

# 基于 TRMM 数据的青藏高原降水的 空间和季节分布特征

齐文文<sup>1,2</sup>, 张百平<sup>1</sup>, 庞 宇<sup>1,2</sup>, 赵 芳<sup>1,2</sup>, 张 朔<sup>1,2</sup>

(1.中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101; 2.中国科学院大学, 北京 100049)

**摘要:** 庞大的青藏高原不仅影响其周围的气候, 也影响整个亚洲甚至全球的气候, 而且本身还形成了独特的高原气候。但高原上气象观测站点极为稀少, 降水资料奇缺, 难以完整、深刻地认识高原降水的时空分布格局。选用热带降雨测量计划卫星(Tropical Rainfall Measuring Mission, TRMM)3B43月尺度降水率数据, 并根据114个气象站点数据与TRMM数据的差额和克里格球形插值模型对原数据进行了修正, 克服了原数据低值高估、高值低估的问题, 并以此分析了青藏高原1998~2011年的多年平均降水的空间格局与季节分布特征。研究结果证实了青藏高原降水的空间格局呈现自东南向西北递减、自南向北逐渐减少的基本分布规律, 包括喜马拉雅山北坡雨影区、高原西北部“寒旱核心”的存在; 还发现了一些新的规律, 包括阿里喀喇昆仑山少雨区、高原腹地相对湿润区、横断山脉中心相对干旱区等。高原降水的季节分配不均匀, 其中, 西、北部春(3~5月)、秋(9~11月)和冬(12~2月)的降水占全年降水比例均为20%~30%, 夏季(6~8月)降水稍多, 比例为30%~40%; 东南部降水主要集中在夏季, 比例高达40%~60%, 春、秋降水比例为20%~30%, 冬季降水比例低于10%。

**关 键 词:** 青藏高原; 降水; TRMM 3B43; 空间格局; 季节分布

**中图分类号:** P9; K903 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-0690(2013)08-0999-07

青藏高原平均海拔4 500 m, 整体面积达 $250 \times 10^4 \text{ km}^2$ , 是世界上平均海拔最高的高原<sup>[1]</sup>, 自北向南排列着东西走向的巨大山系, 地貌结构复杂且独特<sup>[2]</sup>。由于地形的动力作用及强烈的热力差异, 青藏高原形成了独特的高原气候, 而且还对其毗邻区域, 甚至整个亚洲和全球的气候都产生了深刻的影响<sup>[3~5]</sup>。在地形条件独特复杂的青藏高原上, 降水的时空格局非常复杂。近些年青藏高原降水研究多针对特定的命题展开, 例如生态系统变化、水文循环、冰冻圈变化及气候变化研究等等<sup>[6~9]</sup>, 研究人员往往关注的是降水的多年变化趋势, 缺少降水分布格局的完整信息, 或只能获取降水分布特征的信息片段。开展较少的高原降水时空格局研究工作多依赖气象站点观测数据和科学考察资料<sup>[10]</sup>, 但是, 高原气象观测数据目前还存在一些问题: ① 青藏高原的气象站点主要集中于东部和南部, 在高原西部和北部缺少气象站点, 气象资料极

其稀缺; 已有的气象站点多安置于低海拔的便利可达区域, 站点受周围小气候影响较大, 自身数据存在误差<sup>[11, 12]</sup>; ② 科学考察多采用样线调查、孤立区域调查等方法, 获取的气象数据不具有时间、空间连续性<sup>[13]</sup>; 青藏高原地形复杂、自然环境十分恶劣, 仍然存在较多空白考察区域, 其中包括羌塘高原、三江源地区等。这导致利用站点观测资料和考察数据很难获取高时空分辨率、空间连续的降水数据, 使得青藏高原降水时空分布规律的研究难以深入、全面。

针对传统气象数据源存在的问题, 国内外科学家开展了降水的空间分布模拟研究。通过确定降水与控制因子的定量关系, 利用现有的气象观测资料推算无观测资料地区的降水, 一般选用的控制因子包括经度、纬度和海拔等<sup>[12, 14~17]</sup>。但是, 这种方法忽略了坡向和山脉走向等对降水也有显著影响的地形因素, 导致地形复杂的山区及站点数

