

DOI:10.3880/j.issn.1004-6933.2021.06.016

黄河上游径流丰枯空间分布特征及其影响因素

魏伊宁^{1,2,3}, 李勋贵^{1,3,4}, 李 芳^{1,3}

(1. 兰州大学资源环境学院, 甘肃 兰州 730000; 2. 江西师大附属外国语学校, 江西 南昌 330103;
3. 兰州大学冰川与沙漠研究中心, 甘肃 兰州 730000; 4. 广西大学土木建筑工程学院, 广西 南宁 530004)

摘要:针对目前青藏高原背景下的区域径流丰枯空间分布特征与其影响因素之间的联系仍不清楚,以及单站点或多站点平均的丰枯指标难以反映区域径流空间分布特征的问题,采用不同时间尺度的标准径流指数,结合经验正交函数、奇异值分解等方法分析了黄河上游 1969—2012 年径流丰枯的空间分布特征及其与青藏高原降水、气温和积雪 3 种气象因子的关系。结果表明:黄河上游径流丰枯情况具有区域一致的主要空间分布模态(主要受气象因子的影响)和东北—西南反位相分布的次要空间分布模态(主要受人类活动的影响);夏、秋季比冬、春季更可能出现多年径流量偏丰或偏枯的情形;青藏高原降水、气温和积雪是影响黄河上游径流丰枯空间分布的主要气象因子,降水对径流丰枯变化起主控作用,积雪和气温的季节性影响较明显;青藏高原东北部、东部、北部是影响径流丰枯变化的关键区。

关键词:标准径流指数;经验正交函数;奇异值分解;径流丰枯空间分布;黄河上游

中图分类号:TV122 **文献标志码:**A **文章编号:**1004-6933(2021)06-0103-11

Spatial distribution characteristics and influencing factors of wet and dry of runoff in upper reaches of the Yellow River//WEI Yining^{1,2,3}, LI Xungui^{1,3,4}, LI Fang^{1,3} (1. College of Earth and Environmental Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China; 2. The Foreign Language School Attached to JXNU, Nanchang 330103, China; 3. Glacier and Desert Research Center, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China; 4. College of Civil Engineering and Architecture, Guangxi University, Nanning 530004, China)

Abstract: At present, the relationship between the spatial distribution characteristics of regional runoff and its influencing factors under the background of the Qinghai-Tibet Plateau is still unclear, and the value single station or the average value of multi stations of wet and dry index of is difficult to reflect the distribution characteristics of regional runoff. Using standard runoff indexes of different time scales, combined with empirical orthogonal function and singular value decomposition, the spatial distribution characteristics of wet and dry runoff in the upper reaches of the Yellow River from 1969 to 2012 and its relationship with three meteorological factors of precipitation, temperature and snow cover in the Qinghai-Tibet Plateau are analyzed. The results show that the wet and dry situation of runoff in the upper reaches of the Yellow River has a regional consistent main spatial distribution mode (mainly affected by meteorological factors) and a secondary spatial distribution mode of northeast-southwest inverse phase distribution (mainly affected by human activities). It is more likely that there will be high runoff or low runoff in summer and autumn than in winter and spring. Precipitation, temperature and snow cover on the Qinghai-Tibet Plateau are the main meteorological factors affecting the spatial distribution of runoff in the upper reaches of the Yellow River. Precipitation plays a major role in controlling the variation of runoff in the upper reaches of the Yellow River, and the seasonal effects of snow cover and temperature are more obvious. The northeast, east and north of the Qinghai-Tibet Plateau are the key areas affecting the wet and dry situation of runoff.

