

# 青藏高原降水季节分配的空间变化特征

朱艳欣<sup>1,2</sup>, 桑燕芳<sup>1\*</sup>

(1. 中国科学院地理科学与资源研究所 陆地水循环及地表过程重点实验室, 北京 100101;

2. 中国科学院大学, 北京 101407)

**摘要:** 青藏高原是全球气候变化影响的敏感区域。在全球气候变暖的背景下, 其水文气候过程发生了显著的变化, 直接影响到区域水资源演化。然而, 目前对该区域水文气候过程的时空演变规律仍认识不足。本文以青藏高原气象站点降水观测数据为基准, 结合水汽通量资料, 对13种不同源降水数据集质量进行对比分析; 并选用质量较好的IGSNRR数据集识别了青藏高原降水季节分配特征的空间分布格局。结果表明, 青藏高原东南、西南以及西北边缘地区降水集中度和集中期较小, 夏季降水占全年降水比例不足50%; 随着逐渐向高原腹地推进, 降水集中度和集中期逐渐增大, 雨季逐渐缩短且推迟, 雨季降水占全年降水比例逐渐增大。降水季节分配的空间分布格局与水汽运移方向保持一致, 即主要是由西风和印度洋季风的影响所致。基于此, 识别出西风的影响区域主要位于高原35°N以北, 印度洋季风的影响区域主要位于高原约30°N以南, 而高原中部(30°N~35°N)降水受到西风和印度洋季风的共同影响。该结果有助于进一步理解和认识青藏高原水文气候过程空间差异性。

**关键词:** 青藏高原; 降水; 季节分配; 空间变异性; 西风; 印度洋季风

## 1 引言

青藏高原平均海拔4000 m以上, 面积约250万km<sup>2</sup>, 被称为世界屋脊、地球第三极、亚洲水塔(莫申国等, 2004; Xu et al, 2008), 在我国水资源宏观调控中占有重要的战略地位, 也是国家重要的生态安全屏障和战略资源储备基地。由于高寒区独特的地理位置、地形条件和气候条件, 青藏高原是全球气候变化影响的敏感地区(姚檀栋等, 2006)。大量研究表明, 近几十年来该区域水文气候过程发生了显著变化, 出现了冰雪消融加剧(姚檀栋等, 2017)、地下水储量改变(Xiang et al, 2016)、湖面水位变化(Lei et al, 2014; Li et al, 2014; Song et al, 2014)等一系列问题, 影响到区域水资源演化。因此, 青藏高原被称为全球气候变化的指示器(潘保田等, 1996),

引起国内外学者的广泛关注。

目前针对青藏高原水文气候过程的时空演变规律已有大量研究, 主要关注水文气候要素的长期演变趋势和空间差异性及其对全球气候变化的响应(林振耀等, 1996; 韦志刚等, 2003; 吴绍洪等, 2005; Xu et al, 2008; 余莲, 2011)。青藏高原位于西风和印度季风两大环流系统的交汇区(Webster et al, 1998; Schiemann et al, 2009; 姚檀栋等, 2017)。夏季, 高原北部主要受西风控制, 南部受印度季风控制; 冬季, 整个青藏高原基本受西风控制(Yao et al, 2013)。因此, 青藏高原降水的季节性变化显著, 大部分地区降水集中在夏季, 且区域差异性比较明显(黄一民等, 2007; 杨玮等, 2011; Maussion et al, 2013; 齐文文等, 2013; Curio et al, 2016; Sang et al, 2016; 李晓英等, 2016)。此外, 青藏高原降水季节

收稿日期: 2018-07-13; 修订日期: 2018-09-30。

基金项目: 国家自然科学基金项目(91647110); 中国科学院战略性先导科技专项(XDA20060402); 中国科学院青年创新促进会项目(2017074) [Foundation: National Natural Science Foundation of China, No.91647110; Strategic Priority Research Program of Chinese Academy of Sciences, No.XDA20060402; Youth Innovation Promotion Association, No.2017074]。

作者简介: 朱艳欣(1995-), 女, 山东临清人, 硕士研究生, 研究方向为水文水资源, E-mail: zhuyx.18s@igsnr.ac.cn。

通讯作者: 桑燕芳(1983-), 男, 山西长治人, 研究员, 主要从事水文水资源研究, E-mail: sangyf@igsnr.ac.cn。

引用格式: 朱艳欣, 桑燕芳. 2018. 青藏高原降水季节分配的空间变化特征[J]. 地理科学进展, 37(11): 1533-1544. [Zhu Y X, Sang Y F. 2018. Spatial variability in the seasonal distribution of precipitation on the Tibetan Plateau[J]. Progress in Geography, 37(11): 1533-1544.]. DOI: 10.18306/dlkxjz.2018.11.009

分配及差异直接影响到水资源开发利用、地表植被生长变化(于海英等, 2009; Shen et al, 2015)、旱涝灾害防治(张录军等, 2004)等一系列问题。

近年来,许多学者利用不同降水数据集探讨了青藏高原的降水季节分配特征以及时空演变规律。整体上认为:青藏高原大部分地区降水季节分配不均匀,夏季降水具有主导性(林厚博等, 2016);且自高原东南向西北推移,雨季逐渐缩短,降水集中程度逐渐增大(李晓英等, 2016);但另有研究认为高原西北部降水季节分配较均匀,而东南部是降水年内变化最大的区域(齐文文等, 2013);高原大部分地区降水集中在夏季,高原北部极少地区降水集中在春季,而高原西北部帕米尔高原降水主要集中在冬季,高原东南部雅鲁藏布江大峡谷地区降水季节分配较为均匀,其形成机制与西风和印度洋季风的相互作用以及水汽输送等因素有关(Maussion et al, 2013; Curio et al, 2016)。总体来看,由于青藏高原地区气象站点主要分布在东部和东南部,中部和西北部站点稀少,属于典型的资料稀缺地区(Wang et al, 2012),有限的观测资料远无法满足水循环研究需求。近年来,大量再分析资料、气候模式输出数据、卫星遥感数据集等广泛应用于青藏高原水循环研究,但不同数据源的质量存在很大差异,得到的关于青藏高原降水季节分配规律也存在一定差异,且对其空间差异性及形成机制仍缺乏深入研究。

为此,本文以青藏高原气象站点降水观测数据为基准,对13种不同源降水数据质量进行分析比较,以弥补观测数据的不足;并选择其中质量较好的降水数据,重点分析青藏高原的降水季节分配特征及空间差异;此外,结合水汽通量数据,分析青藏高原降水季节分配特征及空间差异的形成机制,并认识西风和印度洋季风对青藏高原降水的影响范围,旨在为该区域降水研究提供借鉴和参考。

## 2 数据和方法

### 2.1 数据来源

在考虑气象站点覆盖情况以及资料长度和完整性的基础上,选取中国国家气象局提供的青藏高原地区80个气象站点1979-2010年降水观测数据、日本APHRODITE降水数据、英国CRU降水数据、美国GLDAS降水数据、意大利水文所降水数据、IGSNRR降水数据等共14种降水数据源,分析青藏高原降水的季节分配及空间差异性。各降水数据

