科学通报 2019 年 第 64 卷 第 27 期: 2807 ~ 2821
专辑: 第二次青藏高原综合科学考察研究 评 述
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS

青藏高原河川径流变化及其影响研究进展

汤秋鸿[1,4*], 兰措[2], 苏凤阁[2], 刘星才[1], 孙赫[2], 丁劲[2], 王磊[2], 冷国勇[1], 张永强[1], 桑燕芳[1], 方海燕[1], 张士锋[1], 韩冬梅[1], 刘小莽[1], 贺莉[1], 徐锡蒙[1], 唐寅[1], Deliang Chen[3]

1. 中国科学院地理科学与资源研究所, 中国科学院陆地水循环及地表过程重点实验室, 北京 100101;
2. 中国科学院青藏高原研究所, 北京 100101;
3. Regional Climate Group, Department of Earth Sciences, University of Gothenburg, Gothenburg 40530, Sweden;
4. 中国科学院大学, 北京 100049
* 联系人, E-mail: tangqh@igsnrr.ac.cn

2019-06-03 收稿, 2019-08-28 修回, 2019-08-28 接受, 2019-09-20 网络版发表
中国科学院A类战略性先导科技专项(XDA20060402)和第二次青藏高原综合科学考察研究资助

摘要 青藏高原被称为世界“第三极”, 又有“亚洲水塔”之称, 对其周边地区的水文和气候系统有重要影响. 青藏高原是亚洲许多大河的发源地, 其冰川与河川径流变化影响到周边数十亿人口. 本文介绍了青藏高原河川径流观测现状, 回顾了青藏高原河川径流变化研究. 20世纪50年代至21世纪初, 黄河源区年径流呈减少趋势、长江源区年径流呈微弱增加趋势, 青藏高原其他江河源区的年径流没有显著的变化趋势. 黄河上游、澜沧江上游、沱沱河及拉萨河源区的春季径流有增加趋势. 未来气候变化情景下, 随着降水和冰雪融水增加, 青藏高原大部分河流源区径流增加, 洪水等极端水文事件发生更加频繁. 青藏高原河流源区水文气象观测资料稀缺, 是河川径流变化及其影响研究的重大挑战. 青藏高原水文研究亟需结合最新观测与模拟技术, 提高水循环观测与模拟能力, 深入认识青藏高原河川径流复杂性及其变化规律, 为径流变化的影响评估及其应对提供科技支撑.

关键词 青藏高原, 亚洲水塔, 水循环, 河川径流, 气候变化

1 青藏高原河流及其流域

青藏高原是世界上海拔最高的高原, 被称为世界“第三极”, 也是黄河、长江、澜沧江、怒江、雅鲁藏布江以及印度河等亚洲主要河流的发源地. 黄河发源于青藏高原巴颜喀拉山北麓的约古宗列盆地, 一般认为正源为约古宗列曲(玛曲); 长江发源于唐古拉山脉各拉丹冬峰西南侧, 一般认为正源是沱沱河, 但也有研究者认为正源是当曲[1]; 澜沧江(出国境后称为湄公河)正源为扎阿曲, 发源于青海省玉树藏族自治州杂多县扎青乡的果宗木查山. 此3条水系发源地合称为三江源区, 其中黄河、长江和澜沧江源区面积分别为16.7×10^4, 15.9×10^4和3.7×10^4 km^2. 黄河、长江和澜沧江最终流入太平洋.

怒江发源于唐古拉山南麓的将美尔岗尕楼冰川, 源流区河段为将美尔曲, 出境后称为萨尔温江(Salween)[2]. 雅鲁藏布江发源于喜马拉雅山西段北坡的杰玛央宗冰川, 其平均海拔超过4000 m, 是青藏高原最长的河流, 也是中国坡降最陡的大河. 雅鲁藏布江出境后称为布拉马普特拉(Brahmaputra)河, 是恒河的第二大支流[3]. 狮泉河是印度河的源头, 发源于冈底斯山主峰冈仁波齐峰北面的冰川湖. 雅鲁藏布江、怒江和狮泉河最终都流入印度洋. 根据地形和水系特征, 青藏高原可以划分出12个流域或子流域[4]. 其中, 除了上述河流源

引用格式: 汤秋鸿, 兰措, 苏凤阁, 等. 青藏高原河川径流变化及其影响研究进展. 科学通报, 2019, 64: 2807–2821
Tang Q H, Lan C, Su F G, et al. Streamflow change on the Qinghai-Tibet Plateau and its impacts (in Chinese). Chin Sci Bull, 2019, 64: 2807–2821, doi: 10.1360/TB-2019-0141

© 2019《中国科学》杂志社

区以外, 还包括阿姆河(Amu Dayra)、塔里木河、恒河(Ganges)和河西走廊的小部分地区, 以及处于高原腹地的内陆河流域和柴达木盆地(图1).

青藏高原作为河流源区, 为下游河流贡献的水量相当可观, 因此素有“亚洲水塔”之称. 三江源区平均每年分别向长江(直门达水文站)、黄河(唐乃亥水文站)和澜沧江(香达水文站)下游供水1.26×10^{10}, 2×10^{10}和4.66×10^{9} m^3[5], 分别占各流域径流总量1.3%, 34%和6%. 怒江上游(嘉玉桥水文站)年均径流量约占流域径流总量(道街坝水文站)45%[6]. 雅鲁藏布江中上游径流量(羊村水文站)占流域径流总量(奴下水文站)60%以上[7]. 青藏高原冰川面积约5×10^{4} km^2, 占全国冰川总面积的84%[8]. 冰川融水是补给河流源区及下游径流的重要途径. 影响青藏高原河川径流变化的因素众多, 极其复杂. 青藏高原受到西风和季风两大环流系统影响, 气候复杂多变, 是全球气候变化敏感区域, 气候变化是河川径流变化的重要原因. 另外, 青藏高原冰冻圈分布广泛、地形地貌和生态系统复杂多样, 气候变暖背景下青藏高原冰雪加速消融、陆地生态系统水分利用效率变化, 流域下垫面变化也是河川径流变化的重要原因. 此外, 逐步增加的人类活动改变河流水文情势, 成为影响河川径流变化的直接原因. 上述因素直接影响到“亚洲水塔”的水源涵养功能, 将对下游地区水资源和生态产生重大影响. 因此, 深入了解全球变化背景下青藏高原河川径流变化规律及原因, 不仅具有重要科学意义, 还可为应对其不利影响提供科技支撑.

已有大量研究关注青藏高原径流变化及其原因[9~11], 但是河流源区径流变化影响下游区域的评估研究相对比较少见. 本文回顾了青藏高原河川径流变化及其对下游潜在的水文和生态影响, 指出当前青藏高原水文观测匮乏的现状, 并试图提出相应的策略以推动青藏高原水循环观测与模拟研究.

2 河流源区水文观测

由于受环境条件限制, 青藏高原地区水文观测一直比较稀缺. 目前, 青藏高原研究中常用的、具有长期观测径流资料的站点只有十几个[12](图1和表1). 这些径流观测站点主要归属水利部门, 分布在青藏高原东部和南部, 即黄河、长江和澜沧江源头, 以及雅鲁藏布江流域. 青藏高原很多地区没有地面观测资料, 而遥感数据在这一区域往往准确性较差[22], 因此, 可用的观测数据很少, 这在很大程度上影响了青藏高原水循环研究.

近年来, 中国科学院青藏高原研究所在青藏高原积极开展野外观测网络建设, 进行了大量不同时空尺度的水文观测实验, 部分研究者已将观测数据公开发布, 以方便其他学者开展相关研究(表2). 已有的观测实验主要基于零散分布的站点, 也有些基于观测网络[28]. 从表2中可见, 这些观测站点大部分针对湖泊建

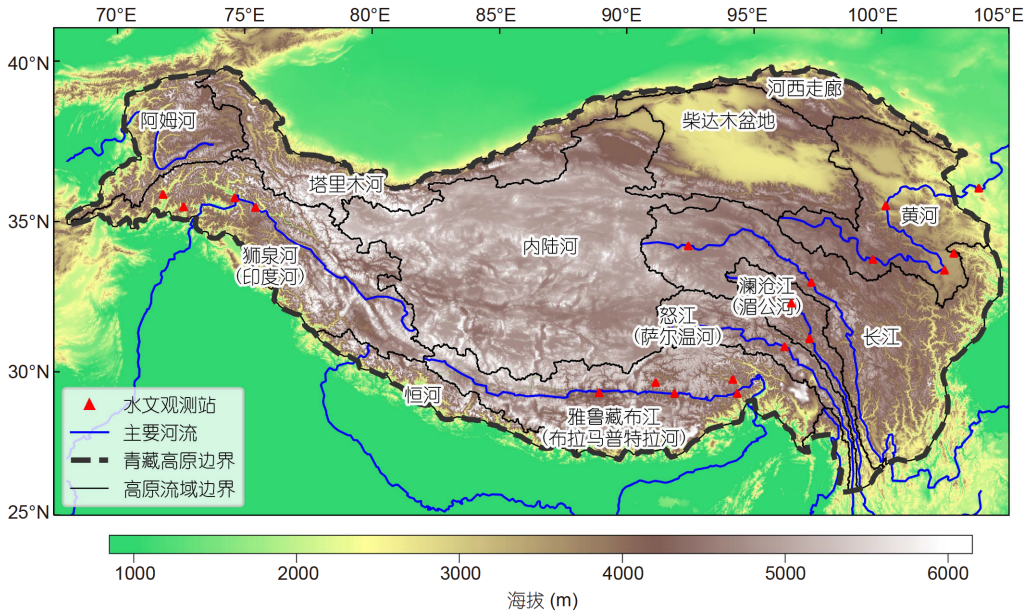

图 1 青藏高原河流、流域边界及主要水文观测站
Figure 1 Rivers, basins and major hydrological stations on the Qinghai-Tibet Plateau

