



ELSEVIER

Contents lists available at ScienceDirect

Engineering

journal homepage: www.elsevier.com/locate/eng



Research
Climate Change—Article

气候变化对青藏高原河流源区径流的影响

鲍振鑫^{a,b,#}, 张建云^{a,b,c,*}, 连炎清^{a,c,#,*}, 王国庆^{a,b,c}, 金君良^{a,b}, 宁忠瑞^d, 张佳鹏^d, 刘艳丽^{a,b}, 王小军^{a,b}

^a State Key Laboratory of Hydrology–Water Resources and Hydraulic Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, China

^b Nanjing Hydraulic Research Institute, Nanjing 210024, China

^c Yangtze Institute for Conservation and Development, Hohai University, Nanjing 210098, China

^d College of Hydrology and Water Resources, Hohai University, Nanjing 210098, China

ARTICLE INFO

Article history:

Received 4 July 2022

Revised 17 March 2023

Accepted 14 May 2023

Available online 13 October 2023

关键词

青藏高原

径流

变化趋势

气候变化

摘要

青藏高原是长江、黄河以及跨境河流雅鲁藏布江、澜沧江和怒江的发源地,为东南亚和南亚约16亿人口提供重要的淡水资源。然而,青藏高原所经历的气温上升几乎是全球变暖速率的三倍,导致了冰川退缩、积雪减少、多年冻土层融化等现象。基于青藏高原迄今为止最全面的径流观测数据,研究揭示了青藏高原气候条件的转变显著影响了河流源区径流量的变化。结果表明:①五条河流源区的年平均气温呈稳定上升趋势,1998年后的变化趋势为每十年上升0.38℃,是1998年之前变化速率的三倍;②源区径流变化主要受降水变化的影响,1998年后长江、雅鲁藏布江、澜沧江和怒江源区径流呈下降趋势,变化幅度为每十年减少 $3 \times 10^9 \sim 5.9 \times 10^9 \text{ m}^3$ (每十年减少9.12%~16.89%);③唐乃亥和兰州流域降水增加,导致径流以每十年8.04%和14.29%的速度增加。尽管黄河源区径流增加可能会缓解一些水资源问题,但是1998年以来青藏高原东南部河流源区径流下降趋势可能导致东南亚和南亚数十亿人面临水资源危机。

© 2023 THE AUTHORS. Published by Elsevier LTD on behalf of Chinese Academy of Engineering and Higher Education Press Limited Company. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>).

1. 引言

青藏高原,又称“亚洲水塔”,是包括长江、黄河、雅鲁藏布江、澜沧江(湄公河)、恒河、印度河和怒江在内的最大河流的发源地,横跨中国和东南亚地区[1],为数十亿人提供了至关重要且可靠的水源[2–4]。然而,青藏高原自20世纪50年代初以来所经历的气候变化几乎是全球变暖速率的三倍[5],1955–1996年间年平均气温每十年上升了0.16℃,而1998–2013年间年平均气温每十年上升了高达0.25℃[6]。1980–2018年间“亚洲水塔”

的升温速率为每十年0.42℃,是全球平均速率的两倍[7]。不断上升的气温对青藏高原的冰雪层产生了诸多不利影响,导致冰川退缩、积雪减少、永久冻土层解冻等。这也对青藏高原地区及其流域的水资源产生了深远影响[8]。随着这些变化的持续甚至加剧,将影响数十亿人的水资源供应[5]。

青藏高原拥有地球上第三大规模的冰川群,总面积约为50 657 km²,总冰川储量约为4680 km³。然而,全球变暖加速了该地区冰川的融化。过去半个世纪里,高原82%的冰川已经退缩,冰川体积缩水了15%。青藏高原的冰川

* Corresponding authors.

E-mail addresses: jy Zhang@nhri.cn (J. Zhang), ylian@illinois.edu (Y. Lian).

These authors contributed equally to the work.

面积从20世纪70年代的48 800 km²减少到21世纪初的44 400 km²，总计减少了9.05%，平均每年减少约147 km²。该地区的多年冻土（估计面积约为1 480 000 km²）也出现了退化[9]，过去十年间总面积缩水了16% [5,10]。多年冻土的下限海拔上升了80 m [11]，埋藏在地表以下的深度增加了0.50 m [12]。

研究表明，积雪和冰川的融水是河流的上游流域的重要水源[13]，并且融水量将直接影响河流流量的季节分布特征[14]。联合国政府间气候变化专门委员会（IPCC）的报告[13]显示，以融雪为主并受冰川供水的河流的径流量和季节变化已经受到高山地区雪水和冰川的影响，并且这些变化进一步影响了当地的水资源和农业活动。该报告还显示，由于冰川融化加剧，部分以冰川供水的河流夏季和全年的径流量有所增加。

对于青藏高原地区，已有研究[14]表明湄公河上游地区的融雪径流呈增加趋势，而怒江上游地区的融雪径流呈减少趋势。湄公河上游的融雪径流在20世纪90年代和21世纪头十年的峰值期比1964—1990年的基准期提前一个月，而降雨形成的径流可能占到湄公河和怒江上游地区总径流的84%以上[15]。其他研究还显示，融雪对水流的贡献更为突出[16]，特别是海拔2000 m以上的源区流域[17–18]。然而，随着冰川覆盖的减少，冰川融水的贡献可能会减少。有部分研究[19]表明，冰川融水的贡献在21世纪早期可能已经达到临界点，除长江上游外，冰川面积可能已减少超过20%，并预测冰川融水在21世纪30年代后可能进一步减少。观测数据还显示，自20世纪后期以来，冰川融水对径流的贡献呈下降趋势[10]。

青藏高原地区多年冻土的退化也对水文过程和径流量产生了显著影响。青藏高原地区的湖泊数量及其相应的表面面积显著增加[20]。据估计，多年冻土退化对黄河唐乃亥处的年径流的贡献高达4.9% [21]。径流预测结果[14, 22]表明，随着降水量和冰雪融化的增加，大多数河流源头地区的水流量将增加，并且在未来的气候变化情景下，洪水等水文极端事件将更加频繁发生。

除了对一些单独流域的研究[15–16]以外，也有很多学者对该地区主要河流的河川径流量变化进行了深入探讨。例如，一些研究[12,22]对长时间序列数据的变化进行了考察，发现青藏高原东南部分源区流域的水流呈增加趋势。相反地，黄河源区流域的水流呈减少趋势。此外，还有许多发表在 *Science* 和 *Nature* 期刊上的论文，讨论了青藏高原地区因气候变化的影响而引起的水资源安全问题 [1–5,23]。

在应对气候变化对其影响的背景下，为了揭示长江、

黄河以及跨境河流雅鲁藏布江、澜沧江和怒江等源区流域可能已经发生的径流变化特征，本研究旨在确定气温和降水的变化转折点，并描述相应时段的径流变化趋势及影响因素，以期能够更深入地了解与气候模型预测结果相比，重要河流域的水资源安全问题是否变得更为紧迫。