Key words: standard runoff index; empirical orthogonal function; singular value decomposition; spatial distribution of wet and dry of runoff; upper reaches of the Yellow River

水分盈亏对陆地生态系统影响巨大,由水分盈亏引起的旱涝灾害是目前最严重的灾害之一^[1]。

进入 21 世纪后,中国年平均旱灾与 20 世纪相比有不同程度的增加^[2]。水文干旱是气象干旱和农业

基金项目:国家自然科学基金(51679115)

作者简介:魏伊宁(1996—),女,硕士,主要从事水文水资源研究。E-mail: 1609843684@qq.com

通信作者:李勋贵(1978—),男,教授,博士,主要从事水文水资源研究。E-mail: lixungui@163.com

干旱的延续与发展,因此被认为是最彻底的干旱^[3-4],它反映了地表水与地下水的异常偏少现象,是受气候变化和人类活动共同影响下的结果。水文干旱指标的构建通常基于径流量,以时段径流量小于某临界值来表征^[5]。标准径流指数 (standard runoff index, SRI) 是指示水文干旱的重要指标,其本质反映了径流丰枯的变化程度^[6]。

黄河上游跨越青海、甘肃、陕西和内蒙古 4 个省、自治区,是南水北调西线工程得以实现和建设“新丝绸之路经济带”国家战略的核心通道^[7-8],具有特殊的地理环境和战略意义。其中,兰州以上黄河流域位于青藏高原东部,为生态环境脆弱区。水资源的高强度开发利用,改变了黄河上游径流丰枯变化程度^[9-10]。20 世纪 90 年代,黄河上游连续极端枯水年的出现,加之流域水资源开发强度的持续增加,流域中下游断流现象异常严重^[11-13]。在全球变暖与人类活动的双重影响下,径流丰枯变化更加复杂,给区域日益严峻的水资源供需矛盾增加了新的危机^[14-15]。但目前对于青藏高原背景下的区域径流丰枯空间分布特征与其影响因素之间的联系仍然不清楚,有很多问题亟待解决。因此,研究黄河上游径流丰枯变化特征及其影响因素,对揭示区域水资源变化规律和保障区域水安全具有重要意义。

目前黄河流域径流丰枯特征的研究重点侧重于对时间、频率特征的分析^[16-18],而对径流丰枯的空间分布特征研究较少。同时,已有研究多侧重于采用某一水文站或多个水文站的平均情况来代表整个黄河流域,难以反映区域内部径流丰枯的变化特征^[19-20]。SRI 能较为简便有效地反映不同时间尺度下径流的丰枯变化特征^[21-23],目前在黄河上游应用较少。因此,本研究基于径流 SRI 序列,结合经验正交函数 (empirical orthogonal functions, EOF)^[24-26] 将区域径流丰枯的时间特征与空间结构分离,获得有意义的空间分布模态来表征区域径流丰枯的空间分布特征,然后运用奇异值分解 (singular value decomposition, SVD) 方法^[27] 揭示区域径流 SRI 丰枯序列与存在时域相关性的青藏高原不同气象因子场 (降水、气温和积雪) 之间的空间联系。

1 研究区概况与数据来源

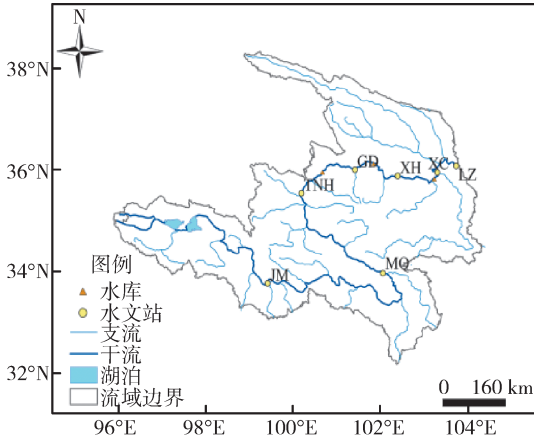
1.1 研究区概况

黄河是中国第二长河流,是中国西北和华北地区灌溉农业、生活、工业和生态服务的主要水源,但又一直面临着水资源短缺和相关的环境问题^[28-29]。研究区为兰州以上的黄河上游地区,该区是黄河的主要产水区,也是中国十三大水电能源基地之一,流