表 1　青藏高原主要水文观测站信息及其径流变化[a)]

Table 1　Streamflow changes at the major hydrological stations on the Qinghai-Tibet Plateau

河流	站点	纬度(N)	经度(E)	站海拔(m)	集水面积(km^2)	时段(年)	趋势	方法	文献
黄河	吉迈	33°46′	99°39′	3955	57000	1959~2009	-	Mann-Kendall	[13]
	唐克	33°25′	102°28′	3435	7800	1981~2009	-	Mann-Kendall	[13]
	玛曲	33°58′	102°5′	3435	109000	1960~2009	-	Mann-Kendall	[13]
	唐乃亥	35°30′	100°09′	2700	122000	1956~2009	-	Mann-Kendall	[13]
	兰州	36°04′	103°49′	1600	220000	1956~2009	-	Mann-Kendall	[13]
长江	沱沱河	34°12′	92°24′	4533	15924	1959~2000	+	年代际差异	[14]
	直门达	33°01′	97°14′	3680	137704	1961~2011	+	线性趋势	[15]
澜沧江	香达	32°19′	96°27′	4235		1956~2000	+	线性趋势	[16]
	昌都	31°08′	97°10′	3260	53800	1968~2000	+	Mann-Kendall	[17]
雅鲁藏布江	拉萨	29°38′31.09″	91°08′48.65″	3659	26225	1956~2011	+	Mann-Kendall	[18]
	日喀则	29°17′	88°54′	3849	11121	1980~2011	+	Mann-Kendall	[18]
	更张	29°45′	94°09′	3213	15581	1979~2011	+	Mann-Kendall	[18]
	羊村	29°16′48″	91°52′48″	3500	153191	1956~2011	+	Mann-Kendall	[18]
	奴下	29°16′12″	94°20′24″	2780	189843	1956~2011	+	Mann-Kendall	[18]
怒江	嘉玉桥	30°52′41.43″	96°11′53.13″	3182		1980~2000	+	Mann-Kendall	[19]
叶尔羌河	卡群	37°58′48″	77°12′	1620		1954~2004	+	线性趋势	[20]
印度河	卡丘拉(Kachura)	35°26′48″	75°26′44″	4789	115289	1970~1997		无明显趋势	[21]

a) -表示下降趋势; +表示上升趋势

设, 主要观测水位、水温、水质以及冰情等, 河川径流观测站点依然很少. 此外, 表2中所公开的数据往往时间较短, 难以支撑长期水文变化及其归因研究.

采用数据同化手段, 融合卫星/微波遥感数据、地面观测资料以及模型模拟数据, 生成长时间、大范围覆盖的水文过程数据是近年来的一个研究趋势. Yang等人[27,28]基于多源数据开展了青藏高原土壤水数据同化和反演研究. 尽管数据精度还有待提高, 这种方案对于观测资料稀缺地区(如青藏高原)还是非常重要, 它在一定程度上解决了此类区域观测数据获取问题.

总之, 青藏高原水文气象观测目前还非常稀少, 迫切需要增加地面观测站点, 改善青藏高原野外科学观测网络, 提高青藏高原区遥测技术的观测能力, 为青藏高原水循环研究提供数据基础.

3　径流变化特征及原因分析

3.1　主要河流过去几十年径流变化趋势及其原因

1965~2000年间青藏高原源区主要出口(包括唐乃亥、直门达、昌都和奴下站)的年平均径流没有显著的变化趋势, 但年际波动较明显(图2(a)). 青藏高原源出口站点的时段平均季节径流也没有明显的时间变化趋势(图2(b)), 枯水期径流差别较小, 汛期径流差别较明显. 除了20世纪80年代汛期最大流量出现在7月份, 其他年代汛期最大流量都出现在8月份. 其中, 20世纪60年代底汛期流量最大, 在这期间可能有较大或较多次数的洪水事件. 黄河上游兰州站以上流域的吉迈、唐克、玛曲、唐乃亥和兰州站年径流在1956~2009年间呈现显著下降趋势, 其中蒸散发增加和吉迈-玛曲区间降水的减少被认为是唐乃亥站以上径流减少的主要原因[13]. 长江上游直门达站年径流在1961~2011年呈现微弱增加趋势, 同期直门达站年径流与年降水量的线性相关系数可达0.81[15], 降水量的变化决定了直门达年径流的变化. 而长江源区沱沱河站年径流在20世纪50年代末至2000年有增加的趋势. 长江源区的冰川面积为1709.2 km^2, 多年冻土广布, 多年平均雪水当量大于5 mm[29], 源区径流增加除了与降水增加有关之外, 还可能与气温升高、冰雪消融贡献增加有关. 澜沧江上游香达站年径流在1956~2000年间的变化为, 1980年前下降, 而之后呈微弱上升的趋势[16], 而香达以下的昌都站年径流在1968~2000年呈现微弱增加趋势[17]. 塔里木河上游的叶尔羌河径流呈线性增加趋势但不显著[20]. 印度河上游海拔较高, 观测资料较少, 现有研究发现自1970年至20世纪末, 上游站点没有明显的变化趋势[21]. 目前青藏高原径流观测资料有限, 不同研究所用的径流观测数据长度不同, 因此径流趋势研究可能存在不

表 2 青藏高原水文过程相关观测与同化数据集[a)]

Table 2 Hydrological processes related observations and assimilative dataset

类型	观测范围	观测指标	时段(年)	来源
站点观测	慕士塔格水文站	水位、冰情、水质	2013~2017	慕士塔格西风带环境综合观测研究站, doi: 10.11888/Ecology.tpe.249460.db
站点观测	慕士塔格水文站	土壤温度和湿度	2013~2016	慕士塔格西风带环境综合观测研究站, doi: 10.11888/Hydrology.tpe.249426.db
站点观测	扎日南木错、巴木错、达瓦错、达则错和蓬错湖泊	水位	2010~2017	[23]
站点观测	阿里、玛曲、那曲	土壤水和土壤温度	2008~2016	[24]
站点观测	然乌湖	水位、水温	2009~2016	中国科学院藏东南高山环境综合观测研究站, doi: 10.11888/Hydrology.tpe.70.db
站点观测	中国科学院藏东南高山环境综合观测研究站	土壤湿度和温度	2007~2016	中国科学院藏东南高山环境综合观测研究站, doi: 10.11888/Ecology.tpe.72.db
站点观测	纳木错	水位	2007~2016	纳木错多圈层综合观测研究站
站点观测	青藏高原中部	土壤湿度和温度	2010~2014	[10]
站点观测	班公错、达则错	水温	2012~2013	[25]
站点观测	班公错	水位	2013	阿里荒漠环境综合观测研究站, doi: 10.11888/Hydrology.tpe.249427.db
站点观测	绒布河	流量	2010	中国科学院青藏高原研究所, doi: 10.11888/Hydrology.tpe.64.db
站点观测	纳木错(你亚曲、曲嘎切、扎当、昂曲)	流量	2006~2008	姚檀栋, doi: 10.11888/Hydrology.tpe.249299.db
站点观测	帕隆藏布	流量	2007~2008	姚檀栋, doi: 10.11888/Hydrology.tpe.249298.db
同化数据(卫星遥感、模型、观测)	青藏高原	土壤水	2008~2016	[26]
同化数据(微波遥感、模型)	青藏高原	土壤水	2002~2011	[27]

a) 信息来自青藏高原科学数据中心(http://www.tpedatabase.cn)

一致的结果[15,30].

雅鲁藏布江干流上的羊村和奴下两站, 以及支流的拉萨、日喀则和更张站的年径流在1956~2011年呈微弱增加趋势[18]. 长江直门达和雅鲁藏布江的羊村、奴下、日喀则、拉萨、更张等站点的年径流与年降水呈显著正相关关系, 相关系数均在0.8以上[15,18]. 奴下站的径流与积雪基本不存在显著的相关关系[31]. 因此, 主要河流的年径流变化主要受降水变化控制. 雅鲁藏布江的拉萨站5~6月份的径流与积雪具有显著正相关[32], 可见, 春季冰雪融水增加对拉萨河年径流增加也起到了一定的作用. 怒江干流的嘉玉桥站年径流在1980~2000年呈上升趋势, 主要是由于11月与次年4月径流增加引起[19].

青藏高原河川径流变化大多与气候变化有关, 其中最主要的气候影响因子是降水, 其次是气温. 由于青藏高原5~9月暖湿季节的降水可占年降水量的80%以上[33], 因此暖湿季节的降水主导了径流的年际变化. 气温主要影响径流的季节变化, 且气温的影响具有双重作用. 一方面气温升高使冰雪消融加速, 从而提高春季径流补给量; 另一方面气温升高有助于蒸散发消耗加强, 从而抵消冰雪消融的补给. 在干冷季节, 拉萨河流域气温与径流呈显著正相关, 同期径流随气温增加而增加. 但是这种显著正相关到了暖湿季节就被降水的强力影响所掩盖[32]. 在黄河源区, 尽管降水有微弱增加、气温也呈显著增加, 但源区的径流在1955~2005年间呈现微弱下降趋势. 常国刚等人[34]认为这是由于黄河源区蒸散发消耗增加大于冰雪消融补给. 怒江的嘉玉桥站干冷季节径流增加是导致年径流增加的主要原因[19]. 不同于黄河上游, 嘉玉桥站干冷季节径流增加是由于冰雪消融补给大于蒸散发消耗增强造成. 气候变化引起的冻土层变化对径流的影响不容忽视; 青藏高原地区气温上升导致冻土层位置下降、融冻时间缩短, 从而减少径流量[30]. 此外, 积雪覆盖的辐射加热作用对青藏高原地表水文过程也有一定的调节作用[31].