2. 材料与方法

2.1. 研究区概况

青藏高原被誉为“世界屋脊”和“亚洲水塔”，其东西跨度达2800 km，南北宽度在300~1500 km之间，总面积达 2.5×10^6 km²，平均海拔超过4000 m。青藏高原是许多大江大河的发源地，包括长江、黄河、怒江、澜沧江、雅鲁藏布江、恒河、印度河以及塔里木河，这些江河分布在东亚、东南亚和南亚地区。本研究旨在分析这八条主要河流源区气温和降水等气候要素以及径流水文要素的变化特征，以全面了解该地区历史水文气候条件时空演变规律。然而，恒河、印度河和塔里木河的长期径流数据无法获取。图1展示了长江、黄河、怒江、澜沧江和雅鲁藏布江的源区流域及其控制水文站，表1列出了各子流域的特征。长江、澜沧江、怒江和雅鲁藏布江源区等流域对河流总径流的贡献比例低于60%。

2.2. 数据来源

本研究使用该地区可获得的最长序列历史气温、降水和径流数据（表2）。径流观测数据来自水利部印发的《中国水文年鉴》。降水和气温观测数据来自中国气象局（CMA）中国气象数据服务中心（<https://data.cma.cn>）[25]，基于观测的月尺度格点降水数据来自美国国家海洋和大气管理局（NOAA）全球降水气候中心（GPCC，<https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.gpcc.html>）[26]。月尺度格点气温数据（GHCN_CAMS，<https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.ghcncams.html>）同样下载于NOAA[24]。

我们在研究区域对比了CMA和GPCC的降水数据集（图2），可以看出，两者之间存在系统性差异。然而，这两个数据集都具有很高的相关性，相关系数均在0.9以上，这种系统性偏差不会影响对变化点和趋势的统计分析。由于CMA数据仅适用于青藏高原中国境内的部分地区，本研究采用了GPCC数据以完全覆盖整个青藏高原地区。

2.3. 统计分析方法

本研究采用了非参数统计方法，使用Pettitt检验[27]

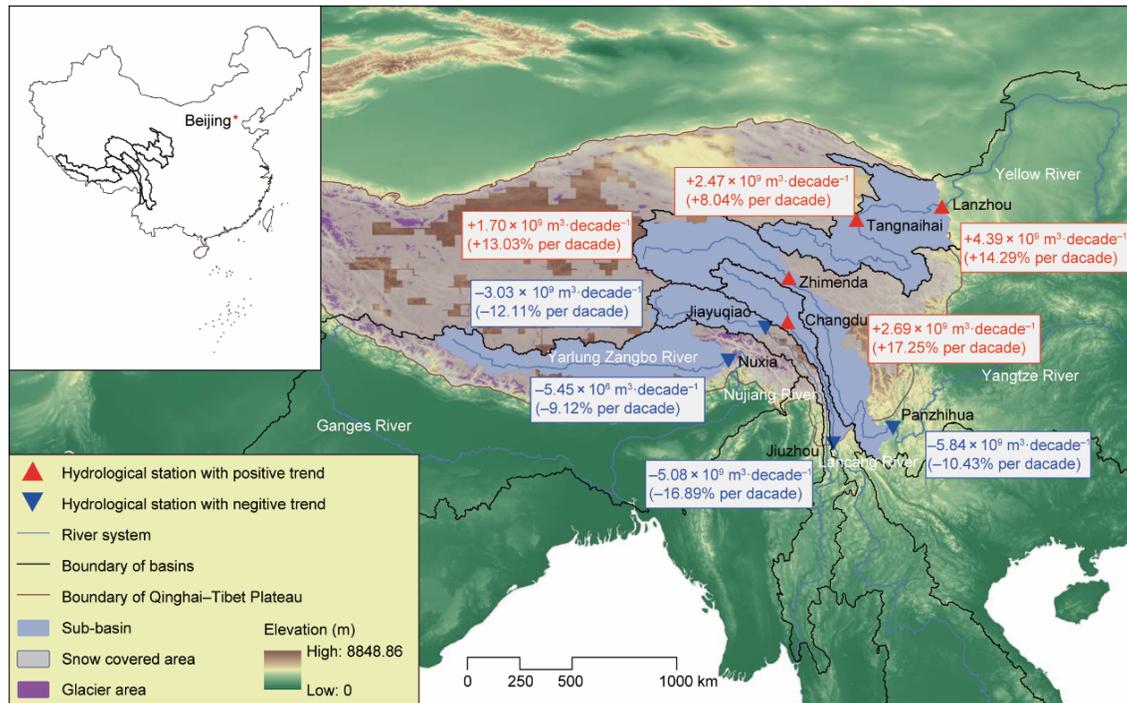


图1. 各主要发源于青藏高原的上游流域及其水流测流站的区域地图。方框中标注了1999—2018年期间径流变化趋势的幅度，以 $\text{m}^3 \cdot (10\text{a})^{-1}$ 和 $\% \cdot (10\text{a})^{-1}$ 来表示，红色表示增长趋势，蓝色表示减少趋势。

表1 主要河流流域及其源区流域的特征

River basin	Total basin area (km^2)	Basin population ($\times 10^3$)	Annual precipitation (mm)	Annual average streamflow ($\times 10^9 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$)	Hydrologic gaging station (with abbreviation in parentheses)	Headwater subbasin area (km^2)	Percentage of subbasin area (%)	Subbasin streamflow contribution to the river basin (%)	Period of observed data
Yangtze River	1 800 000	450 000	1 050	900	Zhimenda (ZMD)	137 704	7.65	1.48	1957–2018
					Panzhihua (PZH)	246 308	13.68	6.27	1966–2018
Yellow River	752 443	324 000	450	56	Tangnaihai (TNH)	121 972	16.21	36.30	1956–2018
					Lanzhou (LZ)	219 879	29.22	54.82	1950–2018
Langcang River	795 000	72 000	1 411	475	Changdu (CD)	53 512	6.73	3.28	1960–2018
					Jiuzhou (JZ)	85 701	10.78	6.33	1956–2018
Nujiang River	325 000	24 000	644	210	Jiayuqiao (JYQ)	73 632	22.66	11.89	1981–2018
Yarlung Zangbo River	543 000	118 500	1 086	625	Nuxia (NX)	201 809	37.17	9.56	1956–2018

表2 数据来源

Data type	Data obtained	Period	Interval	Spatial resolution	Source
Precipitation	Observed	1961–2020	Daily	$0.25^\circ \times 0.25^\circ$	CMA
	Reanalyzed	1891–2016	Monthly	$0.5^\circ \times 0.5^\circ$	GPCC
Temperature	Observed	1961–2020	Daily	$0.25^\circ \times 0.25^\circ$	CMA
	Reanalyzed	1948–2018	Monthly	$0.5^\circ \times 0.5^\circ$	GHCN_CAMS
Streamflow	Observed	1961–2018	Monthly	8 stations	China Hydrological Yearbook

来识别时间序列数据中的突变点，并使用 Mann-Kendall (M-K) 检验[28]来分析时间序列的趋势。M-K 方法不要数据服从特定的分布，测试范围广，适用于随机和非正态分布的水文气象数据的趋势检验。

2.3.1. Pettitt 突变点检验

Pettitt 检验是一种非参数统计方法，可以识别时间序列数据中是否存在突变点。对于包含 n 个样本的时间序列数据，我们对所有从 1 到 n 的随机变量进行 U_i 统计值的评