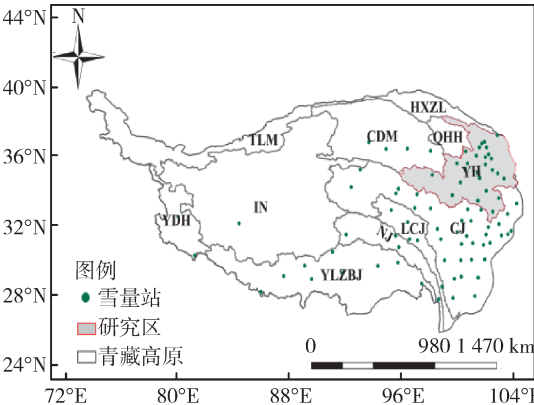
域面积为 22.3 万 km²,占流域总面积的 29.6%,年径流深度为 147.1 mm,年平均流量为 3.274×10^{10} m³,占河流总流量的 56.4%^[30-31]。研究区集水面积大,跨度长,主要山脉海拔高程在 2 800 ~ 4 800 m,山势高耸,峡谷众多,处于青藏高原和黄土高原的过渡区,海拔相差悬殊,地理环境复杂。研究区处于季风影响边缘区,加之青藏高原的隆起对大气环流有显著影响,气候要素的年、季变化大^[32]。研究区湿度小、蒸发大,年平均降水量为 426.2 mm,年蒸发量超过 2 500.0 mm^[33]。受梯级水库及下游灌区影响,黄河流域的水文循环发生了很大变化,使得兰州以上的黄河上游成为径流丰枯变化最大、空间分布最不均匀的地区之一。

1.2 数据来源

本研究使用的数据为黄河上游兰州以上地区 7 个典型水文站 1969—2012 年实测月径流数据及青藏高原地区月降水量、月平均气温和月累积积雪深度数据。水文站位置如图 1 (a) 所示,分别为吉迈 (JM)、玛曲 (MQ)、唐乃亥 (TNH)、贵德 (GD)、循化 (XH)、小川 (XC) 和兰州 (LZ)。雪量站分布在 10 个流域,从西至东 YDH、TLM、IN、YLZBJ、CDM、CJ、



(a) 水文站分布



(b) 雪量站分布

图 1 研究区概况

Fig. 1 Overview of study area

LCJ、NJ、HXZL 和 YH 分别代表印度河、塔里木、内陆河、雅鲁藏布江、柴达木、长江、澜沧江、怒江、河西走廊和黄河流域(图 1(b))。实测径流数据来源于中国黄河水利委员会(<http://www.yrcc.gov.cn/>);降水、气温和积雪深度数据分别来源于国家青藏高原数据中心(<http://westdc.westgis.ac.cn/zh-hans/>)提供的中国降水、气温格点数据集 V2.0 和青藏高原台站雪深数据集 V1.0。所用数据经交叉验证和误差分析,质量良好。

对数据预处理时选取 1969—2012 年月径流序列构建 SRI 序列,时间尺度采用季节(3 个月)和年(12 个月)尺度。对青藏高原月降水量、月平均气温和月累积积雪深度也先提取出不同时间尺度下(3 个月、12 个月)的时间序列,剪裁到研究区范围内。将不同时间尺度下 SRI、降水量、平均气温及积雪深度序列作为分析资料进行距平化处理后再标准化,以标准化后的距平值为对象进行 EOF 和 SVD 分析。

2 研究方法

2.1 SRI 计算

SRI 是由 Shukla 和 Wood 于 2008 年提出的一种评价流域水文干旱和径流丰枯程度的计算方法,步骤^[18]如下:

步骤 1:根据一定时间尺度的径流分布概率密度函数 f_Y (SRI 指数的构建一般采用 Gamma 分布^[21,34]),对其求累积概率 $F(Y)$:

$$F(Y) = \int_0^Y f_Y dY \quad (1)$$

式中 Y 为给定的时间尺度的径流量。

步骤 2:采用等概率转换的方法,把累积分布概率 $F(Y)$ 转换为均值为 0、方差为 1 的正态分布,即得到一定时间尺度范围的 SRI 值,计算公式为

$$V_{\text{SRI}} = \begin{cases} \frac{I - (c_1 + c_2)I + c_0}{[(d_3I + d_2)I + d_1]I + 1} & F(Y) > 0.5 \\ -\frac{I - (c_1 + c_2)I + c_0}{[(d_3I + d_2)I + d_1]I + 1} & F(Y) \leq 0.5 \end{cases} \quad (2)$$