青藏高原及周边的人类用水活动主要集中在黄河流域唐乃亥站以下和兰州站以上地区(比如有兰西城市群, 以及龙羊峡、李家峡和刘家峡等大型水库)、雅鲁藏布江的拉萨河下游和年楚河下游(拉萨-日喀则城

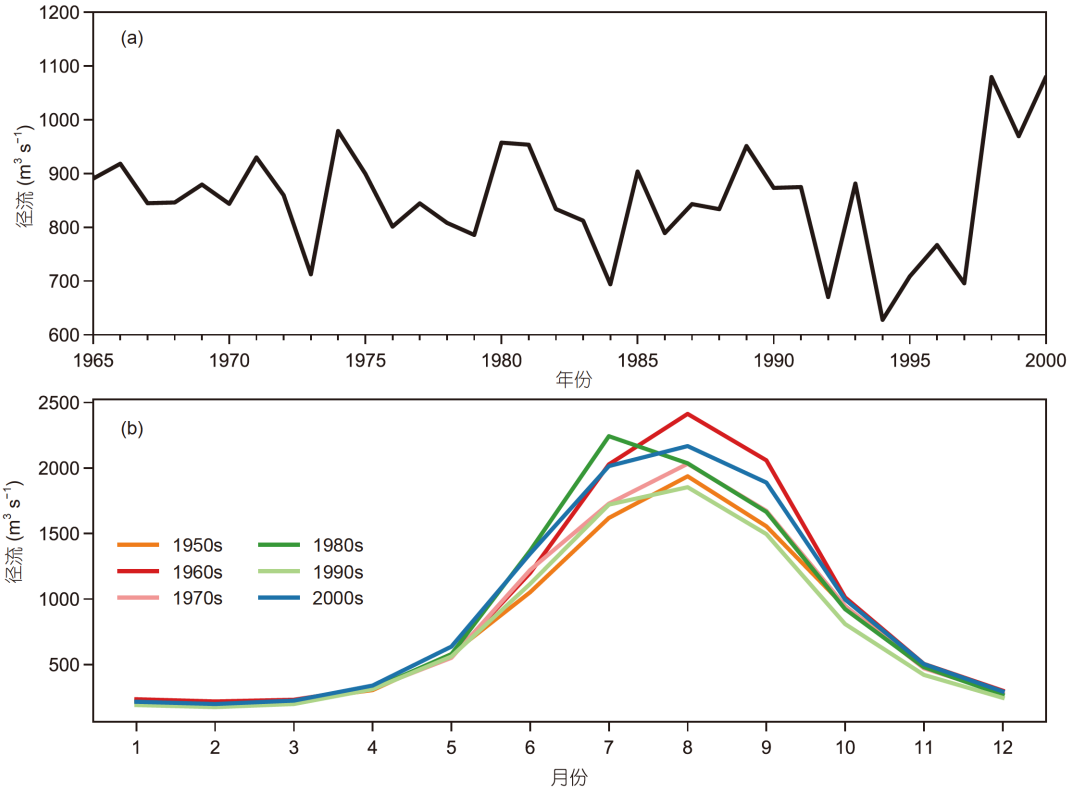

图 2 青藏高原源区主要出口水文站(包括唐乃亥、直门达、昌都和奴下站)总径流的年平均变化(a)和年代际季节变化特征(b)
Figure 2 Annual streamflow (a) and seasonal streamflow (b) at the major outlet stations on the Qinghai-Tibet Plateau

市带). 人类用水活动主要体现上述有限地区的城市用水、农田灌溉、水库大坝拦截等. 除此之外, 人类用水活动对青藏高原径流的影响十分有限. 研究显示, 其他人类活动如草地生态工程显著促进了地表蒸散发过程、减少了丰水期径流, 其减少幅度约占同期平均径流量的16%; 但蒸发增加同时导致大气水汽含量增加, 在一定程度上增强了降水[35]. 需要指出的是, 人类活动在地表植被变化以及径流变化中到底产生了多大影响仍然不是十分清楚, 需要更深入的研究以加深对青藏高原社会-生态系统的理解[36].

总体来说, 青藏高原河川径流在最近十几年的变化趋势主要受降水影响, 其次是冰雪融水[37], 部分区域径流变化与蒸散发和土壤储水量变化也有一定关系[38]. 青藏高原东南部的河川径流呈减少趋势, 主要是因为降水减少和地表蒸散发增加. 在青藏高原永久冻土和冰川覆盖大的西北部地区, 储水量变化对径流变化趋势影响显著.

3.2 径流年内分布的变化

图3展示了黄河流域唐乃亥站(1910~2000年)、长江流域直门达站、澜沧江流域昌都站和雅鲁藏布江流域奴下站1950~2000年际平均月径流量. 从图中可以看出唐乃亥、直门达、昌都和奴下站的年内径流分配很不均匀. 径流峰值基本与降水和气温峰值同期出现, 均在6~9月间, 奴下站的径流远远大于唐乃亥、直门达和昌都站径流, 其峰值可以达到其他站的4倍左右. 20世纪40~70年代唐乃亥站的径流呈双峰型, 其他站径流为单峰型分配. 径流年内分配在不同站有不同的变化特征. 唐乃亥站年内径流的第一和第二个峰值分别出现在7和9月. 1960和1980年9月以后的径流偏高, 而1980和2000年6, 7月值偏高. 20世纪60和80年代为丰水期, 20世纪70和20年代为相对枯水期. 直门达站峰值出现的月份在20世纪50, 60, 80和90年代为7月, 而在20世纪70年代和21世纪初峰值出现在8月, 年内干冷季节(10月至次年4月)的径流变化很小. 昌都站与直门达站的年内径流分配有相似之处, 20世纪50~90年代峰值出现在7月, 21世纪初峰值甚至出现在9月份. 昌都站的丰水年为20世纪60, 80年代和21世纪初, 这与直门达和唐乃亥稍有不同. 奴下站20世纪60年代是一个异常丰水期, 而其他年代则接近平均状态. 4个源区出口径流的共同特

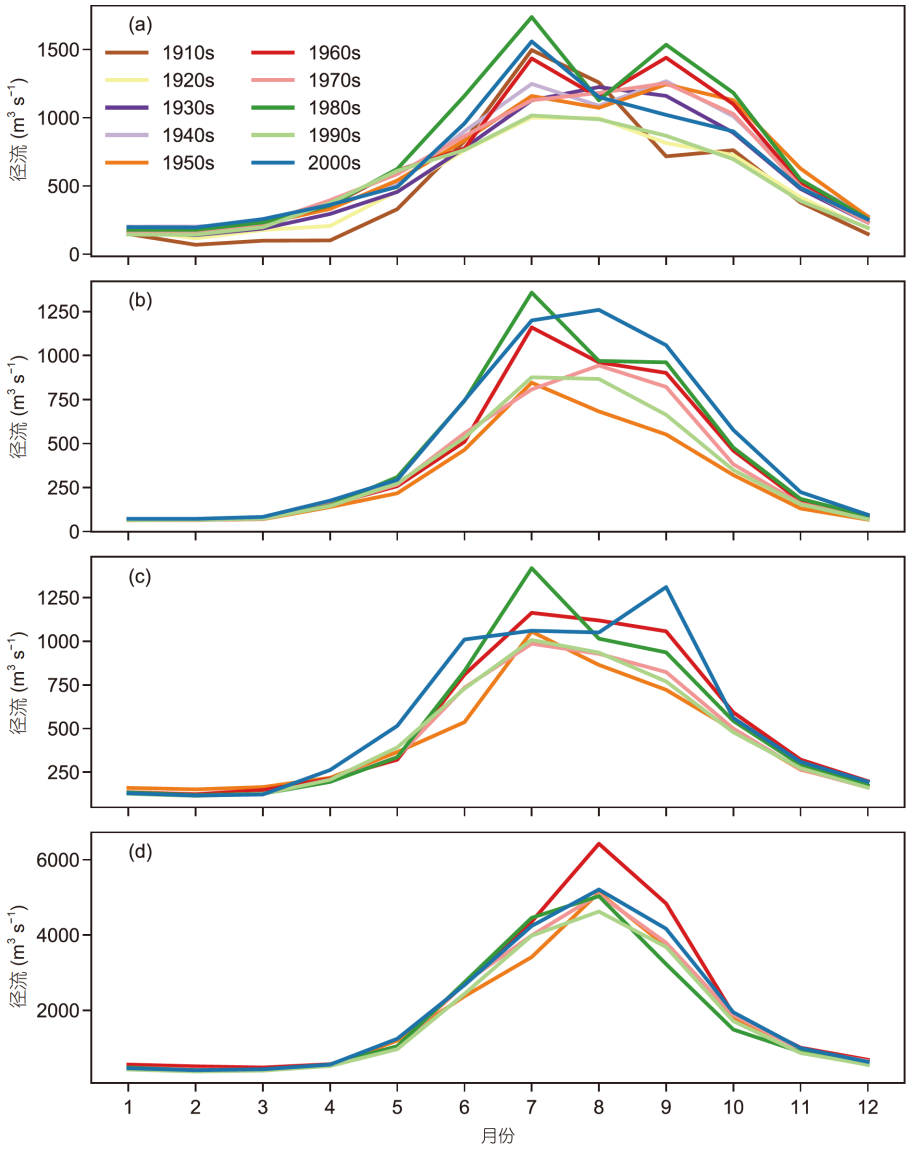

图 3 黄河唐乃亥站(a)、长江直门达站(b)、澜沧江昌都站(c)、雅鲁藏布江奴下站(d)年代际逐月平均径流

Figure 3 Seasonal streamflow at the Tangnaihai station of the Yellow River (a), the Zhimenda station of the Yangtze River (b), the Changdu station of the Lancangjiang River (c), and the Nuxia station of the Yarlung Zangbo River (d)