收稿日期: 2012-09-12; 修订日期: 2013-01-08

基金项目: 国家自然科学基金重点项目(41030528)和国家自然科学基金项目(40971064)资助。

作者简介: 齐文文(1987-), 女, 山东临清人, 博士研究生, 研究方向为山地地理。E-mail: qiww@lreis.ac.cn

通讯作者: 张百平, 研究员。E-mail: zhangbp@lreis.ac.cn

据稀少的区域插值误差最大<sup>[16]</sup>。

卫星遥感数据在气象观测数据缺乏的地区显示出较强的优越性,对全面了解青藏高原降水的时空分布具有重要的意义。于1997年11月发射的热带降雨测量计划卫星(Tropical Rainfall Measuring Mission, TRMM)是世界上第一颗搭载测雨雷达的卫星,此外还携带了微波成像仪、可见光和红外扫描仪、云和地球辐射能量系统、闪电成像传感器等传感器<sup>[18]</sup>,其中,测雨雷达与微波成像仪相结合首次提供了三维降水分布信息,进一步结合可见光和红外扫描数据,极大改善了降水反演精度<sup>[19]</sup>。

TRMM 3B43产品综合了4类相互独立的降水数据,包括微波、近红外等传感器融合估算数据,以及美国国家海洋和大气管理局和全球降水气候中心的降水雨量计分析数据等<sup>[20]</sup>,是卫星数据结合其他降水数据源联合反演的最佳降水率产品。因此,本文选用了1998~2011年TRMM 3B43月时间尺度、 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 空间分辨率,于2012年5月发布的数据精度有进一步提高的版本7降水率产品<sup>[21]</sup>,以此数据源为基础,全面分析青藏高原降水的空间格局和季节分布特征。

## 1 TRMM数据精度修正

目前,青藏高原地区开展的TRMM数据精度验证工作多集中于局部区域。柴达木盆地、祁连

山区、三江源地区、澜沧江流域及喜马拉雅山南北翼等的TRMM卫星与站点观测降水数据的决定系数都高于0.8<sup>[22-26]</sup>,三江源地区两者决定系数高达0.9<sup>[23]</sup>。且局部区域验证TRMM降水误差在-10%以内,同时Islam等<sup>[27]</sup>研究发现在孟加拉地区TRMM估算降水在季风期和降水较多区域存在低估,在季风期之前及干旱区域存在高估。基于已有的研究结果,本文分析青藏高原范围内的114个气象站点与3B43降水数据的决定系数高达0.828,两者具有很强的线性正相关;3B43估算年降水量在柴达木盆地为150~180 mm,雅鲁藏布江下游河谷为900~1 400 mm,而柴达木盆地的年降水量观测值低于50 mm、雅鲁藏布江下游河谷为1 000~3 000 mm<sup>[28, 29]</sup>,进一步体现了TRMM数据低值高估、高值低估的误差。

本文进一步以114个气象站点1998~2011年的降水观测值为参照,提取了相应地理位置的3B43点位数据以及两者的差额值,如图1所示,可以直观体现卫星数据在降水较少的高原西北部高估,降水较丰富的东南部则主要低估。图2体现了3B43估算值在低估或高估的状况下,其整体变化特征与站点观测值具有较强的一致性。通过以上分析可知,2种数据源的空间分布特征与变化趋势一致,可以用一定方法对卫星数据进行精度修正。因此本文利用克里格插值方法对降水观测值

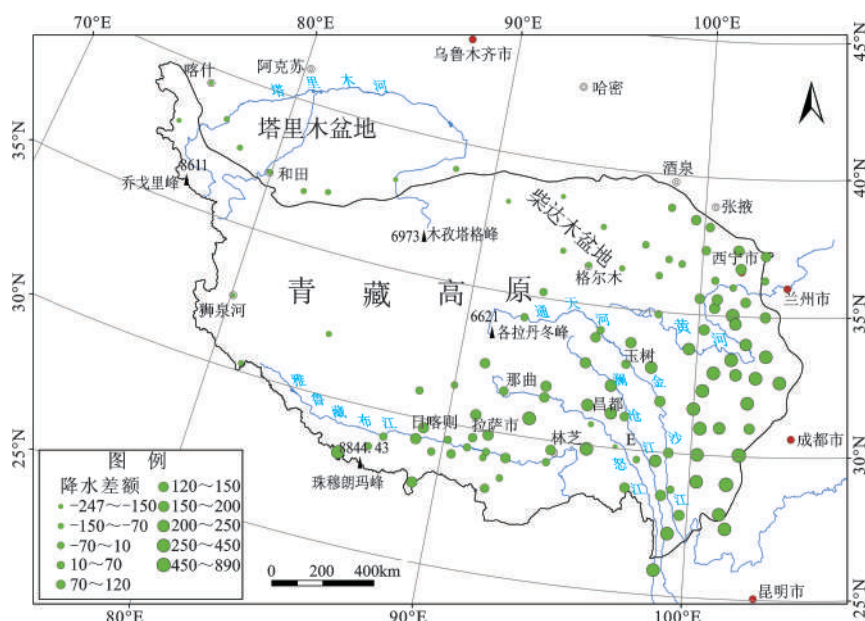


图1 青藏高原气象站点的降水观测值与TRMM估算值差额(mm)的空间分布

Fig. 1 Spatial pattern of difference between rain gauges precipitation and TRMM 3B43 derived precipitation(mm) in the Qinghai-Tibet Plateau