其中 $I = [\ln F(Y)^{-2}]^{0.5}$

式中: V_{SRI} 为 SRI 值, V_{SRI} 越小表示径流越小(枯水)或干旱,反之则表示径流越大(丰水)或湿润;参数设置参考赵茹欣等^[35]的研究,取 $c_0 = 2.515\ 517$, $c_1 = 0.802\ 853$, $c_2 = 0.010\ 328$, $d_1 = 1.432\ 788$, $d_2 = 0.189\ 269$, $d_3 = 0.001\ 308$ 。

2.2 EOF 方法

对得到的 SRI 序列进行 EOF 分解,步骤^[36]

如下:

步骤 1 把得到的 SRI 值预处理后排列为矩阵 X (有 m 个空间点和 n 个时间点数),计算 X 与转置矩阵 X^T 的交叉积,得到方阵 C ,对 C 进行 EOF 分解,得到特征根矩阵 λ 和分解矩阵 W 。

步骤 2 定义 λ_j 为第 j 模态的特征根,得到第 j 模态的 EOF 值 W_j :

$$W_j = (W_{1j}, W_{2j}, \dots, W_{mj})^T \quad (3)$$

步骤 3 将 W_j 投影到原始资料矩阵 X 上,就得到所有空间特征向量对应的时间系数矩阵 P :

$$P_{m \times n} = W_{m \times m}^T \times X_{m \times n} \quad (4)$$

2.3 SVD 方法

Prohaska 最先将 SVD 应用于气候学研究,用于诊断美国月平均地面气温与北太平洋海平面气压之间的关系^[37],其计算过程如下:

步骤 1 计算预处理后观测矩阵 X (有 m 个空间点和 n 个时间点数)与气象因子矩阵 Y (有 q 个空间点和 n 个时间点数)的交叉协方差阵 Q ,对其进行奇异值分解,得到 U 、 V 空间奇异向量。观测矩阵 X 也称左场,气象因子矩阵 Y 也称右场。

步骤 2 设第 j 模态空间奇异向量为 U_j 和 V_j 。把原观测场 X 投影到 U_j ,把 Y 场投影到 V_j ,即可得到第 j 模态的左右场的时间序列,记为 a_j 和 b_j :

$$\begin{cases} a_j = U_j^T X \\ b_j = V_j^T Y \end{cases} \quad (5)$$

步骤 3 计算 X 、 Y 场每个空间观测点的时间序列(X 、 Y 的某一行)分别与时间系数 a_j 、 b_j 的异性相关系数 r :

$$\begin{cases} r(X, b_j) = \frac{\sigma_j U_j}{\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{N=1}^n b_{jN}^2}} \\ r(Y, a_j) = \frac{\sigma_j V_j}{\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{N=1}^n a_{jN}^2}} \end{cases} \quad (6)$$

式中: a_{jN} 、 b_{jN} 分别表示第 j 模态第 N 个时间点的的时间系数; σ_j 为特征根矩阵 Σ 第 j 模态的特征值。

2.4 方差贡献率与显著性检验

a. 用方差贡献率表征第 j 模态解释的协方差占总协方差的比例,记为 Q_{SCF} :

$$Q_{\text{SCF}} = \frac{Q_j^2}{\sum_{k=1}^M Q_k^2} \quad (7)$$

式中: M 为总模态数; Q_j 为第 j 模态特征值; Q_k 为第 k 模态特征值。

b. 为避免出现“虚假模态”,本文采用 North 检验对 EOF 结果进行显著性检验:

$$e_j = \lambda_j \left(\frac{2}{n} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (8)$$

