Upadhyay^[23]则认为当气温在 0°C 以下时,降水类型 98% 都为固态降水. 在本观测中,气温远低于杨大庆等^[22]和 Upadhyay^[23]提出的临界值,而激光雨滴谱仪却将降水类型判断为包含大量液态降水的混合降水. 因此,这两个异常值应该与降水类型的判别有关. 图 6(b)的这次降水过程也发现 8 个降水强度过大的样本,而这 8 个样本对应的气温都在 0°C 左右,我们还不能认为这是由于降水类型的判别错误造成的. 但是,我们也发现这两次降水的降水强度出现极高值时,对应的最大颗粒直径都在 8 mm 以上. 由于激光雨滴谱仪输出的直径为等效直径,因此颗粒直径在 8 mm 以上显得有些异常. 这可能由于在雨夹雪发生时,降水颗

粒更容易粘结,而大的雪颗粒形态极其不规则, LPM 对颗粒直径严重误读.

2.3 2012 年 6 月中旬—9 月中旬降水量对比

进入 6 月中旬以后,北麓河地区的降水类型主要以降雨为主. 由于数据来源滞后问题, T-200B 和 TE525 的数据分别到 2012 年 9 月 14 日和 7 月 28 日. 在 6 月 15 日到 7 月 28 日这段时间里,激光雨滴谱仪、T-200B 雨雪量计和 TE525 雨量筒获取的降水量分别为 133.93 mm、129.14 mm 和 128.9 mm. 可以看出,3 种仪器在这段时间获取的降水量非常接近,说明 3 种仪器在降雨季节获取的降水量都是可信的.

由于 TE525 的资料系列只到 2012 年 7 月 28 日,图 7 只给出了 2012 年 6 月 15 日—9 月 14 日激光雨滴谱仪和 T-200B 获取的累计降水量. 在这段时间里,激光雨滴谱仪和 T-200B 雨雪量计获取的降水量分别为 312.57 mm 和 329.25 mm,激光雨滴谱仪获取的累计降水量比 T-200B 少 16.68 mm. 从图 7 可以看出,在 8 月份之前,激光雨滴谱仪的降水量略高于 T-200B,但是进入 8 月份之后,又低于 T-200B 的. 通过分析我们发现,在 8 月初到 8 月中旬,有几次大的降雨 LPM 获取的降水量比 T-200B 少 20% 左右. 苗少宝等^[24]从光学原理对 Thies 激光雨滴谱仪测量降水量的误差进行了分析,认为激光光束的边界效应、门限电压等都会影响 LPM 对大强度降水雨滴颗粒的捕捉.

为了进一步分析 LPM 在获取液态降水的不同

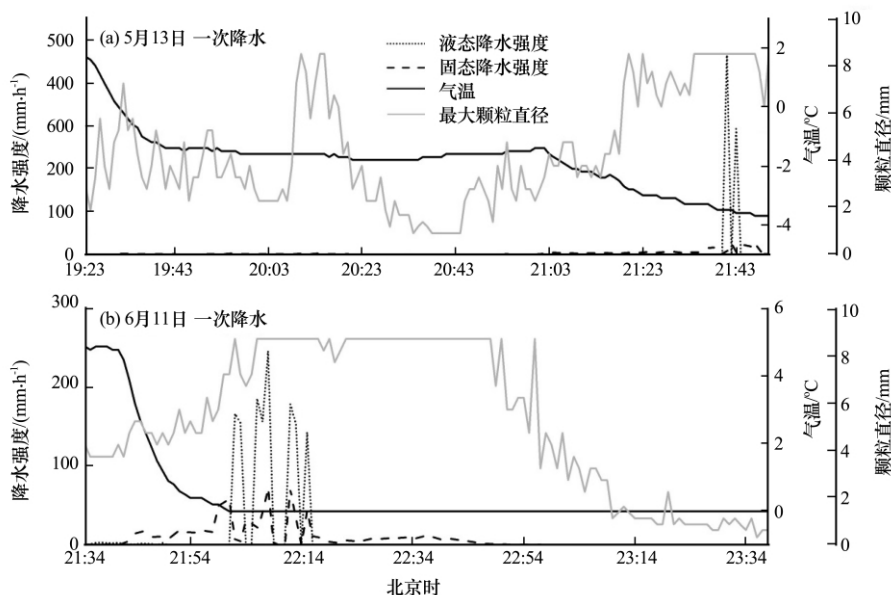


图 6 气温和最大颗粒直径与 LPM 降水强度的关系

Fig. 6 Two Thies disdrometer precipitation intensity records, together with air temperature and maximum particle diameter