源的基本情况见表1。此外,结合JRA再分析资料的水汽通量数据,进一步分析降水季节分配及空间差异性的物理成因。

### 2.2 研究方法

具体分析过程中,以青藏高原80个气象站点降水观测数据为基准,提取相应地理位置不同数据源对应的月降水序列;然后利用相关系数、相对误差和均方根误差3个指标对13种不同源降水数据集与降水观测数据集的质量差异进行定量描述。此外,利用集中度(precipitation concentration degree)和集中期(precipitation concentration period)2个指标对不同数据源降水过程的季节分配特征进行定量描述,且同样利用上述3个指标定量描述各数据源结果与实测降水季节分配特征的差异。综合所有对比分析结果,选择质量较好的降水数据集的结果,描述青藏高原降水季节分配特征及空间差异性。各指标的基本计算方法描述如下:

#### (1) 集中度和集中期指标

降水集中度和集中期的计算以向量分析为基础,将某年的月降水量看作向量, $\theta_j=360^\circ \times (j-1)/12$ ,为该年内第 $j$ 月对应的方位角( $j=1,2,\dots,12$ );月降水量为向量的大小,对应月份的方位角为向量的方向。降水集中度和集中期计算公式描述如下:

$$PCD_i = \sqrt{R_{xi}^2 + R_{yi}^2} / R_i \quad (1)$$

$$PCP_i = \arctan(R_{xi} / R_{yi}) \quad (2)$$

式中, $PCD_i$ 和 $PCP_i$ 分别为第 $i$ 年的降水集中度和集中期; $R_i$ 为第 $i$ 年的总降水量; $r_{ij}$ 为第 $i$ 年第 $j$ 月内的降水量, $R_{xi} = \sum_{j=1}^n r_{ij} \times \sin \theta_j$ ,  $R_{yi} = \sum_{j=1}^n r_{ij} \times \cos \theta_j$ 。 $PCD$ 的取值范围为[0,1],其值越大则表示降水年内集中程度越高; $PCP$ 表示某年降水主要集中的月份(Zhang et al, 2003)。

#### (2) 相关系数( $R$ )

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (3)$$

式中, $x_i$ 为某数据集的月降水序列(或分析得到的降水集中度或集中期指标序列), $\bar{x}$ 为对应指标序列的平均值; $y_i$ 为气象站点实测的月降水序列(或实测数据分析得到的降水集中度或集中期指标序列), $\bar{y}$ 为对应指标序列的平均值。 $R$ 的取值范围为[0,1],其值越接近1表明2种数据的一致性越好。

表 1 本文选取的各降水数据集基本情况  
Tab.1 Summary of 14 precipitation datasets used in this study

数据集名称	时间分辨率	空间分辨率	时间跨度	数据集描述	备注
观测数据	月降水	站点	1979-2010	中国气象站点降水观测数据	http://data.cma.cn/
APHRODITE	日降水	0.25°×0.25°	1951-2007	利用亚洲地区雨量站观测数据生成的格点降水数据	http://www.chikyu.ac.jp/precip/products.html
CMAP	月降水	2.5°×2.5°	1979-2017	融合雨量站观测数据、卫星数据和模型输出数据生成的全球降水数据	https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.cmap.html
陈德亮	日降水	0.5°×0.5°	1961-2010	哥德堡大学陈德亮主持发展的中国降水格点数据	https://rcg.gvc.gu.se/data/ChinaPrecip/index.htm
赵煜飞等	日降水	0.5°×0.5°	1961-2013	利用中国气象站观测数据插值生成的格点降水数据	赵煜飞等(2015)
CRU	月降水	0.5°×0.5°	1901-2016	整合全球若干个知名数据库重建的气候要素数据	http://www.cru.uea.ac.uk/~timm/grid/CRU_TS_2_1/.html
ERA-I	月降水	0.703°×0.702°	1979-2016	再分析数据	https://rda.ucar.edu/datasets/ds627.1/
GLDAS	月降水	0.25°×0.25°	1948-2017	再分析数据	https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets/GLDAS_NOAH025_M_V2.0/summary?keywords=GLDAS
GPPCP	月降水	2.5°×2.5°	1979-2016	基于卫星数据,由雨量站观测数据校正生成的全球降水数据	https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.gppcp.html
JRA-55	月降水	0.562°×0.562°	1958-2013	再分析数据	https://rda.ucar.edu/datasets/ds628.1/
NCEP-NCAR	月降水	1.875°×1.904°	1948-2017	再分析数据	https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.derived.html
SM	日降水	0.5°×0.5°	2007-2015	基于 SM2RAIN 算法,利用卫星土壤墒情数据生成的全球降水数据	http://hydrology.irpi.cnr.it/download-area/sm2rain-data-sets/
TRMM34B3	月降水	0.25°×0.25°	1998-2016	融合卫星数据和全球雨量站数据生成的全球降水数据	https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets/TRMM_3B43_V7/summary?keywords=TRMM
IGSNRR	日降水	0.25°×0.25°	1952-2012	利用插值后的地面监测站降水数据驱动 VIC 水文模型生成的中国降水数据	Zhang et al.(2014)

(3) 相对误差(BIAS)

$$BIAS = \frac{\sum_{i=1}^n |x_i - y_i|}{\sum_{i=1}^n y_i} \times 100\% \tag{4}$$

式中, $x_i$ 和 $y_i$ 含义同上式。 $BIAS$ 主要反映了 2 种数据在数值上的偏离程度,其值越接近 0 则数据越精确。

(4) 均方根误差(RMSE)