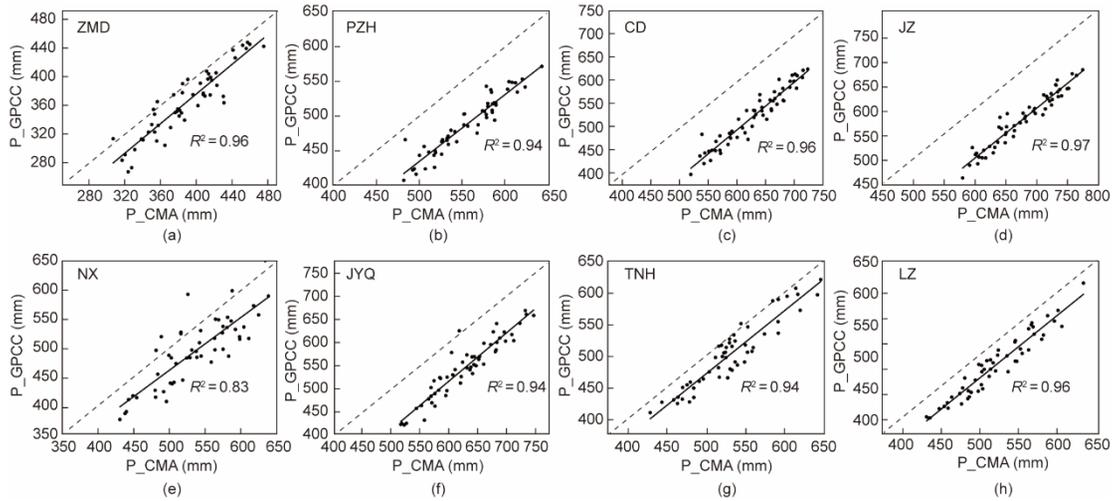


图2. 各流域内中国气象局 (CMA) 和美国国家海洋和大气管理局 (NOAA) 全球降水气候中心 (GPCC) 提供的再分析数据之间的年降水量比较。其中, P_CMA 代表CMA数据, P_GPCC 代表GPCC数据。(a) ZMD; (b) PZH; (c) CD; (d) JZ; (e) NX; (f) JYQ; (g) TNH; (h) LZ。

估, V_t 是一个临时统计值。 U_t 和 V_t 的计算如公式 (1) 和 (2) 所示:

$$U_t = U_{t-1} + V_t \quad t=2, 3, \dots, n \quad (1)$$

$$V_t = \sum_{j=1}^n \text{sgn}(x_t - x_j) \quad (2)$$

$$U_1 = V_1 \quad (3)$$

其中, sgn 是符号函数, x_t 和 x_j 是随机变量, x_t 在时间上跟随 x_j 。在 U_t 中具有最大绝对值的 K_t 被选为最显著的变化点, 统计值 P 表示为下面的方程 (4):

$$P = 2\exp[-6K_t^2/(n^3 + n^2)] \quad (4)$$

其中, 当 P 小于 0.05 时, 认为突变点显著。当 P 小于 0.01 时认为突变点非常显著。

2.3.2. M-K 趋势检验

M-K 检验是一种常用的非参数统计检验方法, 已被证明在分析时间序列趋势时具有可靠性。这种方法不要求数据服从特定的分布, 测试范围广泛, 适用于对随机和非正态分布的水文气象数据进行趋势检验。

M-K 检验检查了标准化 M-K 统计量 Z 的显著性, 其中 $\alpha < 0.05$ 表示显著变化, $\alpha < 0.01$ 表示非常显著变化。时间序列的统计值 S 的定义如方程 (5) 所示:

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sign}(x_j - x_i) \quad (5)$$

其中, x_i 和 x_j 是随机变量, x_j 在时间上跟随 x_i 。统计值 S 的正值表示时间序列上升趋势; 反之, 负值表示下降趋势。当数据长度 n 大于 8 时, 可以认为 S 服从标准正态分布假设, 其期望 $E(S)$ 和方差 $\text{Var}(S)$ 可以分别表示为方程 (6) 和方程 (7):

$$E(S) = 0 \quad (6)$$

$$\text{Var}(S) = \frac{1}{18} [n(n-1)(2n+5)] \quad (7)$$

标准统计值 Z_s 由方程 (8) 计算:

$$Z_s = \begin{cases} (S-1)/\sqrt{\text{Var}(S)} & S > 0 \\ 0 & S = 0 \\ (S+1)/\sqrt{\text{Var}(S)} & S < 0 \end{cases} \quad (8)$$

对于随机序列, 在给定的显著性水平下, 关键检验值 $Z_{\alpha/2}$ 可以在正态分布表中找到。 $1.96 < |Z_s| \leq 2.58$ 表示在 0.05 的置信水平下, 序列具有显著的变化趋势; 当 $|Z_s| > 2.58$ 时, 表明数据序列在 0.01 的置信水平下具有显著的变化趋势。

3. 结果与讨论

3.1. 气候与径流序列突变点

本研究对气温、降水和流量的年度时间序列数据进行了 Pettitt 检验, 以识别具有统计学意义的突变点。可能发生变化的年份及其统计学显著性列在表 3 中。可以看出, 大多数源区流域的气温突变发生在 1998 年, 且具有统计学显著性; 这种变化与 IPCC 报告的全球气温变化一致 [13]。对于年降水来说, 只有直门达 (ZMD) 在 1980 年发生了显著变化; 而其他所有流域检测到的突变点在统计上不显著。直门达、攀枝花 (PZH)、嘉玉桥 (JYQ) 和奴下 (NX) 的径流在 1998—1999 年发生了显著变化; 旧州 (JZ)、唐乃亥 (TNH) 和兰州 (LZ) 在 1987—1990 年左右出现突变点, 昌都 (CD) 在 2008 年有明显变化, 但在统计学上不显著。

在随后的 M-K 趋势分析中, 除了 1961—2018 年的长

表3 突变点及其统计显著性

Station	Temperature		Precipitation		Streamflow	
	Change Point	P-value	Change Point	P-Value	Change Point	P-value
ZMD	1998	$1.13 \times 10^{-7***}$	1980	0.04**	1999	0.03**
PZH	1998	$8.62 \times 10^{-8***}$	1998	0.23	1998	0.09*
CD	1998	$8.62 \times 10^{-8***}$	2006	0.08	2008	0.13
JZ	1993	$7.88 \times 10^{-8***}$	2007	0.48	1987	0.57
JYQ	1998	$1.24 \times 10^{-7***}$	2007	0.14	1998	0.04**
NX	1996	$1.77 \times 10^{-7***}$	1985	0.72	1998	0.09*
TNH	1998	$1.03 \times 10^{-7***}$	1985	0.07	1990	0.02**
LZ	1998	$2.11 \times 10^{-7***}$	2003	0.09	1987	0.01***

*, ** and *** indicate significance level greater than 90%, 95%, and 99%, respectively.

