中国科学: 地球科学 2024 年 第 54 卷 第 8 期: 2633 ~ 2655
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

第三极西风与季风主导源区径流对气候变化的不同响应

孙启凯[1,2], 苏凤阁[1,2*], 孙赫[1]

1. 中国科学院青藏高原研究所, 青藏高原地球系统与资源环境全国重点实验室, 北京 100101;
2. 中国科学院大学, 北京 100101
* 通讯作者, E-mail: fgsu@itpcas.ac.cn

收稿日期: 2023-09-23; 收修改稿日期: 2024-03-23; 接受日期: 2024-04-07; 网络版发表日期: 2024-07-08
国家自然科学基金项目(41988101)、第二次青藏高原综合科学考察研究项目(2019QZKK0201)和国家青年科学基金项目(42201140)资助

摘要 不同气候、冰雪下垫面分布及地理位置直接影响着第三极源区流域径流对气候变化的响应特征. 然而, 当前对第三极西风与季风主导源区径流变化及其对气候变化的响应差异尚未得到系统探讨. 本研究基于西风主导源区(阿克苏河源、锡尔河源、叶尔羌河源、和田河源、阿姆河源及印度河源)与季风主导源区(长江源、黄河源、澜沧江源、怒江源及雅鲁藏布江源)的径流数据, 全面分析了1961~2015年各源区年径流变化特征; 利用多源气象数据与大尺度环流因子, 探讨了西风与季风主导源区径流对气候变化的响应差异以及径流变化的大尺度环流机制. 结果表明: (1) 1961~2015年间, 第三极绝大多数源区(除了黄河源与雅鲁藏布江源)径流均呈现增加趋势, 其中西风主导的阿克苏河源、叶尔羌河源及印度河源径流增加趋势显著. 除了黄河源外, 第三极其他源区年径流在1980s~2000s均发生了由减少向增加的突变. (2) 过去55年间季风主导源区径流变化受降水主导, 而西风主导源区径流对气候变化的长期响应存在气温主导(叶尔羌河源与和田河源)、降水主导(锡尔河源与阿姆河源)、降水与气温共同影响(阿克苏河源与印度河源)三类模式. 自20世纪60年代以来, 西风主导的多数源区径流对暖季气温的敏感性减弱, 其径流对降水变化的响应增强. (3) 本研究也揭示了大尺度环流-气候-第三极源区径流之间的联系. 北大西洋年代际振荡(AMO)、西风指数(WI)及厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)主要通过影响第三极源区降水或气温, 进而作用于西风或季风主导源区的年径流变化. 本研究可为第三极西风与季风主导源区水资源管理及气候变化应对提供科学参考.

关键词 第三极源区流域, 气候变化, 西风季风, 径流变化, 大尺度环流因子

1 引言

以青藏高原为核心的第三极地区是长江、黄河、雅鲁藏布江及印度河等亚洲10多条主要河流的源头, 为下游20多亿人口提供水资源(Immerzeel等, 2020; Yao T D等, 2022). 第三极气候主要受到西风与季风环流的影响(姚檀栋等, 2017; Yao等, 2019). 西风主要影响着冰雪分布较广的第三极西部区域(图1), 特别是

中文引用格式: 孙启凯, 苏凤阁, 孙赫. 2024. 第三极西风与季风主导源区径流对气候变化的不同响应. 中国科学: 地球科学, 54(8): 2633–2655, doi: 10.1360/SSTe-2023-0237
英文引用格式: Sun Q, Su F, Sun H. 2024. Divergent responses of runoff to climate change in the upper basins of the Third Pole dominated by westerlies and monsoon. Science China Earth Sciences, 67(8): 2592–2614, https://doi.org/10.1007/s11430-023-1315-6

© 2024 《中国科学》杂志社

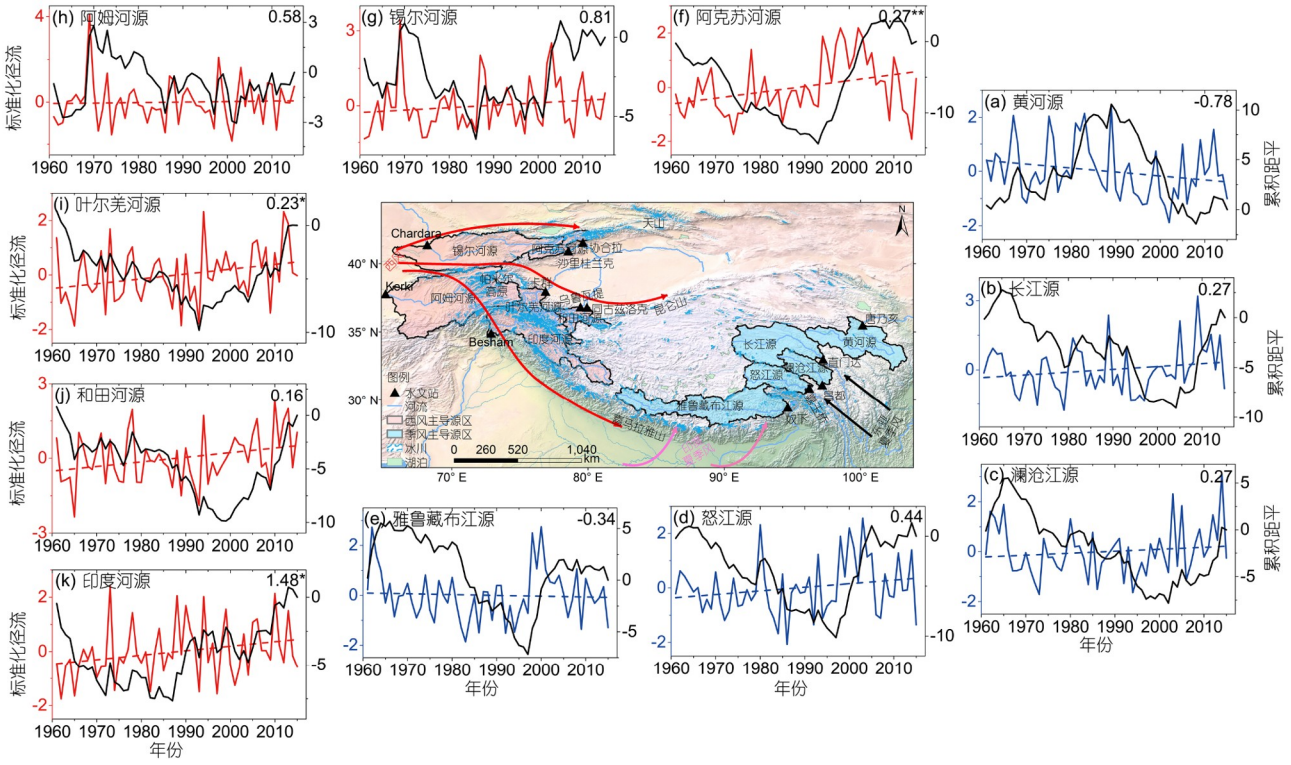

图 1　1961~2015年第三极11个源区流域年径流变化

背景图为第三极源区流域地理位置. (a)~(e) 季风主导源区; (f)~(k) 西风主导源区. 红线与蓝线为源区标准化年径流序列, 黑线为径流累积距平曲线. 图框右上角的数值为径流变化趋势值(单位: $10^8 m^3/a$), *和**分别表示显著性95%、99%水平

在天山、帕米尔高原及西喜马拉雅山脉等山区. 该区域年降水主要集中在冬春季(Cannon等, 2016; 孙赫等, 2020). 而第三极东南部气候主要受到印度夏季风与东亚夏季风影响, 约70%~90%的年降水集中在夏季(孙赫等, 2020). 过去50多年来, 第三极气候暖湿化及冰冻圈要素消融已经对源区流域径流产生了深刻影响(Cuo等, 2014; Li等, 2021; Wang L等, 2021; Yao T D等, 2022). 因此, 准确理解第三极西风与季风主导源区径流对气候变化的响应差异, 对于各源区及其下游水资源适应性管理具有重要理论和现实意义.

目前已有众多关于第三极源区流域径流变化研究. 基于实测径流数据的结果显示, 除了黄河源外, 季风主导的长江源、澜沧江源及雅鲁藏布江源径流在1960~2018年间总体呈现增加趋势, 其中长江源区径流增加趋势显著(张建云等, 2019); 1956~2016年受西风主导的阿克苏河源与叶尔羌河源径流增加趋势显著, 和田河源年径流呈现微弱增加趋势(刘静等, 2019); 1970~2016年西风主导的印度河源径流呈现出不显著的增加趋势(Hussain等, 2022). 西风主导的锡尔河源与阿姆河源区实测径流数据稀缺, 且径流受到人类活动的强烈干扰(Bissenbayeva等, 2021; Hu等, 2021). 当前一些研究主要借助水文模型对锡尔河源与阿姆河源径流进行重建. Huang等(2022)和Hou等(2023)基于VIC-Glacier水文模型模拟和重建了锡尔河源与阿姆河源过去60~70年的出山口天然径流, 结果显示锡尔河源与阿姆河源天然径流总体呈现增加趋势. 尽管在第三极源区径流长期变化上取得一些进展, 但是大多数研究主要集中在西风或季风的数个源区, 对于第三极西风与季风主导源区径流变化的综合分析相对缺乏, 特别是同一长时间序列.

在第三极源区流域径流对气候变化的响应关系上, 多数研究表明近50多年来第三极受季风主导源区的径流变化主要受降水影响(Wang Y F等, 2023; 张建云等, 2019; 徐宗学等, 2022; 李红霞等, 2016). 西风主导的叶尔羌河源、和田河源、阿克苏河源及印度河源径流对气温变化响应更敏感(Duethmann等, 2015; Hus-

sain等, 2022; Kan等, 2018; 尚华明等, 2021; 王跃辉等, 2022), 而西风主导的锡尔河源与阿姆河源径流变化更多受降水影响(Huang等, 2022; Wang X L等, 2016). 尽管以上研究揭示了第三极西风或季风主导源区径流对气候变化的长期响应关系, 但是在气候变化下, 对于第三极不同环流主导源区径流响应关系变化以及源区之间的差异尚不清楚.

此外, 一些研究也探讨了大尺度环流对第三极不同源区流域水文气候的影响. 例如, 在不同时间尺度上季风主导源区径流受到厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)、太平洋多年代际振荡(IPO)、北大西洋涛动(NAO)及北大西洋年代际振荡(AMO)的调控(Wu等, 2022; Zhu等, 2023). 对于西风主导源区, 柏玲(2016)基于交叉小波方法指出阿克苏河源水文气候主要受到北大西洋年代际振荡(AMO)的影响; Chen等(2020)利用合成分析指出当厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)处于暖位相(El Niño事件)时, 异常西南风将更多的水汽带入中亚地区, 这导致中亚地区降水增加, 进而有利于中亚阿姆河源及锡尔河源径流增加; Hussain等(2022)基于相关分析指出北大西洋涛动(NAO)、北极涛动(AO)及印度夏季风指数(ISM)对印度河源径流变化具有显著的正向影响. 以上研究主要指出第三极源区流域径流受到不同的大尺度环流因子影响. 大尺度环流主导青藏高原的降水与气温变化, 进而调控径流变化(Cuo等, 2014). 但是对于西风与季风主导的不同源区, 大尺度环流-气候-径流变化之间的联系尚不明确.

针对以上问题, 本文基于1961~2015年第三极11个河源(季风主导的长江源、黄河源、澜沧江源、怒江源、雅鲁藏布江源以及西风主导的锡尔河源、阿克苏河源、叶尔羌河源、和田河源、印度河源、阿姆河源)出山口实测与重建径流数据, 全面分析西风与季风主导源区年径流变化特征. 同时, 基于多源气象数据及大尺度环流因子, 利用相关分析与小波相干方法, 探讨西风与季风主导源区径流对气候变化的响应差异以及径流变化的大尺度环流机制. 研究结果可为第三极不同源区水资源管理及其气候变化应对提供科学参考.

2　研究区、数据和方法

2.1　研究区概况

本文研究区为第三极11个源区流域(图1), 包括5个位于第三极东南部的季风主导源区流域(长江源、黄河源、澜沧江源、怒江源和雅鲁藏布江源)和6个位于第三极西部的西风主导源区流域(锡尔河源、阿姆河源、阿克苏河源、叶尔羌河源、和田河源和印度河源). 西风与季风环流是驱动第三极气候变化的主要因素(姚檀栋等, 2017). 西风环流是一种持续性的从西向东吹的风系, 其在中纬度地区显著. 季风环流以季节性风向变化为特征, 它与海陆热力性质差异有关. 在夏季, 印度夏季风将印度洋水汽输送到第三极东南部, 并带来雨季降水. 而西风环流主要影响第三极西部的冬季降水(Curio和Scherer, 2016; Dimri等, 2015). 同时西风与季风环流也影响着第三极地表能量收支, 进而作用于第三极的气温及消融模式(Yao T D等, 2022). 季风主导源区平均海拔在4100~4900m, 年均降水量约390~640mm, 且70%~80%的年降水集中在6~9月(附图S1, http://earthcn.scichina.com). 季风主导源区冰川面积占比为0.1%~1.8%, 其中黄河源区冰川面积占比最低(0.1%), 怒江源及雅鲁藏布江源冰川面积占比最高(1.4%~1.8%); 并且季风主导源区年均积雪覆盖面积占比约为10%~21%(表1). 西风区河流主要发源于天山、昆仑山及帕米尔高原, 其中锡尔河源和阿姆河源平均海拔低于2600m, 其他西风源区流域平均海拔在3600~4700m. 西风主导源区流域年均降水量约为170~380mm, 其中锡尔河源和阿姆河源降水存在明显西风信号, 约65%~80%的年降水集中在冬春季. 印度河源约65%的年降水集中在春季和夏季(附图S1). 而由于天山山脉对冬季水汽的阻挡(Baldwin和Vecchi, 2016), 塔里木河流域的阿克苏河源、叶尔羌河源及和田河源年降水主要集中在5~9月(附图S1). 西风区各源区流域冰川面积占比(0.9%~13.3%)及年均积雪覆盖面积占比(24%~42%)总体高于季风主导源区流域, 其中印度河源、和田河源及叶尔羌河源冰川面积占比最高(9.5%~13.3%)(表1). 这些降水以及冰川积雪等下垫面特征是影响西风和季风各源区流域径流对气候变化响应的重要因素(Su等, 2022; Zhu等, 2023).