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2}{n}} \tag{5}$$

式中, $x_i$ 和 $y_i$ 含义同上式; $n$ 为序列长度。 $RMSE$ 表示 2 种数据的偏差,其值越接近 0 则数据精确度越高。

3 结果与分析

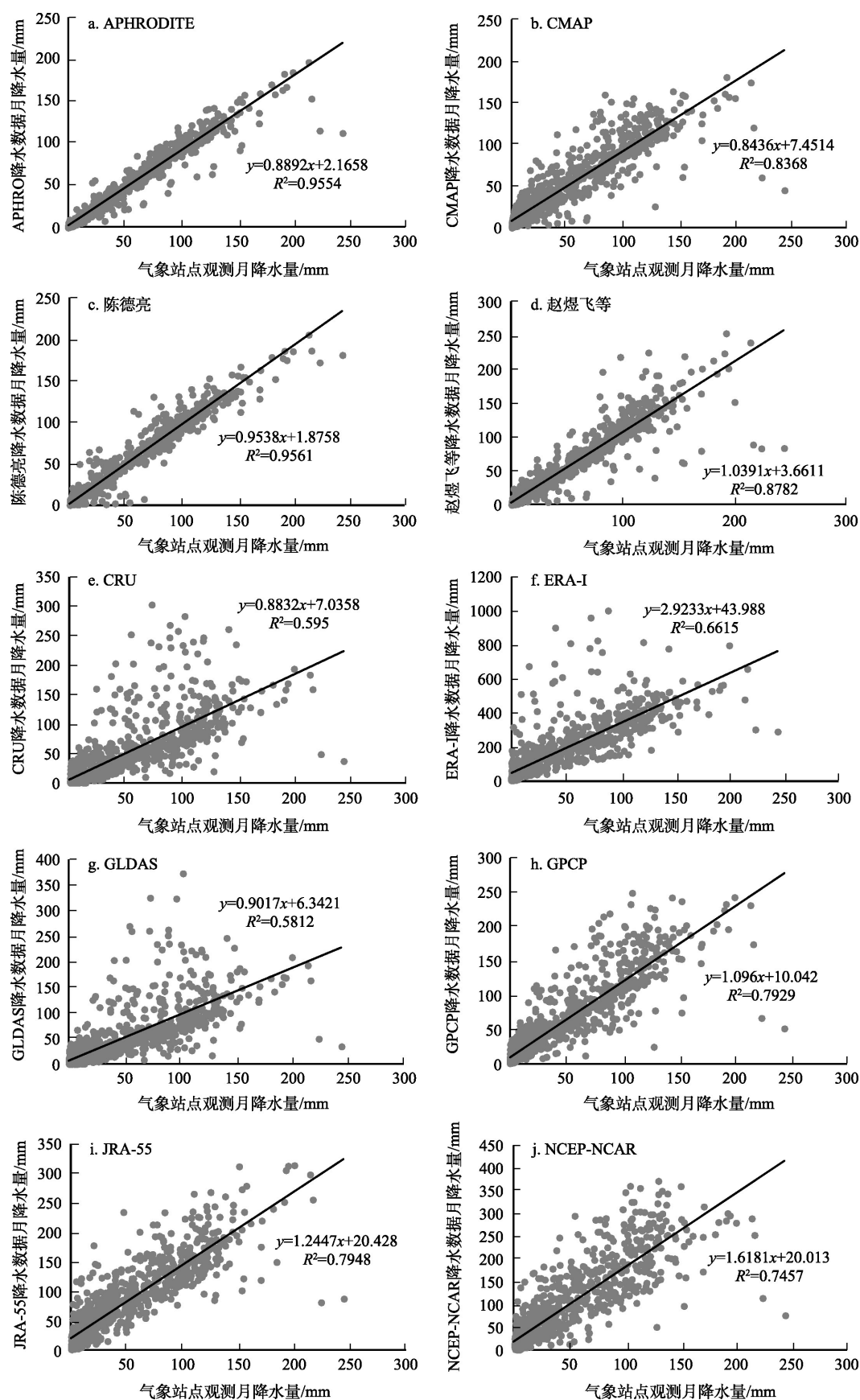
3.1 不同源降水数据质量对比分析

3.1.1 基于月降水过程的质量对比结果

以青藏高原 80 个气象站点多年平均月降水量

为基准,分别对 13 种降水数据集进行一元线性回归分析。由于 13 种降水数据集空间分辨率不一致,为对其质量差异进行定量描述,以青藏高原 80 个气象站点为基准,采用反距离加权法分别对各降水数据集进行空间插值(黄滢等, 2016),得到对应站点地理位置的月降水量,然后与站点观测降水数据进行比较。结果表明(图 1),APHRODITE、CMAP、陈德亮、赵煜飞等、TRMM 以及 IGSNRR 数据集的月降水量与气象站点观测数据的月降水量相关性较高,确定性系数  $R^2$  达到 0.9 左右,呈现出较好的一致性;APHRODITE、CMAP、陈德亮数据集的斜率  $K$  小于 1,表明上述 3 种降水数据集的月降水量相对站点观测数据的月降水量整体略低,而赵煜飞等和 IGSNRR 数据集的斜率  $K$  大于 1,表明这 2 种降水数据集的月降水量比站点观测数据的月降水量整体略高。此外,其他基于卫星反演和再分析生成的降水数据集总体精度较差,与气象站点观测数据的相关性普遍相对较低,个别降水数据集的月降水量存在







续图 1

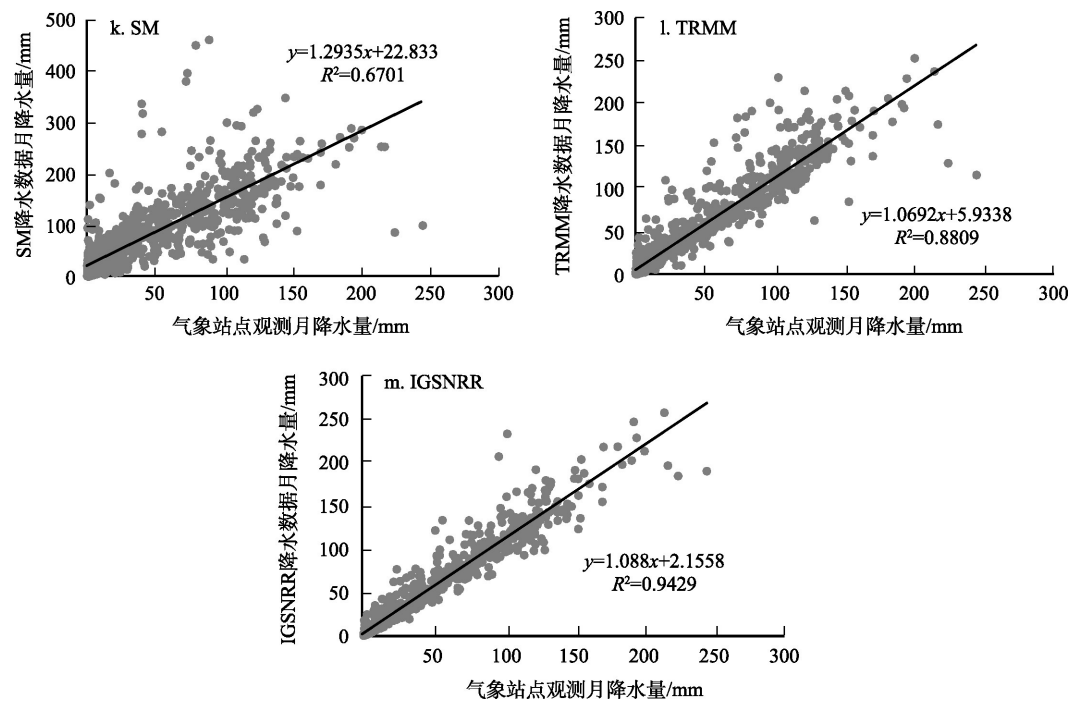


图 1 13 种数据集月降水量与气象站点观测月降水量散点图

Fig.1 Scatter diagram of monthly precipitation magnitude from 13 precipitation datasets and the observed monthly precipitation dataset at 80 meteorological stations on the Tibetan Plateau

较为明显的高估现象。

考虑到各降水数据集质量同样存在空间差异性,因此进一步对 13 种降水数据集和降水观测数据在 80 个气象站点的降水月过程进行对比验证(表 2)。CMAP 和 TRMM 降水数据集虽然与降水观测数据整体相关性较好,但相对误差和均方根误差结果相

对较大,而且在 80 个气象站点的相关性也存在较大空间差异,即各指标值变化范围较大。相比较而言,APHRODITE、陈德亮、赵煜飞等以及 IGSNRR 降水数据集与降水观测数据保持较好的一致性,且空间差异性较小;在 80 个气象站点的结果中,相关系数均保持较高值,且相对误差和均方根误差也相对较小。