期气温数据外, 本研究还根据气温在1998年左右的显著变化点, 将数据分为1961—1998年和1999—2018年两个时期。为了与气温进行比较, 对于降水和径流分析分别在1961—2018年、1961—1998年和1999—2018年三个时期进行。

3.2. 气候与径流序列长期变化趋势

图3显示了八个源区流域的1961—2018年(红色线)、1961—1998年(蓝色虚线)和1999—2018年(蓝色虚线)时期的时间序列和线性回归线。表4列出了线性回归线的斜率, 气温的单位为每十年的变化幅度($^{\circ}\text{C}$), 降水和径流的单位分别为每十年的变化幅度($\times 10^9 \text{ m}^3$)和每十年百分比(%)。图4比较了八个源区流域的年平均气温、年降水和年径流量的变化趋势幅度。此外, 还对月气温、降水和径流数据进行了趋势分析, 以了解月尺度上的变化趋势。

3.2.1. 气温加速上升

从表4可看出, 所有源区流域1961—2018年的年平均气温都持续上升, 变化幅度从奴下流域的0.20到攀枝花流

域的0.37不等。然而, 1961—1998年和1999—2018年时期的变化趋势显示, 自1998年以来, 气温呈现出加速上升的趋势, 趋势平均为 $0.38 \text{ }^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{a})^{-1}$ (图3和表4), 高于全球变化[29], 约为1961—1998年气温上升速率 $[0.12 \text{ }^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{a})^{-1}]$ 的三倍。这一增长趋势与共享社会经济路径(SSP) 2-4.5情景[23]的预测变化趋势相似。令人担忧的是, 雅鲁藏布江流域(奴下)1998年以来的增长速度高达 $0.63 \text{ }^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{a})^{-1}$, 高于SSP3-7.0情景的预测 $0.56 \text{ }^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{a})^{-1}$ 的速度。

M-K检验显示, 所有源区流域在1961—2018年各月份月平均气温(AMT)都呈明显上升趋势(图5), 尽管统计显著性水平略有不同。在长江、澜沧江和怒江三江源区流域的所有月份中, AMT上升幅度均显著; 在雅鲁藏布江源区流域, AMT在所有月份中(除了1月和3月外)均显著上升。对于唐乃亥和兰州流域, 除4月和5月外, 所有其他月份的AMT都显著上升。

为了了解气温、降水和径流量的季节性变化, 本研究比较了1998年前后月均值的百分比变化(图6)。这种变化一直在持续增加, 且变化模式在地理上保持一致。在青藏高原东部和东北部的流域(包括长江、雅鲁藏布江、澜沧江和怒江), 自1998年以来, 平均月气温(AMT)在夏季有中等程度的增加, 在冬季有显著的增加。对于黄河的青藏高原北侧, 尽管夏季有中等气温增加, 而冬季有显著增加, 但最大的增加推迟到了2月。12月、1月和2月的显著升温可能意味着冰川和积雪的积累减少[17]。气温的中等增加可能会加剧积雪、冰川和多年冻土的融化。夏季和冬季气温升高速度介于SSP3-4.5和SSP3-7.0的预测之间, 可能会加速青藏高原冰川的退缩, 甚至导致其消失。

3.2.2. 降水时空变化特征

降水的突变点除了直门达之外都不显著。为了与温度一致, 本研究将降水的时间序列数据分成了1961—1998年

表4 1961—2018年、1961—1998年以及1999—2018年三个时期每十年的气温($T, ^{\circ}\text{C}$)、降水(P, mm)、流量($Q, \times 10^9 \text{ m}^3$)和每十年变化百分比(PC, %)的变化趋势

Basin	1961—2018				1961—1998				1999—2018			
	T	P	Q	PC	T	P	Q	PC	T	P	Q	PC
ZMD	0.34	7.97	0.53	3.97	0.15	4.92	-0.61	-4.60	0.39	-20.52	1.74	13.03
PZH	0.37	2.71	1.40	2.48	0.22	6.25	1.18	2.10	0.43	-51.83	-5.88	-10.43
CD	0.33	9.75	0.34	2.16	0.16	6.41	-0.92	-5.87	0.26	-7.12	2.69	17.25
JZ	0.35	2.81	-0.16	-0.55	0.24	8.00	-0.16	-0.51	0.30	-26.59	-5.08	-16.89
JYQ	0.33	7.23	1.05	4.22	0.20	8.52	2.31	9.26	0.34	-47.90	-3.03	-12.11
NX	0.20	0.24	0.22	0.37	-0.09	4.74	-3.03	-5.07	0.63	-72.72	-5.45	-9.12
TNH	0.33	10.83	-0.65	-2.11	0.02	4.26	-1.12	-3.64	0.36	101.26	2.47	8.04
LZ	0.23	9.69	-1.34	-4.38	0.08	0.36	-2.96	-9.66	0.32	89.87	4.39	14.29