点是20世纪60年代为丰水年，20世纪50，70，90年代径流相对偏少．这与同期高原上降水异常偏多(少)有关，而年内变化与降水的季节分配变化有关．干冷季节各个站点的径流变化较小．

图4为黄河源区吉迈、长江源区沱沱河、澜沧江上游香达及雅鲁藏布江支流拉萨河拉萨站的年代际月平均径流．与图3所示站点不同，图4中的站点均在青藏高原的高海拔地区．吉迈站径流年内分布在20世纪80年代和21世纪初具有双峰型分布特征，而其他源区水文站均是单峰型．从具有长时间序列的吉迈和拉萨站可以看出6月以前和9月以后(即干冷季节)的径流均随年代推移有所增加．吉迈和香达站峰值大部分出现在7月，而沱沱河和拉萨站的峰值在8月份．所有站在7~9月的径流变化没有明显趋势，还是主要与降水变化有关．图3所示的水文站均处高海拔地区(> 3600 m)，水文站控制流域内的多年冻土、冰川和积雪分布广，随着年代增加和气温升高，干冷季节冰雪消融补给增加可能是导致春秋季节径流随时间增加的原因[33]，与高原气温变暖有关．

3.3 降水与冰川积雪变化

青藏高原多年平均降水自东南向西北减少．近几

十年来青藏高原总体呈现暖湿化的趋势，但降水变化的区域差异很大[9,10,39]．气象台站资料显示，1984~2006年青藏高原东部、西北部和南部的年降水量在减小，而东北部、中部的年降水量却在增大[10]. Cuo等人[40]分析网格化的降水站点资料也显示1957~2009年青藏高原东部和西北部变干而中部变湿的趋势．由于青藏高原多条河流的径流和降水在年际变化上有显著正相关，降水的年际变化势必影响径流的年际变化[10]．

青藏高原的冰川和积雪主要分布在喜马拉雅山脉、昆仑山脉、喀喇昆仑山脉、横断山脉、祁连山脉等地区．根据Chen等人[41]整理的1982~2015年间青藏高原年积雪覆盖资料，喜马拉雅山脉、西昆仑山脉、喀喇昆仑山脉和帕米尔高原的积雪覆盖率显著减少，而高原中部和北部积雪覆盖率显著增加．Li 等人[42]指出2001~2014年怒江、印度河和叶尔羌河流域的积雪覆盖率微弱下降，而黄河、长江、澜沧江的积雪覆盖率有略微上升的趋势；整体来看，青藏高原平均积雪盖率有微弱下降的趋势．2003~2014年间雅鲁藏布江流域年平均积雪覆盖率呈现微弱减少趋势，但1和3月的积雪覆盖率则有微弱上升趋势[32]．雅鲁藏布江流域年均积雪深度在1980~2016年呈显著下降趋势(−0.24 mm/a)[32]．

青藏高原的冰川变化具有明显的区域差异[43]．在

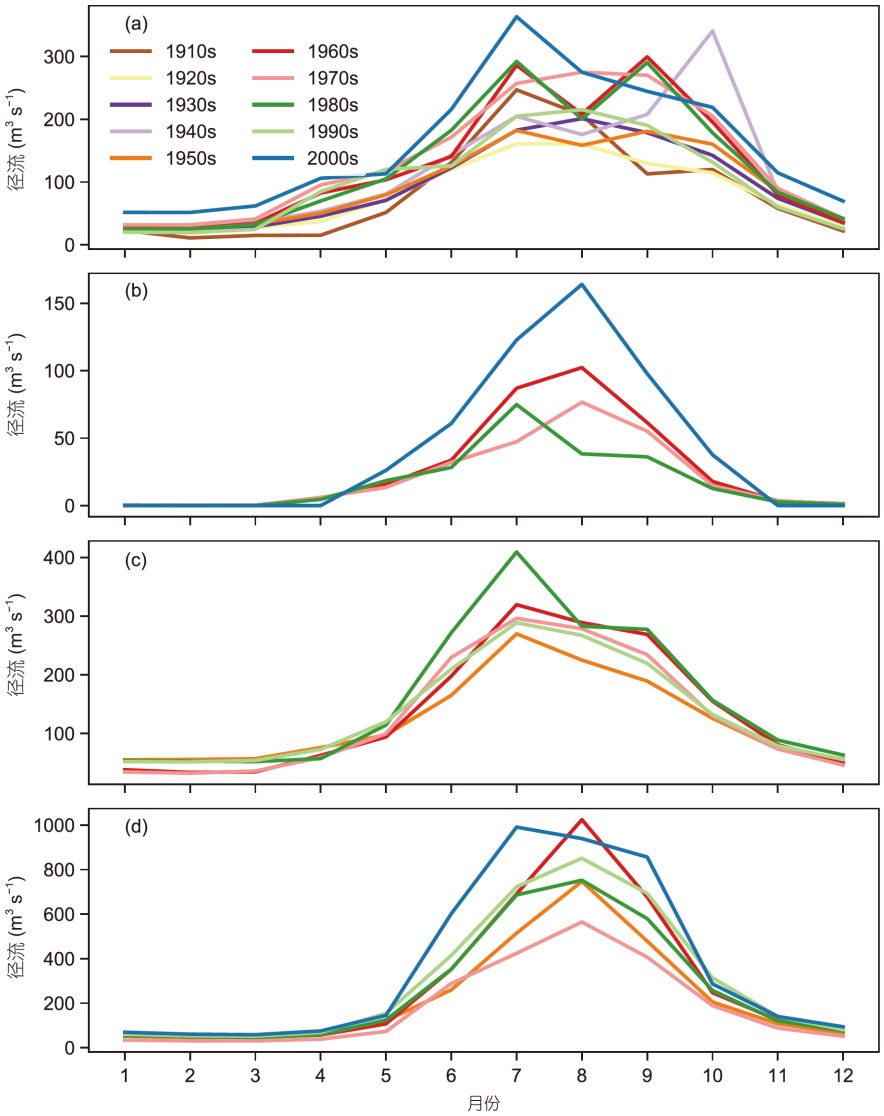

图 4 黄河源区吉迈站(a)、长江源区沱沱河站(b)、澜沧江上游香达站(c)和雅鲁藏布江支流拉萨河拉萨站(d)年代际逐月平均径流

Figure 4 Seasonal streamflow at the Jimai station of the Yellow River (a), the Tuotuohe station of the Yangtze River (b), the Xiangda station of the Lancangjiang River (c), and the Lhasa station of the Yarlung Zangbo River (d)

20世纪70年代至21世纪初，横断山脉的冰川面积和长度急剧退缩，冰川长度退缩速率达48.2 m/a，面积每年退缩0.57%. 冰川退缩速率从高原南部向高原中部减少. 冰川物质平衡是表征冰川状态的直接指标，根据15个冰川观测的物质平衡结果，Yao等人[43]发现喜马拉雅山脉的冰川物质亏损最大，平均在−930 mm/a. 青藏高原中部的冰川物质亏损相对小于高原南部，而西部帕米尔高原的慕士塔格冰川则有正物质积累(250 mm/a).

青藏高原陆地总储水量变化也展现出明显的区域差异. 利用GRACE数据，Meng 等人[44]指出2003~2014年青藏高原中部总储水量增加，而周边地区减少. 按流域来看，高原中部内陆河、长江和黄河上游流域的降水增加使得陆地总储水量增加；雅鲁藏布江和印度河的陆地总储水量减少，可能与冰川储量变化有关.

4 未来径流变化趋势预估

4.1 年径流总量预估

青藏高原气温上升幅度明显大于全球平均升温幅度[11]，这一趋势可能在未来还会持续[45]，势必影响未来径流、蒸发等水文要素的变化. 预估研究显示，青藏高原河流源区径流未来几十年整体呈上升趋势[46~49]. Lutz等人[46]利用全球气候模式比较计划第五阶段(Coupled Model Intercomparison Project Phase 5, CMIP5)中4个全球气候模式(GCM)的气候数据驱动水文模型，模拟预估了不同代表浓度路径(representative concentration pathways, RCP)气候变化情景下印度河、布拉马普特拉河(Brahmaputra)、恒河、怒江和澜沧江上游的径流变化. 该研究结果显示，相对于1998~2007年，各源区径流在2041~2050年将增加2%~14%. 其中，在RCP8.5情景下，雅鲁藏布江、怒江、澜沧江和印度河上游年径流在2041~2050年将分别增加5.0%，9.1%，11.0%和2.1%. Su等人[47]基于CMIP5的20个GCM气候数据，驱动了耦合度日因子冰川消融模块的大尺度陆面水文模型VIC-glacier(variable infiltration capacity)，预估了长江、黄河、澜沧江、怒江、雅鲁藏布江和印度河上游的径流变化. 该研究结果显示，在RCP2.6，RCP4.5和RCP8.5情景下，相对于基准期(1971~2000年)各源区径流未来近期(2011~2040年)将呈稳定或微弱增加的态势，而在未来远期(2041~2070年)各源区径流将增加2.7%~22.4%. 其中，黄河、长江、澜沧江、怒江、雅鲁藏布江和印度河上游年径流将分别增加10.7%~21.4%，2%~5%，4.8%~8.7%，7.7%~13.5%，6.7%~14.4%和6.3%~22.4%. 虽然上述研究使用的水文模型和GCM个数各不相同，但这些预估结果都一致表明在长江、黄河、澜沧江和怒江上游等季风主导的源区流域，未来降雨径流增多是径流增加的主要原因；在西风主导的印度河上游，接近或超过50%的未来径流增加是由于冰川融水径流增加；对于同时受到西风和季风影响的雅鲁藏布江流域，约14.0%~35.0%的未来径流增加来自冰川融水径流的增加[46,47].