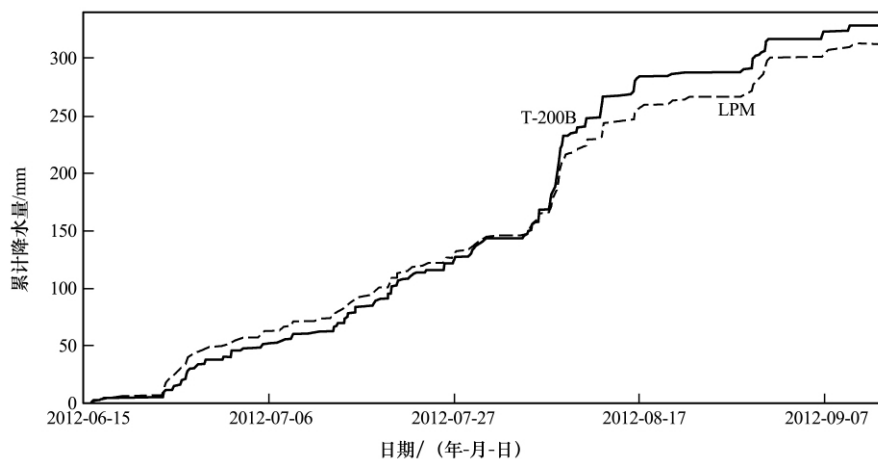


图7 2012年6月15日—2012年9月14日激光雨滴谱仪和T-200B累计降水量对比

Fig. 7 Cumulative precipitation from June 15 to September 14, 2012, observed by Thies disdrometer and T-200B rain gauge

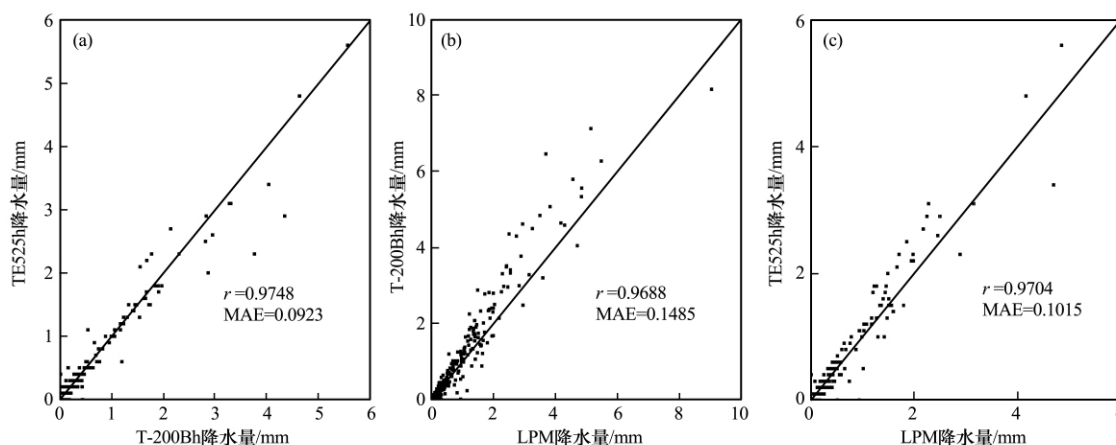


图8 激光雨滴谱仪与T-200B和TE525雨量筒小时降雨量的对比

Fig. 8 Scatter plots of hourly precipitation observations between TE525 rain gauge and T-200B rain gauge, T-200B rain gauge and Thies disdrometer and between TE525 rain gauge and Thies disdrometer