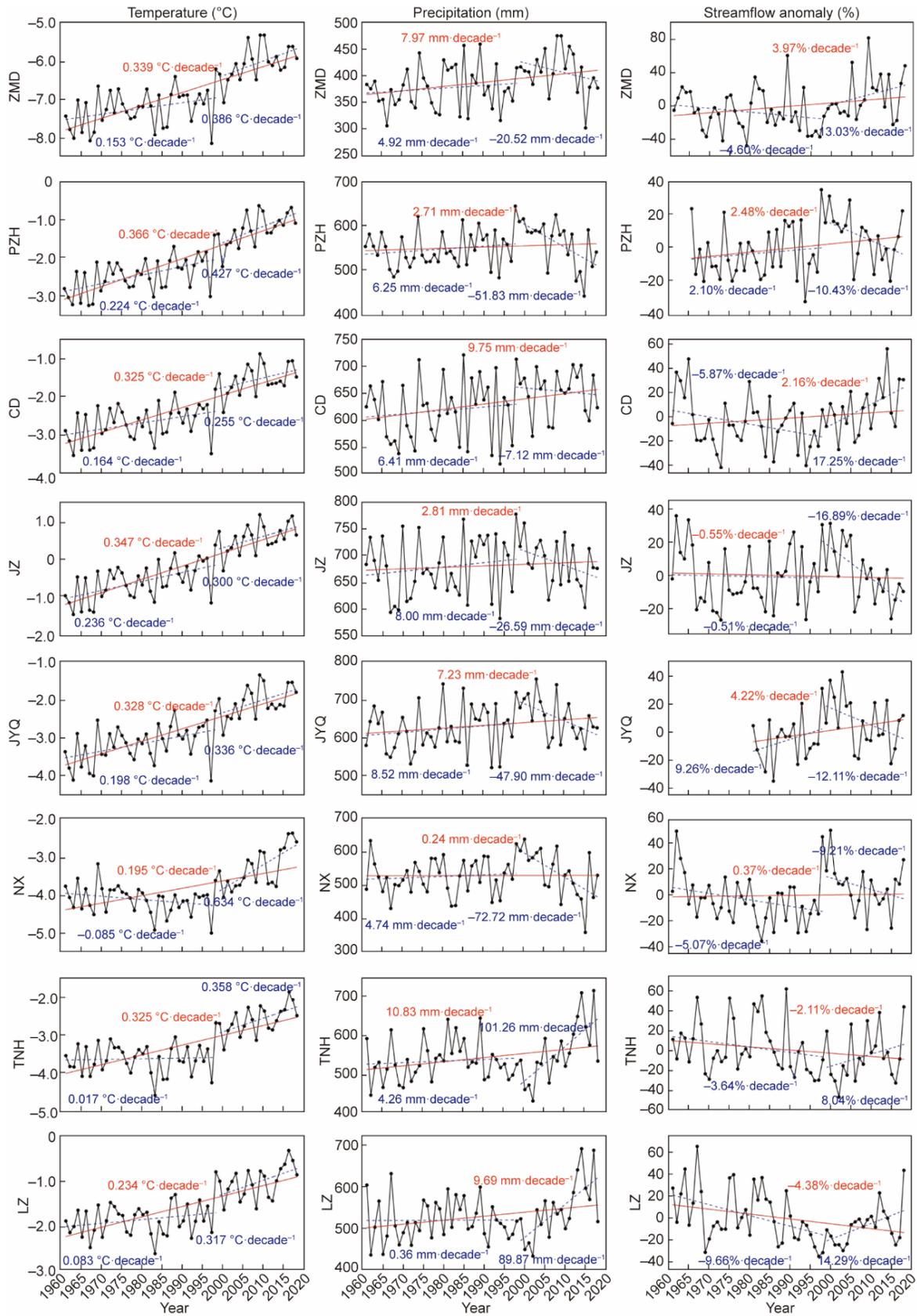


图3. 各源区流域气温、降水和径流的时间序列数据和变化趋势。红线是1961—2018年间的线性拟合线，蓝色虚线分别表示1961—1998年和1999—2018年期间的线性拟合线，相应的红色和蓝色标签表示变化趋势的幅度。

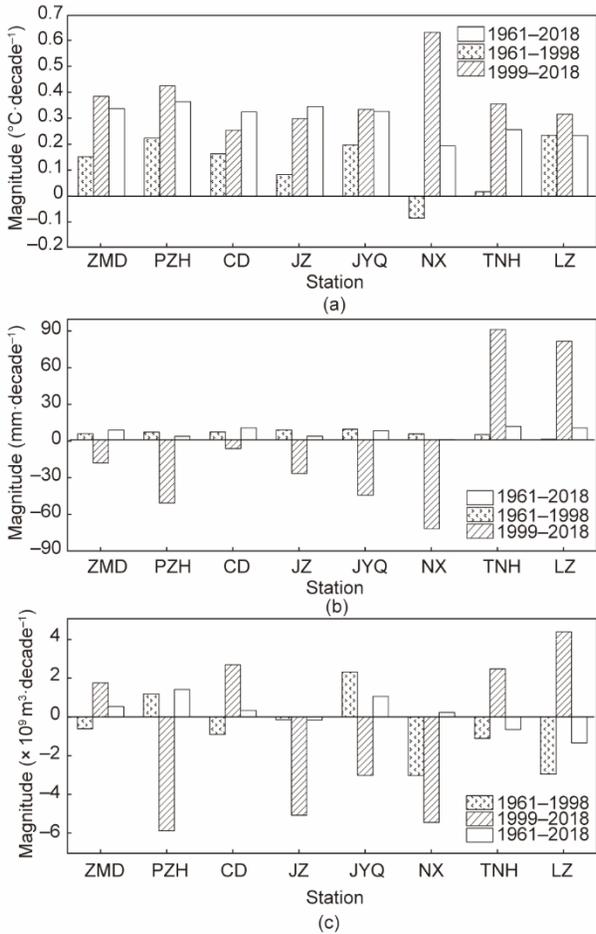


图4. 1961—2018年、1961—1998年和1999—2018年时段的变化趋势幅度：年平均气温 (a)、年降水量 (b) 以及年平均径流量 (c)。

和1999—2018年两个时期。

表4的结果显示，从1961—2018年，所有源区流域的年均降水 (AAP) 都呈上升趋势，变化速率在 $0.24\sim 10.83 \text{ mm}\cdot(10\text{a})^{-1}$ 之间。对于1961—1998年的时期，所有源区流域的AAP也呈上升趋势，变化速率在 $0.36\sim 8.25 \text{ mm}\cdot(10\text{a})^{-1}$ 之间。然而，自1998年以来，AAP的变化趋势发生了重大变化。青藏高原东部，包括长江、雅鲁藏布江、澜沧江和怒江流域的发源地，AAP转为下降趋势，变化速率在 $-7.12\sim -72.72 \text{ mm}\cdot(10\text{a})^{-1}$ 之间。相反，在黄河源区流域，1999—2018年的AAP高于1961—1998年的AAP，并且呈现出高达 $89\sim 101 \text{ mm}\cdot(10\text{a})^{-1}$ 的上升趋势。

青藏高原地区的气候变化还导致了降水的明显年际变化 (图6)。长江、雅鲁藏布江、澜沧江和怒江源区流域的月平均降水 (AMP) 在11月和12月有所减少，但在其他月份都有所增加。在黄河源区流域，AMP在7月和8月减少，但在其他所有月份增加。

3.2.3. 径流变化及贡献因素

降水的变化直接影响了径流量、冰川融化、雪融化、多年冻土退化以及下垫面条件的变化，随后通过改变水文过程对径流量产生了间接影响。统计上来看，在青藏高原东部的所有源区流域 (除旧州在1961—2018年的时期外)，流量总体上呈上升趋势，其中直门达、攀枝花、昌都和嘉玉桥的变化速率大于 $2\%\cdot(10\text{a})^{-1}$ 。然而，黄河的唐乃亥和兰州源区流域在1961—2018年内流量呈下降趋势，百分比变化超过了每十年-2%。这个结论与Zhang等[12]的研究结果一致。毫无疑问的是，从统计分析的角度来看，分析时段的不同可能导致不同的结论，因此本研究特别关注了自1998年以来温度突变对径流量的影响，发现1998年之前和之后的降水和径流量的变化趋势明显发生了转变。

从表4中可以看出，八个源区流域的降水在1961—1998年期间呈上升趋势，但在青藏高原东部地区变为下降趋势，而黄河源区则在1999—2018年期间呈现加速增长的趋势。作为降水、冰川和雪融化以及多年冻土融化综合效应的结果，虽然降水在1998年后呈下降趋势，但直门达和昌都的流量从1998年前的负变化速率 [$-4.60\%\cdot(10\text{a})^{-1}$ 和 $-5.87\%\cdot(10\text{a})^{-1}$] 转为1998年后正变化速率，分别为 $13.03\%\cdot(10\text{a})^{-1}$ [$1.74 \times 10^9 \text{ m}^3\cdot(10\text{a})^{-1}$] 和 $17.25\%\cdot(10\text{a})^{-1}$ [$2.69 \times 10^9 \text{ m}^3\cdot(10\text{a})^{-1}$]。这些源区流域的变化可能是由于增加的积雪和冰川融化补偿了降水减少导致的水源补给损失。

然而，在直门达下游的攀枝花以及昌都下游的旧州，径流在1999—2018年期间呈现出更快速的减少趋势，分别为 $-5.884 \times 10^9 \text{ m}^3\cdot(10\text{a})^{-1}$ [$-10.43\%\cdot(10\text{a})^{-1}$] 和 $-5.08 \times 10^9 \text{ m}^3\cdot(10\text{a})^{-1}$ [$-16.89\%\cdot(10\text{a})^{-1}$]，这更符合该地区降水的变化趋势。嘉玉桥和奴下的径流量也呈下降趋势，1999—2018年的变化速率分别为 $-3.03 \times 10^9 \text{ m}^3\cdot(10\text{a})^{-1}$ [$-12.11\%\cdot(10\text{a})^{-1}$] 和 $-5.45 \times 10^9 \text{ m}^3\cdot(10\text{a})^{-1}$ [$-9.12\%\cdot(10\text{a})^{-1}$]，这些趋势都非常显著。