Zhao等人[48]利用5个CMIP5气候模式的统计降尺度数据驱动VIC-glacier模型，预估了长江、黄河、澜沧江和怒江上游及雅鲁藏布江流域未来径流变化趋势. 结果显示，在RCP2.6和RCP4.5情景下，未来上述流域径流都呈增加趋势. 相对于1971~2010年，21世纪末长江、黄河、澜沧江、怒江和雅鲁藏布江年总径流量将分别增加14%~19%，8%~12%，15%~33%，9%~22%和16%~31%. 该研究还表明，各源区径流增加主要是由于降雨径流增加所致，冰川融水径流的作用有限. Luo 等人[49]基于4个CMIP5模式和SWAT(soil water assessment tool)水文模型，预估了新疆塔里木河流域的未来径流变化. 结果显示，在RCP8.5情景下，相对于1966~1995年，新疆塔里木河流域各支流在21世纪末将增加9%~44%，其中约39%来自冰川融水径流增加的贡献.

由此可见，尽管已有径流预估研究使用的基准期、预估时段、气候情景、模型个数以及降尺度方法各不相同，但得到了比较一致的结论：季风主导的源区流域(长江、黄河、澜沧江、怒江和雅鲁藏布江源区流域)由于降雨径流增加导致未来径流呈上升趋势[46~48,50]，西风主导的印度河上游和受冰雪影响的塔里木河流域上游由于冰川融水径流增加导致其未来径流也呈现增加趋势.

4.2 径流的季节变化与极端事件

一些研究显示，季风主导的长江、黄河、澜沧江、怒江、雅鲁藏布江流域径流的季节分配特征在未来可能保持不变，未来径流增加将主要集中在降水较多的暖湿季节(5~10月)[46,47]. 这些研究基本没有考虑冻土融化对径流的影响. Zhao 等人[48]考虑了冻土融化对径流的影响，认为在RCP2.6和RCP8.5情景下21世纪末黄河、长江、怒江、澜沧江和雅鲁藏布江的径流在暖湿季节变化较小. 相对于基准期(1971~2010年)变化范围在−11%~23%之间，而在干冷季则将增加29%~

173%, 干冷季径流增加幅度远大于暖湿季. 该研究认为由于冻土层消融深度持续增加，导致暖湿季下渗率增强，从而使得干冷季径流增加. 受积雪提前消融的影响，西风主导的印度河早春季节径流将显著增长[47,51]. Su 等人[47]在研究中指出, 未来近期(2011~2040年)夏季径流相对于基准期(1971~2000年)将减少，而早春季节径流将呈增加趋势；在未来远期(2041~2070年)，早春和夏季径流都将呈增长趋势.

青藏高原河流源区未来径流极端事件变化主要体现在洪水频率和强度增加[51~54]. Hoang等人[53]基于CMIP5的5个模式分析了湄公河未来径流的季节变化和极端事件的发生概率，指出在RCP4.5和RCP8.5情景下，未来(2036~2065年)洪水的量级和频率相对于基准期(1971~2000年)均会增加，且主要集中在6~11月. 此外，随着气候的持续变暖，高原冰雪提前消融，进一步增加了洪水发生的概率[55]. Lutz 等人[51]基于4个CMIP5模式的预测结果显示, 受西风控制的印度河上游, 由于受降水和冰雪消融的共同作用，未来发生极端洪水的强度和概率都将增加.

4.3 未来冰川径流的演变

在冰雪融水补给为主的流域，气候变暖背景下河川径流的长期演变趋势有其自身的特点. 随着气温升高, 冰川加速消融使得冰川融水增加, 短期内可能导致河川径流增加. 但从长期来看，随着冰川的持续亏损, 冰川储量逐步减少, 冰川融水径流终将枯竭. 冰雪融水补给为主的流域河川径流由增加转变为下降的“拐点”时间及其相应的径流量对水资源利用与管理具有重要意义. 河川径流“拐点”出现时间是流域冰川融水径流、积雪融水径流、降雨产流等叠加的结果，其中冰川融水径流的“拐点”尤其受到关注. 冰川融水径流“拐点”出现的时间不仅与升温幅度有关，还取决于流域的冰川面积、冰川占比以及所处的地理位置[56,57]. 大型冰川将延迟“拐点”的到来时间，而以小冰川为主的低纬度冰川流域, “拐点”往往已经或即将到来[58]. 在以季风为主导的流域，“拐点”时间与夏季降水的变化有关[56]. “拐点”出现时间与升温幅度的关系比较复杂, 快速升温可能使“拐点”提前或延后. 例如, 已有研究表明增温强烈的气候情景模式所对应的冰川融水“拐点”更加靠后, 这是因为升温使得冰川快速消融, 从而抵消了冰川面积变小带来的冰川融水径流减少的影响，从而使得“拐点”时间延后[56].

流域冰川融水径流模拟存在较大的不确定性，目前模拟预估的冰川融水径流变化趋势很大程度上取决于所使用的气象输入和水文模型. 由于以往研究采用的水文模型、气象驱动数据不同，相关研究得到关于青藏高原冰川融水径流未来变化趋势的结论存在一定差异. Lutz等人[46]基于4个GCM的预估结果显示，在2050年之前雅鲁藏布江、怒江、澜沧江上游冰川融水径流对总径流的贡献基本保持不变，而印度河上游冰川融水径流贡献将持续增长. 但Lutz等人[51]使用新的气象输入和统计降尺度方法开展预估研究发现，在RCP8.5情景下印度河上游冰川融水径流对总径流的贡献可能持续降低. 该研究认为冰川融水径流预估存在巨大不确定性，主要是由于降水预估的不确定性引起的. Su等人[47]基于CMIP5的20个GCMs的气候输出和VIC-glacier模型的预估结果显示，印度河上游冰川融水径流对总径流的贡献在2070年底前将持续增加，是印度河上游未来径流增加的主要原因. 长江、黄河、澜沧江、怒江和雅鲁藏布江上游未来冰川融水径流呈增加的趋势，但是由于冰川融水径流在总径流中的占比相对较小，只有在雅鲁藏布江冰川融水径流增加对总径流量有较大的影响(14.0%~21.0%). Huss和Hock[57]基于14个GCMs的输出和月尺度的冰川物质平衡模型预估了RCP2.6, RCP4.5和RCP8.5三种情景下全球56个流域冰川径流对气候变化的响应. 结果显示, 目前45%流域的冰川融水径流“拐点”已经出现，其余流域的冰川融水径流“拐点”将在未来几十年到来，但是仍有22%流域的“拐点”预计在2050年之后才会出现. 在青藏高原及其周边(印度河、黄河、澜沧江、怒江和雅鲁藏布江等)大部分河流源区，冰川融水径流预计在2050年之前都将持续增长，到达“拐点”之后将逐渐减少. Luo等人[49]基于4个CMIP5模式和SWAT水文模型的预估结果则显示，塔里木河流域的冰川融水径流的“拐点”即将出现(在2016~2045年期间). Zhao等人[48]利用统计降尺度后的5个GCM气象资料预估了RCP2.6和RCP4.5情景下黄河、澜沧江、怒江和雅鲁藏布江流域径流对未来气候的响应. 结果表明，在RCP4.5情景下，长江流域冰川融水径流的“拐点”将在21世纪20年代出现，而黄河、澜沧江、怒江和雅鲁藏布江等河流源区的冰川融水径流峰值在21世纪初就已经出现了. 由于研究使用的基准期、预估时段、气候变化情景和降尺度方法的不同，以及冰川径流模拟模型本身的不确定性[59]，河流源区冰川融水径流“拐点”预估仍存在很大

的不确定性.

4.4 未来径流变化预估的不确定性来源

水文模型是河川径流模拟和预估的重要工具, 其不确定性来源主要包括水文模型的输入数据、模型参数, 以及模型对物理机制的描述等方面. 水文模型输入数据主要来自GCM输出的气候资料降尺度数据, 因此GCM预估结果及其降尺度方法是径流预估不确定性的重要来源. 青藏高原地处偏远、地形复杂、水文气象观测不足, 是典型的资料稀缺地区, 给径流预估带来了很大的不确定性. GCM是未来气候变化情景预估的主要数据来源, 但是由于受到模拟空间分辨率的限制, 对高原复杂地形考虑不足, 在青藏高原区域预估结果往往存在很大的不确定性[60]. 粗空间分辨率的GCM气候资料降尺度到水文模拟尺度时需要地面观测资料来检验和验证, 青藏高原观测资料严重不足使得该区域降尺度也存在很大的不确定性. 此外, 青藏高原广泛发育着冰川、积雪、冻土, 冰冻圈变化对气候变暖十分敏感. 冰冻圈变化不仅包括冰冻圈本身水体相态转换影响水循环, 还通过改变土壤特性、地貌形态、植被生长、区域气候等影响水文过程. 尽管目前冰冻圈变化的水文效应研究已经取得了很大进展, 但是还有许多物理机制认识尚不十分清楚, 模型还不足以考虑复杂的过程与影响机制, 这也给青藏高原河川径流模拟与预估带来了巨大的不确定性.

5 径流变化的影响及应对策略

5.1 河流源区径流变化对下游的影响

河流源区径流变化不仅会影响到源区的生态环境, 还将对河流下游水资源和水灾害产生重要影响. 在湿润区, 随着流域面积增大及河流源区面积占比下降, 河流源区径流对下游的贡献与影响会被逐渐“稀释”和“淡化”[46]. 但是在内陆干旱区, 下游降水较少, 河流源区径流变化对下游的贡献与影响较大. 我国西北内陆干旱区冰川融水径流占出山口径流总量的25%~29%, 其中塔里木河冰川融水径流占出山口径流总量的40%左右[61]. 据报道, 自1961年以来, 塔里木河流域源头冰川融水增加导致径流增加约13%[62]. 1971~2000年间, 冰川融水径流对黄河、澜沧江、长江、怒江等河流源区径流总量的贡献率小于10%, 对雅鲁藏布江和印度河的源区径流总量的贡献率分别约为15%和45%. 冰雪融水对恒河和布拉马普特拉河下游径流的贡献比例分别为10%和27%[63].