表 2 13 种数据集月降水过程与月降水观测过程对比结果

Tab.2 Comparison of results of 13 precipitation datasets with the observed precipitation dataset at the monthly scale

	<i>R</i>		<i>BIAS</i>		<i>RMSE</i>	
	均值	取值范围	均值/%	取值范围/%	均值	取值范围
APHRODITE	0.99	0.83~1.00	16.28	3~118	7.08	1~63
CMAP	0.96	0.38~1.00	45.39	5~406	14.15	2~96
陈德亮	0.98	0.66~1.00	15.83	3~88	6.92	0~34
赵煜飞等	0.98	0.73~1.00	37.63	4~395	13.58	3~91
CRU	0.94	-0.31~1.00	68.93	8~363	25.98	2~106
ERA-I	0.95	0.67~0.99	355.59	65~1893	150.32	11~539
GLDAS	0.94	-0.37~1.00	68.09	7~330	26.36	2~127
GPCP	0.96	0.28~1.00	70.76	7~430	23.65	4~88
JRA-55	0.93	0.51~0.99	113.90	14~809	37.98	5~108
NCEP-NCAR	0.93	0.00~1.00	168.85	20~1435	58.32	7~150
SM	0.90	-0.20~1.00	109.15	22~787	43.95	1~217
TRMM	0.96	-0.03~1.00	44.43	5~273	15.22	2~63
IGSNRR	0.99	0.87~1.00	22.58	4~159	10.19	1~60

### 3.1.2 基于降水季节分配特征的质量对比结果

为进一步分析验证各降水数据集的质量,对基于不同源降水数据集的降水季节分配分析结果进行对比。降水集中度和集中期指标的空间分布图可较

为直观地显示各降水数据集之间的质量差异(图2、图3)。整体来看,APHRODITE、陈德亮、赵煜飞等以及IGSNRR降水数据集的上述2个指标空间分布图与降水观测数据的结果一致性较好,较为准确地

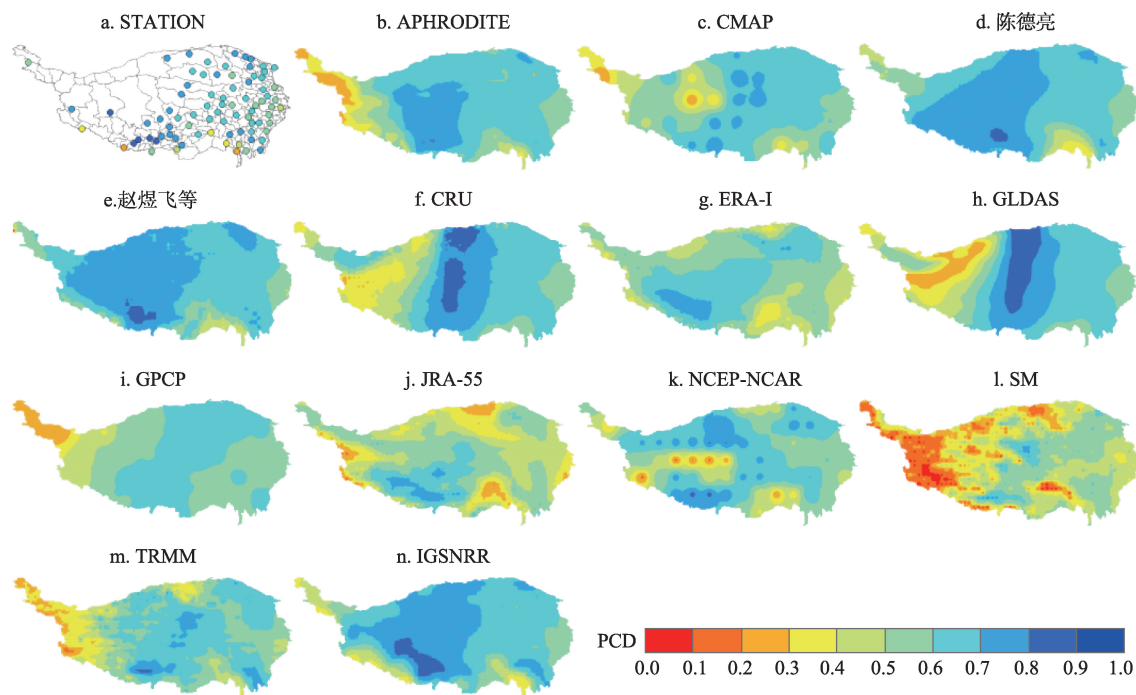


图2 不同源降水数据集分析得到的青藏高原降水集中度空间分布图

Fig.2 Spatial pattern of the concentration degree (PCD) of monthly precipitation from 14 datasets on the Tibetan Plateau

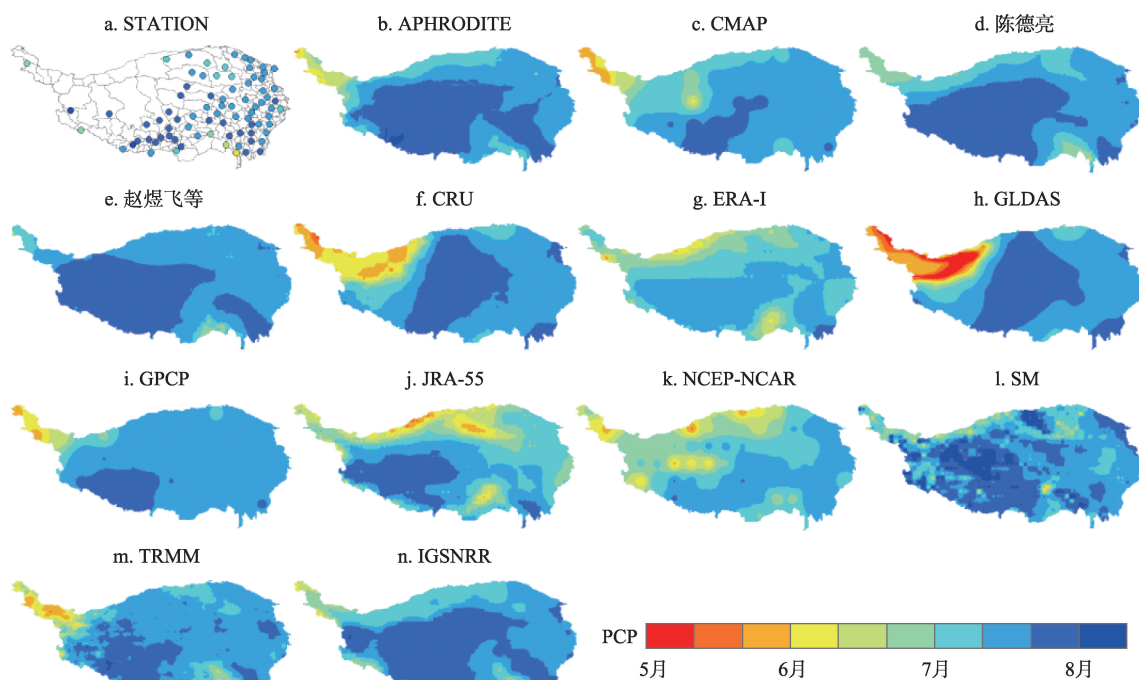


图3 不同源降水数据集分析得到的青藏高原降水集中期空间分布图

Fig.3 Spatial pattern of the concentration period (PCP) of monthly precipitation from 14 datasets on the Tibetan Plateau