当 $\lambda_j - \lambda_{j+1} \geq e_j$ 时,认为 EOF 分解出的模态为独立的模态。

c. 为避免出现“虚假相关”,本文采用 t 检验对 SVD 相关系数结果进行显著性检验:

$$R_c = \sqrt{\frac{t_\alpha^2}{n - 2 + t_\alpha^2}} \quad (9)$$

式中: α 为置信度,本研究取为 95%; t_α 为置信度为 α 的 t 分布的上 α 分位数。如果相关系数 r 的绝对值大于置信度为 95% 的 R_c ,则认为通过显著性检验。

3 结果与分析

3.1 SRI 的空间分布

3.1.1 年尺度

式(3)中将第 1 个特征值对应的特征向量在空间上的分布称作第 1 空间分布模态,即 W_1 ;第 2 个特征值对应的特征向量在空间上的分布称为第 2 空间分布模态,即 W_2 ;以此类推。特征向量(即 EOF 值)的正负表示正反位相,特征向量值越大认为这个空间点距离平均值越大,即越敏感。计算结果如图 2 所示,可见黄河上游地区径流丰枯变化有两个

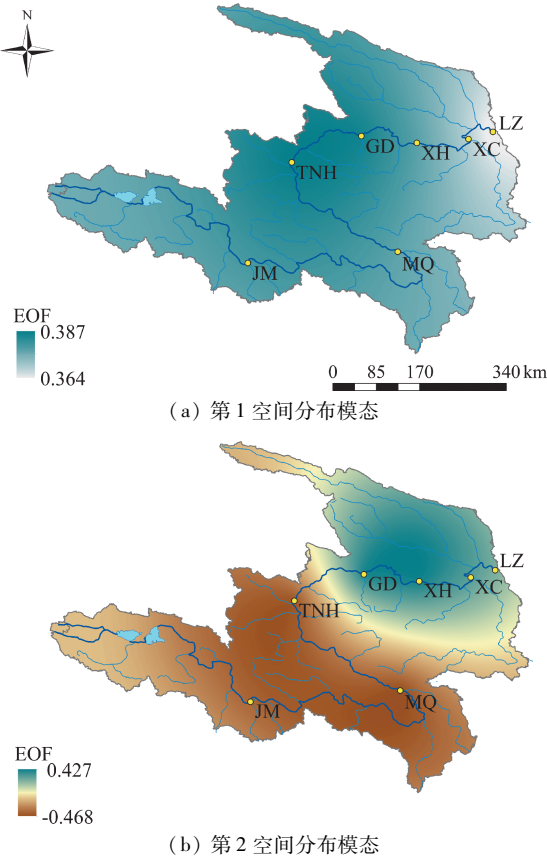


图 2 年尺度 SRI 空间分布

Fig.2 Spatial distribution of annual scale SRI

典型的分布模态,均通过了 North 检验,检验结果见表 1。

表 1 SRI 的方差贡献率和 North 检验
Table 1 Variance contribution rate and North test of SRI

季节	空间分布模态	方差贡献率/%	$\Delta\lambda$	e_j	是否通过检验
年	1	85.2	5.47	1.33	通过
	2	10.7	0.61	0.17	通过
春	1	58.5	1.63	0.75	通过
	2	31.4	1.59	0.40	通过
夏	1	84.3	4.83	1.31	通过
	2	10.0	1.15	0.28	通过
秋	1	79.0	4.98	1.20	通过
	2	16.9	0.47	0.14	通过
冬	1	48.5	0.99	0.68	通过
	2	33.5	1.62	0.47	通过
	3	9.0	0.28	0.13	通过