2.2　数据来源

2.2.1　径流数据

径流数据来自水文实测站点及水文模拟. 季风主导的长江源、黄河源、澜沧江源、怒江源和雅鲁藏布江源1961~2015年径流数据源自水文年鉴和西藏自治

表 1　第三极11个源区流域基本信息[a)]

源区	水文站	经度	纬度	流域面积 (km^2)	冰川面积 (km^2)	冰川面积占比 (%)	积雪覆盖面积占比 (%)	平均海拔(m)
长江	直门达	97.13°E	33.02°N	136430	1091.4	0.8	11.2	4764
黄河	唐乃亥	100.09°E	35.3°N	120671	120.7	0.1	9.9	4125
澜沧江	昌都	97.11°E	31.11°N	51435	154.3	0.3	14.9	4557
怒江	嘉玉桥	96.12°E	30.51°N	67911	950.8	1.4	20.9	4774
雅鲁藏布江	奴下	94.34°E	29.27°N	188849	3399.3	1.8	12.8	4871
阿克苏河	沙里桂兰克; 协合拉	78.54°E; 79.62°E	40.94°N; 41.57°N	33509	3049.3	9.1	41.9	3632
锡尔河	Chardara	67.97°E	41.24°N	214223	1928.0	0.9	19.3	1769
叶尔羌河	卡群	76.9°E	37.98°N	47281	4491.7	9.5	33.8	4415
和田河	乌鲁瓦提; 同古孜洛克	79.44°E; 79.92°E	36.83°N; 36.81°N	36221	4817.4	13.3	32.9	4705
阿姆河	Kerki	65.25°E	37.83°N	289858	9855.2	3.4	24.5	2532
印度河	Besham	72.88°E	34.92°N	162905	19385.7	11.9	39.8	4538

a) 长江源、黄河源、澜沧江源、怒江源、雅鲁藏布江源、和田河源及叶尔羌河源冰川面积数据来自中国第二次冰川编目数据集(http://www.tpedatabase.cn). 阿克苏河源、印度河源、阿姆河源及锡尔河源冰川面积数据来自The Randolph Glacier Inventory V6.0(http://www.glims.org/RGI/). 积雪面积来自2002~2016年高亚洲逐日积雪覆盖率数据集(http://www.tpedatabase.cn). 高程数据来自SRTM 90m分辨率数字高程模型(https://srtm.csi.cgiar.org/download)

区水文局. 其中, 怒江源区嘉玉桥水文站仅获得1981~2015年径流序列, 1961~1980年怒江源嘉玉桥水文站年径流量是利用其与下游干流的贡山水文站历史年径流比值系数(0.62)推求所得. 具体而言, 本文首先计算了1981~2015年怒江源嘉玉桥水文站实测年径流与下游贡山水文站实测年径流逐年比值系数; 然后计算两水文站年径流比值系数的均值, 即得到0.62; 接着将1961~1980年逐年贡山站实测年径流乘以0.62, 以得到1961~1980年怒江源嘉玉桥水文站重建年径流. 西风主导的叶尔羌河源、和田河源及阿克苏河源1961~2015年径流数据来自塔里木河流域管理局. 其中, 阿克苏河源包括托什干河及库玛拉克河两大支流, 和田河源包括喀拉喀什河及玉龙喀什河两大支流(图1, 表1). 因此, 阿克苏河源与和田河源径流由其支流径流相加所得. 印度河源Besham水文站1969~2015年径流数据来自于巴基斯坦水电发展署(http://www.wapda.gov.pk). 1961~1968年Besham水文站径流数据是通过其与下游干流的Tarbela水文站历史年径流比值系数(0.96)推求得到. 具体计算上, 根据1969~2015年Besham水文站与Tarbela水文站之间的年径流比值系数(0.96), 将1961~1968年Tarbela水文站年径流乘以0.96, 以得到Besham水文站1961~1968年重建径流数据. 阿姆河源及锡尔河源出山口站点Kerki与Chardara 1961~2015年径流数据来自Huang等(2022). Huang等(2022)通过水文模拟重建了阿姆河源与锡尔河源长序列天然径流量, 并经过了冰川物质平衡、积雪覆盖率及实测径流的验证. 为了验证怒江源嘉玉桥水文站与印度河源Besham水文站重建的年径流变化, 本文分别对比了嘉玉桥重建径流与怒江源下游的道街坝(1961~1980年)径流、Besham重建径流与印度河源上游的Partab Bridge (1962~1968年)径流, 发现其对应年径流序列均存在良好的一致性(r>0.9, p<0.01)(附图S2).

2.2.2　气象数据

由于第三极地区气象观测站点稀少, 本文选取了1961~2015年5套气象数据来分析不同源区径流与气候变化的关系, 以此降低降水和气温数据的不确定性. 气象数据包括基于站点插值的CN05.1、APHRODITE、Climatic Research Unit (CRU)数据集与再分析数据集Princeton Global Forcing (PGF)和ERA5. 具体而言, CN05.1是基于中国2400多个国家级气象台站, 利用薄板样条及角距权重方法分别插值并叠加得到的0.25°×0.25°格点数据集(Wu等, 2017; 吴佳和高学杰,

2013). APHRODITE是基于亚洲地区气象站点插值得到的0.25°分辨率格点数据集(Yatagai等, 2012). CRU是基于全球逐月地面观测, 利用角距权重方法插值得到的0.5°分辨率的格点数据集(Harris等, 2020). PGF再分析数据集是全球气象观测数据与美国环境预报中心/美国大气研究中心再分析结合, 并在时间和空间上进行分解得到的0.25°分辨率的格点数据集(Sheffield等, 2006). ERA5再分析数据集改进了数据同化和物理过程模拟(Hersbach等, 2020), 并提供了全球0.25°分辨率的陆面气候信息. 多源气象数据的详细信息见表2. 季风主导的5个源区以及西风主导的叶尔羌河源与和田河源均位于中国境内, 因此本文选取基于中国气象站点插值的CN05.1作为这些源区的参考数据集. 通过CN05.1数据集与其他气象数据集对比, 本文发现在1961~2015年期间, CN05.1数据与CRU、PGF年降水和年均气温序列在中国境内的源区均呈显著一致性(r>0.6, p<0.01)(附图S3~S4). 因此, 在5个季风主导源区流域和西风区的叶尔羌河源及和田河源, 本文基于CN05.1、CRU及PGF这3套气象数据来计算1961~2015年各源区降水与气温集合平均值. 基于站点插值的APHRODITE数据集已被广泛应用于第三极西部的气候变化研究(Li D等, 2020; Tan等, 2020), 因此本文选取APHRODITE数据集作为中国境外阿克苏河源、印度河源、阿姆河源及锡尔河源的参考数据集. 通过APHRODITE数据集与其他气象数据集对比发现, 在4个西风主导源区内, APHRODITE降水(1961~2007年)与ERA5、CRU、PGF降水在年际变化上呈现良好一致性(r>0.6, p<0.01)(附图S3), 以及APHRODITE气温与CRU、PGF气温数据显著正相关(r>0.8, p<0.01)(附图S4). 因此, 本文基于ERA5、CRU及PGF这3套降水数据来计算1961~2015年间4个西风主导源区流域的年降水集合平均值, 并基于APHRODITE、CRU及PGF这3套气温数据来计算4个西风主导源区流域的年均气温与暖季(5~9月)气温集合平均值.

2.2.3 大尺度环流因子数据

基于已有研究, 本文选取了对第三极源区流域水文气候具有重要影响的8个大尺度环流因子. 它包括东亚夏季风指数(EASM)、印度夏季风指数(ISM)、西风指数(WI)、北大西洋年代际振荡(AMO)、太平洋年代际振荡(PDO)、北大西洋涛动(NAO)、厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)及北极涛动(AO)(Chen等, 2020; Hussain等, 2022; Sun等, 2020; Wu等, 2022; Yao J Q等, 2022). EASM、ISM及WI是基于风场与位势高度计算得到的, 其中EASM指数定义为850hPa上的东亚季风域(10°N~40°N, 110°E~140°E)动态标准化季节变率(Li和Zeng, 2003); ISM指数为850hPa上(5°N~15°N, 40°E~80°E)与(20°N~30°N, 70°E~90°E)这两个区域的平均经向风场之差(Wang等, 2001); WI指数的计算方法参考李万莉等(2008)的研究. 在其计算上, 本文基于ERA5数据, 计算了30°E~70°E、35°N~50°N区域范围内的500hPa平均位势高度差值. AO与NAO指数是基于海平面气压计算得到的, 其中AO指数被定义为35°N至65°N之间的标准化月均纬向海平面气压差值(Li和Wang, 2003); NAO指数被定义为亚速尔高压地区和冰岛低压地区的海平面气压差值. AMO、ENSO及PDO指数是基于海表温度计算得出的, 其中AMO指数为北大西洋区域(0°~60°N, 75°W~7.5°W)海表温度异常的年平均(Enfield等, 2001); ENSO被定义5°N~5°S, 170°W~120°W区域范围内平均海表温度(Trenberth, 1997); PDO指数为北太平洋(20°N~70°N, 110°E~100°W)区域平均海表温度去除全球平均海表温度后进行经验

表 2　5套气象数据的基本信息[a)]

气象数据	数据类别	研究时段及变量	时空分辨率	数据来源
CN05.1	站点插值	1961~2015年(P, T)	逐日; 0.25°	http://ccrc.iap.ac.cn/resource/
APHRODITE	站点插值	1961~2007年(P) 1961~2015年(T)	逐日; 0.25°	http://aphrodite.st.hirosaki-u.ac.jp/
CRU	站点插值	1961~2015年(P, T)	逐月; 0.5°	https://crudata.uea.ac.uk/
PGF	再分析	1961~2015年(P, T)	逐日; 0.25°	http://hydrology.princeton.edu/
ERA5	再分析	1961~2015年(P, T)	逐日; 0.25°	https://cds.climate.copernicus.eu/

a)P代表降水; T代表气温

正交分解(EOF)后的第一模态的时间系数(Mantua等, 1997). 其他具体信息见表3.

2.3 研究方法

本文中的年径流标准化方法为Z值标准化, 它是一种基于均值与标准差的标准化方法(徐建华, 2014). 计算公式如下:

$$Z_i = \left(X_i - \overline{X}\right) / \sigma, \tag{1}$$

式中, Z_i为逐年标准化径流值, X_i为逐年径流量, $\overline{X}$为1961~2015年均径流, σ为1961~2015年径流的标准差. 同时降水与气温要素的标准化方法也是Z值标准化.

本文利用Sen's斜率估计与Mann-Kendall趋势检验来分析第三极不同源区年径流变化趋势及其显著性. Sen's斜率估计不受少数异常值及数据误差的影响(Sen, 1968), 公式如下:

$$\beta = \text{Median}\left(\frac{X_j - X_i}{j - i}\right), \tag{2}$$

上式中, X_j、X_i分别为j、i年的径流量(j>i).

Mann-Kendall趋势检验是一种非参数检验方法, 它对异常值不敏感(Kendall, 1975; Mann, 1945). 计算公式如下:

$$S = \sum_{i=1}^{n}\sum_{j=i+1}^{n}\text{sign}\left(X_j - X_i\right), \tag{3}$$

$$Z = \begin{cases} (S-1)/\text{Var}(S), S > 0, \\ 0, S = 0, \\ (S+1)/\text{Var}(S), S < 0, \end{cases} \tag{4}$$

式中, S大于0表示上升趋势, 反之为下降趋势. Z值为趋势检验值, Z绝对值大于1.96, 表示显著性95%水平; Z绝对值超过2.58, 则表示显著性99%水平.

利用累积距平方法识别第三极不同源区年径流及气候序列的变化及突变点. 公式如下:

$$C_i = \sum_{i=1}^{n}\left(X_i - \overline{X}\right), \tag{5}$$

式中, C_i为逐年径流或气候要素的累积距平值, X_i为逐年径流或气候要素值, $\overline{X}$为1961~2015年径流或气候要素均值. 为了对比径流与气候要素累积距平曲线变化, 本文进一步将累积距平值进行归一化处理, 数值范围为[0, 1].

借助Pearson相关系数来量化源区多源气象数据之间的一致性以及径流与气候之间的相关性. 公式(6)表示两变量间的单相关系数, 相关系数取值范围为[−1,1].

$$r = \frac{\sum_{i=1}^{n}\left(X_i - \overline{X}\right)\left(Y_i - \overline{Y}\right)}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n}\left(X_i - \overline{X}\right)^2}\sqrt{\sum_{i=1}^{n}\left(Y_i - \overline{Y}\right)^2}}. \tag{6}$$

本文使用复相关系数来量化降水及气温对年径流变化的共同影响. 复相关系数反映一个因变量与多个

表 3 本文选用的大尺度环流因子

环流因子	简称	定义	数据来源
东亚夏季风指数	EASM	850hPa上的东亚季风域(10°N~40°N, 110°E~140°E)动态标准化季节变率	http://lijianping.cn/dct/page/1
印度夏季风指数	ISM	850hPa上(5°N~15°N,40°E~80°E)与(20°N~30°N, 70°E~90°E)这两个区域的平均经向风场之差	http://apdrc.soest.hawaii.edu/projects/monsoon/
西风指数	WI	30°E~70°E, 35°N~50°N区域范围内的500hPa平均位势高度差值	基于ERA5位势高度计算
北大西洋年代际振荡	AMO	北大西洋区域(0°~60°N, 75°W~7.5°W)海表温度异常的年平均	https://psl.noaa.gov/data/climateindices/list/
太平洋年代际振荡	PDO	北太平洋(20°N~70°N, 110°E~100°W)区域平均海表温度去除全球平均海表温度后进行经验正交分解(EOF)后的第一模态的时间系数	https://www.ncei.noaa.gov/access/
北大西洋涛动	NAO	亚速尔高压地区和冰岛低压地区的海平面气压差值	https://www.ncei.noaa.gov/access/
厄尔尼诺-南方涛动	ENSO	5°N~5°S, 170°W~120°W区域范围内平均海表温度	https://psl.noaa.gov/data/climateindices/list/
北极涛动	AO	35°N~65°N之间的标准化月平均纬向海平面气压差值	http://lijianping.cn/dct/page/1

自变量的相关程度(徐建华, 2014). 计算公式如下:

$$Y'_R = \beta'_0 + \beta'_1 X_P + \beta'_2 X_T, \tag{7}$$

$$r_c = \frac{\sum_{i=1}^{n}\left(Y_{R_i}-\overline{Y}_R\right)\left(Y'_{R_i}-\overline{Y}'_R\right)}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n}\left(Y_{R_i}-\overline{Y}_R\right)^2}\sqrt{\sum_{i=1}^{n}\left(Y'_{R_i}-\overline{Y}'_R\right)^2}}. \tag{8}$$

公式(7)为年径流对降水、气温做回归, 得到估算的年径流Y'_R; 其中Y_R、X_P、X_T分别为年径流、降水及气温变量. 公式(8)为实测年径流与估算年径流之间的相关系数, 即复相关系数.