已有观测证据表明, 随着气候变暖, 欧洲阿尔卑斯山及中亚天山地区一些以冰川融水补给为主的河流径流年内分布变化, 春季冰川融水径流增加, 夏末径流减少, 导致季节性洪水和水资源短缺[64], 从而影响冰川流域的水力发电、农业、旅游和文化[65]. 冰川加速消融也可能导致新疆和西藏地区冰川流域的消融季洪水更加频繁、枯水季供水不足. 例如, 2015年夏季南疆地区高温导致多条河流发生冰雪消融性洪水, 叶尔羌河、玉龙喀什河、喀拉喀什河超警戒流量持续时间半个月以上, 造成洪水灾害[66].

冰川融水径流除了对下游河流、湖泊等水体径流和水位产生影响之外, 也可能增加土壤含水量、补给壤中流等影响地表产流过程, 从而改变下游河道径流, 这一影响过程往往更具有长期性[67]. 黄河源区径流受冰川融水影响较大, 但汛期则以降水为主, 因此源区出口(唐乃亥站)汛期径流减少与源区降水减少导致的径流变化有较大关系[68]; 枯季地下水是径流的重要补给来源, 枯季径流的年际变化可能与冰雪融水有较大关系[69]. 雅鲁藏布江从上游到下游受地下水补给和融水补给的比例逐渐增大, 近年来在全球变暖导致冰川退缩加剧的背景下, 上游融水径流变化对下游的影响可能更为显著和深刻[67]. 长江源区冰川在20世纪90年代之后发生了较大规模的退缩, 可能导致源区出流径流量增加约$1.9\times10^7 m^3$[70].

尽管有很大的不确定性, 已有的径流预估研究表明, 我国大部分冰川流域的冰川融水径流峰值近十几年内出现, 之后冰川融水径流将减少[48,49]; 大部分冰川流域的夏初冰川融水增加, 夏末冰川融水减少, 部分月份径流量减少10%以上[57]. 总的来说, 目前源区冰川非突变性的退缩引起的径流时空变化尚难以对源区下游干流径流变化造成根本性的影响[67]. 冰川加速消融可能在短期内提供更多的水资源, 对下游地区供水和生态修复产生积极作用, 但从长期来看随着冰川持续亏损, 冰川融水径流增加变得不可持续[67].

5.2 河川径流变化的潜在风险及应对

应对青藏高原河川径流变化的影响, 不仅是青藏高原及其周边地区面临的严峻挑战, 也是重大的机遇. 青藏高原是亚洲许多民族“母亲河”的发源地, 河流源区径流变化得到亚洲乃至世界各国的共同关注. 通过

携手应对青藏高原河川径流变化带来的共同挑战，可以促进亚洲文明交流互鉴，推动构建亚洲命运共同体. 青藏高原河流下游国家大多是发展中国家，在应对河川径流变化等环境问题时极其脆弱. 青藏高原河流下游地区人民对源区径流变化的关切，本质上是为了满足自身安全与发展的诉求. 面对提高应对环境变化能力的共同需求，青藏高原周边国家有望将其转化成共同前进、共同发展、共同繁荣的动力，从而促进区域发展与繁荣.

河川径流变化是青藏高原环境变化产生重大社会经济影响的指示器. 青藏高原河川径流变化或对水资源和生态环境带来潜在风险，然而目前还缺乏对青藏高原径流变化的深入认识，已有科学观测与研究尚不足以有效支撑应对其影响的科学决策. 随着青藏高原径流变化的资源环境效应突显，必将对“亚洲水塔”水源地保护的科学观测与研究提出更高要求，以加深对青藏高原河川径流变化规律的认识，提高径流模拟和预测能力，从而为应对源区径流变化的影响提供科技支撑.

在加强科学研究提升科学决策能力的同时，应对策略需要基于青藏高原径流变化的已有认识，并参考全球升温背景下其他高寒山区径流变化的规律. 例如，在升温背景下，我国部分冰川流域在冰川退缩的同时径流有所增加. 国外已有不少观测和模拟研究显示冰川消融短期导致径流增加，但是长期而言冰川退缩枯竭之后导致径流急剧减少[71]. 因此，我国冰川流域在积极利用冰川加速消融带来水资源增加的短期红利的同时，可以未雨绸缪，认识到冰川融水增量的暂时性，避免错误判断区域水资源承载力，提前防范水资源安全风险.

6 结论与展望

6.1 主要结论

总体来说，青藏高原河流源区径流变化受人类活动影响相对比较小. 过去几十年来，青藏高原大部分河流源区径流没有显著的变化趋势，但是黄河源区径流有减少趋势，长江源区有微弱增加趋势，降水变化和冰雪加速消融是径流变化的主要原因；黄河上游、澜沧江上游、沱沱河、拉萨河等河流源区的春秋季节径流随年代推移有增加趋势.

模拟预估结果显示，未来青藏高原河流源区径流将整体呈上升趋势. 在季风占主导的源区流域(如长江、黄河、澜沧江和怒江上游)，其未来径流增加主要是降雨增多所致. 在西风占主导的印度河上游和受冰雪影响较大的塔里木河流域上游，未来径流增加主要是由于冰川融水径流增加所致. 长江、黄河、澜沧江、怒江、雅鲁藏布江等河流源区的径流季节分配在未来变化不明显；印度河流域则受积雪消融提前的影响，未来早春季节径流将显著增长. 青藏高原河流源区未来洪水等径流极端事件发生频率和强度都将增加.

对于河源区径流占比较大及受冰川融水影响较大的流域(如黄河、内陆干旱区、雅鲁藏布江和塔里木河)，源区径流变化对下游河流的水文和生态具有不可忽视的影响. 冰川径流的增加短期内可以给下游提供更多的水资源，且有利于下游生态修复. 然而，冰川持续减少使得冰川径流增加不可持续；而且，未来冰雪消融加速导致春季洪水发生频率增加将会明显加重下游灾害风险.

6.2 研究展望

青藏高原河川径流变化影响了河流源区及河流下游的生态环境与社会经济发展，是青藏高原环境变化产生重大社会经济影响的指示器. 然而，目前科学观测与研究尚不足以有效支撑应对河流源区径流变化影响的科学决策，因此亟需结合最新观测与模拟技术. 一方面增强“亚洲水塔”水源地监测与科学观测能力，加强对青藏高原河流、湖泊、冰川、冻土、积雪、地下水等水循环相关要素的观测；另一方面加强河川径流的模拟和预测能力，耦合区域地球系统模式评估河川径流变化的综合影响，为应对青藏高原河川径流变化提供科技支撑.

受自然条件限制，青藏高原水文气象资料极为稀缺，生态环境观测与研究能力不足，大多数水文观测站点分布在下游河谷地区，野外科学观测台站则主要集中在青藏高原中部与上游冰川区. 为了进一步提升“亚洲水塔”水源地保护性观测与研究能力，青藏高原水循环观测应该集成卫星遥感、探空与地面等多源观测手段，从站点径流观测拓展到河流系统观测及流域水文要素观测，完善从上游冰川到下游河谷的高寒山区水循环综合观测网络.

青藏高原地形地貌复杂，气候敏感多变，地表过程与大气相互作用也异常复杂，当前大多数气候与水文模型无法体现较小尺度冰冻圈变化和微尺度地形地貌

影响, 模拟表现出极大的不确定性. 为了更好地预估河流源区径流演变, 青藏高原水文模拟应该针对高原特有的复杂地形开展高寒山区水文地貌高精细模拟, 从大尺度(空间分辨率10 km)向中尺度(100 m)及精细尺度(5~30 m)发展, 在模型中显式考虑冰冻圈动态、地下水、冻融侵蚀与形变等精细尺度上十分重要的水文地貌过程, 完善考虑多圈层过程相互作用的水文模型.

青藏高原被称为"亚洲水塔", 是亚洲大河文明的水源地, 河流源区径流变化将对下游地区水资源和生态环境产生重大影响, 然而目前对流域上下游之间的关联以及河流源区变化对下游的潜在复杂影响认识尚不十分清楚. 为了更好地评估"亚洲水塔"变化的社会经济影响, 青藏高原水文研究应当面向国家重大需求, 立足青藏高原开展高寒山区水文变化对下游社会经济和生态环境影响的战略前瞻性基础研究. 从高寒山区拓展到亚洲大河流域社会经济系统, 及河流与滨海生态环境等青藏高原河川径流影响范围. 在区域地球系统模式中加强高寒山区水文过程与生物及生物地球化学过程、社会经济过程的耦合, 综合评估"亚洲水塔"对全球环境变化的响应及其对社会经济和生态环境影响.

致谢 感谢中国科学院青藏高原研究所姚檀栋、邬光剑、张凡研究员, 澳大利亚联邦科学与工业研究组织张橹教授, 美国德克萨斯农工大学Huilin Gao教授等, 在本文撰写过程中提供的支持与帮助.