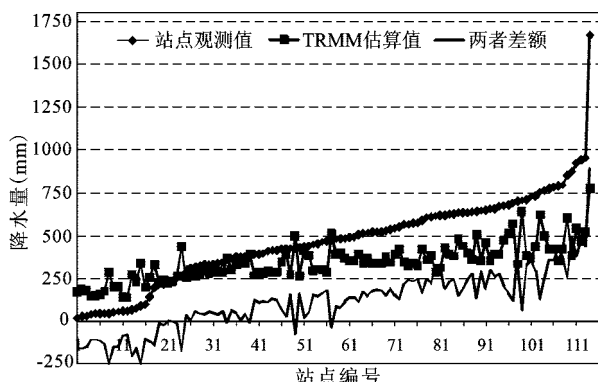


图2 青藏高原气象站点的降水观测值、  
TRMM 估算值及两者差额

Fig.2 Precipitation of rain gauges observations, TRMM 3B43  
derived, and the difference between them in  
the Qinghai-Tibet Plateau

与3B43估算值的差额进行插值,并比较了各模型的精度指标(表1),确定球形模型插值效果最佳,最终获得了青藏高原范围内的误差分布数据,并与3B43估算降水数据进行叠加,较精确的修正了由3B43卫星数据估算的高原多年平均降水。

表1 克里格插值方法中不同模型的误差评价指标

Table 1 Indicators of interpolation error using different  
models of Kriging

模 型	标准 平均值	均方根 预测误差	标准均方根 预测误差	平均 标准误差
球形模型	0.0009	110.4431	1.0233	110.7714
指数模型	-0.00076	110.4611	1.0456	109.8428
圆形模型	0.00013	110.4783	1.0532	107.964

注:模型适用性强的评价标准为:标准平均值最接近于0,均方根预测误差最小,平均标准误差最接近于均方根预测误差,标准均方根预测误差最接近于1。

## 2 青藏高原降水的空间格局

从图3总体上来看,青藏高原降水空间分布存在2个梯度:一是自东南向高原西北减少;二是自南向北的递减梯度。在这样的总体趋势基础上,又存在如下复杂的空间格局。

### 2.1 东南部多雨区

雅鲁藏布江下游近南北方向的峡谷,呈向南展开的巨大喇叭口,孟加拉湾温暖空气溯河谷而上,影响范围深入高原腹地的林芝易贡-那曲嘉黎一带,由此形成一个向北伸展的降水充沛的“舌状地带”,而且自孟加拉湾的湿润水汽输送量几乎占

青藏高原水汽来源总量的5/6<sup>[30-32]</sup>。由于地形作用及距离水汽源地近,雅鲁藏布江大拐弯区域的年降水量有1 000~1 500 mm,是高原上全年降水量最多的区域,且在林芝南部形成了1 500 mm的闭合中心,由此向北降水量逐渐减少。

### 2.2 高原腹地和祁连山南坡相对多雨区

西藏自治区北部的羌塘高原,位于冈底斯山和念青唐古拉山以北,昆仑山以南的广阔区域,地处青藏高原腹地,是世界上湖泊数量最多、湖面最高的高原湖区,海拔均在5 000 m以上,高寒草原占据优势地位。由图3中区域B1可以看出,羌塘高原与其周边区域相比降水较多,属相对多雨区,尤其在羌塘腹地全年降水量有300~450 mm,在各拉丹冬峰西部有一个400~450 mm的降水闭合中心。

祁连山主体区域存在一个300~500 mm的相对多雨区(区域B2),整体呈现自东向西降水量逐渐减少的趋势。祁连山东段降水较多,在门源地区有一个年降水大于500 mm的中心,该区域位于高山河谷地带<sup>[33]</sup>。以门源地区为高值中心,向西降水量逐渐减少至低于300 mm。祁连山区的降水格局与陈少勇等利用详细气象资料获得的降水空间格局非常一致<sup>[34]</sup>。