由图 2 和表 1 可见,年尺度径流 SRI 的第 1 模态的方差贡献率达到 85.2%,为黄河上游径流 SRI 的最主要空间分布模态。由图 2(a)可见,整个研究区的 EOF 都为正值,说明整个区域径流 SRI 在一定程度上受到某些共同因子的影响而表现出一致的主要变化趋势,即某些年份区域径流量整体趋于偏丰或偏枯状态。由图 3 可见,第 1 空间分布模态的时间系数在 1989 年以前大多数年份为正值,表示全区水量偏丰,且在 1975 年和 1983 年表现最突出;1989—2002 年间大多数年份为负值,表示全区水量偏枯,且在 1997 年和 2002 年是表现最突出,说明黄河上游水文干旱最为严峻的时间段为 20 世纪 90 年代,与现实情况相符。由图 2(b)可见,第 2 空间分布模态的方差贡献为 10.7%,为黄河上游径流 SRI 的次要空间分布模态。该模态下径流 SRI 序列呈东北—西南的反位相分布特征,即某些年份流域东北部径流量偏丰,而西南部径流量则偏枯,反之亦然。由图 3 可见,第 2 空间分布模态时间系数在 1986 年以前在 0 值附近波动,说明 1986 年以前这一空间分布模态并不典型,主要以第 1 空间分布模态(即全区

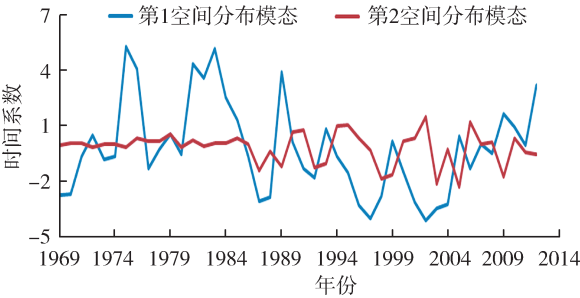


图 3 年尺度 SRI 空间分布模态的时间系数

Fig.3 Time coefficient of annual scale SRI spatial distribution mode

变化具有一致性)为主;1986年后时间系数呈正负交替振荡,振荡幅度加大,说明1986年后第2空间分布模态开始变得显著,且流域东北、西南部径流丰枯转变较为频繁。

3.1.2 季节尺度

季节尺度 SRI 序列除冬季有 3 个显著的分布模态(图 4(i))外其他季节均具有 2 个显著的分布模态。各季节的空间分布特征如图 4 所示,图中颜色

更深的区域表示更敏感。

由图 4 可见,季节尺度 SRI 的空间分布整体上与年尺度的空间分布较为相似,4 个季节的第 1 空间分布模态均呈现出全区同位相变化特征,第 2 空间分布模态均呈现出东北—西南反位相变化特征,但各季节敏感区有所不同。由第 1 空间分布模态的时间系数来看(图 5(a)),冬季和春季均于 2003 年负值最为显著,说明 2003 年冬、春季黄河上游径流