参考文献

1 Sun G Y, Deng W, Shao Q C, et al. Textual research on the main source of the Changjiang River (in Chinese). Sci Geogr Sin, 1988, 8: 250–258, 296 [孙广友, 邓伟, 邵庆春, 等. 长江正源再考. 地理科学, 1988, 8: 250–258, 296]
2 Jia J W, Jiang M, Lü S Y. Comparison on the hydrological characteristics of the Nu River in China and the Salween River in Myanmmar (in Chinese). Yangtze River, 2014, 45(S2): 9–11 [贾建伟, 蒋鸣, 吕孙云, 等. 中缅境内怒江-萨尔温江水文特性对比分析. 人民长江, 2014, 45(S2): 9–11]
3 Yao T D, Li Z G, Yang W, et al. Glacial distribution and mass balance in the Yarlung Zangbo River and its influence on lakes. Chin Sci Bull, 2010, 55: 2072–2078
4 Zhang G, Yao T, Xie H, et al. Increased mass over the Tibetan Plateau: From lakes or glaciers? Geophys Res Lett, 2013, 40: 2125–2130
5 Shao Q Q, Fan J W. Integrated Monitoring and Assessment of Ecosystem in the Three-River Source Region (in Chinese). Beijing: Science Press, 2012 [邵全琴, 樊江文. 三江源区生态系统综合监测与评估. 北京: 科学出版社, 2012]
6 Liu S X, Ding W H, Mo X G, et al. Climate change and its impact on runoff in Lancang and Nujiang River Basins (in Chinese). Adv Clim Change Res, 2017, 13: 356–365 [刘苏峡, 丁文浩, 莫兴国, 等. 澜沧江和怒江流域的气候变化及其对径流的影响. 气候变化研究进展, 2017, 13: 356–365]
7 Chen H. Assessment of hydrological alterations from 1961 to 2000 in the Yarlung Zangbo River, Tibet. Ecohydrol Hydrobiol, 2012, 12: 93–103
8 Yao T D, Qin D H, Shen Y P, et al. Cryospheric changes and their impacts on regional water cycle and ecological conditions in the Qinghai-Tibetan Plateau (in Chinese). Chin J Nat, 2013, (3): 179–186 [姚檀栋, 秦大河, 沈永平, 等. 青藏高原冰冻圈变化及其对区域水循环和生态条件的影响. 自然杂志, 2013, (3): 179–186]
9 Kang S, Xu Y, You Q, et al. Review of climate and cryospheric change in the Tibetan Plateau. Environ Res Lett, 2010, 5: 015101
10 Yang K, Ye B, Zhou D, et al. Response of hydrological cycle to recent climate changes in the Tibetan Plateau. Clim Change, 2011, 109: 517–534
11 Yao T, Xue Y, Chen D, 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 Amer Meteorol Soc, 2019, 100: 423–444
12 Cuo L, Zhang Y, Zhu F, et al. Characteristics and changes of streamflow on the Tibetan Plateau: A review. J Hydrol Regional Stud, 2014, 2: 49–68
13 Cuo L, Zhang Y, Gao Y, et al. The impacts of climate change and land cover/use transition on the hydrology in the upper Yellow River Basin, China. J Hydrol, 2013, 502: 37–52
14 Yan H Y, Jia S F. Hydrological elements change of Qinghai Province in past 50 years (in Chinese). J Glaciol Geocryol, 2003, 25: 193–198 [燕华云, 贾绍凤. 近50 a来青海水文要素变化特征分析. 冰川冻土, 2003, 25: 193–198]
15 Li L, Shen H, Dai S, et al. Response of water resources to climate change and its future trend in the source region of the Yangtze River. J Geogr Sci, 2013, 23: 208–218
16 Zhou C C, Jia S F, Yan H Y, et al. Changing trend of water resources in Qinghai Province from 1956 to 2000 (in Chinese). J Glaciol Geocryol, 2005, 27: 432–437 [周陈超, 贾绍凤, 燕华云, 等. 近50 a来青海省水资源变化趋势分析. 冰川冻土, 2005, 27: 432–437]
17 Cao J T, Qin D H, Kang E S, et al. River discharge changes in the Qinghai-Tibet Plateau (in Chinese). Chin Sci Bull, 2005, 50: 2403–2408 [曹建廷, 秦大河, 康尔泗, 等. 青藏高原外流区主要河流的径流变化. 科学通报, 2005, 50: 2403–2408]
18 Liu X W. Analysis of meteorological and hydrological characteristics in the Yarlung Zangbo River Basins (in Chinese). Master Thesis. Beijing:

Tsinghua University, 2015 [刘湘伟. 雅鲁藏布江流域水文气象特性分析. 硕士学位论文. 北京: 清华大学, 2015]
19 Yao Z J, Duan R, Liu Z F. Changes in precipitation and air temperature and its impacts on runoff in the Nujiang River Basin (in Chinese). Resour Sci, 2012, 34: 202−210 [姚治君, 段瑞, 刘兆飞. 怒江流域降水与气温变化及其对跨境径流的影响分析. 资源科学, 2012, 34: 202−210]
20 Sun B G, Mao W Y, Feng Y R, et al. Study on the change of air temperature, precipitation and runoff volume in the Yarkant River Basin (in Chinese). Arid Zone Res, 2006, 23: 203−209 [孙本国, 毛炜峄, 冯燕茹, 等. 叶尔羌河流域气温、降水及径流变化特征分析. 干旱区研究, 2006, 23: 203−209]
21 Sharif M, Archer D R, Fowler H J, et al. Trends in timing and magnitude of flow in the Upper Indus Basin. Hydrol Earth Syst Sci, 2013, 17: 1503–1516
22 Zhang X, Tang Q. Combining satellite precipitation and long-term ground observations for hydrological monitoring in China. J Geophys Res Atmos, 2015, 120: 6426–6443
23 Lei Y, Yao T, Yang K, et al. Lake seasonality across the Tibetan Plateau and their varying relationship with regional mass changes and local hydrology. Geophys Res Lett, 2017, 44: 892–900
24 Su Z, Wen J, Dente L, et al. The Tibetan Plateau observatory of plateau scale soil moisture and soil temperature (Tibet-Obs) for quantifying uncertainties in coarse resolution satellite and model products. Hydrol Earth Syst Sci, 2011, 15: 2303–2316
25 Wang M D, Hou J Z, Lei Y B. Classification of Tibetan lakes based on variations in seasonal lake water temperature (in Chinese). Chin Sci Bull, 2014, 59: 3095–3103 [王明达, 侯居峙, 类延斌. 青藏高原不同类型湖泊温度季节性变化及其分类. 科学通报, 2014, 59: 3095−3103]
26 Zeng Y, Su Z, van der Velde R, et al. Blending satellite observed, model simulated, and *in situ* measured soil moisture over Tibetan Plateau. Remote Sens, 2016, 8: 268
27 Yang K, Zhu L, Chen Y, et al. Land surface model calibration through microwave data assimilation for improving soil moisture simulations. J Hydrol, 2016, 533: 266–276
28 Yang K, Qin J, Zhao L, et al. A multiscale soil moisture and freeze-thaw monitoring network on the Third Pole. Bull Amer Meteorol Soc, 2013, 94: 1907–1916
29 Han P, Long D, Han Z, et al. Improved understanding of snowmelt runoff from the headwaters of China's Yangtze River using remotely sensed snow products and hydrological modeling. Remote Sens Environ, 2019, 224: 44–59
30 Liu G, Wang G. Insight into runoff decline due to climate change in China's Water Tower. Water Sci Tech-Water Supply, 2012, 12: 352–361
31 Flanner M G, Zender C S. Snowpack radiative heating: Influence on Tibetan Plateau climate. Geophys Res Lett, 2005, 32: L06501
32 Yao T D, Wang L, Lan C, et al. Hydrometeorological Changes in Headwaters on the Qinghai-Tibetan Plateau (in Chinese). In: Serial Reports of the Second Scientific Investigation. Beiijng: The Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, 2019 [姚檀栋, 王磊, 兰措, 等. 河湖源流域水文气象变化. 见: 第二次青藏科考报告系列. 北京: 中国科学院青藏高原研究所, 2019]
33 Cuo L, Zhang Y. Spatial patterns of wet season precipitation vertical gradients on the Tibetan Plateau and the surroundings. Sci Rep, 2017, 7: 5057
34 Chang G G, Li L, Zhu X D, et al. Changes and influencing factors of surface water resources in the source region of the Yellow River (in Chinese). Acta Geogr Sin, 2007, 62: 312−320 [常国刚, 李林, 朱西德, 等. 黄河源区地表水资源变化及其影响因子. 地理学报, 2007, 62: 312−320]
35 Li J, Liu D, Wang T, et al. Grassland restoration reduces water yield in the headstream region of Yangtze River. Sci Rep, 2017, 7: 2162
36 Harris R B. Rangeland degradation on the Qinghai-Tibetan Plateau: A review of the evidence of its magnitude and causes. J Arid Environ, 2010, 74: 1–12
37 Zhang F, Thapa S, Immerzeel W, et al. Water availability on the Third Pole: A review. Water Secur, 2019, 7: 100033
38 Wang Y, Zhang Y, Chiew F H S, et al. Contrasting runoff trends between dry and wet parts of eastern Tibetan Plateau. Sci Rep, 2017, 7: 15458
39 Chen D L, Xu B Q, Yao T D, et al. Assessment of past, present and future environmental changes on the Tibetan Plateau (in Chinese). Chin Sci Bull, 2015, 60: 3025−3035 [陈德亮, 徐柏青, 姚檀栋, 等. 青藏高原环境变化科学评估: 过去、现在与未来. 科学通报, 2015, 60: 3025−3035]
40 Cuo L, Zhang Y, Wang Q, et al. Climate change on the northern Tibetan Plateau during 1957–2009: Spatial patterns and possible mechanisms. J Clim, 2013, 26: 85–109
41 Chen X, Long D, Liang S, et al. Developing a composite daily snow cover extent record over the Tibetan Plateau from 1981 to 2016 using multisource data. Remote Sens Environ, 2018, 215: 284–299
42 Li C, Su F, Yang D, et al. Spatiotemporal variation of snow cover over the Tibetan Plateau based on MODIS snow product, 2001−2014. Int J Climatol, 2018, 38: 708–728
43 Yao T, Thompson L, Yang W, et al. Different glacier status with atmospheric circulations in Tibetan Plateau and surroundings. Nat Clim Change, 2012, 2: 663–667
44 Meng F, Su F, Li Y, et al. Changes in terrestrial water storage during 2003–2014 and possible causes in Tibetan Plateau. J Geophys Res Atmos, 2019, 124: 2909–2931
45 Krishnan R, Shrestha A B, Ren G, et al. Unravelling Climate Change in the Hindu Kush Himalaya: Rapid Warming in the Mountains and Increasing Extremes. In: Wester P, Mishra A, Mukherji A, et al., eds. The Hindu Kush Himalaya Assessment: Mountains, Climate Change, Sustainability and People. Cham: Springer, 2019. 57–97