对于黄河而言，唐乃亥和兰州径流量变化趋势从1961—1998年的下降转变为自1998年以来的上升，增加速率分别高达 $2.47 \times 10^9 \text{ m}^3\cdot(10\text{a})^{-1}$ [$8.04\%\cdot(10\text{a})^{-1}$] 和 $4.39 \times 10^9 \text{ m}^3\cdot(10\text{a})^{-1}$ [$14.29\%\cdot(10\text{a})^{-1}$]，这与唐乃亥和兰州子流域的降水增加高达 $101.26 \text{ mm}\cdot(10\text{a})^{-1}$ 和 $89.87 \text{ mm}\cdot(10\text{a})^{-1}$ 呈正相关。

显然，基于1961—2018年时期的分析以及基于1961—1998年和1999—2018年时期的分析中，降水和径流量的变化特征存在显著差异。本研究中的比较分析表明，根据变化点划分时间序列数据将更有信息量，也是趋势分析的

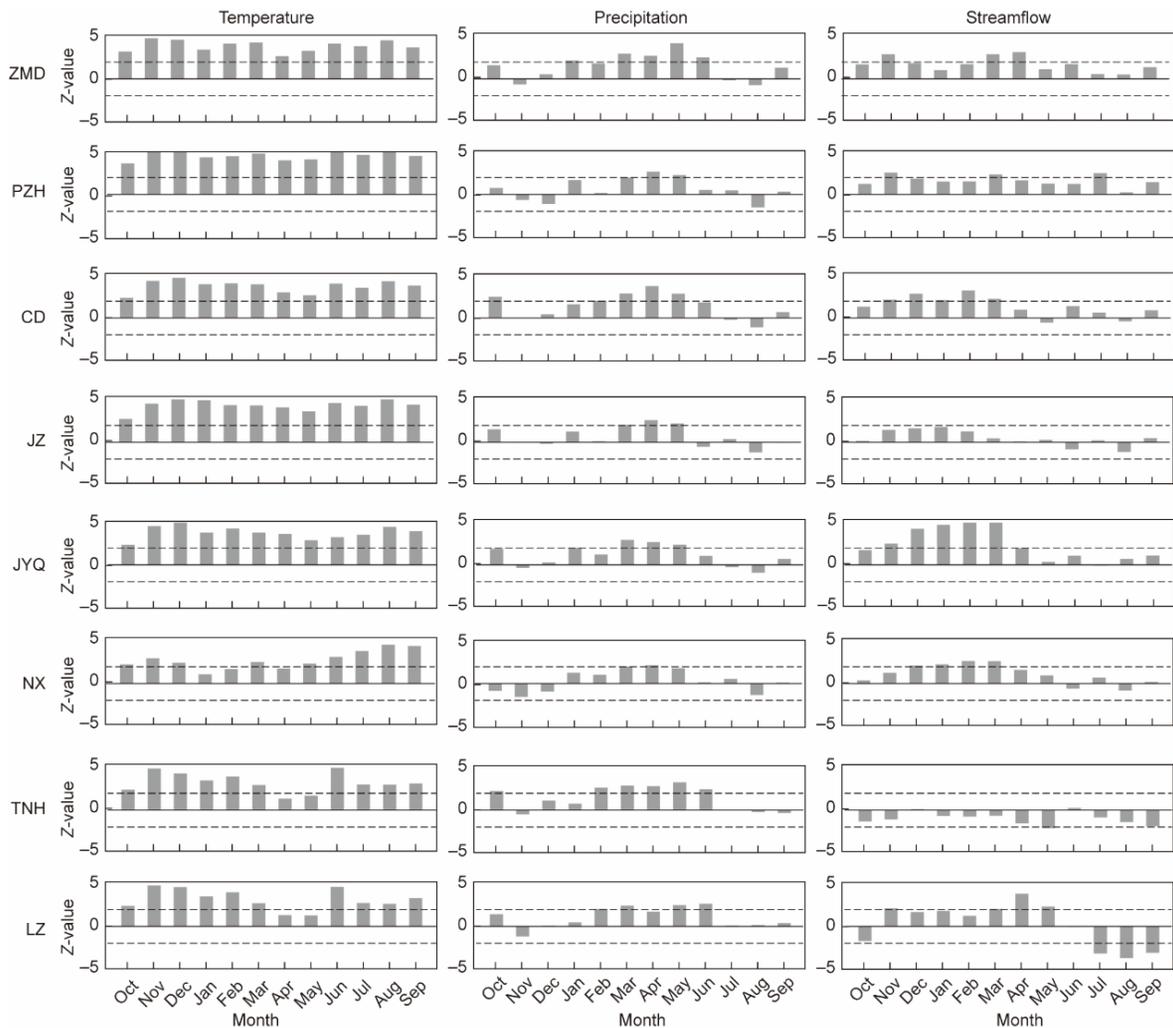


图5. 基于M-K分析Z值的1961—2018年时段内月气温、降水和径流量的变化趋势，其中虚线表示Z值为 ± 2.49 ，表明在置信水平为0.01时存在显著的变化趋势。

必要条件。

研究还分析了降水和径流量之间的相关关系，以了解降水对1961—2018年、1961—1998年和1999—2018年时期的径流量影响程度（见表5）。相关系数表明，长江、雅鲁藏布江、澜沧江和怒江源区的径流量与降水之间存在较好的相关性（见表5），1961—1998年时期的相关系数为0.68~0.85，1999—2018年时期为0.60~0.76。与降水相关性的略微减少可能意味着由于该地区加速升温，积雪和冰川融化在径流量中起到了越来越重要的作用。对于黄河而言，唐乃亥的径流量与降水呈负相关。相反，在兰州，1961—1998年时期的相关系数为0.68，但由于人类活动（如取水和修建水电大坝），1999—2018年时期的相关系数降至0.18。尽管预测青藏高原的融化冰川将在未来几十年中导致水资源补给减少[4,17,30-31]，但在长江、雅鲁藏布江、澜沧江和怒江源区流域，降雨和冰雪融水贡献了径流量的88%以上，仅不到11%的径流量来自冰川融水

（表6）[32]。

4. 结论

总体而言，本研究分析表明，这五条主要河流发源地流域的年平均气温自1998年以来呈上升趋势，平均每十年增加 $0.38\text{ }^{\circ}\text{C}$ ，比1961—1998年间增长速度要快三倍以上；这种变化的速度与SSP2-4.5情景类似。雅鲁藏布江流域的气温增幅高达 $0.63\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(10\text{a})^{-1}$ ，超过了SSP3-7.0情景预测的 $0.56\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(10\text{a})^{-1}$ 。

自1998年以来，长江、雅鲁藏布江、澜沧江和怒江流域的发源地降水明显减少，降水变化率为 $-7.12\sim -72.72\text{ mm}\cdot(10\text{a})^{-1}$ 。相比之下，黄河发源地的降水明显增加，增长趋势高达 $89.87\sim 101.26\text{ mm}\cdot(10\text{a})^{-1}$ 。