### 2.3 少雨区

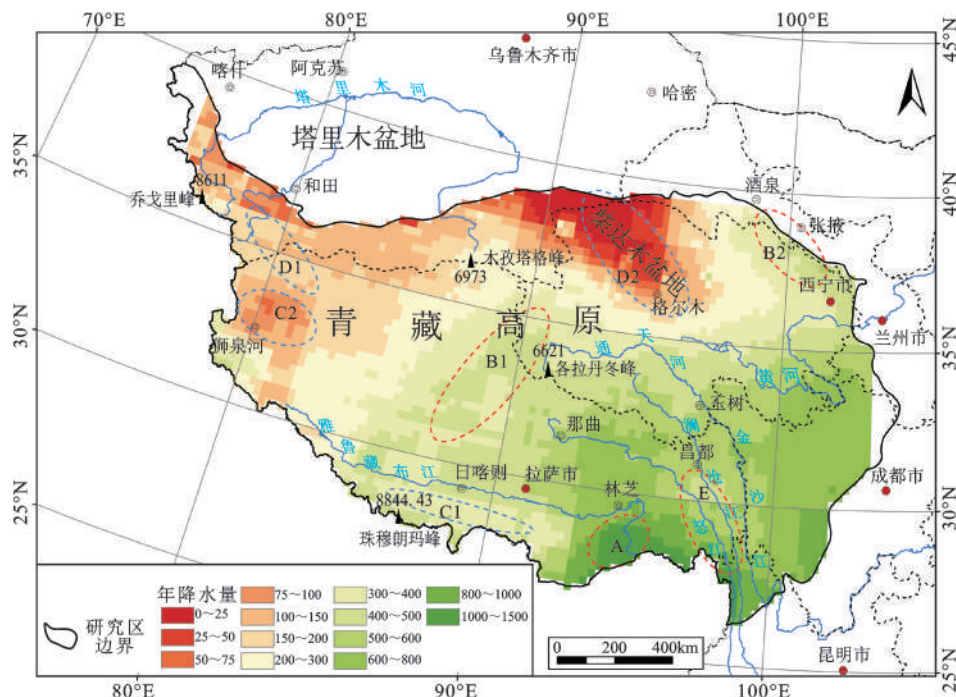
1) 喜马拉雅北坡雨影区(C1)。东喜马拉雅山的北翼与雅鲁藏布江河谷之间,有一特征非常显著的雨影区,年降水量在350 mm左右。携带水汽的湿润气流遭遇喜马拉雅山拦截,气团很难翻越喜马拉雅山,在喜马拉雅山北翼形成了雨影区,绵延近1 000 km。

2) 阿里喀喇昆仑山少雨区(C2)。阿里喀喇昆仑山作为喀喇昆仑山的东延部分,深居高原内部,冬季处在西风控制下,为气流下沉区,极少降雪<sup>[35]</sup>,加之西部喜马拉雅山和喀喇昆仑山对湿润气流的屏障作用等影响,全年降水量极少。狮泉河以北区域的年降水量仅70~90 mm,较多区域仅100 mm左右。文中体现的阿里喀喇昆仑山降水空间格局与“喀喇昆仑山-昆仑山地区综合科学考察”成果<sup>[35]</sup>中的格局相一致。

### 2.4 远离水汽影响的极干旱区

1)“高寒干旱核心”少雨区(D1)。由于该区域气象站点资料缺乏,数据精度未能得到较大提高。但是从现有数据能够较清晰的体现出昆仑山与喀喇昆仑山之间较大范围的宽谷、盆地及高原





注: ① 多雨区: A 为雅鲁藏布江大拐弯区域; ② 相对多雨区: B1 为高原腹地的羌塘高原, B2 为祁连山南坡; ③ 少雨区: C1 喜马拉雅北坡雨影区, C2 阿里喀喇昆仑山少雨区, D1 为青藏高原“寒旱核心”, D2 为柴达木盆地及干旱区; ④ E 横断山中心相对少雨区。

图 3 青藏高原多年平均降水量(mm)分布格局

Fig. 3 Spatial patterns of precipitation (mm) in the Qinghai-Tibet Plateau

面上形成一个年降水量低于 130 mm 的少雨带。这个区域与郑度院士提出的处于喀喇昆仑山中段北翼的河尾滩、阿克赛钦一带向东延伸至中昆仑山南翼的黑石北湖、白戈壁和昂歌库勒地区的高原“寒旱核心”区域比较吻合<sup>[32]</sup>,但是郑度文中该区域的年降水量为 20~40 mm,本文数据明显偏高,这与该地区缺少气象站点,卫星数据修正精度低有关系。

2) 柴达木盆地极干旱区(D2)。由于夏季高原北缘为一个下沉气流区,且盆地相对其四周区域的海拔低,距离水汽源地较远,柴达木盆地成为青藏高原年降水量最少的地区。柴达木盆地多年平均降水空间分布呈自东南向西北递减的趋势,尤以盆地西北部降水最少,全年降水量低于 20 mm,本文数据与 Jia 等呈现的柴达木盆地降水格局和年降水量具有较好的一致性<sup>[22]</sup>。