足, 我们分析了 LPM 与 T-200B 和 TE525 获取的小时降雨量, 并绘制了散点图(图 8)。在对比之前, 首先对比了两种雨量筒的小时降雨量(图 8a), 可以看出这两种雨量筒在测量降水方面有很好的 consistency。在图 8(b)和图 8(c)中, 我们也对比了激光雨滴谱仪和两种雨量筒的小时降水量, 从获取的相关系数 r 和平均绝对误差 MAE 可以看出, 激光雨滴谱仪与两种雨量筒的小时降水量一致性很好。但当小时降雨量在 2 mm 以上时, 激光雨滴谱仪小时降水量略低于两种雨量筒的。

2.4 对风吹雪的剔除

Goodison 等^[25]在世界气象组织(WMO)固态降水对比报告中提出, 当风速在 $4.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上时, 风吹雪就会到达雨量筒口高度。在高原上, 由于冬春季节风速比较大, 因此风吹雪在研究区域也是一个普遍存在的问题。要准确的剔除风吹雪的影响,

就目前而言还存在一定难度。但是, 激光雨滴谱仪获取的数据包括降水颗粒的直径、降落速度和颗粒数量, 这就为找出风吹雪的影响提供了可能性。图 9 给出了 2012 年 4 月 30 日—5 月 1 日的一次降雪过程中两个样本的颗粒分布状况, 这两个样本的降水强度比较接近, 但降水过程的风速差别很大。从图 9 可以看出, 第 1 个样本的小颗粒数量远高于第二个。另外, 在第一个样本中, 直径在 0.5 mm 以下的颗粒降落速度在 $3.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右出现了第二个峰值。根据王可法等^[26]的研究, 对于同一直径级对应的测量列, 若各测得的速度值只包含随机误差, 那么颗粒的降落速度分布应该符合正态分布。从图 9(a)中选取的样本可以看出, 直径小于 0.5 mm 颗粒对应的速度列中出现了双峰值, 即颗粒判定降落速度在 $3.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的小颗粒有大量的异常值, 这部分值可能来自于风吹雪的影响。Sugiura

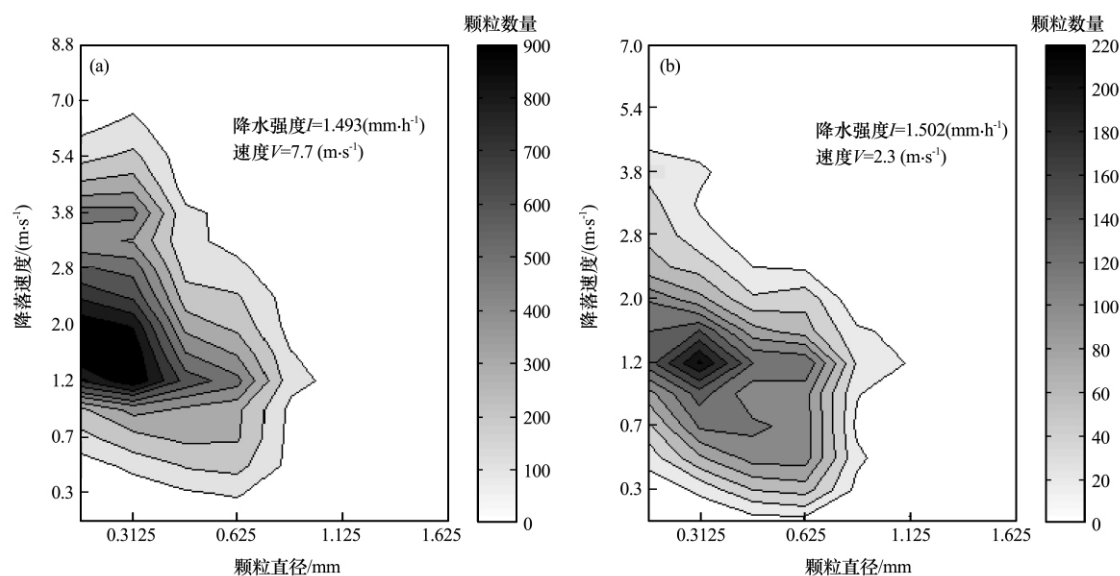


图9 两个不同风速样本的降雪颗粒构成

Fig. 9 Snow particles constitute of two samples with different wind speed

等^[27]在阿拉斯加地区观测了一次晴天风吹雪过程,并分析了颗粒的构成,发现当风速为 $7.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 时,被吹起的雪颗粒直径在 0.5 mm 以下.本研究的结果与 Sugiura 等^[27]的研究成果具有一致性,但是要比较准确地给出风吹雪的影响,还需要进一步的实地微观观测再进行判定.