反映了青藏高原降水集中度和集中期的空间分布。

同样,以青藏高原 80 个气象站点为基准,采用反距离加权法分别对不同源降水数据的分析结果进行空间插值(黄滢等, 2016),得到对应站点地理位置的降水集中度和集中期结果,与降水观测数据的分析结果进行定量对比(表 3)。通过对 13 种降水数据集与降水观测数据基于降水季节分配的质量对比分析。综合来看,APHRODITE 和 IGSNRR 两种

降水数据集的质量相对较好,与观测数据的相关系数较高,达到 0.85 以上,相对误差和均方根误差也均较小,这可能与上述 2 种降水数据集主要基于降水观测数据生成有关。其中,IGSNRR 数据精度最高,2 种指标与观测数据的相关系数均达到 0.92,相对误差和均方根误差在所有数据集中也最小。由于卫星遥感方法或同化过程本身存在的系统误差和不确定因素,基于卫星数据或再分析资料生成的降水数据集与降水观测数据的相关性普遍较低,相对误差或均方根误差较大,总体质量相对较差。

从空间分布来看,IGSNRR 数据与站点观测数据得到的 *PCD* 和 *PCP* 指标结果仅在青藏高原北部和南部个别站点的相关性较低,相对误差和均方根误差较大(图 4)。综上结果,认为所选 13 个降水数据集中,IGSNRR 降水数据在青藏高原大部分地区精度较高,整体质量较好。本文将主要利用该数据集分析青藏高原降水季节分配特征及其空间差异性。

3.2 青藏高原降水季节分配特征

从图 2 和图 3 基于 IGSNRR 降水数据的分析结果可知,青藏高原降水集中度的取值范围大约在 0.2~0.9 之间,而集中期的取值范围大约在 5-8 月份之间。由此可见,青藏高原降水季节分配不均匀,主要集中在夏季,而且降水季节分配特征存在明显的区域差异性。降水集中度和集中期在高原东南部、西南部以及西北部存在低值区,集中度小于 0.5,集中期为 6 月份。由上述 3 个区域向高原腹地逐渐推进,降水集中度和集中期逐渐变大,表明降水年内

表 3 13 种降水数据集与降水观测数据集  
降水季节分配分析结果对比

Tab.3 Comparison of the concentration degree and  
concentration period results from 13 precipitation datasets  
with that from the observed precipitation dataset

数据集	R		BIAS/%		RMSE	
	PCD	PCP	PCD	PCP	PCD	PCP
APHRODITE	0.86	0.85	6.62	1.87	0.06	5.62
CMAP	0.52	0.43	11.51	3.25	0.10	8.89
陈德亮	0.70	0.82	5.79	1.81	0.09	5.68
赵煜飞等	0.83	0.81	6.00	2.10	0.07	6.85
CRU	0.46	0.34	11.63	3.30	0.11	9.86
ERA-I	0.66	0.63	20.38	4.97	0.13	10.17
GLDAS	0.43	0.31	11.98	3.32	0.12	10.22
GPPCP	0.43	0.35	15.55	3.45	0.12	9.17
JRA-55	0.57	0.50	30.40	6.99	0.18	14.73
NCEP-NCAR	0.43	0.44	15.25	5.29	0.12	12.24
SM	0.47	0.30	36.30	3.72	0.20	10.54
TRMM	0.64	0.71	10.89	2.53	0.10	7.07
IGSNRR	0.92	0.92	4.24	1.41	0.05	3.89

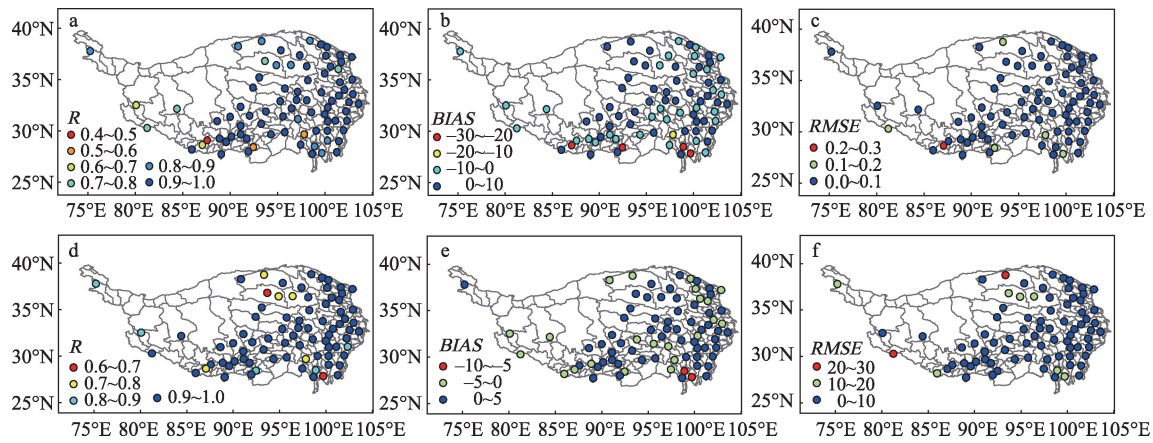


图 4 IGSNRR 降水数据与气象站点降水观测数据对比  
(a-c:PCD 指标的分析结果,d-f:PCP 指标的分析结果)

Fig.4 Spatial difference between the IGSNRR (Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research) precipitation dataset and the observed precipitation dataset at 80 meteorological stations on the Tibetan Plateau.  
(a-c: results of PCD, d-f: results of PCP)



分配更加趋于集中,且雨季缩短、推迟。在雅鲁藏布江中上游及以北地区,降水集中度和集中期达到最大值,集中度大于0.8,集中期为7月下旬左右。

为验证上述结果的准确性,进一步分析了青藏高原春、夏、秋、冬四个季节降水量分别占全年降水量的比例(图5)。可以看出,在高原东南、西南和西北地区,雨季开始较早,春季降水约占全年降水的20%~30%,夏季降水比例不足50%,秋季和冬季降水比例约为10%~20%。总体上,虽然上述3个区域降水主要发生在夏季,但其他季节降水总和也约占50%;尤其是春季降水较多,降水集中程度并不十分突出,集中期也较为靠前,这与降水集中度和集中期的结果保持一致。而在高原中部、北部以及东北部地区,夏季降水占全年降水比例约为60%~80%,春季降水比例约为10%~20%或低于10%,秋季降水比例约为10%~30%,而冬季降水比例不足10%,表明降水集中程度十分显著,雨季较短且较晚,同样符合上述降水集中度和集中期的空间分布特征。