## 2.5 横断山脉中心相对少雨区

昌都南部的八宿站降水量相对周边区域较少,自此地向东南方向沿澜沧江河谷形成一个相对少雨带,即横断山区的中心地带(图 3 中 E 区),年降水量在 400~550 mm 之间。大致以 98°E 为分界线,自此向东西两侧降水逐渐增多。横断山区

的山脉呈南北走向,大体均垂直于西南季风和东南季风水向,山脉两侧迎风坡截留较多湿润水汽,造成背风坡少雨,加之焚风等局地环流影响,致使横断山区中心降水相比东西两侧少。

## 3 青藏高原降水的季节分布特征

对比青藏高原四季的降水比例(图 4)可以发现,青藏高原降水的季节分配不均匀。高原雨季多从 4、5 月由高原东南部开始,之后降水中心逐渐西移,至 6、7 月高原全境进入雨季,夏季(6~8 月)降水占全年降水总量的比例较大,高原大部分地区的比例高达 40%~60%;在 9~10 月自西向东高原雨季结束,秋季(9~11 月)降水比例较小(20%~30%);冬季(12~2 月)降水为全年最少,东南部的降水比例不足 10%;春季(3~5 月)青藏高原整体降水偏少,占全年降水的 20%~30%。

高原西北部雨季开始晚、结束早,降水量较少,但全年降水季节分配较均匀。6~8 月的降水比例稍高,北部降水比例为 30%~40%,但喀喇昆仑山区降水比例依然为 20%~30%;3~5 月、9~11 月和 12 月至次年 2 月的降水占全年降水的比例均为 20%~30%。高原西部受到来自低纬海洋性气团的偏南