采用30a滑动相关方法来分析第三极源区径流与气候要素相关性随时间的演化, 其中30a滑动相关方法是从起始年向后, 依次计算滑动窗口为30a的变量相关系数(Guo等, 2021). 计算同公式(6).

借助小波相干方法探讨大尺度环流因子与第三极不同源区水文气候的时频一致性, 以验证所选的大尺度环流因子通过对降水和气温产生影响进而影响径流. 小波相干是一种用于分析两个独立时间序列的时频域方法, 它能反映序列周期性变化的一致性(Torrence和Compo, 1998).

$$W_n(a,b) = \left|a^{\frac{-1}{2}}\right| \int_{-\infty}^{\infty} X(t)\phi^*\left(\frac{t-b}{a}\right)\mathrm{d}t, \tag{9}$$

$$\mathrm{Var}(a) = \int_{-\infty}^{\infty}\left\{W_n(a,b^2)\right\}\mathrm{d}b, \tag{10}$$

式中, $W_n(a,b)$为小波变换系数, 它显示信号在不同时间尺度上的变化. Var(a)为小波方差. $\phi^*(t)$是$\phi(t)$的复共轭. a为尺度参数. b是时间位移, 它决定小波的时间位置.

3　结果与分析

3.1　西风与季风各源区径流变化趋势

图1为1961~2015年间第三极11个源区流域的年径流变化. 过去55年间, 受季风主导的长江源、澜沧江源及怒江源区年径流均呈现出不显著增加趋势(0.27×10^8、0.27×10^8和0.44×10^8 m^3/a)(图1b~1d). 而季风主导的黄河源与雅鲁藏布江源区径流呈现不显著下降趋势(-0.78×10^8和-0.34×10^8 m^3/a)(图1a, 1e). 径流累积距平曲线显示, 黄河源年径流在1989年发生了由增加向减少的突变(图1a), 而季风主导的其他源区径流呈现出先降低后增加的趋势(图1b~1e). 长江源与澜沧江源区年径流在2000s出现了由减少向增加的转变(图1b、1c), 而怒江源与雅鲁藏布江源区年径流的突变发生在20世纪90年代后期(图1d, 1e). 不同于季风主导源区, 1961~2015年间第三极受西风主导的源区流域年径流均呈现出增加趋势(0.16×10^8~1.48×10^8 m^3/a), 其中阿克苏河源、叶尔羌河源及印度河源区年径流增加趋势显著(图1f、1i、1k), 而锡尔河源、阿姆河源与和田河源区年径流增加趋势不显著(图1g、1h、1j). 径流累积距平曲线显示, 阿克苏河源、叶尔羌河源及和田河源年径流在20世纪90年代均发生了由减少向增加的突变(图1f、1i、1j). 锡尔河源、阿姆河源及印度河源的年径流在1986、2002及1987年分别发生了减少向增加的突变(图1g、1h、1k).

总体而言, 除了季风主导的黄河源与雅鲁藏布江源外, 过去55年间季风与西风主导的其他源区年径流均呈现出增加趋势, 其中西风主导的多数源区年径流增加趋势显著. 同时, 除了季风区的黄河源外, 第三极季风与西风主导的其他源区年径流在1980s~2000s均发生了由减少向增加的突变.

3.2　西风与季风各源区径流对气候变化的不同响应

为了理解以上西风和季风源区径流变化的气候驱动机制, 本文分析了1961~2015年间各源区年降水、年均气温以及暖季气温的累积距平, 并研究了第三极源区径流与气候要素的相关关系(图2). 对于季风主导源区, 除了黄河源以外(图2a), 其他季风主导源区降水和气温累积距平曲线总体与径流累积距平曲线一致, 即先减少后增加. 但其突变时间存在差异(图2b~2e). 其中长江源与澜沧江源降水与气温突变时间(1990s)要早于其径流突变时间(2000s)(图2b、2c), 而怒江源与雅鲁藏布江源降水、气温与径流突变时间均出现在1990s(图2d、2e). 黄河源年径流与气温累积距平曲线呈反向变化(图2a), 但其年径流与降水的累积距平曲线在1970s~1990s呈现先增加后减少的一致变化, 且黄河源径流与降水的突变时间一致(图2a). 相关分析结果显示, 1961~2015年间各季风主导源区年径流与降水均呈现显著正相关(r=0.74~0.83, p<0.01), 而径流与气温的相关性均不显著($-0.1<r<0.27$) (图2a~2e), 这说明季风源区年径流主要受到降水变化的影响. 同时, 季风主导源区年径流和降水、气温的复相关系数介于

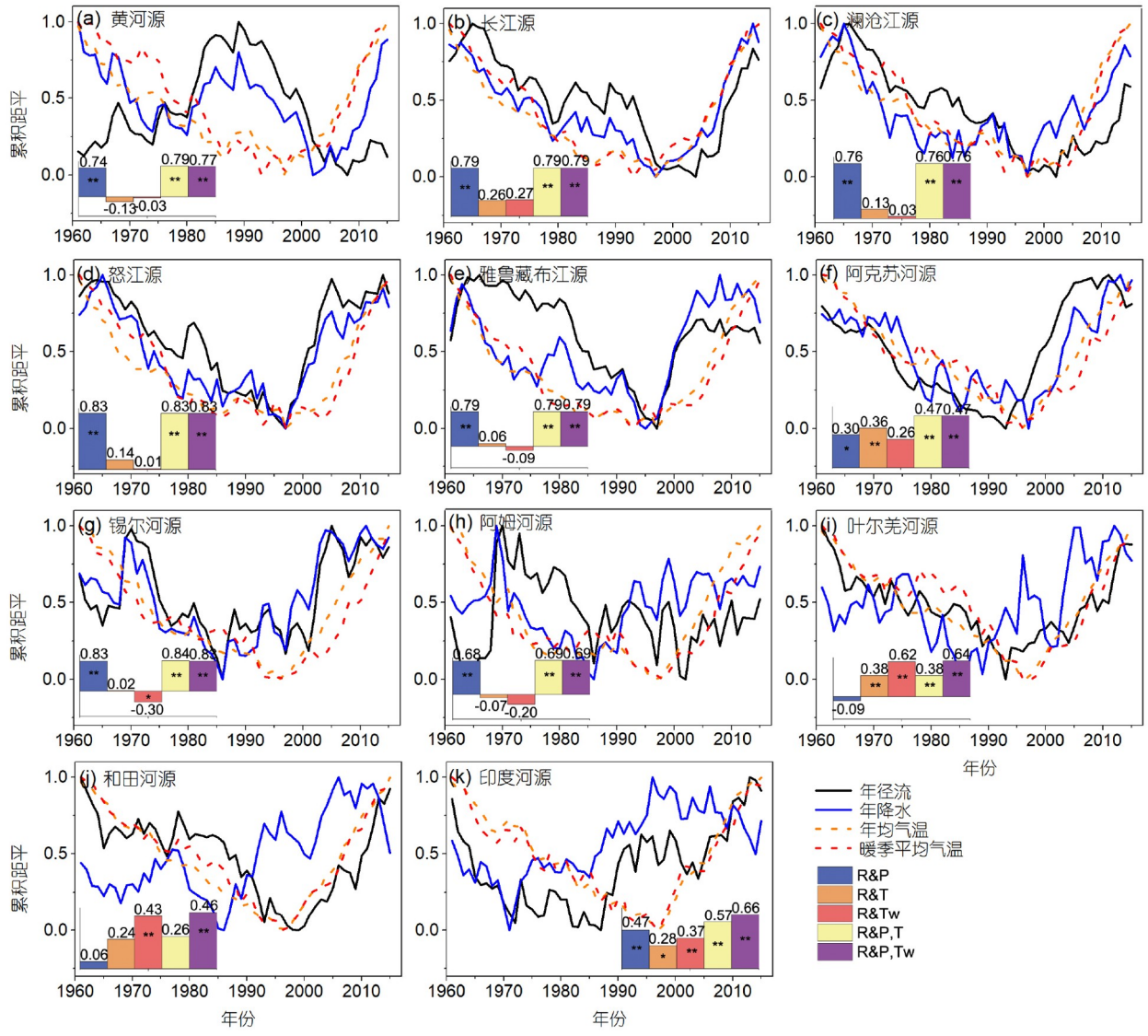

图 2　1961~2015年第三极11个流域源区年径流与气候因素的累积距平及其相关性

(a)~(e) 季风主导源区; (f)~(k) 西风主导源区. 柱状图从左到右依次为年径流(R)与年降水(P)、年均气温(T)、暖季平均气温(T_w)、联合P、T以及联合P、T_w的相关系数, *和**分别表示显著性95%、99%水平

0.76~0.84之间, 这与季风各源区年径流和降水的相关系数(r=0.74~0.83, p<0.01)基本相同, 这也反映出降水是影响季风主导源区径流变化的主要气候因素.

不同于季风主导源区流域, 在1961~2015年间西风主导源区径流对气候变化呈现不一致的响应特征. 在叶尔羌河源及和田河源, 径流与气温累积距平曲线呈现先减少后增加的一致变化, 并且径流与气温在20世纪90年代发生突变(图2i, 2j). 相关分析结果显示, 叶尔羌河源与和田河源年径流与暖季气温均呈显著正相关(r=0.43~0.62, p<0.01)(图2i, 2j). 叶尔羌河源与和田河源年降水累积距平序列在20世纪80年代左右发生由减少向增加的突变, 但这与径流变化几乎无相关性(r=−0.09~0.06)(图2i, 2j), 这说明西风主导的叶尔羌河源与和田河源1961~2015年间径流变化主要受气温主导. 本文发现年降水与暖季气温联合对叶尔羌河源、和田河源年径流具有显著正向影响(r=0.46~0.64, p<0.01), 这与暖季气温对叶尔羌河源与和田河源年径流正向影响程度一致(r=0.43~0.62, p<0.01)(图2i, 2j). 这也进一

步说明气温是影响叶尔羌河源与和田河源径流变化的主要气候因素. 在锡尔河源与阿姆河源, 年径流与降水累积距平曲线总体呈现“增加-减少-增加”的变化, 其中锡尔河源径流与降水在1986年发生了由减少向增加的转变, 而阿姆河源降水突变时间(1986年)要早于其径流突变时间(2002年)(图2g, 2h). 锡尔河与阿姆河源气温累积距平曲线总体呈现先减少后增加的趋势, 其突变发生在20世纪90年代(图2g, 2h). 不同于叶尔羌河源与和田河源, 锡尔河源及阿姆河源径流与降水显著相关(r=0.68~0.83, p<0.01), 并且显著高于其与气温的相关性(r=−0.3~0.02)(图2g, 2h), 这说明锡尔河与阿姆河源年径流主要受到降水变化的影响. 通过对比单相关系数与复相关系数结果, 本文也发现锡尔河源与阿姆河源降水与气温联合对年径流的正向作用(r=0.69~0.84, p<0.01)主要是由降水的作用引起的(r=0.68~0.83, p<0.01)(图2g, 2h). 在阿克苏河源, 降水和气温累积距平曲线与径流累积距平曲线变化一致, 即先减少后增加, 并且径流、降水及气温的突变发生在20世纪90年代(图2f). 在印度河源, 径流与降水、气温累积距平曲线总体呈现先减少后增加的趋势, 其中印度河源径流突变时间(1987年)滞后于降水突变时间(1971年), 但径流突变时间要早于其气温突变时间(1997年)(图2k). 相关分析结果显示, 阿克苏河源径流与降水、年均气温均呈现显著正相关(r=0.30~0.36, p<0.05)(图2f), 其中年均气温对阿克苏河源径流的正向影响更明显(r=0.36, p<0.01). 同时, 降水与气温联合对阿克苏河源年径流也存在显著正向影响(r=0.47, p<0.01), 这也进一步表明阿克苏河源径流变化受到降水与气温的共同作用. 本文也发现印度河源径流与降水、气温均呈显著正相关性(r=0.28~0.47, p<0.05), 其中降水对印度河源径流的正向影响更明显(r=0.47, p<0.01)(图2k). 并且降水与气温联合对印度河源径流具有显著的正向作用(r=0.57~0.66, p<0.01)(图2k). 综合单相关系数与复相关系数结果, 本文发现印度河源径流也受到降水与气温的共同影响. 综上, 过去55年间季风主导源区年径流受降水变化的主导, 而西风主导源区径流并不只受到气温变化主导, 其径流对气候变化的长期响应存在以下三类模式: 气温主导(叶尔羌河源与和田河源)、降水主导(锡尔河源与阿姆河源)以及降水与气温共同影响(阿克苏河源与印度河源).

为了进一步理解气候变化下第三极西风与季风主导源区径流响应关系变化, 本文分析了径流与年降水、年均气温及暖季气温的30年滑动相关(图3). 结果表明, 在不同时段内季风主导各源区径流与降水始终呈现显著正相关(r>0.63, p<0.01)(图3a~3e). 自20世纪60年代以来, 长江源径流与降水的正相关性呈现增强趋势(图3b), 黄河源与澜沧江源径流与降水的正相关性均呈现出减弱趋势(图3a, 3c). 怒江源及雅鲁藏布江源径流与降水的正相关性呈现先增加后减少的变化, 其正相关性减弱出现在1975~2004年(图3d, 3e). 同时发现研究时段内季风主导的长江源、澜沧江源径流与气温的正相关性呈现增强趋势(图3b, 3c), 其中长江源在1983~2012年时段内径流与年均气温正相关性显著(图3b). 黄河源径流与气温相关性在1984~2013年时段由负相关向正相关转变, 但两者相关性不显著(图3a). 此外, 自20世纪60年代以来季风主导的怒江源与雅鲁藏布江源径流与气温的相关性呈现出先增加后减少的变化趋势, 且怒江源与雅鲁藏布江源径流与气温正相关性减弱分别出现在1976~2005、1975~2004年时段(图3d, 3e).