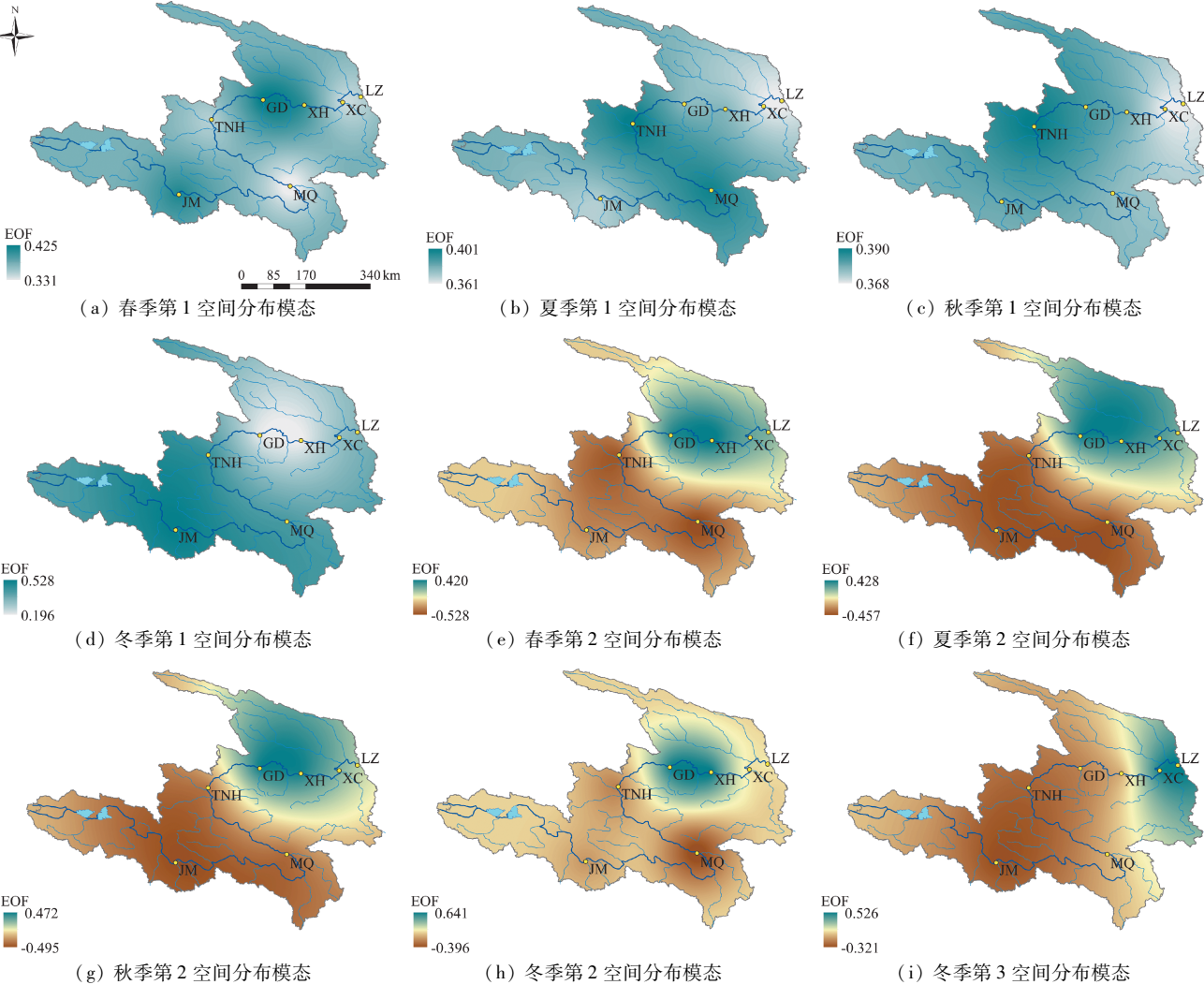


图 4 季节尺度 SRI 的空间分布

Fig. 4 Spatial distribution of seasonal scale SRI

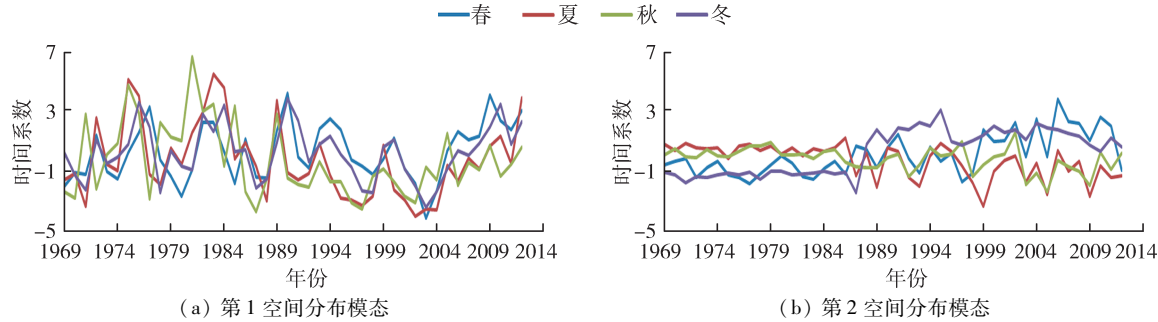


图 5 季节尺度 SRI 空间分布模态的时间系数

Fig. 5 Time coefficient of seasonal scale SRI spatial distribution mode

水文干旱情势最为严峻;夏季和秋季具有明显的时间变化的阶段性特征,说明黄河上游夏、秋季可能出现多年偏丰或偏枯的情形,且时间系数呈现出上升(偏丰)一下降(偏枯)一上升(偏丰)的趋势,下降最强烈的时期为20世纪90年代,说明20世纪90年代区域径流持续偏枯,与实际情况相符。由第2空间分布模态时间系数来看(图5(b)),4个季节都具有较明显的阶段特征,冬季和春季变化较为类似,呈波动上升趋势,且近年来以正值为主,说明近年来SRI的冬、春季空间分布的次要模态呈现出西南区域水量偏枯而东北区域水量偏丰的特征;夏季和秋季的时间系数变化呈波动下降趋势,且近年来以负值为主,说明近年来SRI的夏、秋季空间分布次要模态呈现出西南区域水量偏丰,东北区域水量偏枯的特征。

3.2 SRI与气象因子耦合空间分布特征

3.2.1 年尺度

由式(6)可计算SRI序列与青藏高原气象因子的异性相关系数。SRI与降水、气温、积雪的相关系数分别为0.85、0.40、0.47,并都通过置信度95%的显著性检验。整体来看,黄河上游地区SRI与降水场有最好的相关关系,积雪次之,气温最弱。除少数几个季节未通过显著性检验外,其他均通过置信度为95%的*t*检验,说明青藏高原降水、积雪和气温均是影响黄河上游径流量丰枯变化的关键气象因子。

不同气象因子影响流域的关键区不同,图6和图7为年尺度SRI与不同气象因子相关系数空间分布与时间系数。可见,青藏高原东北部流域的降水(图6(d))、北部气温(图6(e))以及东部积雪(图6(f))对整个黄河上游流域径流丰枯变化有显著影响。黄河上游SRI与各气象因子的空间联系均表现出一致的变化规律(图6(a)(b)(c)),与SRI的第1模态空间分布类似,说明研究区SRI的一致偏丰或偏枯的空间分布模态是受气象因子的影响形成的。