46 Lutz A F, Immerzeel W W, Shrestha A B, et al. Consistent increase in High Asia's runoff due to increasing glacier melt and precipitation. Nat Clim Change, 2014, 4: 587–592
47 Su F, Zhang L, Ou T, et al. Hydrological response to future climate changes for the major upstream river basins in the Tibetan Plateau. Glob Planet Change, 2016, 136: 82–95
48 Zhao Q, Ding Y, Wang J, 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
49 Luo Y, Wang X, Piao S, et al. Contrasting streamflow regimes induced by melting glaciers across the Tien Shan-Pamir-North Karakoram. Sci Rep, 2018, 8: 16470
50 Li F, Zhang Y, Xu Z, et al. The impact of climate change on runoff in the southeastern Tibetan Plateau. J Hydrol, 2013, 505: 188–201
51 Lutz A F, Immerzeel W W, Kraaijenbrink P D A, et al. Climate change impacts on the upper indus hydrology: Sources, shifts and extremes. PLoS One, 2016, 11: e0165630
52 Gu H, Yu Z, Yang C, et al. Projected changes in hydrological extremes in the Yangtze River Basin with an ensemble of regional climate simulations. Water, 2018, 10: 1279
53 Hoang LP, Lauri H, Kummu M, et al. Mekong River flow and hydrological extremes under climate change. Hydrol Earth Syst Sci, 2016, 20: 3027–3041
54 Wang J, Liang Z, Wang D, et al. Impact of climate change on hydrologic extremes in the upper basin of the Yellow River Basin of China. Adv Meteorol, 2016, 2016: 1404290
55 Barnett T P, Adam J C, Lettenmaier D P. Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. Nature, 2005, 438: 303–309
56 Bliss A, Hock R, Radić V. Global response of glacier runoff to twenty-first century climate change. J Geophys Res Earth Surf, 2014, 119: 717–730
57 Huss M, Hock R. Global-scale hydrological response to future glacier mass loss. Nat Clim Change, 2018, 8: 135–140
58 Sorg A, Huss M, Rohrer M, et al. The days of plenty might soon be over in glacierized Central Asian catchments. Environ Res Lett, 2014, 9: 104018
59 Naz B S, Frans C D, Clarke G K C, et al. Modeling the effect of glacier recession on streamflow response using a coupled glacio-hydrological model. Hydrol Earth Syst Sci, 2014, 18: 787–802
60 Qin D H, Ding Y H, Su J L, et al. Assessment of climate and evironment changes in China (I): Climate and evnironment changes in China and their projection (in Chinese). Adv Clim Change Res, 2005, 1: 4–9 [秦大河, 丁一汇, 苏纪兰, 等. 中国气候与环境演变评估(Ⅰ): 中国气候与环境变化及未来趋势. 气候变化研究进展, 2005, 1: 4–9]
61 Liu S Y, Ding Y J, Zhang Y, et al. Impact of the glacial change on water resources in the Tarim River Basin (in Chinese). Acta Geogr Sin, 2006, 61: 482–490 [刘时银, 丁永建, 张勇, 等. 塔里木河流域冰川变化及其对水资源影响. 地理学报, 2006, 61: 482–490]
62 Qiu J. Thawing permafrost reduces river runoff. Nature, 2012, doi: 10.1038/nature.2012.9749
63 Singh S, Kumar R, Bhardwaj A, et al. Changing climate and glacio-hydrology in Indian Himalayan Region: A review. WIREs Clim Change, 2016, 7: 393–410
64 Pellicciotti F, Bauder A, Parola M. Effect of glaciers on streamflow trends in the Swiss Alps. Water Resour Res, 2010, 46: W10522
65 Huss M. Present and future contribution of glacier storage change to runoff from macroscale drainage basins in Europe. Water Resour Res, 2011, 47: W07511
66 Shang L, Huang Y Y, Mao W Y. Features of the snow and ice meltwater flood caused by high temperature in the Southern Xinjiang Region during the summer of 2015 (in Chinese). J Glaciol Geocryol, 2016, 38: 480–487 [商莉, 黄玉英, 毛炜峄. 2015年夏季南疆地区高温冰雪洪水特征. 冰川冻土, 2016, 38: 480–487]
67 Yao T D, Yao Z J. Impacts of glacial reretreat on runoff on Tibetan Plateau (in Chinese). Chin J Nat, 2010, 32: 4–8 [姚檀栋, 姚治君. 青藏高原冰川退缩对河水径流的影响. 自然杂志, 2010, 32: 4–8]
68 Dong X H, Yao Z J, Chen C Y. Runoff variation and responses to precipitation in the source regions of the Yellow River (in Chinese). Res Sci, 2007, 29: 67–73 [董晓辉, 姚治君, 陈传友. 黄河源区径流变化及其对降水的响应. 资源科学, 2007, 29: 67–73]
69 Huang Z, Tang Q, Lo M H, et al. The influence of groundwater representation on hydrological simulation and its assessment using satellite-based water storage variation. Hydrol Proc, 2019, 33: 1218–1230
70 Sun H L. Ecological and Environmental Problems in the Upper Yangtze River (in Chinese). Beijing: China Environmental Science Press, 2008. 161 [孙鸿烈. 长江上游地区生态与环境问题. 北京: 中国环境科学出版社, 2008. 161]
71 Moore R D, Demuth M N. Mass balance and streamflow variability at Place Glacier, Canada, in relation to recent climate fluctuations. Hydrol Process, 2001, 15: 3473–3486

Summary for “青藏高原河川径流变化及其影响研究进展”

Streamflow change on the Qinghai-Tibet Plateau and its impacts

Qiuhong Tang[1,4*], Cuo Lan[2], Fengge Su[2], Xingcai Liu[1], He Sun[2], Jin Ding[2], Lei Wang[2], Guoyong Leng[1], Yongqiang Zhang[1], Yanfang Sang[1], Haiyan Fang[1], Shifeng Zhang[1], Dongmei Han[1], Xiaomang Liu[1], Li He[1], Ximeng Xu[1], Yin Tang[1] & Deliang Chen[3]

[1] *Key Laboratory of Water Cycle and Related Land Surface Processes, Institute of Geographical Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China;*
[2] *Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China;*
[3] *Regional Climate Group, Department of Earth Sciences, University of Gothenburg, Gothenburg 40530, Sweden;*
[4] *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*
* Corresponding author, E-mail: tangqh@igsnrr.ac.cn

The Qinghai-Tibet Plateau (QTP), also often called the Third Pole, is considered the Asian Water Tower because it is the source of many major Asian rivers. The environmental change on the QTP can affect the climate system over the surrounding area, and the changes in glacier and river streamflow on the QTP will lead to cascading impacts in downstream area where billions of people live. This paper reviews the hydrological observations and streamflow changes of the major Asian rivers originating from the QTP. From the 1950s to the beginning of the 21st century, streamflow on the QTP overall shows large interannual variations but no significant trends. The monthly mean streamflows during the flooding seasons are the largest in the 1960s for the outlet stations on the QTP. Annual streamflow in the source region of the Yellow River decreased while that in the source region of the Yangtze River increased slightly. No significant trends of annual streamflow have been reported for the other river source regions. The mean streamflows during peak season are relatively large in the 2000s at the river source region (upper reaches) of most rivers on the QTP. An increasing trend of streamflow in spring has been found in the upper reaches of the Yellow River, the Lancang River, the Tuotuo River (of the Yangtze River), and the Lhasa River (of the Yarlung Zangbo River). The largest month of streamflow often appears in July for most stations, but in August at the Lhasa and Nuxia stations which are located in the Yarlung Zangbo River. Streamflow changes on the QTP could be mainly attributed to changes in snow and ice, as little influence from direct human activities were found. However, the examination of the streamflow changes largely relies on the hydrological observations. So far, due to data unavailability, we are still unclear about the long-term change in the streamflow on the QTP, especially the changes in recent years. The changes in ice and snow pack on the QTP could have significant impact on the downstream water resources and ecosystem. As more water resources have been generated from ice/snow melting, from a long-term perspective, water resources would be reduced along with shrinking and disappearing glaciers.

Hydrological projections under future climate change suggest that streamflow in most river source regions would increase along with precipitation and increases in ice/snow melting, and hydrological extremes such as flooding would occur more frequently. Large uncertainties across Generic Circulation Models (GCMs) and hydrological models have been found in future projections of streamflow on the QTP. Reduction of ice/snow melting would aggravate the water stress conditions for both the ecosystem and human society on the QTP and its downstream areas. Sparse hydrometeorological observations in the past, particularly in the remote region of the QTP, are a major limiting factor to studies on streamflow change and its impacts. Further efforts are urgently needed to combine the advanced observation and modeling technologies to improve the observation and simulation capabilities of the water cycle over the QTP, and to provide scientific and technological support for coping with the accelerated ice/snow melting, increasing hydrological extremes and their impacts over the QTP.

the Qinghai-Tibet Plateau, Asian Water Tower, water cycle, streamflow, climate change

doi: 10.1360/TB-2019-0141