针对于西风主导源区, 阿克苏河源径流与降水相关性在1970~1999年时段后由负相关转为正相关, 并且两者正相关性逐渐增强(r由0.04增加到0.24)(图3f); 同时阿克苏河源径流与气温相关性始终为正, 但其正相关性表现出先增加后减少的变化趋势, 正相关性减弱出现在1974~2003年时段(图3f). 阿克苏河源径流与气温的正相关性总体高于其与降水的相关性, 但在时段末(1983~2012年)径流与降水的正相关性超过其与暖季气温的相关性, 这说明不同时段内阿克苏河源径流对气温变化响应更敏感, 且降水对阿克苏河源径流的作用在增强(图3f). 自20世纪60年代以来, 印度河源径流与年均/暖季气温的正相关性呈现减弱趋势(r由0.35/0.53减少到0.14/0.13), 而印度河源径流与降水的正相关性逐渐增加, 在1972~2001年时段后印度河源径流与降水的相关性(r=0.44, p<0.01)超过径流与年均/暖季气温的相关性(r=0.27/0.42), 并且印度河源径流与降水正相关性显著(图3k). 相比于阿克苏河源, 降水对印度河源径流变化的影响更加明显(图3k). 对于锡尔河源与阿姆河源, 自20世纪60年代以来径流与降水始终呈现显著正相关关系(r=0.5~0.84, p<0.01). 锡尔河源径流与降水相关系数从1961~1990年的0.84降低到1986~2015年的0.79, 而阿姆河源径流与降水相关

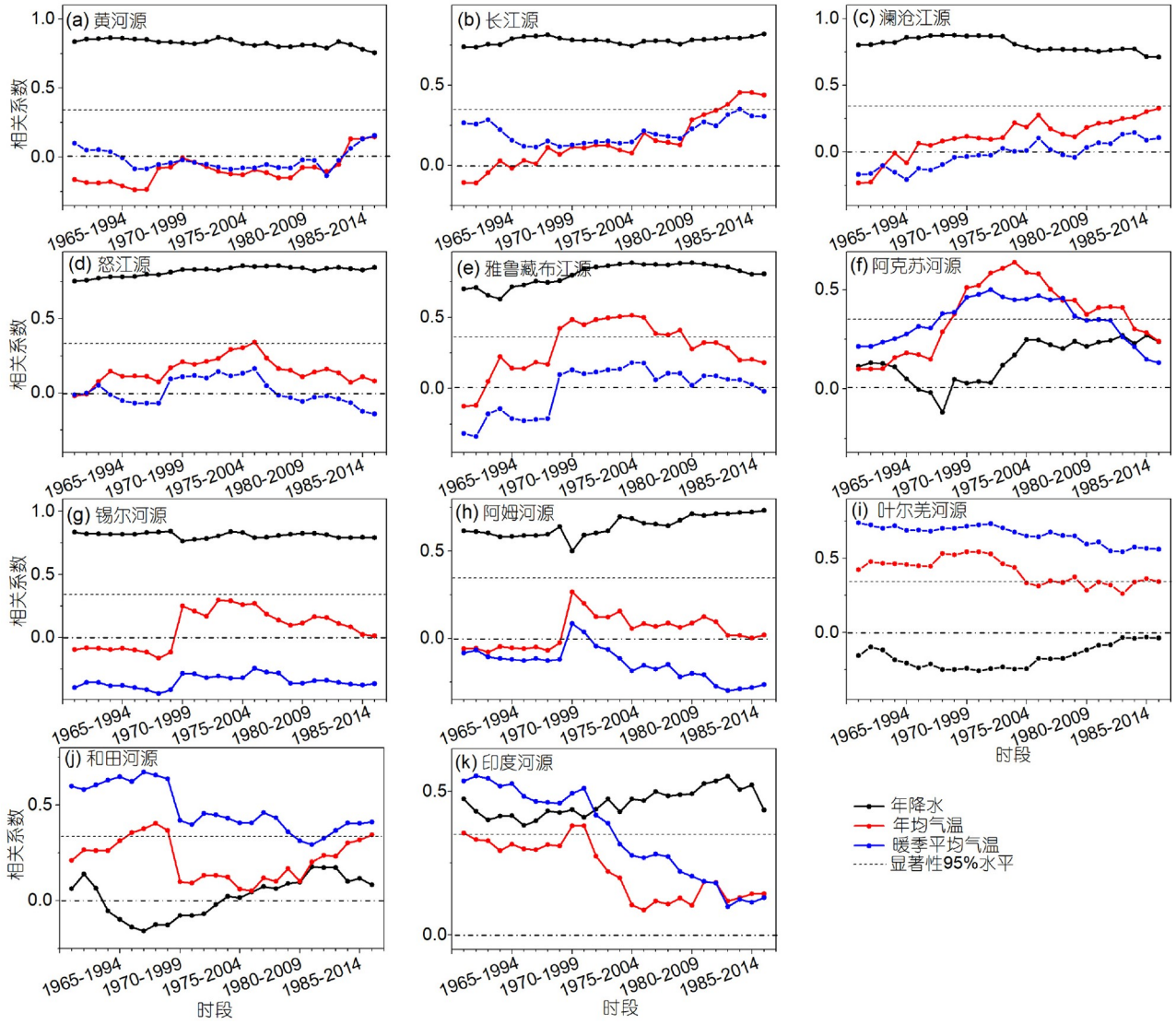

图 3　第三极11个源区年径流与气候要素的30a滑动相关变化

(a)~(e) 季风主导源区; (f)~(k) 西风主导源区

系数由0.62增加到0.73. 锡尔河与阿姆河源径流与降水相关性一直高于其与气温的相关性(图3g, 3h), 这表明不同时段内降水对西风主导的锡尔河源与阿姆河源径流变化仍起着主导作用. 对于叶尔羌河源与和田河源, 叶尔羌河源径流与降水相关性为负, 且两者负相关性逐渐减弱(r由−0.15增加到−0.04). 和田河源径流与降水相关性总体呈增加趋势, 在1974~2003年时段径流与降水的相关性由负转正, 但两者相关性并不显著(图3i, 3j). 叶尔羌河源径流与暖季气温相关系数由1961~1990年的0.74降低到1986~2015年的0.56, 以及和田河源径流与暖季气温相关系数由0.60降低到0.41(图3i, 3j). 尽管叶尔羌河源与和田河源径流与暖季气温的正相关性呈现减弱趋势, 但是叶尔羌河源与和田河源径流与暖季气温的相关性始终高于其与降水的相关性(图3i, 3j), 这表明叶尔羌河源与和田河源径流仍主要受到气温变化的影响.

综上, 自20世纪60年代以来西风主导的锡尔河源、阿姆河源与季风主导源区径流始终受到降水变化的主导. 西风主导的阿克苏河源、印度河源、叶尔羌河源及和田河源区径流与暖季气温相关性总体呈现减

弱趋势, 其径流与降水相关性呈现增强趋势. 随着时间推移, 叶尔羌河源及和田河源径流仍主要受气温变化主导, 阿克苏河源径流受气温变化影响明显, 而印度河源径流受降水变化的影响更明显.

3.3　大尺度环流因子对第三极不同源区水文气候的影响

为了进一步理解第三极西风与季风主导源区径流变化背后的大尺度环流机制, 本文分析了1961~2015年间8个主要环流因子与第三极不同源区径流、降水和气温在年时间尺度上的相关关系(图4), 环流因子包括东亚夏季风指数(EASM)、印度夏季风指数(ISM)、西风指数(WI)、北大西洋年代际振荡(AMO)、太平洋年代际振荡(PDO)、北大西洋涛动(NAO)、厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)及北极涛动(AO). 结果表明, AMO与第三极主要源区气温、降水和径流均存在显著正相关性. 其中AMO与11个源区的年均/暖季气温均呈显著正相关(r=0.37~0.66, p<0.01)(图4), 与长江源、澜沧江源、怒江源、雅鲁藏布江源、阿克苏河源及锡尔河源的年降水呈显著正相关(r=0.28~0.36, p<0.05)(图4b~4g), 与澜沧江源、怒江源、雅鲁藏布江源、阿克苏河源、锡尔河源及叶尔羌河源年径流呈显著正相关(r=0.31~0.53, p<0.05)(图4c~4g, 4i). ENSO与雅鲁藏布江源的年降水及径流都呈显著负相关(r=−0.37~−0.31, p<0.05)(图4e), 与锡尔河源和阿姆河源年降水呈显著正相关(r=0.40~0.46, p<0.01)(图4g, 4h), 而与其他源区水文气候没有显著相关性. WI仅与黄河源的年降水和径流呈现显著负相关(r=−0.34~−0.33, p<0.05)(图4a), 而与其他源区水文气候无明显相关性. ISM与印度河源年径流呈现显著正相关(r=0.34, p<0.05), 但与长江源和澜沧江源径流均呈显著负相关(r=−0.33~−0.31, p<0.05)(图4b, 4c, 4k). PDO与长江源、黄河源、澜沧江源、怒江源、阿克苏河源、叶尔羌河源、和田河源及印度河源暖季气温呈显著负相关(r=−0.39~−0.28, p<0.05)(图4a~4d, 4f, 4i~4k). 而PDO与长江源及雅鲁藏布江源年降水呈显著负相关(r=−0.29~−0.28, p<0.05)(图4b, 4e). 主要环流因子与叶尔羌河源、和田河源、印度河源年降水以及和田河源年径流均无明显相关性(图4i~4k).

总体而言, AMO对第三极主要源区气温、降水和径流具有显著正向影响. ENSO对雅鲁藏布江源降水及径流具有显著负向影响, 而对锡尔河源和阿姆河源年降水存在显著正向影响. WI对黄河源降水及径流存在显著负向影响. ISM对印度河源径流具有显著正向影响. 虽然PDO对第三极多数源区暖季气温存在显著负向影响, 但PDO与第三极主要源区径流并无显著相关性.

基于以上分析, 本文选取AMO、ENSO、WI及ISM这4个环流因子, 进一步利用小波相干方法分析4个环流因子与第三极主要源区径流、降水及气温的时频一致性, 以反映大尺度环流-气候-径流之间的联系. 图5与图6为1961~2015年间AMO与11个源区流域水文气候的小波相干谱. 结果显示, AMO与长江源径流、降水在年际变化上均呈显著一致性, 如在1965~1975年的3~5a周期以及1975~1990年的10~11a周期(图5a1, 5a2). AMO与黄河源径流及降水在2005~2010年存在1~2a显著性周期, 且AMO延后于黄河源径流与降水(图5b1, 5b2). AMO在年际时间尺度上也显著影响着澜沧江源、怒江源及雅鲁藏布江源的年径流, 其中AMO与澜沧江源径流在1980~1995年存在7~9a显著性周期, 与怒江源及雅鲁藏布江源径流在1970~1975年存在4~5a显著性周期(图5c1, 5d1, 5e1). 尽管AMO与澜沧江源、怒江源及雅鲁藏布江源降水无显著周期性, 但AMO与澜沧江源径流及降水在1980~1995年的8~9a时间尺度上呈现同相位变化, AMO与怒江源及雅鲁藏布江源径流和降水在1975~1985年的8~10a时间尺度上呈现同相位变化(图5c2, 5d2, 5e2). 此外, AMO与季风主导源区气温也存在显著周期性, 例如AMO对长江源气温的影响主要集中在1980s~2000s的3~5a、1990~2000年的10~11a时间尺度上(图5a3), AMO与黄河源气温在1990~2010年存在4~5a显著性周期(图5b3), 以及AMO与澜沧江源、怒江源、雅鲁藏布江源气温在1980s~2000s均存在2~5a显著周期(图5c3, 5d3, 5e3). 对比AMO与季风主导源区径流及气候的显著周期及相位发现, AMO对季风主导源区气温的显著影响范围并不同于AMO对其径流的显著影响范围. 而AMO与源区降水及径流在年际时间尺度上存在着一致的显著周期及相位. 因此, AMO主要通过作用于季风主导源区的降水, 从而对季风主导源区径流产生影响的.

此外, AMO与锡尔河源、阿姆河源降水及径流在1985~1990年的3~4a显著周期尺度上呈现同相位变化(图6a1~6a2, 6b1~6b2). 并且AMO与锡尔河源及阿姆河