### 3.3 西风 and 印度洋季风对青藏高原降水影响区域分析

青藏高原水文气候过程主要受西风和印度洋季风控制,关于二者的影响区域划分一直是一个热点问题,目前已有学者利用重建古降水、降水稳定同位素、湖泊、冰川等环境要素进行相关研究(侯书

贵等, 2002; Shi, 2002; 段克勤等, 2008; Yao et al, 2012; 张丁玲, 2013)。本文基于青藏高原降水季节分配的区域差异性结果,识别西风和印度洋季风的影响区域,进而认识青藏高原降水季节分配空间差异的形成原因。

由于青藏高原降水主要发生在夏季,且西风和印度洋季风的影响效应在夏季较为明显,因此重点分析青藏高原地区夏季的水汽通量图(图6a)。可以看出,青藏高原的水汽主要来自北部、西部和南部。西风携带着水汽在帕米尔高原地区分为两支,一支从青藏高原北部深入,另一支从青藏高原32°N~35°N之间的西部地区深入;印度洋季风携带着来自阿拉伯海的水汽经过印度次大陆后继续携带孟加拉湾的水汽一起进入青藏高原南部,一部分水汽转向从高原西南部深入,另一部分从高原东南部沿雅鲁藏布江大峡谷深入(Chen et al, 2012; Feng et al, 2012; 林厚博等, 2016)。根据青藏高原降水季节分配的空间变化特征,即降水集中期由高原北部、西北部、西南部及东南部向高原腹地逐渐推迟(图2、图3),反映出高原北部、西北部、西南部和东南部边缘地区雨季开始较早,但愈向内陆地区深入进,雨季愈晚,这与西风和印度洋季风携带的水汽运移方向吻合。据此认为青藏高原降水季节分配的空间差异特征能较好地反映西风和印度洋季风的影响范围(图6b)。西风的影响区域主要位于青藏

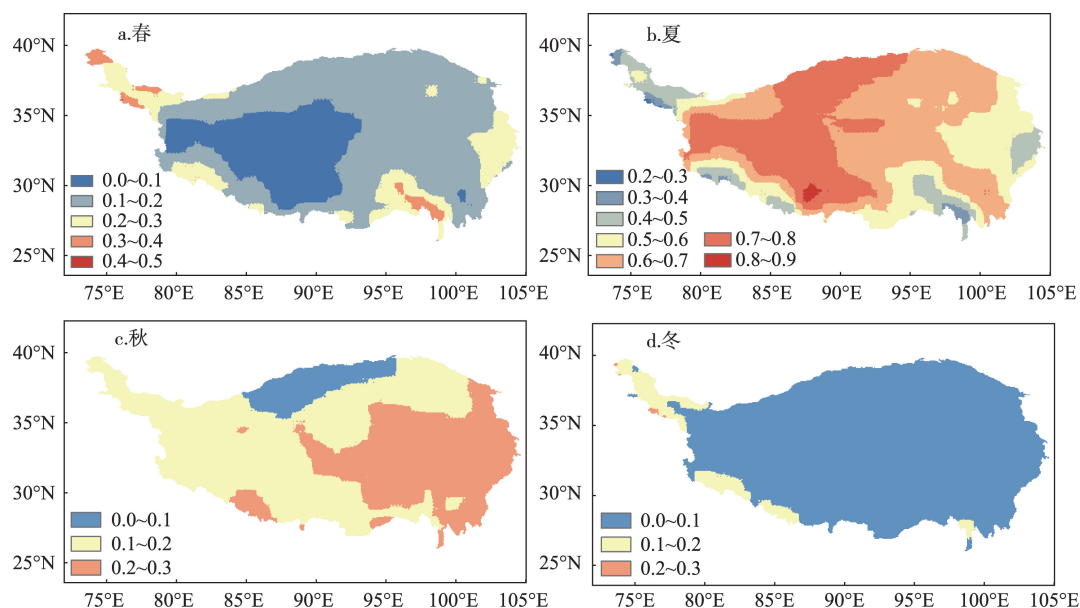


图5 青藏高原各季节降水量占全年降水量的比例及其空间分布

Fig.5 Spatial pattern of the ratio between seasonal precipitation and annual precipitation on the Tibetan Plateau

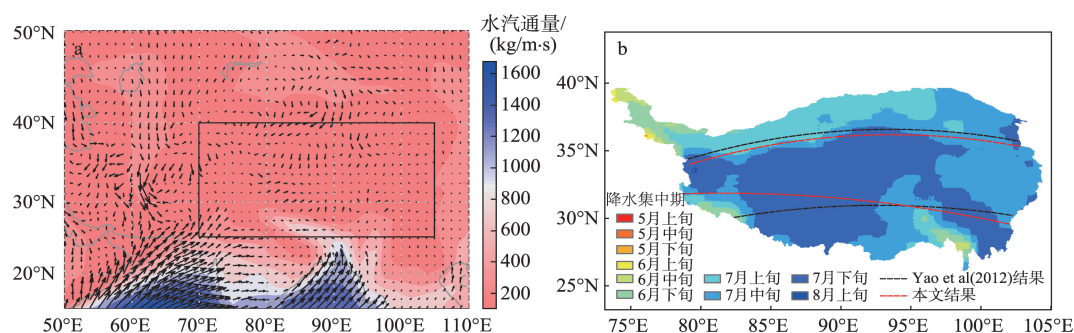


图6 青藏高原夏季(6-8月)水汽通量(a)和西风、印度洋季风影响区域划分(b)

Fig.6 Water vapor fluxes in the summer (June to August) on the Tibet Plateau (a), and the division of the influence region of the westerlies and the Indian Ocean monsoon (b)

高原北部(约35°N以北),印度洋季风的影响区域主要位于青藏高原南部(约30°N以南);其中,在青藏高原西南部印度洋季风影响范围可达32°N,而在东南部影响范围大致在30°N。在青藏高原中部(大致30°N~35°N),降水受到西风和印度洋季风共同影响。

目前已有研究利用降水稳定同位素、湖泊、冰川等环境要素的变化特征,识别出西风和印度洋季风在青藏高原的影响区域呈现显著的南北差异特征。具体表现为:印度洋季风主要影响30°N以南地区,西风主要影响35°N以北地区,而高原中部(30°N~35°N)区域内降水受到西风和印度洋季风的共同影响(Yao et al, 2013)。可以看出,本文研究结果和前人研究成果保持很好的一致性,仅在高原西南局部地区存在差异。由此可见,青藏高原降水季节分配的空间差异特征主要是因西风和印度洋季风的影响效应所致,即二者对青藏高原水文气候过程的影响范围。

## 4 结论

本文以青藏高原气象站点降水观测数据为基准,结合水汽通量数据,对13种不同源降水数据集的质量进行了评估。结果显示,基于观测资料生成的降水数据集的精度整体高于卫星反演数据和再分析数据,后者存在较大误差。其中,IGSNRR降水数据与降水观测数据的相关性最好,且空间分布也较一致,能较为准确地反映青藏高原降水集中度和集中期的空间分布格局。基于IGSNRR数据的分析结果得出青藏高原地区的降水季节分配特征及空间差异:高原东南、西南以及西北边缘地区降水