尽管冰川退缩已经对河流径流产生了深远影响，并将继续产生影响，但降水变化对流域水流特征的变化也产生

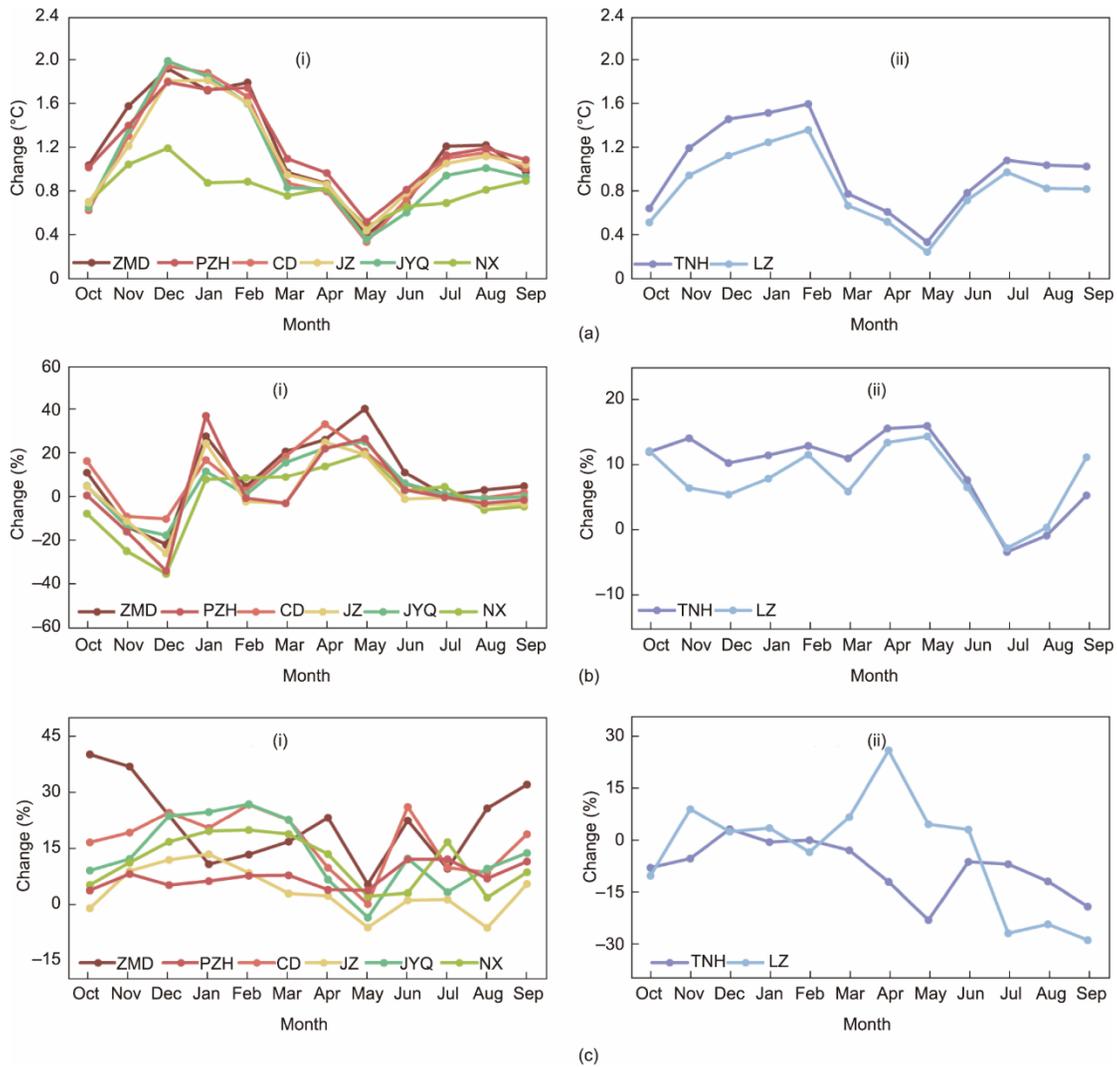


图6. 1961—1998年和1999—2018年时段每月气温变化(°C)(a)、降水量(b)和径流变化百分比(c)。(i) ZMD、PZH、CD、JZ、JYQ和NX；(ii) TNH和LZ。

表5 1961—2018年、1961—1998年和1999—2018年降水量与水量之间的相关性

Basin	1961—1998	1999—2018	1961—2018
ZMD	0.66	0.60	0.68
PZH	0.85	0.71	0.79
CD	0.72	0.74	0.74
JZ	0.85	0.73	0.81
JYQ	0.80	0.76	0.78
NX	0.79	0.74	0.74
TNH	-0.13	-0.41	-0.24
LZ	0.68	0.18	0.41

了显著影响。唐乃亥和兰州流域的降水增加导致径流量分别以 $2.47 \times 10^9 \text{ m}^3 \cdot (10\text{a})^{-1}$ [$8.04\% \cdot (10\text{a})^{-1}$] 和 $4.39 \times 10^9 \text{ m}^3 \cdot (10\text{a})^{-1}$ [$14.29\% \cdot (10\text{a})^{-1}$] 的速率增加。另一方面, 由于降水减少, 长江、雅鲁藏布江、澜沧江和怒江流域的发源地径

流量减少, 流量减少率为 $-12.1\% \cdot (10\text{a})^{-1} \sim -16.9\% \cdot (10\text{a})^{-1}$ 。青藏高原地区气候变化引起的这种变化趋势可能造成中国、东南亚和南亚地区的水资源危机。

在季节上, 冬季气温的显著升高和夏季气温的适度升高会改变该地区冰雪的冻结状况和多年冻土的融化。可能受降雪量减少的影响, 青藏高原东南地区的AMP在11月和12月减少, 但在4~6月增加。黄河源区7月和8月AMP减少, 其余月份降水均升高。从11月到次年3月, 所有源区流域的流量都有明显的增加, 但在夏季前后, 特别是在8月的流量有所减少。

这些变化反映了由于全球变暖对温度的影响以及随之而来的冰川退缩、积雪覆盖和深度减少、多年冻土退化、降水变化等特征, 进而改变了这些流域的水文季节性规律。本研究的对比分析表明, 基于突变点划分时间序列数据, 能够提供更多的信息, 同时对趋势分析十分重要。

表6 降雨(R)、融雪(S)和冰川融水(G)对源区流域和河流流域流量的贡献

River basin	Headwater basin area (km ²)	Subbasin area (%)	Land surface cover			Contribution to the headwater basin streamflow [33]			Contribution to the river basin streamflow [33]		
			Glaciated area (%)	Snow cover area (%)	Permafrost area (%)	R (%)	S (%)	G (%)	R (%)	S (%)	G (%)
			Yangtze River	137 704	7.65	0.93	99.07	97.84	71.30	22.20	6.50
Yellow River	121 972	16.21	0.10	99.90	52.27	76.80	22.40	0.80	12.45	8.13	0
Langcang River	53 512	6.73	0.43	99.57	38.35	77.70	20.90	1.40	5.23	0.69	0.01
Nujiang River	73 632	22.66	1.28	98.72	42.87	74.80	20.40	4.80	16.95	2.43	0.06
Yarlung Zangbo River	201 809	37.17	10.18	89.82	33.26	65.40	23.00	11.60	24.31	2.20	1.18

致谢

本研究得到第二次青藏高原综合科学考察项目(2019QZKK0203)和国家重点研发项目(2021YFC320110)的支持。

Compliance with ethics guidelines

Zhenxin Bao, Jianyun Zhang, Yanqing Lian Guoqing Wang, Junliang Jin, Zhongrui Ning, Jiapeng Zhang, Yanli Liu, and Xiaojun Wang declare that they have no conflicts of interest or financial conflicts to disclose.