3 结果与讨论

通过对比 Thies 激光雨滴谱仪、T-200B 雨雪量计和 TE525 雨量筒在青藏高原北麓河地区 2011 年 11 月 10 日至 2012 年 9 月 14 日获取的降水量数据,得出这段时间北麓河地区的降水量约为 466.56 mm .虽然观测时间不足一年,但是获取的降水量已经远高于以往年份获取的降水量,说明 2012 年北麓河地区为降水的极大值年.对 T-200B 固态降水分别按照 Smith 和 Jimmy 的修正公式进行了修正,并与 LPM 获取的固态降水量进行了对比,得出 LPM 与经 Jimmy 修正公式校正后的 T-200B 降水量极为接近.在对雨夹雪降水量进行对比时,发现 LPM 获取的降水量远高于 T-200B 和 TE525 雨量筒,造成这种现象的原因来自于风速、LPM 对降水类型的误判以及对大颗粒直径的误读.在测量液态降水方面,激光雨滴谱仪与雨量筒有很好的 consistency,但当小时降水量达到 2 mm 以上时,激光雨滴谱仪获取的降水量比雨量筒低约 20% 左右,这种现象的原因与激光雨滴谱仪的激光光束的边界效应、门限电压等有关.另外,对风吹雪的影响,我们初步认为,降落速度在 $3.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的部分颗粒可能来

自于风吹雪,且这些颗粒直径都在 0.5 mm 以下.

就目前而言,虽然 LPM 获取的固态降水量与 Jimmy 方法校正后的 T-200B 极为接近,但是与 Smith 方法校正后的 T-200B 还存在较大差异.当降水形态为雨夹雪时,LPM 获取的降水量远高于两种雨量筒,这与 PLM 获取的部分异常值有关,对于这些异常值还需我们下一步的分析与校正.当降水形态为液态时,LPM 自身缺陷造成的大强度降水量偏小问题也不容忽视.另外,对风吹雪的判定也存在各种问题.这些都是我们下一步要做的工作,同时考虑再安装一套专门测量雪或雨夹雪的装置,以期获得青藏高原腹地一个点的准确降水量,并给出其降水量修正.

致谢:中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冻土工程国家重点实验室吴青柏研究员提供了 T-200B 雨雪量计数据;沙漠与沙漠化重点实验室薛嫻研究员提供了 TE525 雨量筒数据;中国科学院青藏高原冰冻圈观测研究站全体师生对本文的工作给予了指导和帮助,在此一并表示感谢.

参考文献 (References):

- [1] Habib E, Krajewski W F, Kruger A, *et al.* Sampling errors of tipping-bucket rain gauge measurements[J]. Journal of Hydrologic Engineering, 2001, **6**(2): 159–166.
- [2] Bong-Chul Seo, Witold F. Investigation of the scale-dependent variability of radar-rainfall and rain gauge error covariance [J]. Advances in Water Resources, 2011, **34**: 152–163.
- [3] Rasmussen, Rasmussen R, Baker B, *et al.* The NOAA/FAA/NCAR winter precipitation test bed: how well are we