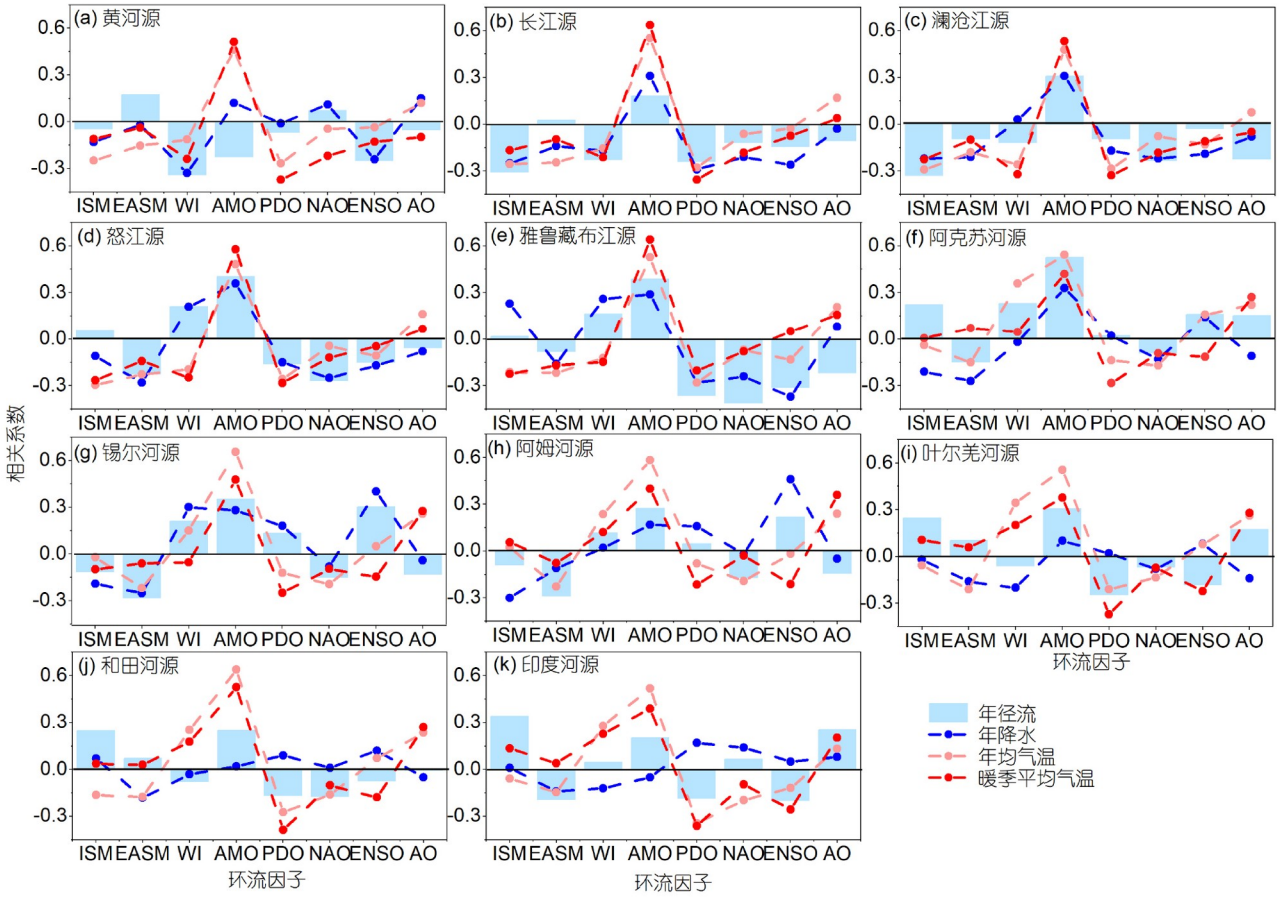

图 4　1961~2015年间8个环流因子与第三极不同源区径流及气候要素相关性

(a)~(e) 季风主导源区; (f)~(k) 西风主导源区

源气温在1975~1990年存在9~11a显著性周期(图6a3, 6b3), 这与AMO对锡尔河源、阿姆河源径流的显著周期范围并不一致, 这说明AMO主要是通过影响锡尔河源及阿姆河源降水, 进而影响其源区径流变化. 不同于锡尔河源与阿姆河源, AMO与其他西风主导源区径流及气候要素在不同时段内均存在共同显著周期. 具体而言, AMO与阿克苏河源降水及径流在2008~2012年的1~2a显著周期尺度上呈现同相位变化(图6c1, 6c2), 以及AMO与阿克苏河源气温及径流在1990~2000年的7~8a显著周期尺度上呈现同相位变化(图6c1, 6c3). AMO与印度河源径流及降水在1995~2000年的4~5a与7~8a时间尺度上呈现显著一致性(图6f1, 6f2), 以及AMO与印度河源径流及气温在1970~1980年的1~2a显著性周期尺度上呈现同相位变化(图6f1, 6f3). AMO与叶尔羌河源、和田河源的径流及降水在2005~2010年存在1~2a显著性周期(图6d1~d2, 6e1~6e2), 并且AMO与叶尔羌河源、和田河源的径流及气温在1970~1985年的1~3a时间尺度上呈现同相位变化(图6d1, 6d3, 6e1, 6e3). 对比AMO与西风主导源区径流及气候的显著周期及相位发现, AMO与西风主导源区气温及径流的共同显著周期范围总体大于AMO与其降水及径流的共同显著周期范围. 同时, 相较于AMO与阿克苏河源、叶尔羌河源、和田河源及印度河源降水的相关性, AMO与这些源区气温的正相关性更显著(图4f, 4i~4k), 这说明AMO主要通过影响阿克苏河源、叶尔羌河源、和田河源及印度河源气温, 从而对这些源区径流产生影响的.

图7为1961~2015年间WI、ENSO、ISM与第三极所选源区水文气候的小波相干谱. 分析表明, WI与黄河源径流及降水在年际时间尺度上呈现反相位变化,

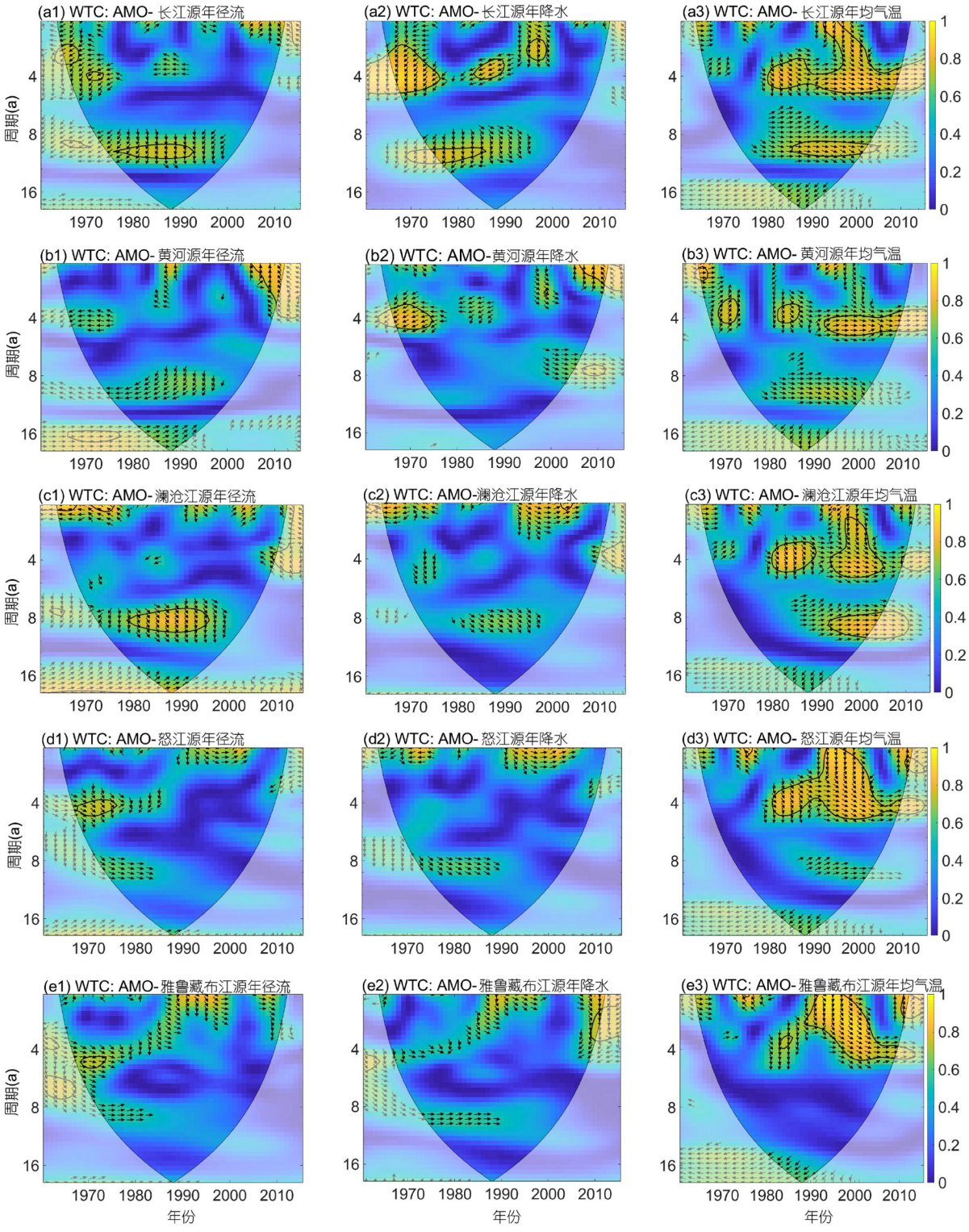

图 5　AMO与季风主导源区水文气候的小波相干谱

从上向下依次为长江源(a)、黄河源(b)、澜沧江源(c)、怒江源(d)及雅鲁藏布江源(e). 箭头水平向右表示同相位, 水平向左表示相反相位, 向上表示环流因子延后于水文气候, 反之提前. 封闭实线区域表示通过显著性0.05检验. 下同

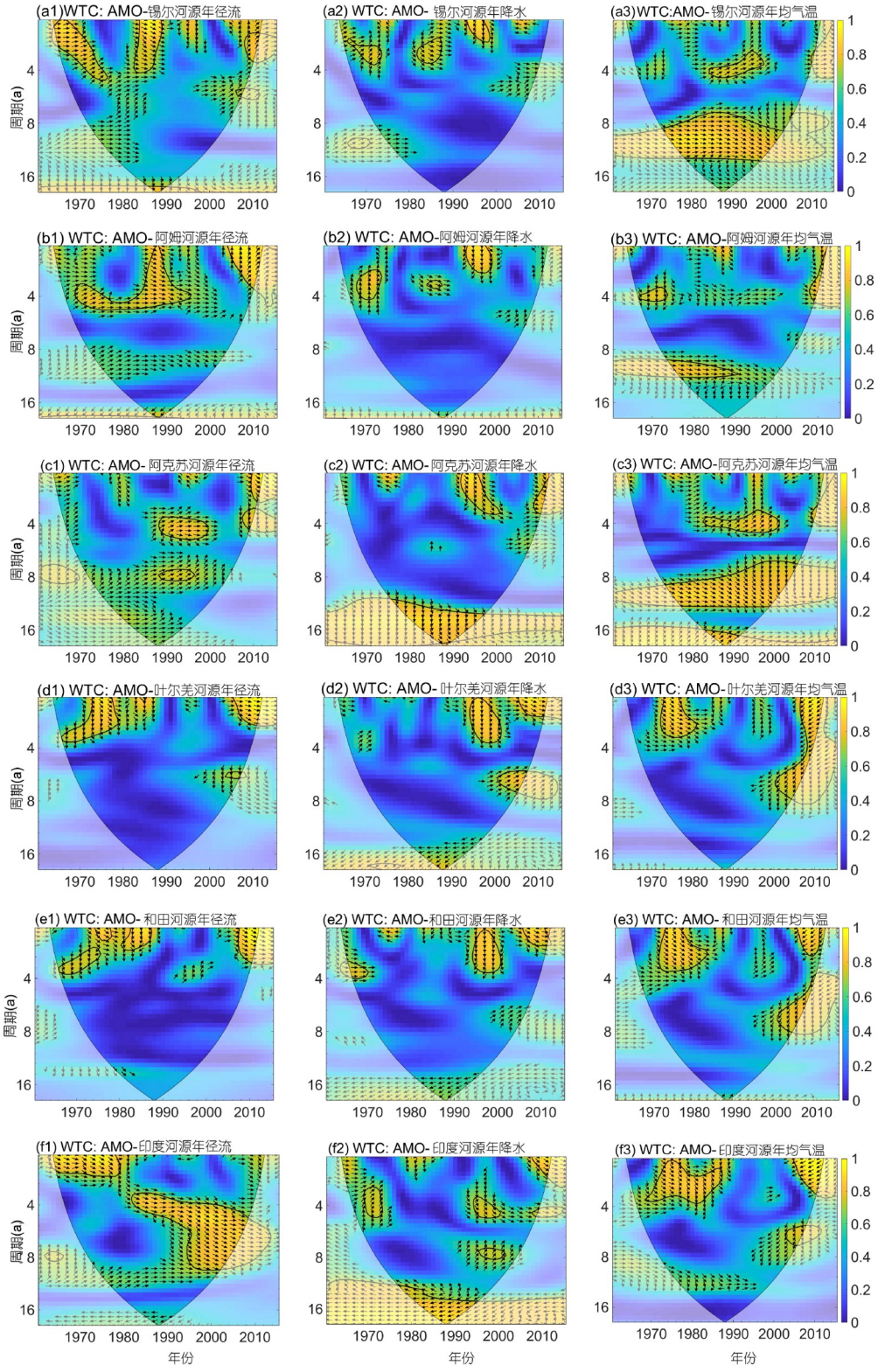

图 6　AMO与西风主导源区水文气候的小波相干谱

从上向下依次为锡尔河源(a)、阿姆河源(b)、阿克苏河源(c)、叶尔羌河源(d)、和田河源(e)及印度河源(f)

如1965~1980年的4~10a时间尺度与2005~2010年的1~2a时间尺度(图7a1~7a2). WI与黄河源气温在1990~2000年存在4~6a显著性周期(图7a3), 而这不同于WI对黄河源径流的显著周期范围. 这说明WI主要作用于黄河源降水, 进而影响其源区径流变化. ENSO与雅鲁藏布江源降水及径流在年际时间尺度上均呈显著一致性, 如1975~2000年的11~15a周期、2005~2010年的2~4a周期(图7b1, 7b2). ENSO与雅鲁藏布江年径流及年均气温仅在1980~1990年存在14~15a显著性周期, 但其显著周期范围要小于ENSO与降水的显著周期范围(图7b2, 7b3). ENSO与锡尔河源、阿姆河源径流及降水在1990~2000年的4~7a显著周期尺度上呈现同相位变化(图7c1~7c2, 7d1~7d2), 而ENSO对锡尔河源及阿姆河源气温的影响主要集中在1985~1990年的1~2a显著周期上(图7c3, 7d3), 这不同于ENSO对锡尔河源及阿姆河源径流的影响. 对比ENSO与雅鲁藏布江源、锡尔河源及阿姆河源径流和气候的小波相干谱发现, ENSO与以上源区降水及径流在年际尺度上显示出一致的显著周期及相位, 这说明ENSO主要通过影响这些源区降水, 进而对其年径流变化产生影响. ISM与印度河源径流在1970~1975、1990~1995年存在1~2a显著性周期, 与印度河源降水在1970~1985年存在4~10a显著性周期, 与印度河源气温在1970~1980年存在7~8a显著性周期(图7e1~7e3). 总体上, ISM与印度河源径流的显著周期并不同于ISM与印度河源气候要素的显著周期范围.

综上, 在年际时间尺度上, 对于季风主导源区及西风主导的锡尔河源、阿姆河源, AMO主要通过影响这些源区降水, 进而作用于其源区径流. 而AMO主要通过影响西风主导的阿克苏河源、叶尔羌河源、和田河源及印度河源气温, 进而影响这些西风主导源区径流变化. 此外, WI主要通过影响黄河源降水变化, 进而对其年径流变化产生影响. ENSO对雅鲁藏布江源、锡尔河源及阿姆河源径流的影响主要是通过作用于其源区降水来实现的.