集中度较小,夏季降水比例不足50%,而随着逐渐向高原腹地推进,降水集中度逐渐增大,雨季逐渐缩短且推迟,雨季降水占全年降水比例逐渐增大。

青藏高原降水季节分配的空间分布格局与西风和印度洋季风携带水汽的运移方向保持很好的一致性。因此,利用青藏高原降水集中期的空间变化特征识别出西风的影响区域主要位于高原35°N以北,印度洋季风的影响区域主要位于高原约30°N以南,而高原中部(30°N~35°N)降水受到西风和印度洋季风的共同影响。该结果与基于高原地区重建古降水、降水稳定同位素、湖泊、冰川等环境要素确定的西风和印度洋季风的影响范围相吻合,仅在高原西南局部地区存在差异。

青藏高原西部气象站点稀少,虽然本文借助水汽通量资料进行了分析,但该区域不同降水数据源的质量差异有待进一步验证。此外,从青藏高原降水集中度和集中期空间分布图中可以看出,高原特殊地形对于西风和印度洋季风效应的影响,该问题也需进一步分析讨论,以更加深入认识青藏高原降水季节分配空间差异性的形成机制。

## 参考文献(References)

- 段克勤, 姚檀栋, 王宁练, 等. 2008. 青藏高原南北降水变化差异研究[J]. 冰川冻土, 30(5): 726-732. [Duan K Q, Yao T D, Wang N L, et al. 2008. The difference in precipitation variability between the north and south Tibetan Plateaus [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 30(5): 726-732.]
- 侯书贵, 秦大河, 姚檀栋, 等. 2002. 青藏高原冰芯积累量的近期变化[J]. 科学通报, 47(20): 1588-1591. [Hou S G, Qin D H, Yao T D, et al. 2002. Recent changes in ice core accumulation in Tibet Plateau[J]. Chinese Science Bulletin, 47(20): 1588-1591.]

- tin, 47(20): 1588-1591.]
- 黄滢, 王中根, 桑燕芳, 等. 2016. 雅鲁藏布江流域不同源降水数据质量对比研究[J]. 地理科学进展, 35(3): 339-348. [Huang X, Wang Z G, Sang Y F, et al. 2016. Precision of data in three precipitation datasets of the Yarlung Zangbo River Basin[J]. Progress in Geography, 35(3): 339-348.]
- 黄一民, 章新平. 2007. 青藏高原四季降水变化特征分析[J]. 长江流域资源与环境, 16(4): 537-537. [Huang Y M, Zhang X P. 2007. Character analysis in variation of seasonal precipitation over the Tibetan Plateau[J]. Resources and Environment in the Yangtze Basin, 16(4): 537-542.]
- 李晓英, 姚正毅, 肖建华, 等. 2016. 1961-2010年青藏高原降水时空变化特征分析[J]. 冰川冻土, 38(5): 1233-1240. [Li X Y, Yao Z Y, Xiao J H, et al. 2016. Analysis of the spatial-temporal variation characteristics of precipitation over the Tibetan Plateau from 1961 through 2010[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 38(5): 1233-1240.]
- 林厚博, 游庆龙, 焦洋, 等. 2016. 青藏高原及附近水汽输送对其夏季降水影响的分析[J]. 高原气象, 35(2): 309-317. [Lin H B, You Q L, Jiao Y, et al. 2016. Water vapor transportation and its influences on precipitation in summer over Qinghai-Xizang Plateau and its surroundings[J]. Plateau Meteorology, 35(2): 309-317.]
- 林振耀, 赵昕奕. 1996. 青藏高原气温降水变化的空间特征[J]. 中国科学, 26(4): 354-358. [Lin Z Y, Zhao X Y. 1996. Spatial characters of temperature and precipitation in the Tibetan Plateau[J]. Science China Press, 26(4): 354-358.]
- 莫申国, 张百平, 程维明, 等. 2004. 青藏高原的主要环境效应[J]. 地理科学进展, 23(2): 88-96. [Mo S G, Zhang B P, Cheng W M, et al. 2004. Major environmental effects of the Tibetan Plateau[J]. Progress in Geography, 23(2): 88-96.]
- 潘保田, 李吉均. 1996. 青藏高原: 全球气候变化的驱动机与放大器[J]. 兰州大学学报: 自然科学版, 32(1): 108-115. [Pan B T, Li J J. 1996. Qinghai-Tibetan Plateau: A Driver and amplifier of the global climatic change: III: The effects of the uplift of Qinghai-Tibetan Plateau on climatic changes[J]. Journal of Lanzhou University, 32(1): 108-115.]
- 齐文文, 张百平, 庞宇, 等. 2013. 基于TRMM数据的青藏高原降水的空间和季节分布特征[J]. 地理科学, 33(8): 999-1005. [Qi W W, Zhang B P, Pang Y, et al. 2013. TRMM-data-based spatial and seasonal patterns of precipitation in the Qinghai-Tibet Plateau[J]. Scientia Geographica Sinica, 33(8): 999-1005.]
- 韦志刚, 黄荣辉, 董文杰. 2003. 青藏高原气温和降水的年际和年代际变化[J]. 大气科学, 27(2): 157-170. [Wei Z G, Huang R H, Dong W J. 2003. Interannual and interdecadal variations of air temperature and precipitation over the Tibetan Plateau[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 27(2): 157-170.]
- 吴绍洪, 尹云鹤, 郑度, 等. 2005. 青藏高原近30年气候变化趋势[J]. 地理学报, 60(1): 3-11. [Wu S H, Yin Y H, Zheng D, et al. 2005. Climate changes in the Tibetan Plateau during the last three decades[J]. Acta Geographica Sinica, 60(1): 3-11.]
- 杨玮, 何金海, 王盘兴, 等. 2011. 近42年来青藏高原年内降水时空不均匀性特征分析[J]. 地理学报, 66(3): 376-384. [Yang W, He J H, Wang P X, et al. 2011. Inhomogeneity Characteristics of intra-annual precipitation over the Tibetan Plateau in recent 42 years[J]. Acta Geographica Sinica, 66(3): 376-384.]
- 姚檀栋, 朴世龙, 沈妙根, 等. 2017. 印度季风与西风相互作用在现代青藏高原产生连锁式环境效应[J]. 中国科学院院刊, 32(9): 976-984. [Yao T D, Piao S L, Shen M G, et al. 2017. Chained impacts on modern environment of interaction between westerlies and indian monsoon on Tibetan Plateau[J]. Bulletin of Chinese Academy of Sciences, 32(9): 976-984.]
- 姚檀栋, 朱立平. 2006. 青藏高原环境变化对全球变化的响应及其适应对策[J]. 地球科学进展, 21(5): 459-464. [Yao T D, Zhu L P. 2006. The response of environmental changes on Tibetan Plateau to global changes and adaptation strategy[J]. Advances in Earth Science, 21(5): 459-464.]
- 于海英, 徐建初. 2009. 气候变化对青藏高原植被影响研究综述[J]. 生态学杂志, 28(4): 747-754. [Yu H Y, Xu J C. 2009. Effects of climate change on vegetations on Qinghai-Tibet Plateau: A review[J]. Chinese Journal of Ecology, 28(4): 747-754.]
- 余莲. 2011. 青藏高原地区气候变化的特征及数值模拟研究[D]. 兰州: 兰州大学. [Yu L. 2011. Simulating study on the characteristics of climate change and over Tibet Plateau [D]. Lanzhou, China: Lanzhou University.]
- 张丁玲. 2013. 青藏高原水资源时空变化特征的研究[D]. 兰州大学. [Zhang D L. 2013. The temporal and spatial variations of water resources over the Tibetan Plateau[D]. Lanzhou University.]
- 张录军, 钱永甫. 2004. 长江流域汛期降水集中程度和洪涝关系研究[J]. 地球物理学报, 47(4): 622-630. [Zhang L J, Qian Y F. 2004. A study on the feature of precipitation concentration and its relation to flood-producing in the Yangtze River Valley of China[J]. Chinese Journal of Geophysics, 47(4): 622-630.]