References

- [1] Cyranoski D. The long-range forecast. *Nature* 2005;438(7066):275–6.
- [2] Cogley JG. The future of Asia's glaciers. *Nature* 2017;549(7671):166–7.
- [3] Bolch T. Asian glaciers are a reliable water source. *Nature* 2017;545(7653):161–2.
- [4] Immerzeel WW, van Beek LP, Bierkens MF. Climate change will affect the Asian water towers. *Science* 2010;328(5984):1382–5.
- [5] Qiu J. China: the third pole. *Nature* 2008;454(7203):393–6.
- [6] Yao T, Xue Y, Chen D, Chen F, Thompson L, Cui P, et al. Recent third pole's rapid warming accompanies cryospheric melt and water cycle intensification and interactions between monsoon and environment: multidisciplinary approach with observations, modeling, and analysis. *Bull Am Meteorol Soc* 2019;100(3):423–44.
- [7] Yao T, Bolch T, Chen D, Gao J, Immerzeel W, Piao S, et al. The imbalance of the Asian water tower. *Nat Rev Earth Environ* 2022;3:618–32.
- [8] Yao T, Li Z, Thompson LG, Mosley-Thompson E, Wang Y, Tian L, et al. d18O records from Tibetan ice cores reveal differences in climatic changes. *Ann Glaciol* 2006;43(1):1–7.
- [9] Zhao L, Wu X, Wang Z, Sheng Y, Fang H, Zhao Y, et al. Soil organic carbon and total nitrogen pools in permafrost zones of the Qinghai–Tibetan Plateau. *Sci Rep* 2018;8(1):3656.
- [10] Cheng G, Jin H. Permafrost and groundwater on the Qinghai–Tibet Plateau and in northeast China. *Hydrgeol J* 2013;21(1):5–23.
- [11] Cheng G, Wu T. Responses of permafrost to climate change and their environmental significance, Qinghai–Tibet Plateau. *J Geophys Res Earth Surf* 2007;112(F2):F02S03.
- [12] Zhang J, Liu J, Jin J, Ma T, Wang G, Liu H, et al. Evolution and trend of water resources in Qinghai–Tibet Plateau. *Bull Chin Acad Sci* 2019;34:1264–73. Chinese.
- [13] Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). IPCC special report on the ocean and cryosphere in a changing climate. Report. Geneva: IPCC; 2019.
- [14] Chu D. Spatiotemporal variability of snow cover on Tibet, China using MODIS remote-sensing data. *Int J Remote Sens* 2018;39(20):6784–804.
- [15] Zhang Y, Hao Z, Xu CY, Lai X. Response of melt water and rainfall runoff to climate change and their roles in controlling streamflow changes of the two upstream basins over the Tibetan Plateau. *Hydrol Res* 2020;51(2):272–89.
- [16] Mukhopadhyay B, Khan A. A reevaluation of the snowmelt and glacial melt in river flows within Upper Indus Basin and its significance in a changing climate. *J Hydrol* 2015;527:119–32.
- [17] Kraaijenbrink PD, Stigter EE, Yao T, Immerzeel WW. Climate change decisive for Asia's snow meltwater supply. *Nat Clim Chang* 2021;11(7):591–7.
- [18] Bookhagen B, Burbank DW. Toward a complete Himalayan hydrological budget: spatiotemporal distribution of snowmelt and rainfall and their impact on river discharge. *J Geophys Res Earth Surf* 2010;115(F3):F03019.
- [19] Zhao Q, Ding Y, Wang J, Gao H, Zhang S, Zhao C, et al. Projecting climate change impacts on hydrological processes on the Tibetan Plateau with model calibration against the glacier inventory data and observed streamflow. *J Hydrol* 2019;573:60–81.
- [20] Qiu J. Himalayan ice can fool climate studies. *Science* 2015;347(6229):1404–5.
- [21] Ma Q, Jin H, Bense VF, Luo D, Marchenko SS, Harris SA, et al. Impacts of degrading permafrost on streamflow in the source area of Yellow River on the Qinghai–Tibet Plateau. *China Adv Clim Chang Res* 2019;10(4):225–39.
- [22] Tang Q, Lan C, Su F, Liu X, Sun H, Ding J, et al. Streamflow change on the Qinghai–Tibet Plateau and its impacts. *Chin Sci Bull* 2019;64(27):2807–21. Chinese.
- [23] Immerzeel WW, Lutz AF, Andrade M, Bahl A, Biemans H, Bolch T, et al. Importance and vulnerability of the world's water towers. *Nature* 2020;577(7790):364–9.
- [24] Fan Y, van den Dool H. A global monthly land surface air temperature analysis for 1948–present. *J Geophys Res D Atmospheres* 2008;113(D1):D01103.
- [25] Wu J, Gao X, Giorgi F, Chen D. Changes of effective temperature and cold/hot days in late decades over China based on a high resolution gridded observation dataset. *Int J Climatol* 2017;37:788–800.
- [26] Becker A, Finger P, Meyer-Christoffer A, Rudolf B, Schamm K, Schneider U, et al. A description of the global land-surface precipitation data products of the Global Precipitation Climatology Centre with sample applications including centennial (trend) analysis from 1901–present. *Earth Syst Sci Data* 2013;5(1):71–99.
- [27] Pettitt AN. A non-parametric approach to the change-point problem. *J R Stat Soc Ser C Appl Stat* 1979;28(2):126–35.
- [28] Hirsch RM, Slack JR, Smith RA. Techniques of trend analysis for monthly water quality data. *Water Resour Res* 1982;18(1):107–21.
- [29] Fan X, Duan Q, Shen C, Wu Y, Xing C. Evaluation of historical CMIP6 model simulations and future projections of temperature over the Pan-Third Pole region. *Environ Sci Pollut Res Int* 2022;29(18):26214–29.
- [30] Kraaijenbrink PDA, Bierkens MFP, Lutz AF, Immerzeel WW. Impact of a global temperature rise of 1.5 degrees Celsius on Asia's glaciers. *Nature* 2017;549(7671):257–60.
- [31] Gao C, Liu L, Ma D, He K, Xu YP. Assessing responses of hydrological processes to climate change over the southeastern Tibetan Plateau based on resampling of future climate scenarios. *Sci Total Environ* 2019;664:737–52.
- [32] Zhang L, Su F, Yang D, Hao Z, Tong K. Discharge regime and simulation for the upstream of major rivers over Tibetan Plateau. *J Geophys Res D Atmospheres* 2013;118(15):8500–18.