4　讨论

4.1　第三极西风与季风各源区径流对气候变化的响应差异

本文首次系统分析了1961~2015年第三极西风与季风主导源区年径流变化特征及其气候与大尺度环流机制差异. 本研究发现, 过去55年间, 除了季风主导的黄河源及雅鲁藏布江源外, 其他西风与季风主导源区年径流均呈现增加趋势. 同时除了黄河源外, 其他各源区年径流在1980s~2000s均发生了由减少向增加的突变. 第三极不同气候区径流对气候变化呈现出不同的响应特征. 对于第三极受季风主导的源区来说, 过去55年间径流受降水变化的主导, 这与已有研究结论一致(Khanal等, 2021; Sun等, 2022; Zhang等, 2013; 姚治君等, 2012; 徐宗学等, 2022; 蒋冲等, 2017).

不同于季风主导源区, 本文发现1961~2015年西风主导源区径流对气候变化的长期响应存在3种不同模式, 即气温主导、降水主导以及降水与气温共同影响. 具体而言, 叶尔羌河源与和田河源年径流受气温变化主导, 特别是暖季气温, 这与已有研究结论一致(姚俊强等, 2021; 尚华明等, 2021; 张雪琪等, 2019; 王跃辉等, 2022; 董弟文等, 2018). 已有模型研究还指出, 叶尔羌河源与和田河源约46%~65%的径流补给来自冰川融水(Kan等, 2018; Wang A Q等, 2023; 王妍, 2021), 这与本文分析的叶尔羌河源与和田河源径流对气温变化响应敏感一致. 不同于叶尔羌河源与和田河源, 同处西风区的锡尔河源与阿姆河源年径流主要受到降水变化主导, 主要是因为流域冰川面积占比相对较小(表1)以及降雨径流对年总径流的影响超过了冰川径流(Huang等, 2022). 过去55年间西风主导的阿克苏河源年径流受到降水与气温的共同影响. 本研究中的阿克苏河源径流是托什干河与库玛拉克河两支流之和, 阿克苏河源右支的库玛拉克河径流补给以冰川融水为主(约35%~59%)(Duethmann等, 2015; Wang X L等, 2021; 王妍, 2021; 赵求东等, 2011), 而阿克苏河源左支的托什干河源径流主要受到非冰川区影响(王妍, 2021; 赵求东等, 2011), 其径流补给以降雨径流为主(约35%~51%)(Wang A Q等, 2023; Zhao等, 2013; 王妍, 2021). 因此, 降水量与冰雪融水补给增多共同导致了阿克苏河源径流增加(姚俊强等, 2021; 陈青青等, 2017). 此外, 1961~2015年间印度河源的年径流也受到降水与气温的共同影响, 其中年降水对印度河源的年径流影响更显著. 这与以往研究中印度河源径流主要受到气温变化影响的结论不同(Immerzeel等, 2010; Lutz等, 2014; Zhang等, 2013). 然而, 最近水文模拟研究指出印度河源的年径流补给以降雨径流补给为主

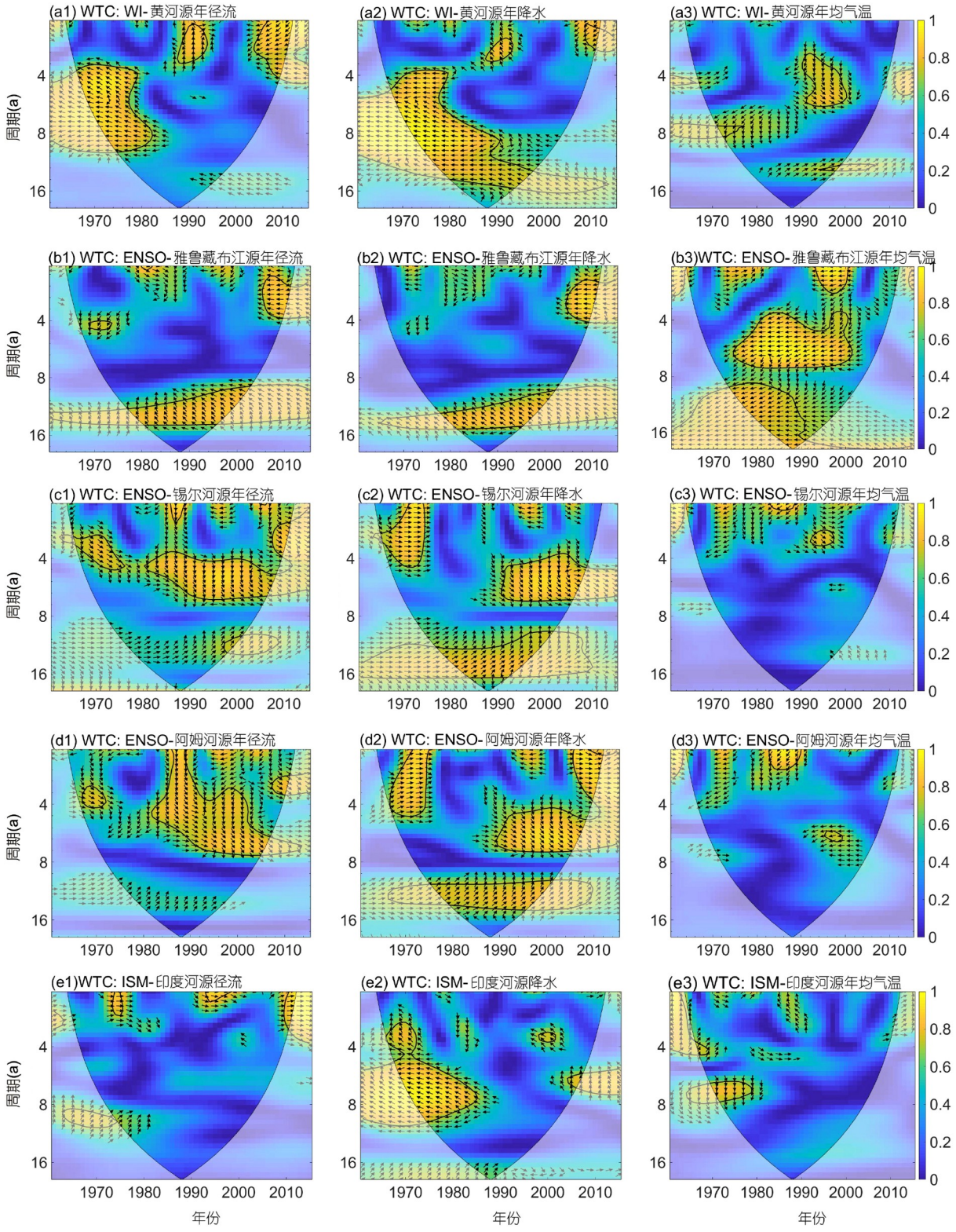

图 7　WI、ENSO、ISM与第三极所选源区水文气候的小波相干谱

从上向下依次为黄河源(a)、雅鲁藏布江源(b)、锡尔河源(c)、阿姆河源(d)及印度河源(e)

(约42%~49%), 冰川融水对年总径流贡献为14%~27% (Cui等, 2023; Meng等, 2023; Sun等, 2022; 李春红, 2019), 说明了降水对印度河源径流变化影响更明显, 这与本文分析结果一致.

自20世纪60年代以来, 季风主导源区径流与降水相关性呈现出不显著增加或减少趋势, 但是季风主导源区径流始终受降水变化的主导. 本文也发现, 季风主导的长江源与澜沧江源径流与气温相关性呈现不显著增加趋势, 而怒江源与雅鲁藏布江源径流与气温相关性呈现出先增加后减少的变化. 对于怒江源及雅鲁藏布江源, 冰川面积占比较高(1.4%~1.8%), 随着怒江源及雅鲁藏布江源冰川面积的退缩(Ji等, 2022; Cuo等, 2019), 升温导致的源区冰川融水减少, 这可能使得怒江源及雅鲁藏布江源径流对气温变化的敏感性减弱. 升温引起的第三极地区降雪率减少(Deng等, 2017; Wang J等, 2016), 这可能导致怒江源及雅鲁藏布江源融雪径流补给减少. 气候变暖也导致了怒江源与雅鲁藏布江源冻土退化, 多年冻土退化引起源区的局部地貌变化与活动层增厚(Wang T H等, 2023), 这会滞留部分径流与增强地下蓄水能力, 从而减少源区径流. Wang Y W等(2023)指出植被变绿导致雅鲁藏布江源蒸散量增加, 进而减少雅鲁藏布江源径流. 这些可能是导致怒江源与雅鲁藏布江源径流与气温相关性减弱的原因.

对于西风主导的锡尔河源及阿姆河源, 不同时段内降水始终对径流变化起到主导作用. 对于可能的原因, 一方面, 锡尔河源与阿姆河源年径流以融雪与降雨径流补给为主(约70%~95%)(Armstrong等, 2019; Huang等, 2022; Khanal等, 2021), 这导致了锡尔河源与阿姆河源区年径流对降水变化敏感. 另一方面, 气候变暖下第三极降水形式由降雪向降雨转变, 液态降水比例增加(Deng等, 2017; Li Z等, 2020; Wang J等, 2016), 这可能也会增加降雨径流对锡尔河源与阿姆河源年径流的影响. 例如, Huang等(2022)指出1961~2016年锡尔河源与阿姆河源降雨径流对年总径流的贡献呈现显著增加趋势, 而融雪径流贡献显著减少. 不同于锡尔河源与阿姆河源, 西风主导的阿克苏河源、叶尔羌河源、和田河源及印度河源区径流对气候变化的响应关系发生了变化, 主要表现为年径流与暖季气温相关性呈现减弱趋势, 而径流与降水相关性呈现增强趋势. 伴随着气候变暖, 冰川持续退缩及降雪率下降, 冰川与积雪固态水储对西风主导源区径流补给作用下降(Nie等, 2021; Su等, 2022; Yao T D等, 2022), 这可能导致西风主导的源区径流对暖季气温变化的敏感性减弱, 从而更多受到降水变化的影响.

4.2 大尺度环流因子对西风与季风各源区水文气候的影响机制

径流是流域各种水文过程的综合结果, 它涵盖降水、蒸散、下渗及冰雪消融等过程(Cuo等, 2019). 西风与季风主导源区径流受到大尺度环流的影响, 例如北大西洋年代际振荡(AMO)、厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)及西风指数(WI)等. 然而, 大尺度环流因子并不直接作用于径流变化, 其通过对第三极源区流域降水和气温的影响, 进而影响源区径流过程(Chen等, 2020; Cuo等, 2014; Zhu等, 2023). 因此, 本文进一步讨论大尺度环流因子对西风与季风主导源区水文气候的影响机制.

在北大西洋年代际振荡(AMO)对第三极降水的影响机制上, Zhou等(2019)指出AMO暖位相引发了贝加尔湖附近的异常反气旋, 这使得青藏高原东侧边界水汽输出减少, 更多水汽聚集在青藏高原上空, 进而有利于青藏高原的变湿. Sun等(2020)也指出AMO暖位相诱发了一系列沿欧亚大陆副热带西风急流传输的气旋和反气旋异常. 青藏高原东侧的反气旋减弱了西风, 使得西风携带的水汽在青藏高原上空聚集; 同时青藏高原西侧的气旋增强了西南风, 这有利于来自阿拉伯海的水汽输入青藏高原, 并增加了青藏高原内部降水. Yue等(2020)指出, AMO对天山地区降水存在显著的正向影响. 北大西洋海温异常诱发了贝加尔湖附近的异常反气旋, 在天山上空形成异常东风, 这使得天山地区东边界水汽输出显著减少, 有利于天山地区降水增加. 总体上, AMO暖位相为第三极地区提供了更多水汽通量, 这有利于第三极源区流域降水增加. 同时, 降水主导着季风主导源区、锡尔河源及阿姆河源的径流变化, 这些源区降水的增加对源区径流具有显著正向影响(Huang等, 2022; Khanal等, 2021; Sun等, 2022; Zhang等, 2013). 以上结果反映出AMO、降水及源区径流之间的联系. 这也验证了本文小波相干结果, 即AMO主要通过作用于季风主导源区、锡尔河源及阿姆河源的降水, 从而影响其源区径流变化. 如果AMO暖位相持续存在, 以上源区降水将继续增加, 从而有利

于其源区径流增加; 反之则减少. 这与Zhu等(2023)结果一致. 在AMO对第三极气温的影响机制上, Shi等(2019)指出AMO暖位相可能在东南亚和青藏高原地区引起大气环流的纬向偶极响应, 并产生异常高压和相应的向下大气运动, 这使得青藏高原变暖. 一些研究指出AMO暖位相对应着北大西洋海温增暖, 这加热了北半球对流层中高层, 从而使得欧亚大陆增温(Li和Bates, 2007; Wang等, 2009; 李双林等, 2009), 并且第三极源区流域在其影响范围内. 总体而言, AMO暖位相使得第三极源区流域气温升高. 气温对西风主导的阿克苏河源、印度河源、叶尔羌河源及和田河源径流均存在显著正向影响, 升温导致的冰雪消融促进这些西风主导源区的径流增加(Sun等, 2022; Wang A Q等, 2023). 以上结果反映了AMO-气温-源区径流变化之间的联系, 同时也印证了本文小波相干结果, 即AMO对西风主导的阿克苏河源、印度河源、叶尔羌河源及和田河源径流的影响主要通过作用于源区气温来实现的. 如果AMO暖位相持续存在, 这将导致西风主导的阿克苏河源、印度河源、叶尔羌河源及和田河源区继续变暖. 考虑到以上源区径流与暖季气温的相关性减弱, AMO可能对西风主导源区径流的影响减弱.

在西风指数(WI)对第三极降水的影响机制上, 当西风减弱时, 以蒙古为中心的异常反气旋减少青藏高原东部边界的水汽输出, 这有利于水汽聚集在青藏高原上空, 使得降水增加(Wang Z P等, 2023), 这与Sun等(2020)结论一致. 本文发现西风指数(WI)仅对季风主导的黄河源降水存在显著负向影响, 即西风减弱有利于增加黄河源的年降水. 这可能由于黄河源区靠近第三极的东部边界. 通过1961~2015年间WI与多源降水相关性的空间分布, 本文发现WI与第三极东部及东北部降水的负相关性显著, 尤其是在黄河源区(附图S5). 同时, 降水主导着黄河源的径流变化, 黄河源降水增加有利于源区径流的增加(Sun等, 2022; Zhang等, 2013). 以上反映出WI、降水及黄河源区径流之间的联系. 如果WI持续减弱, 这可能将有利于黄河源降水及径流增加.

在厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)对第三极降水的影响上, 当ENSO暖位相(El Niño事件)时, 沃克环流受到抑制, 青藏高原南部来自孟加拉湾、阿拉伯海及热带印度洋的水汽减少, 这使得青藏高原南部降水减少(Chen等, 2019; Wang和Ma, 2018), 因此ENSO暖位相使得雅鲁藏布江源的年降水减少. 当ENSO暖位相(El Niño事件)时, 在印度洋高压的西北侧产生异常气旋, 这使得阿拉伯半岛和伊朗高原的水汽输入中亚地区(Chen等, 2020; Mariotti, 2007), 进而有利于增加中亚锡尔河源与阿姆河源降水; 反之降水减少. 总体上ENSO位相对雅鲁藏布江源、锡尔河源及阿姆河源年降水存在相反影响. 同时, 降水主导着雅鲁藏布江源、锡尔河源及阿姆河源径流变化(Sun等, 2022; Huang等, 2022). 因此ENSO主要通过影响雅鲁藏布江源、锡尔河源及阿姆河源区降水变化, 从而影响其源区径流过程.

4.3 对水资源管理的影响

本研究显示过去55年间第三极受西风与季风主导的多数源区流域径流呈现出增加趋势, 尤其是受西风主导的阿克苏河源、叶尔羌河源及印度河源, 这有利于源区下游流域水资源的供给. 同时, 第三极源区流域水资源供给受气候变化的影响. 不同时段内西风主导的锡尔河源、阿姆河源与季风主导源区径流始终受到降水变化主导, 降水的波动性会增强这些源区年径流变化的不稳定性, 加剧洪水与干旱等极端水文风险, 并可能威胁到下游流域水资源供给. 值得注意的是, 西风主导的阿克苏河源、印度河源、叶尔羌河源及和田河源径流对暖季气温变化的响应减弱, 而这些源区径流受降水变化的影响增强, 说明冰雪融水对西风主导源区径流的调节作用以及抵御干旱的作用可能在减弱. 总体上, 西风主导源区流域径流对气候响应关系变化不利于源区及下游水资源持续供给, 并可能加剧下游缺水与旱涝风险. 因此, 未来研究应更多关注第三极源区流域极端水文变化, 以为源区水资源适应性管理提供科学支撑. 本文也指出了对第三极西风与季风主导源区流域水文气候具有显著影响的主要环流因子, 这将有助于理解第三极不同气候区径流变化的大尺度环流机制, 并可能为不同源区流域未来气候与径流的预测提供参考.

4.4 不足

第三极不同源区径流受到多因素的影响, 不仅包括气候要素及相关的大尺度环流因子, 还包括冰川冻土、植被及土地利用/土地覆被等下垫面因素(Cuo等, 2014; 徐宗学等, 2022; 汤秋鸿等, 2019). 这些下垫面因素主要通过影响源区产流过程, 从而导致源区径流发

生变化. 例如, 黄河源区1960~2020年径流减少受到植被及土壤冻融等下垫面变化影响, 其中草地退化等植被变化会加剧源区的降水下渗与蒸发, 同时土壤蓄水量增加限制了源区部分径流的产生(Ni等, 2023); 怒江源径流系数受到土地利用/土地覆被的影响, 其中裸地的产流最明显(Yang等, 2021); 植被变绿对雅鲁藏布江源径流具有负向影响, 这主要是植被生长会增加植被蒸腾作用, 从而导致产流减少(Li等, 2023);农田面积增加使得阿姆河源1960~2017年径流下降(Hu等, 2021). 虽然第三极源区径流与气温的相关性可能间接反映了冰川、积雪及冻土的影响, 但本文研究并未考虑植被及土地利用/土地覆被等要素对第三极源区径流的影响. 因此, 在之后研究中应考虑上述下垫面因素对第三极不同源区径流的影响差异. 此外, 本文主要基于相关分析方法来探讨源区径流对气候变化的响应关系, 但是相关性分析在揭示因果关系上存在一定的不确定性. 这种不确定性一方面源于其他变量的影响, 另一方面是变量数据的准确性. 再者, 该方法在揭示因果关系上存在一定局限性. 因此, 应考虑其他可能影响径流对气候变化响应的变量, 并且减少气象数据的不确定性. 进一步考虑借助具有物理机制的水文模型, 从径流组分角度深入探究气候变化对西风与季风主导源区径流变化的影响以及径流响应关系变化的机制.

5　结论

本文利用第三极西风与季风主导的11个源区出山口实测与重建径流数据, 分析了1961~2015年西风与季风主导源区年径流的变化特征; 基于多源气象数据及大尺度环流因子, 利用相关分析与小波相干方法, 探究了西风与季风主导源区径流对气候变化的响应差异以及大尺度环流机制. 主要结论如下:

(1) 在1961~2015年间, 除了季风区的黄河源与雅鲁藏布江源外, 其他源区径流均呈现增加趋势, 其中西风区的阿克苏河源、叶尔羌河源及印度河源区径流增加趋势显著. 同时, 除了黄河源外, 其他季风与西风主导源区年径流在1980s~2000s均发生了由减少向增加的突变.

(2) 在过去55年间, 季风主导源区径流变化始终受降水主导, 而西风主导源区径流对气候变化的长期响应存在三类模式: 气温主导(叶尔羌河源与和田河源)、降水主导(锡尔河源与阿姆河源), 以及降水与气温共同影响(阿克苏河源与印度河源). 自20世纪60年代以来, 西风主导的各源区(锡尔河源与阿姆河源除外)径流与暖季气温相关性呈现减弱趋势, 其径流与降水相关性总体呈现增强趋势. 其中, 叶尔羌河源与和田河源径流仍主要受气温变化主导, 阿克苏河源径流受气温影响明显, 而印度河源径流受降水变化的影响更显著.

(3) 在年际时间尺度上, AMO主要通过影响季风主导源区及西风主导的锡尔河源、阿姆河源的降水, 进而作用于这些源区径流. 而AMO主要通过影响西风主导的阿克苏河源、叶尔羌河源、和田河源及印度河源气温, 进而影响这些西风主导源区径流变化. 此外, WI主要通过影响黄河源降水变化, 进而对其年径流变化产生影响. ENSO主要通过作用于雅鲁藏布江源、锡尔河源及阿姆河源降水, 进而影响其源区径流变化. 这些结果显示了大尺度环流-气候-第三极源区径流的联系.

致谢　感谢两名匿名审稿人对本文提出的宝贵的意见与建议.

参考文献

柏玲. 2016. 气候变化对天山南坡典型流域径流过程的影响. 博士学位论文. 上海: 华东师范大学. 1–179

陈青青, 陈超群, 杨志勇, 冯杰. 2017. 阿克苏河径流演变及其对气候变化的响应. 水资源与水工程学报, 28: 88–93

董弟文, 阿布都热合曼·哈力克, 王大伟, 田世英. 2018. 近60年和田河源流区径流特征及对气候变化的响应. 中国水利水电科学研究院学报, 6: 536–543

蒋冲, 李芬, 高艳妮, 王德旺, 张林波, 郭杨. 2017. 1956–2012年三江源区河流流量变化及成因. 环境科学研究, 30: 30–39

李春红. 2019. 印度河上游流域径流模拟与预测研究. 博士学位论文. 北京: 中国科学院大学. 1–130

李红霞, 覃光华, 张永强, 王欣, 姚瑞虎. 2016. 青藏高原东部地区水文气候变化趋势分析. 华北水利水电大学学报(自然科学版), 37: 71–77

李双林, 王彦明, 郜永祺. 2009. 北大西洋年代际振荡(AMO)气候影响的研究评述. 大气科学学报, 32: 458–465

李万莉, 王可丽, 傅慎明, 江灏. 2008. 区域西风指数对西北地区水汽输送及收支的指示性. 冰川冻土, 1: 28–34

刘静, 龙爱华, 李江, 於嘉闻, 张继. 2019. 近60年塔里木河三源流径流演变规律与趋势分析. 水利水电技术, 50: 10–17

尚华明, 范煜婷, 张瑞波, 喻树龙, 张同文, 魏文寿, 刘卫平. 2021. 帕米尔高原东部径流量变化及其对气候变化的响应. 气候变化研究进展, 17: 352–360

孙赫, 苏凤阁, 黄敬恒, 姚檀栋, 罗毅, Chen D L. 2020. 第三极西风和季风主导源区流域降水呈现不同梯度特征. 科学通报, 65: 91–104

汤秋鸿, 兰措, 苏凤阁, 刘星才, 孙赫, 丁劲, 王磊, 冷国勇, 张永强, 桑燕芳, 方海燕, 张士锋, 韩冬梅, 刘小莽, 贺莉, 徐锡蒙, 唐寅, Chen D L. 2019. 青藏高原河川径流变化及其影响研究进展. 科学通报, 64: 2807–2821

王妍. 2021. 塔里木河三源流径流及其组分变化研究. 硕士学位论文. 西安: 西安理工大学. 1–77

王跃辉, 丁元芳, 施枫芝. 2022. 变化环境下和田河径流演变特征与驱动因素分析. 第四纪研究, 42: 1686–1696

吴佳, 高学杰. 2013. 一套格点化的中国区域逐日观测资料及与其它资料的对比. 地球物理学报, 56: 1102–1111

徐建华. 2014. 计量地理学(第2版). 北京: 高等教育出版社. 1–347

徐宗学, 周祖昊, 姜瑶, 桑燕芳, 季鹏, 侯居峙, 陈峰. 2022. 西南河流源区径流量变化规律及其未来演变趋势. 水科学进展, 33: 360–374

姚俊强, 陈静, 迪丽努尔·托列吾别克, 韩雪云, 毛炜峄. 2021. 新疆气候水文变化趋势及面临问题思考. 冰川冻土, 43: 1498–1511

姚檀栋, 朴世龙, 沈妙根, 高晶, 杨威, 张国庆, 类延斌, 高杨, 朱立平, 徐柏青, 余武生, 李生海. 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. 中国科学院院刊, 32: 976–984

姚治君, 段瑞, 刘兆飞. 2012. 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, 34: 202–210

张建云, 刘九夫, 金君良, 马涛, 王国庆, 刘宏伟, 闵星, 王欢, 林锦, 鲍振鑫, 刘翠善. 2019. 青藏高原水资源演变与趋势分析. 中国科学院院刊, 34: 1264–1273

张雪琪, 满苏尔·沙比提, 刘海涛, 马国飞. 2019. 1957~2015年叶尔羌河流域气候变化特征及其径流响应. 干旱区研究, 36: 58–66

赵求东, 叶柏生, 丁永建, 张世强, 上官冬辉, 赵传成, 王建, 王增如. 2011. 典型寒区流域水文过程模拟及分析. 冰川冻土, 33: 595–605

Armstrong R L, Rittger K, Brodzik M J, Racoviteanu A, Barrett A P, Khalsa S J S, Raup B, Hill A F, Khan A L, Wilson A M, Kayastha R B, Fetterer F, Armstrong B. 2019. Runoff from glacier ice and seasonal snow in High Asia: Separating melt water sources in river flow. Reg Environ Change, 19: 1249–1261

Baldwin J, Vecchi G. 2016. Influence of the Tian Shan on arid extratropical Asia. J Clim, 29: 5741–5762

Bissenbayeva S, Abuduwaili J, Saparova A, Ahmed T. 2021. Long-term variations in runoff of the Syr Darya River Basin under climate change and human activities. J Arid Land, 13: 56–70

Cannon F, Carvalho L M V, Jones C, Norris J. 2016. Winter westerly disturbance dynamics and precipitation in the western Himalaya and Karakoram: A wave-tracking approach. Theor Appl Climatol, 125: 27–44

Chen F, Shang H M, Panyushkina I, Meko D, Li J B, Yuan Y J, Yu S L, Chen F H, He D M, Luo X. 2019. 500-year tree-ring reconstruction of Salween River streamflow related to the history of water supply in Southeast Asia. Clim Dyn, 53: 6595–6607

Chen F, Chen Y P, Bakhtiyorov Z, Zhang H L, Man W M, Chen F H. 2020. Central Asian river streamflows have not continued to increase during the recent warming hiatus. Atmos Res, 246: 105124

Cui T, Li Y K, Yang L, Nan Y, Li K B, Tudaji M, Hu H C, Long D, Shahid M, Mubeen A, He Z H, Yong B, Lu H, Li C, Ni G H, Hu C H, Tian F Q. 2023. Non-monotonic changes in Asian Water Towers' streamflow at increasing warming levels. Nat Commun, 14: 1176

Cuo L, Zhang Y X, Zhu F X, Liang L Q. 2014. Characteristics and changes of streamflow on the Tibetan Plateau: A review. J Hydrol-Reg Stud, 2: 49–68

Cuo L, Li N, Liu Z, Ding J, Liang L Q, Zhang Y X, Gong T L. 2019. Warming and human activities induced changes in the Yarlung Tsangpo basin of the Tibetan plateau and their influences on streamflow. J Hydrol-Reg Stud, 25: 100625

Curio J, Scherer D. 2016. Seasonality and spatial variability of dynamic precipitation controls on the Tibetan Plateau. Earth Syst Dynam, 7: 767–782

Deng H J, Pepin N C, Chen Y N. 2017. Changes of snowfall under warming in the Tibetan Plateau. J Geophys Res-Atmos, 122: 7323–7341

Dimri A P, Niyogi D, Barros A P, Ridley J, Mohanty U C, Yasunari T, Sikka D R. 2015. Western disturbances: A review. Rev Geophys, 53: 225–246

Duethmann D, Bolch T, Farinotti D, Kriegel D, Vorogushyn S, Merz B, Pieczonka T, Jiang T, Su B, Güntner A. 2015. Attribution of streamflow trends in snow and glacier melt-dominated catchments of the Tarim River, Central Asia. Water Resour Res, 51: 4727–4750

Enfield D B, Mestas-Nuñez A M, Trimble P J. 2001. The Atlantic Multidecadal Oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S.. Geophys Res Lett, 28: 2077–2080

Guo D L, Pepin N, Yang K, Sun J Q, Li D. 2021. Local changes in snow depth dominate the evolving pattern of elevation-dependent warming on the Tibetan Plateau. Sci Bull, 66: 1146–1150

Harris I, Osborn T J, Jones P, Lister D. 2020. Version 4 of the CRU TS monthly high-resolution gridded multivariate climate dataset. Sci Data, 7: 109