- 赵煜飞, 朱江. 2015. 近 50 年中国降水格点日值数据集精度及评估[J]. 高原气象, 34(1): 50-58. [Zhao Y F, Zhu J. 2015. Assessing quality of grid daily precipitation datasets in china in recent 50 years[J]. Plateau Meteorology, 34(1): 50-58.]
- Chen B, Xu X D, Yang S, et al. 2012. On the origin and destination of atmospheric moisture and air mass over the Tibetan Plateau[J]. Theoretical and Applied Climatology, 110(3): 423-435.
- Curio J, Scherer D. 2016. Seasonality and spatial variability of dynamic precipitation controls on the Tibetan Plateau[J]. Earth System Dynamics, 7(3): 767-782.
- Feng L, Zhou T J. 2012. Water vapor transport for summer precipitation over the Tibetan Plateau: Multidata set analysis [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 117(D20114): 1-16.
- Lei Y, Yang K, Wang B, et al. 2014. Response of inland lake dynamics over the Tibetan Plateau to climate change[J]. Climatic Change, 125(2): 281-290.
- Li L, Li J, Yao X, et al. 2014. Changes of the three holy lakes in recent years and quantitative analysis of the influencing factors[J]. Quaternary International, 349: 339-345.
- Maussion F, Scherer D, Mölg T, et al. 2013. Precipitation Seasonality and Variability over the Tibetan Plateau as Resolved by the High Asia Reanalysis[J]. Journal of Climate, 27(5): 1910-1927.
- Sang Y F, Singh V P, Gong T L, et al. 2016. Precipitation variability and response to changing climatic condition in the Yarlung Tsangpo River basin, China[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 121(15): 8820-8831.
- Schiemann R, Lüthi D, Schär C. 2009. Seasonality and interannual variability of the westerly jet in the Tibetan Plateau region[J]. Journal of Climate, 22(11): 2940-2957.
- Shen M G, Piao S L, Cong N, et al. 2015. Precipitation impacts on vegetation spring phenology on the Tibetan Plateau[J]. Global Change Biology, 21(10): 3647-3656.
- Shi Y F. 2002. Characteristics of late quaternary monsoonal glaciation on the Tibetan Plateau and in East Asia[J]. Quaternary International, 97: 79-91.
- Song C, Huang B, Ke L, et al. 2014. Seasonal and abrupt changes in the water level of closed lakes on the Tibetan Plateau and implications for climate impacts[J]. Journal of Hydrology, 514: 131-144.
- Wang A, Zeng X. 2012. Evaluation of multireanalysis products with in situ observations over the Tibetan Plateau[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 117(D05102): 1-12.
- Webster P J, Magaña V O, Palmer T N, et al. 1998. Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction [J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 103(C7): 14451-14510.
- Xiang L, Wang H, Steffen H, et al. 2016. Groundwater storage changes in the Tibetan Plateau and adjacent areas revealed from GRACE satellite gravity data[J]. Earth and Planetary Science Letters, 449: 228-239.
- Xu X, Lu C, Shi X, et al. 2008. World water tower: An atmospheric perspective[J]. Geophysical Research Letters, 35(20): 525-530.
- Xu Z X, Gong T L, Li J Y. 2008. Decadal trend of climate in the Tibetan Plateau: Regional temperature and precipitation [J]. Hydrological Processes, 22(16): 3056-3065.
- Yao T D, Masson-Delmotte V, Gao J, et al. 2013. A review of climatic controls on  $\delta^{18}\text{O}$  in precipitation over the Tibetan Plateau: Observations and simulations[J]. Reviews of Geophysics, 51(4): 525-548.
- Yao T D, Thompson L, Yang W, et al. 2012. Different glacier status with atmospheric circulations in Tibetan Plateau and surroundings[J]. Nature Climate Change, 2(9): 663-667.
- Zhang L J, Qian Y F. 2003. Annual distribution features of the yearly precipitation in China and their interannual variations[J]. Acta Meteorologica Sinica, 17(2): 146-163.
- Zhang X J, Tang Q, Pan M, et al. 2014. A Long-term land surface hydrologic fluxes and states dataset for China[J]. Journal of Hydrometeorology, 15(5): 2067-2084.

## Spatial variability in the seasonal distribution of precipitation on the Tibetan Plateau

ZHU Yanxin<sup>1,2</sup>, SANG Yanfang<sup>1\*</sup>

(1. Key Laboratory of Water Cycle and Related Land Surface Processes, Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, CAS, Beijing 100101, China;  
2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 101407, China)

**Abstract:** Hydroclimate process on the Tibetan Plateau (TP) is sensitive to global climate change, and its variability and change would directly affect the evolution of regional water resources in the region. However, there is not enough knowledge of the spatial-temporal characteristics of hydroclimate process on TP so far. In this article, based on the precipitation data measured at 80 meteorological stations and the water vapor flux data over the Tibetan Plateau, the quality of 13 types of remotely sensed and reanalysis-based precipitation datasets was analyzed and compared. The IGSNRR (Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research) precipitation dataset performs the best, and it was used to identify the spatial pattern of seasonal distribution of precipitation on the plateau. The results show that the concentration degree (*PCD*) and concentration period (*PCP*) of monthly precipitation were relatively small in the southeastern, southwestern, and northwestern parts of the Tibetan Plateau; correspondingly, summer precipitation accounted for less than 50% of annual precipitation in these regions. As going toward the hinterland of the plateau, the *PCD* and *PCP* values increased gradually, the rainy season became shorter and delayed, and the ratio between rainy season precipitation and annual precipitation increased. The spatial pattern of seasonal distribution of precipitation on the plateau was clearly consistent with the direction of water vapor transport, which is mainly determined by the Westerlies and the Indian Ocean monsoon. Based on this, it is identified that precipitation process in the areas north of 35°N was mainly influenced by the Westerlies, but that south of 30°N was influenced by the Indian Ocean monsoon; in the central plateau (30°N~35°N), precipitation process was under the control of both the Westerlies and the Indian Ocean monsoon. The study results are helpful for further understanding the spatial difference in hydroclimate variability on the Tibetan Plateau.

**Key words:** Tibetan Plateau; precipitation; seasonal distribution; spatial variability; Westerlies; Indian Ocean monsoon