- measuring snow? [J]. American Meteorological Society, 2012, **93**: 811–829.
- [4] He Xiaobo, Ye Baisheng, Ding Yongjian. Bias correction for precipitation measurement in Tanggula Mountain Tibetan Plateau [J]. Advances In Water Science, 2009, **20**(3): 403–408. [何晓波, 叶柏生, 丁永建. 青藏高原唐古拉山区降水观测误差修正分析[J]. 水科学进展, 2009, **20**(3): 403–408.]
- [5] Zhu Zhaoxiang, Li Yong, Xue Chunxiao, *et al.* Changing tendency of precipitation in permafrost regions along Qinghai-Tibet Railway during last thirty years[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2011, **33**(4): 846–850. [朱兆荣, 李勇, 薛春晓, 等. 1976–2010 年青藏铁路沿线多年冻土区降水变化特征[J]. 冰川冻土, 2011, **33**(4): 846–850.]
- [6] Wang Guoya, Shen Yongping. The effect of change in glacierized area on the calculation of mass balance in the glacier No. 1 at the headwaters of Ürümqi River [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2011, **33**(1): 1–7. [王国亚, 沈永平. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川面积变化对物质平衡计算的影响[J]. 冰川冻土, 2011, **33**(1): 1–7.]
- [7] Zhao Lin, Ding Yongjian, Liu Guangyue, *et al.* Estimates of the reserves of ground ice permafrost regions on the Tibetan Plateau[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2010, **32**(1): 1–9. [赵林, 丁永建, 刘广岳, 等. 青藏高原多年冻土层中地下水冰储量估算及评价[J]. 冰川冻土, 2010, **32**(1): 1–9.]
- [8] Lanzinger E, Theel M, Windolph H. Rainfall Amount And Intensity Measured By The Thies Laser Precipitation Monitor [R]. TECO-2006, Geneva, Switzerland, 2006.
- [9] Tanvir Islam, Miguel A, Dawei Han, *et al.* A Joss-Waldvogel disdrometer derived rainfall estimation study by collocated tipping bucket and rapid response rain gauges[J]. Atmospheric Science Letters, 2012, **13**: 139–150.
- [10] Zhou Liming, Wang Jun, Zhang Hongsheng, *et al.* Comparison of Rainfall Measurement between Laser Raindrop Spectrometer and Automatic Meteorological Station [J]. Meteorological Science and Technology, 2010, **38**(Suppl): 113–117. [周黎明, 王俊, 张洪生, 等. 激光雨滴谱仪与自动气象站观测雨量对比分析[J]. 气象科技, 2010, **38**(S): 113–117.]
- [11] Zhao Yonghua, Zhao Lin, Wu Tianyun, *et al.* Variation of CO₂ concentration in active layer in Beiluhe permafrost region of the Tibetan Plateau during winter and spring, 2005[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2006, **28**(2): 183–190. [赵拥华, 赵林, 武天云, 等. 冬春季青藏高原北麓河多年冻土活动层中气体 CO₂ 浓度分布特征[J]. 冰川冻土, 2006, **28**(2): 183–190.]
- [12] Lu Zijian, Wu Qingbai, Sheng Yu, *et al.* Heat and water difference of active layers beneath different surface conditions near Beiluhe in Qinghai-Xizang Plateau [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2006, **28**(5): 642–647. [陆子建, 吴青柏, 盛煜, 等. 青藏高原北麓河附近不同地表覆被下活动层的水热差异研究[J]. 冰川冻土, 2006, **28**(5): 642–647.]
- [13] Wang Yibo, Wu Qingbai, Niu Fujun. The impact of Thermokarst Lake formation on soil environment of alpine meadow in permafrost regions in the Beiluhe basin of Tibetan Plateau [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2011, **33**(3): 659–667. [王一博, 吴青柏, 牛富俊. 长江源北麓河流域多年冻土区热融湖塘形成对高寒草甸土壤环境的影响[J]. 冰川冻土, 2011, **33**(3): 659–667.]
- [14] Lin Zhanju, Niu Fujun, Ge Jianjun, *et al.* Variation Characteristics of the thawing lake in permafrost regions of the Tibetan Plateau and their influence on thermal state of permafrost[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2010, **32**(2): 341–350. [林战举, 牛富俊, 葛建军, 等. 青藏铁路北麓河地区典型热融湖变化特征及其对冻土热状况的影响[J]. 冰川冻土, 2010, **32**(2): 341–350.]
- [15] Luo Jing, Niu Fujun, Lin Zhanju, *et al.* Permafrost feature around a representative thermokarst lake in Beiluhe on the Tibetan Plateau [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2012, **34**(5): 1110–1117. [罗京, 牛富俊, 林战举, 等. 青藏高原北麓河地区典型热融湖塘周边多年冻土特征研究[J]. 冰川冻土, 2012, **34**(5): 1110–1117.]
- [16] Frasson R P M, Cunha L K, Krajewski W F. Assessment of the Thies optical disdrometer performance[J]. Atmospheric Research, 2011, **101**: 237–255.
- [17] Bloemink H I, Lanzinger E. Precipitation type from the Thies disdrometer[C]//Presentation held at WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2005), Bucharest, Romania, 4–7 May 2005, IOM 82(TD 1265).
- [18] Upton G, Brawn D. An investigation of factors affecting the accuracy of Thies disdrometers[C]//Paper presented at the WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECO-2008), St. Petersburg, Russian Federation, 27–29 November 2008, IOM 96 (TD1462).
- [19] Smith C D. Correcting the wind bias in snowfall measurements made with a GEONOR T-200B precipitation gauge and alter wind shield [C/OL]//http://ams.confex.com/ams/87ANNUAL/techprogram/session-19849.htm, 2006.
- [20] Jimmy P, John W. Gauge undercatch of two common snowfall gauges in a prairie environment[C]//Proceedings of the 64th Eastern Snow Conference, Newfoundland, Canada, 29 May 1 Jun 2007, 2007: 119–126.
- [21] Goodison B E, Louie P Y T, Yang D. WMO Solid Precipitation Measurement Intercomparison[R]. final report, WMO/TD No. 872. Geneva: WMO, 1998: 212.
- [22] Yang D, Goodison B E, Metcalfe J R, *et al.* Accuracy of NWS 800 standard nonrecording precipitation gauge: Results and application of WMO intercomparison[J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 1998, **15**: 54–68.
- [23] Upadhyay D S. Cold climate hydrometeorology [C]//Western Snow Conference, Quebec City, 1995: 105–111.
- [24] Miao Shaobao, Liu Yihuai, Gui Huaqiao, *et al.* Precipitation inversion and error correction of Laser Raindrop Monitor[J]. Journal of Atmospheric and Environmental Optics, 2011, **6**(6): 423–431. [苗少宝, 陆亦怀, 桂华桥, 等. 激光雨滴谱仪降水量反演及误差修正[J]. 大气与环境光学学报, 2011, **6**(6): 423–431.]
- [25] Goodison B E, Louie B, Yang D. WMO Solid Precipitation Measurement Intercomparison, Final Report[R], Word Meteorological Organization Instruments and Observing Methods Report No. 67, 1998: 1–212.
- [26] Wang Kefa, Zhang Huihui, Zhang Wei, *et al.* The detection and elimination of abnormal data for the precipitation observed by Parsivel precipitation particle spectrometer [J]. Journal of