Hersbach H, Bell B, Berrisford P, Hirahara S, Horányi A, Muñoz-Sabater J, Nicolas J, Peubey C, Radu R, Schepers D, Simmons A, Soci C, Abdalla S, Abellan X, Balsamo G, Bechtold P, Biavati G,

Bidlot J, Bonavita M, De Chiara G, Dahlgren P, Dee D, Diamantakis M, Dragani R, Flemming J, Forbes R, Fuentes M, Geer A, Haimberger L, Healy S, Hogan R J, Hólm E, Janisková M, Keeley S, Laloyaux P, Lopez P, Lupu C, Radnoti G, de Rosnay P, Rozum I, Vamborg F, Villaume S, Thépaut J. 2020. The ERA5 global reanalysis. Q J R Meteorol Soc, 146: 1999–2049

Hou M, Cuo L, Murodov A, Ding J, Luo Y, Liu T, Chen X. 2023. Streamflow composition and the contradicting impacts of anthropogenic activities and climatic change on streamflow in the Amu Darya Basin, central Asia. J Hydrometeorol, 24: 185–201

Hu Y N, Duan W L, Chen Y N, Zou S, Kayumba P M, Sahu N. 2021. An integrated assessment of runoff dynamics in the Amu Darya River Basin: Confronting climate change and multiple human activities, 1960–2017. J Hydrol, 603: 126905

Huang J H, Su F G, Yao T D, Sun H. 2022. Runoff regime, change, and attribution in the upper Syr Darya and Amu Darya, central Asia. J Hydrometeorol, 23: 1563–1585

Hussain A, Cao J H, Ali S, Ullah W, Muhammad S, Hussain I, Rezaei A, Hamal K, Akhtar M, Abbas H, Wu X Q, Zhou J X. 2022. Variability in runoff and responses to land and oceanic parameters in the source region of the Indus River. Ecol Indic, 140: 109014

Immerzeel W W, van Beek L P H, Bierkens M F P. 2010. Climate change will affect the Asian Water Towers. Science, 328: 1382–1385

Immerzeel W W, Lutz A F, Andrade M, Bahl A, Biemans H, Bolch T, Hyde S, Brumby S, Davies B J, Elmore A C, Emmer A, Feng M, Fernández A, Haritashya U, Kargel J S, Koppes M, Kraaijenbrink P D A, Kulkarni A V, Mayewski P A, Nepal S, Pacheco P, Painter T H, Pellicciotti F, Rajaram H, Rupper S, Sinisalo A, Shrestha A B, Viviroli D, Wada Y, Xiao C D, Yao T D, Baillie J E M. 2020. Importance and vulnerability of the world's water towers. Nature, 577: 364–369

Ji X, Chen Y F, Jiang W, Liu C, Yang L Y. 2022. Glacier area changes in the Nujiang-Salween River Basin over the past 45 years. J Geogr Sci, 32: 1177–1204

Kan B Y, Su F G, Xu B Q, Xie Y, Li J L, Zhang H B. 2018. Generation of high mountain precipitation and temperature data for a quantitative assessment of flow regime in the Upper Yarkant Basin in the Karakoram. J Geophys Res-Atmos, 123: 8462–8486

Kendall M G. 1975. Rank correlation methods. In: Public ProgramAnalysis. Boston: Springer

Khanal S, Lutz A F, Kraaijenbrink P D A, van den Hurk B, Yao T D, Immerzeel W W. 2021. Variable 21st century climate change response for rivers in High Mountain Asia at seasonal to decadal time scales. Water Resour Res, 57: e2020WR029266

Li C Y, Hao J S, Zhang G T, Fang H Y, Wang Y, Lu H J. 2023. Runoff variations affected by climate change and human activities in Yarlung Zangbo River, southeastern Tibetan Plateau. Catena, 230: 107184

Li D F, Lu X X, Overeem I, Walling D E, Syvitski J, Kettner A J, Bookhagen B, Zhou Y J, Zhang T. 2021. Exceptional increases in fluvial sediment fluxes in a warmer and wetter High Mountain Asia. Science, 374: 599–603

Li D, Yang K, Tang W J, Li X, Zhou X, Guo D L. 2020. Characterizing precipitation in high altitudes of the western Tibetan plateau with a focus on major glacier areas. Intl J Climatol, 40: 5114–5127

Li J P, Wang J X L. 2003. A modified zonal index and its physical sense. Geophys Res Lett, 30: 1632

Li J P, Zeng Q C. 2003. A new monsoon index and the geographical distribution of the global monsoons. Adv Atmos Sci, 20: 299–302

Li S L, Bates G T. 2007. Influence of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the winter climate of East China. Adv Atmos Sci, 24: 126–135

Li Z, Chen Y N, Li Y P, Wang Y. 2020. Declining snowfall fraction in the alpine regions, Central Asia. Sci Rep, 10: 3476

Lutz A F, Immerzeel W W, Shrestha A B, Bierkens M F P. 2014. Consistent increase in High Asia's runoff due to increasing glacier melt and precipitation. Nat Clim Change, 4: 587–592

Mann H B. 1945. Nonparametric tests against trend. Econometrica, 13: 245

Mantua N J, Hare S R, Zhang Y, Wallace J M, Francis R C. 1997. A pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. Bull Amer Meteorol Soc, 78: 1069–1079

Mariotti A. 2007. How ENSO impacts precipitation in southwest central Asia. Geophys Res Lett, 34: L16706

Meng F C, Su F G, Sun H, Huang J H, Li C H. 2023. Divergent runoff regime revealed by hydrological simulations with corrected precipitation in the upper Indus. J Hydrol, 626: 130315

Ni Y X, Lv X Z, Yu Z B, Wang J W, Ma L, Zhang Q F. 2023. Intra-annual variation in the attribution of runoff evolution in the Yellow River source area. Catena, 225: 107032

Nie Y, Pritchard H D, Liu Q, Hennig T, Wang W L, Wang X M, Liu S Y, Nepal S, Samyn D, Hewitt K, Chen X Q. 2021. Glacial change and hydrological implications in the Himalaya and Karakoram. Nat Rev Earth Environ, 2: 91–106

Sen P K. 1968. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. J Am Statistical Assoc, 63: 1379–1389

Sheffield J, Goteti G, Wood E F. 2006. Development of a 50-year high-resolution global dataset of meteorological forcings for land surface modeling. J Clim, 19: 3088–3111

Shi C M, Sun C, Wu G C, Wu X C, Chen D L, Masson-Delmotte V, Li J P, Xue J Q, Li Z S, Ji D Y, Zhang J, Fan Z X, Shen M G, Shu L F,

Ciais P. 2019. Summer temperature over the Tibetan Plateau modulated by Atlantic multidecadal variability. J Clim, 32: 4055–4067

Su F G, Pritchard H D, Yao T D, Huang J H, Ou T H, Meng F C, Sun H, Li Y, Xu B Q, Zhu M L, Chen D L. 2022. Contrasting fate of western Third Pole's water resources under 21st century climate change. Earths Future, 10: e2022EF002776

Sun H, Yao T D, Su F G, He Z H, Tang G Q, Li N, Zheng B W, Huang J H, Meng F C, Ou T H, Chen D L. 2022. Corrected ERA5 precipitation by machine learning significantly improved flow simulations for the Third Pole basins. J Hydrometeorol, 23: 1663–1679

Sun J, Yang K, Guo W D, Wang Y, He J, Lu H. 2020. Why has the inner Tibetan Plateau become wetter since the mid-1990s? J Clim, 33: 8507–8522

Tan X, Ma Z Q, He K, Han X Z, Ji Q W, He Y. 2020. Evaluations on gridded precipitation products spanning more than half a century over the Tibetan Plateau and its surroundings. J Hydrol, 582: 124455

Torrence C, Compo G P. 1998. A practical guide to wavelet analysis. Bull Amer Meteorol Soc, 79: 61–78

Trenberth K E. 1997. The definition of El Niño. Bull Amer Meteorol Soc, 78: 2771–2777

Wang A Q, Su B D, Huang J L, Jing C, Kundzewicz Z W, Tao H, Zhan M J, Jiang T. 2023. Runoff components and the contributions of precipitation and temperature in a highly glacierized river basin in Central Asia. Front Earth Sci, 17: 361–377

Wang B, Wu R G, Lau K M. 2001. Interannual variability of the Asian summer monsoon: Contrasts between the Indian and the western North Pacific–East Asian monsoons. J Clim, 14: 4073–4090

Wang C X, Ma Z F. 2018. Quasi-3-yr cycle of rainy season precipitation in Tibet related to different types of ENSO during 1981–2015. J Meteorol Res, 2018, 32: 181–190

Wang J, Zhang M J, Wang S J, Ren Z G, Che Y J, Qiang F, Qu D Y. 2016. Decrease in snowfall/rainfall ratio in the Tibetan Plateau from 1961 to 2013. J Geogr Sci, 26: 1277–1288

Wang L, Yao T D, Chai C H, Cuo L, Su F G, Zhang F, Yao Z J, Zhang Y S, Li X P, Qi J, Hu Z D, Liu J S, Wang Y W. 2021. TP-River: Monitoring and quantifying total river runoff from the Third Pole. Bull Am Meteorol Soc, 102: E948–E965

Wang T H, Yang D W, Yang Y T, Zheng G H, Jin H J, Li X, Yao T D, Cheng G D. 2023. Unsustainable water supply from thawing permafrost on the Tibetan Plateau in a changing climate. Sci Bull, 68: 1105–1108

Wang X L, Luo Y, Sun L, He C S, Zhang Y Q, Liu S Y. 2016. Attribution of runoff decline in the Amu Darya River in Central Asia during 1951–2007. J Hydrometeorol, 17: 1543–1560

Wang X L, Luo Y, Sun L, Shafeeque M. 2021. Different climate factors contributing for runoff increases in the high glacierized tributaries of Tarim River Basin, China. J Hydrol-Reg Stud, 36: 100845

Wang Y F, Ye A Z, Zhang Y H, Yang F. 2023. The quantitative attribution of climate change to runoff increase over the Qinghai-Tibetan Plateau. Sci Total Environ, 897: 165326

Wang Y M, Li S L, Luo D H. 2009. Seasonal response of Asian monsoonal climate to the Atlantic Multidecadal Oscillation. J Geophys Res, 114: D02112

Wang Y W, Wang L, Zhou J, Chai C H, Hu Z D, Zhao L, Wang S F, Fan M T. 2023. Impacts of frozen ground degradation and vegetation greening on upper Brahmaputra runoff during 1981–2019. Intl J Climatol, 43: 3768–3781

Wang Z P, Niu B, He Y T, Zhang J, Wu J S, Wang X T, Zhang Y J, Zhang X Z. 2023. Weakening summer westerly circulation actuates greening of the Tibetan Plateau. Glob Planet Change, 221: 104027

Wu J, Gao X J, Giorgi F, Chen D L. 2017. Changes of effective temperature and cold/hot days in late decades over China based on a high resolution gridded observation dataset. Intl J Climatol, 37: 788–800

Wu Y N, Long D, Lall U, Scanlon B R, Tian F Q, Fu X D, Zhao J S, Zhang J Y, Wang H, Hu C H. 2022. Reconstructed eight-century streamflow in the Tibetan Plateau reveals contrasting regional variability and strong nonstationarity. Nat Commun, 13: 6416

Yang F, Lu H, Yang K, Huang G W, Li Y S, Wang W, Lu P, Tian F Q, Huang Y G. 2021. Hydrological characteristics and changes in the Nu-Salween River basin revealed with model-based reconstructed data. J Mt Sci, 18: 2982–3002

Yao J Q, Chen Y N, Guan X F, Zhao Y, Chen J, Mao W Y. 2022. Recent climate and hydrological changes in a mountain–basin system in Xinjiang, China. Earth-Sci Rev, 226: 103957

Yao T D, Xue Y K, Chen D L, Chen F H, Thompson L, Cui P, Koike T, Lau W K -M, Lettenmaier D, Mosbrugger V, Zhang R, Xu B Q, Dozier J, Gillespie T, Gu Y, Kang S C, Piao S L, Sugimoto S, Ueno K, Wang L, Wang W C, Zhang F, Sheng Y W, Guo W D, Ai L K, Yang X X, Ma Y M, Shen S S P, Su Z B, Chen F, Liang S L, Liu Y M, Singh V P, Yang K, Yang D W, Zhao X Q, Qian Y, Zhang Y, Li Q. 2019. 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, 100: 423–444

Yao T D, Bolch T, Chen D L, Gao J, Immerzeel W, Piao S L, Su F G, Thompson L, Wada Y, Wang L, Wang T, Wu G J, Xu B Q, Yang W, Zhang G Q, Zhao P. 2022. The imbalance of the Asian water tower.

Nat Rev Earth Environ, 3: 618–632

Yatagai A, Kamiguchi K, Arakawa O, Hamada A, Yasutomi N, Kitoh A. 2012. APHRODITE: Constructing a long-term daily gridded precipitation dataset for Asia based on a dense network of rain gauges. Bull Am Meteorol Soc, 93: 1401–1415

Yue X Y, Liu G, Chen J M, Zhou C Y. 2020. Synergistic regulation of the interdecadal variability in summer precipitation over the Tianshan mountains by sea surface temperature anomalies in the high-latitude Northwest Atlantic Ocean and the Mediterranean Sea. Atmos Res, 233: 104717

Zhang L L, Su F G, Yang D Q, Hao Z C, Tong K. 2013. Discharge regime and simulation for the upstream of major rivers over Tibetan Plateau. J Geophys Res-Atmos, 118: 8500–8518

Zhao Q D, Ye B S, Ding Y J, Zhang S Q, Yi S H, Wang J, Shangguan D H, Zhao C C, Han H D. 2013. Coupling a glacier melt model to the Variable Infiltration Capacity (VIC) model for hydrological modeling in north-western China. Environ Earth Sci, 68: 87–101

Zhou C Y, Zhao P, Chen J M. 2019. The interdecadal change of summer water vapor over the Tibetan Plateau and associated mechanisms. J Clim, 32: 4103–4119

Zhu Y X, Sang Y F, Wang B, Lutz A, Hu S, Chen D L, Singh V P. 2023. Heterogeneity in spatiotemporal variability of High Mountain Asia's runoff and its underlying mechanisms. Water Resour Res, 59: e2022WR032721

(责任编委: 施建成)