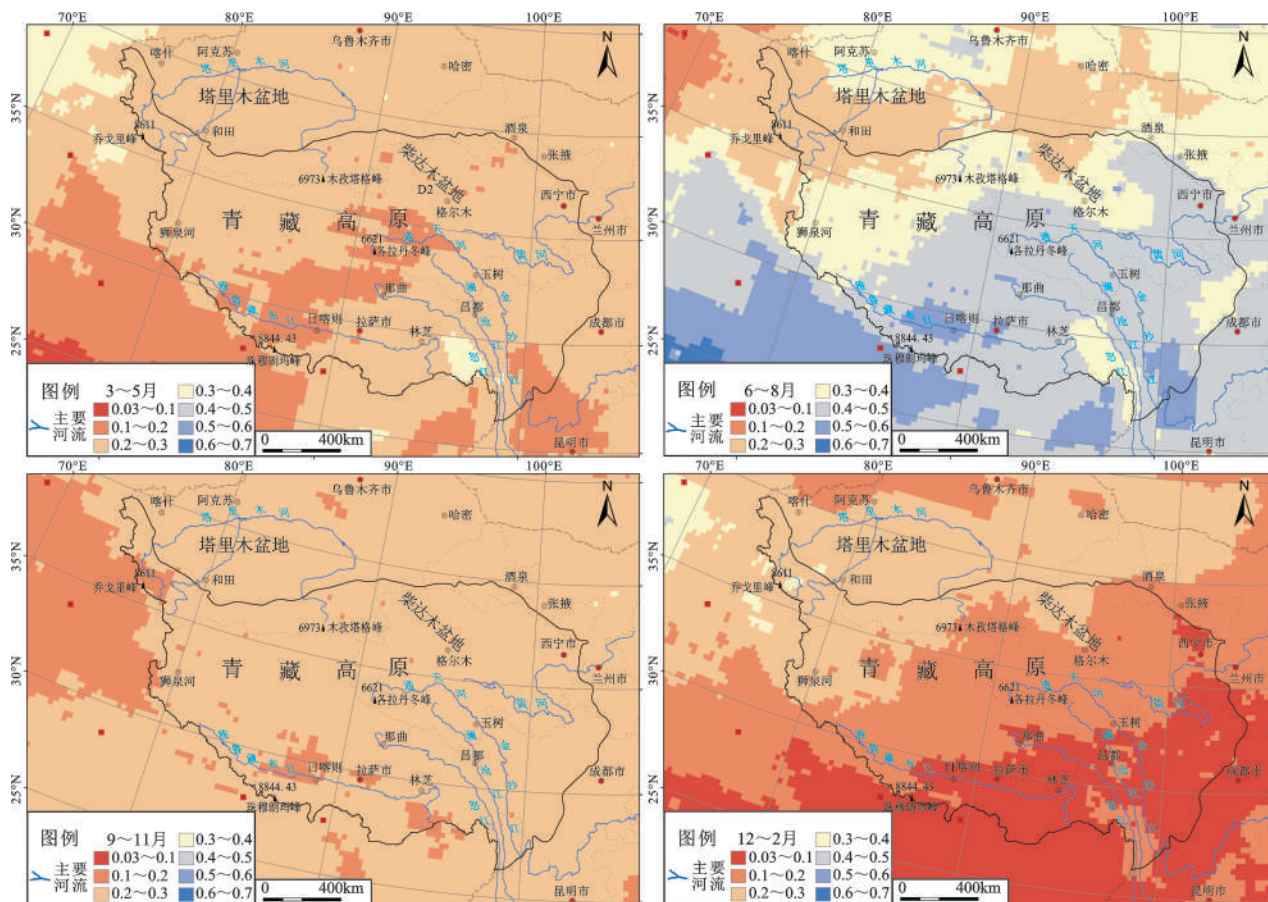


图4 青藏高原不同季节的降水量占全年降水量的比重

Fig. 4 The ratio of seasonal rainfall to annual average precipitation in the Qinghai-Tibet Plateau

风影响<sup>[36]</sup>,且由于喀喇昆仑山、喜马拉雅山等高山对西风气流的阻塞作用,在高原西部形成低压槽,低压槽在冬季最强大,造成相对潮湿的冬季气候<sup>[39]</sup>,所以高原西部的降水在12~2月依然保持20%~30%的比例,与其他季节的降水分配比例相当。

高原东南部雨季开始早、结束晚,降水量大,是高原面上降水年内变化最大的区域,降水主要集中在雨季,夏季(6~8月)降水占全年降水量的比例为40%~60%;春季和秋季降水比例均为20%~30%,冬季降水比例低于10%。拉萨、日喀则区域及横断山区东部6~8月的降水比例高达50%~60%,而3~5月和9~11月的降水比例仅为10%~20%,12月至次年2月降水比例不足10%,这些区域的降水集中程度更为突出。

## 4 讨论与结论

### 4.1 讨论

通过对比分析站点观测数据和卫星估算数据,发现TRMM数据在青藏高原降水较少的西北

部存在高估现象,在降水较丰富的东南部则低估降水。

TRMM估算降水数据虽然融合了多种数据源,其数据质量依然在较大程度上依赖于气象站点资料的质量和密度,一般气象站点越稀疏,数据质量差异越大<sup>[20]</sup>。高原西部和北部的气象站点极其稀少,导致这些区域的卫星估算数据与实际降水量的差异较大。同时,由于卫星的不连续测量,也会影响数据质量,对于暴雨等短暂的天气现象并不能完全获取数据<sup>[37]</sup>。高原东南部的雅鲁藏布江在南迦巴瓦峰处陡然转弯,形成近南北方向的峡谷,呈向南展开的巨大喇叭口,且处于迎风坡,这种地形的抬升辐合作用对增强暴雨增幅相当可观<sup>[38]</sup>,高原东南部的暴雨降水量对全年总降水的贡献率达10%以上<sup>[39]</sup>,这导致在雅鲁藏布江下游河谷的降水估算结果偏低。

### 4.2 结论

本文利用青藏高原范围内的气象站点观测资料修正了TRMM卫星估算数据的精度,修正了卫



星数据在降水丰富和贫乏区域存在的低估、高估误差。通过与已有研究结果对比分析,经过精度修正的 TRMM 3B43 估算值能够比较准确的表征青藏高原降水的空间分布规律,在祁连山地区、柴达木盆地、阿里地区、横断山脉、喜马拉雅山北翼等地区的降水格局及年均降水量一致性非常好;但是由于高原西北部(寒旱核心区域)站点稀少,修正后的数据与已有研究结果相比仍误差较大,今后的工作应该收集高原西北的各类气象资料,并改进修正模型,以更加准确地描述高原的降水分布和变化。

本文进一步证实了青藏高原多年平均降水的空间格局呈现自东南向西北递减,自南向北逐渐减少的基本分布规律,也包括喜马拉雅山北坡雨影区、高原西北部寒旱核心的存在。在此基础上本文提出了有关高原降水空间格局的一些新规律,包括阿里喀喇昆仑山少雨区、高原腹地相对湿润区、横断山脉中心相对少雨区等,使对高原降水的格局有了新的认识和进步。特别是高原腹地相对湿润区的发现具有比较重要的意义,因为它是羌塘高原高寒草原发育的自然基础。

对青藏高原降水的季节分布特征有了更加具体的认识。高原降水的季节分配不均匀,其中,西、北部春(3~5月)、秋(9~11月)和冬(12~2月)的降水占全年降水比例均为 20%~30%,夏季(6~8月)降水稍多,比例为 30%~40%;东南部降水主要集中在夏季,比例高达 40%~60%,春、秋降水比例为 20%~30%,冬季降水比例低于 10%。