Meteorological Science, 2011, 31(6): 732—736. [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.]

[27] Sugiura K, Yang D. Systematic error aspects of gauge-meas-

ured solid precipitation in the Arctic, Barrow, Alaska[J]. Geophysical Research Letters, 2003, 4, 1192, doi: 10.1029/2002GL015547, 2003.

Observations and Comparative Analysis of the Precipitation in the Beiluhe Region, Tibetan Plateau

ZHANG Le-le^{1, 2}, JIAO Ke-qin¹, ZHAO Lin¹, QIAO Yong-ping¹

(1. Cryosphere Research Station on the Qinghai-Tibet Plateau, State Key Laboratory of Cryospheric Sciences, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou Gansu 730000, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: According to the precipitation observed by Thies disdrometer, T-200B and TE525 rain gauges from November 2011 to September 2012 in Beiluhe, Tibetan Plateau. It is found that during the monitoring period precipitation in the study area was approximately 466.56 mm, much higher than that in the previous years. It means that precipitation in 2012 was a maximum. Comparing three records observed by the three instruments, one can see that: For observing solid precipitation, the observation of TE525 rain gauge is the worst. The precipitation observed by T-200B is slightly smaller than that by Thies disdrometer. Solid precipitation observed by T-200B was corrected with Smith's and Jimmy's correction formulas, respec-

tively. After correcting, it is found that precipitation observed by Thies disdrometer has a good consistency with that from the Jimmy corrected T-200B. For measuring sleet, Thies disdrometer obtains higher precipitation owing to misreading the type of precipitation and the diameter of particles. Anyway, the liquid precipitations observed by the three instruments are in good agreement. However, when the hourly rainfall is higher than 2 mm, precipitation obtained from the disdrometer is about 20% smaller than that from the rain gauge. The impact of blowing snow on the observation of Thies disdrometer was analyzed also. The preliminary view is that the particle diameter of the blowing snow is mainly less than 0.5 mm.

Key words: Tibetan Plateau; Thies disdrometer; comparison of precipitation observation