## 参考文献:

- [1] Fielding E, Isacks B, Barazangi M, et al. How flat is Tibet[J]. *Geology*, 1994, **22** (2): 163-167.
- [2] 李吉均. 青藏高原的地貌演化与亚洲季风[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 1999, **19** (1): 1~11.
- [3] 李吉均, 方小敏. 青藏高原隆起与环境变化研究[J]. *科学通报*, 1998, **43** (15): 1569~1574.
- [4] 吴国雄, 王 军, 刘 新, 等. 欧亚地形对不同季节大气环流影响的数值模拟研究[J]. *气象学报*, 2005, **63** (5): 603~612.
- [5] 王同美, 吴国雄, 万日金. 青藏高原的热力和动力作用对亚洲季风区环流的影响[J]. *高原气象*, 2008, **27** (1): 1~9.
- [6] 林振耀, 赵昕奕. 青藏高原气温降水变化的空间特征[J]. *中国科学(D 辑)*, 1996, **26** (4): 354~358.
- [7] 韦志刚, 黄荣辉, 董文杰. 青藏高原气温和降水的年际和年代际变化[J]. *大气科学*, 2003, **27** (2): 157~170.
- [8] 马耀明, 姚檀栋, 王介民. 青藏高原能量和水循环试验研究——GAME/Tibet 与 CAMP/Tibet 的研究进展[J]. *高原气象*, 2006, **25** (2): 344~351.
- [9] 郑 度, 林振耀, 张雪芹. 青藏高原与全球环境变化研究进展[J]. *地学前缘*, 2002, **9** (1): 95~102.
- [10] 王传辉, 周顺武, 唐晓萍, 等. 近 48 年青藏高原强降水量的时空分布特征[J]. *地理科学*, **31** (4): 470~477.
- [11] Roe G H. Orographic precipitation[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2005, **33**: 645~671.
- [12] 傅抱璞. 地形和海拔高度对降水的影响[J]. *地理学报*, 1992, **47** (4): 302~314.
- [13] 中国科学院青藏高原综合科学考察队. 横断山区干旱河谷[M]. 北京: 科学出版社, 1992.
- [14] 傅抱璞. 山地气候要素空间分布的模拟[J]. *气象学报*, 1988, **46** (3): 319~327.
- [15] Daly C, Neilson R P, Phillips D L. A Statistical topographic model for mapping climatological precipitation over mountainous terrain[J]. *Journal of Applied Meteorology*, 1994, **33** (2): 140-158.
- [16] Hijmans R J, Cameron S E, Parra J L, et al. Very high resolution interpolated climate surfaces for global land areas[J]. *International Journal of Climatology*, 2005, **25** (15): 1965-1978.
- [17] 鲁春霞, 王 菱, 谢高地, 等. 青藏高原降水的梯度效应及其空间分布模拟[J]. *山地学报*, 2007, **25** (6): 655~663.
- [18] Kummerow C, Barnes W, Kozu T, et al. The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Sensor Package[J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 1998, **15** (3): 809-817.
- [19] 刘元波, 傅巧妮, 宋 平, 等. 卫星遥感反演降水研究综述[J]. *地球科学进展*, 2011, **26** (11): 1162~1172.
- [20] Huffman G J, Bolvin D T, Nelkin E J, et al. The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales[J]. *Journal of Hydrometeorology*, 2007, **8** (1): 38-55.
- [21] Huffman G J, Bolvin D T. TRMM and other data precipitation data set documentation[Z/OL]. Laboratory for Atmospheres, NASA Goddard Space Flight Center and Science Systems and Applications, Inc. ,2012, [ftp://precip.gsfc.nasa.gov/pub/trm-mdocs/3B42\\_3B43\\_doc.pdf](http://precip.gsfc.nasa.gov/pub/trm-mdocs/3B42_3B43_doc.pdf)
- [22] Jia S F, Zhu W B, Lu A F, et al. A statistical spatial downscaling algorithm of TRMM precipitation based on NDVI and DEM in the Qaidam Basin of China[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2011, **115** (12): 3069-3079.
- [23] 郝振纯, 童 凯, 张磊磊, 等. TRMM 降水资料在青藏高原的适用性分析[J]. *水文*, 2011, **31** (5): 18~23.
- [24] 曾红伟, 李丽娟. 澜沧江及周边流域 TRMM 3B43 数据精度检验[J]. *地理学报*, 2011, **66** (7): 994~1004.
- [25] 刘俊峰, 陈仁升, 卿文武, 等. 基于 TRMM 降水数据的山区降水垂直分布特征[J]. *水科学进展*, 2011, **22** (4): 447~454.
- [26] Anders A M, Roe G H, Hallet B, et al. Spatial patterns of precipitation and topography in the Himalaya[J]. *Special Papers-Geological Society of America*, 2006, **398**: 39-53.
- [27] Islam M N, Uyeda H. Use of TRMM in determining the climat-

- ic characteristics of rainfall over Bangladesh[J]. Remote Sensing of Environment, 2007, **108** (3): 264-276.
- [28] 叶笃正,高由禧.青藏高原气象学[M].北京:科学出版社,1979.
- [29] 廖克.青藏高原地图集[M].北京:科学出版社,1990.
- [30] 林振耀,吴祥定.青藏高原水汽输送路径的探讨[J].地理研究,1990, **9** (3): 33~40.
- [31] 杨逸畴,高登义,李渤生.雅鲁藏布江下游河谷水汽通道初探[J].中国科学(B辑),1987, (8): 893~902.
- [32] 郑度.青藏高原对中国西部自然环境地域分异的效应[J].第四纪研究,2001, **21** (6): 484~489.
- [33] 贾文雄.祁连山气候的空间差异与地理位置和地形的关系[J].干旱区研究,2010, (04): 607~615.
- [34] 陈少勇,董安祥,韩通.祁连山东、西部夏季降水量时空分布的差异及其成因研究[J].南京气象学院学报,2007, **30** (5): 715~719.
- [35] 张百平.喀喇昆仑山——阿里喀喇昆仑山的自然特点和垂直自然带[J].干旱区资源与环境,1990, **4** (2): 49~63.
- [36] 刘晓东.青藏高原隆升对亚洲季风形成和全球气候与环境变化的影响[J].高原气象,1999, **18** (3): 321~332.
- [37] Bookhagen B, Burbank D W. Topography, relief, and TRMM-derived rainfall variations along the Himalaya[J]. Geophysical Research Letters, 2006, **33** (8): 1~5.
- [38] 陈明,傅抱璞.山区地形对暴雨的影响[J].地理学报,1995, **50** (3): 256~263.
- [39] 傅云飞,刘鹏,林锦冰,等.星载测雨雷达探测的中国南部雨季对流性暴雨频次分析[J].暴雨灾害,2011, **30** (1): 1~5.

## TRMM-Data-Based Spatial and Seasonal Patterns of Precipitation in the Qinghai-Tibet Plateau

QI Wen-wen<sup>1,2</sup>, ZHANG Bai-ping<sup>1</sup>, PANG Yu<sup>1,2</sup>, ZHAO Fang<sup>1,2</sup>, ZHANG Shuo<sup>1,2</sup>

(1. Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China;

2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

**Abstract:** As the highest plateau on the Earth, the Tibetan Plateau influences the climate of its adjacent regions and even the whole Asia or the whole world. However, knowledge on its precipitation pattern is very limited due to the sparsely distributed rain gauges, especially in its western part. Besides, the plateau is geomorphologically complicated, making it even harder to carry out conventional meteorological observations. Satellite data for precipitation estimation has the advantage of full spatial coverage and can be used to solve the problem of climatic data shortage. In this article, the 0.25-degree resolution Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) 3B43 product from 1998 to 2011 was analyzed to depict spatial and seasonal precipitation patterns over the plateau. But, TRMM 3B43 data often overestimate the amount of rainfall in the arid areas and underestimate rainfall in the extremely humid regions. Kriging interpolation method was chosen to improve the accuracy of TRMM data based on the difference between observational and TRMM-derived data. The results confirmed the generally recognized spatial patterns of precipitation decreasing from southeast to northwest and from south to north, the existence of rain shadow in the northern flank of the Himalaya Mountains and the cold-arid core of the Eurasia. Some new spatial patterns of precipitation were also revealed, such as the dry region in the Ali-Karakoram Mountains, a relatively humid region in the heartland of the plateau and a comparatively arid region in the central part of the Hengduan Mountains. Seasonal patterns of precipitation in the Tibetan Plateau vary greatly from southeast to northwest. The ratios of precipitation in Spring (from March to May), Autumn (from September to November) and Winter (from December to February) to annual precipitation are all 20~30% in the northwest of the plateau, while the ratio for Summer (from June to August) is 30%~40%, a little more than that in other seasons. In the southeast, precipitation occurs mainly in summer (40%~60%), some in spring and autumn (20%~30% each), and less in winter (lower than 10%).

**Key words:** Qinghai-Tibet Plateau; precipitation; TRMM 3B43; spatial patterns; seasonal patterns