3.2.2 季节尺度

从表2可以看出,不同季节SRI与气象因子耦合场的相关性不同,相关性最大的为夏季降水与夏季SRI,相关系数达0.81,夏季降水与后期秋季SRI的相关系数也较大,达0.71,说明夏季降水除了对同期SRI有影响较大外,还具有一定的时间滞后性。降水的季节尺度相关系数均没有年尺度的相关系数大,说明降水对SRI的影响持续时间较长。从气温方面来看,夏季气温与春季SRI相关系数最大,达0.70,且大于年尺度相关系数。从积雪方面来看,春季积雪与春季SRI的相关系数最大,达0.64,且大于年尺度相关系数。气温、积雪对SRI季节性影响

较年尺度明显,表明气温、积雪对SRI的影响持续时间较短。

表2 不同气象因子与SRI的相关系数
Table 2 Correlation coefficient of SRI and meteorological factors

气象因子	季节	空间分布模态	相关系数			
			春	夏	秋	冬
降水	春	1	0.43 *	0.46 *	0.36 *	0.44 *
		2	0.66 *	0.59 *		0.69 *
	夏	1	0.47 *	0.81 *	0.71 *	0.65 *
		2	0.68 *			0.53 *
	秋	1	0.52 *	0.50 *	0.67 *	0.56 *
		2	0.62 *			0.45 *
	冬	1	0.41 *	0.40 *		0.30 *
		2	0.37 *			0.37 *
		3				0.29
气温	春	1	0.66 *	0.44 *	0.29	0.55 *
	夏	1	0.70 *	0.50 *	0.35 *	0.68 *
	秋	1	0.56 *	0.40 *	0.36 *	0.50 *
	冬	1	0.55 *	0.35 *		0.43 *
		2				0.33 *
积雪	春	1	0.64 *	0.25	0.34 *	0.34 *
		2	0.27	0.22		0.56 *
	夏	1	0.34 *	0.35 *	0.48 *	0.44 *
		2	0.32 *			0.32 *
	秋	1	0.37 *	0.40 *	0.41 *	0.44 *
		2	0.43 *	0.36 *		0.42 *
	冬	1	0.45 *	0.44 *	0.43 *	0.46 *
		2	0.37 *	0.33 *		0.32 *

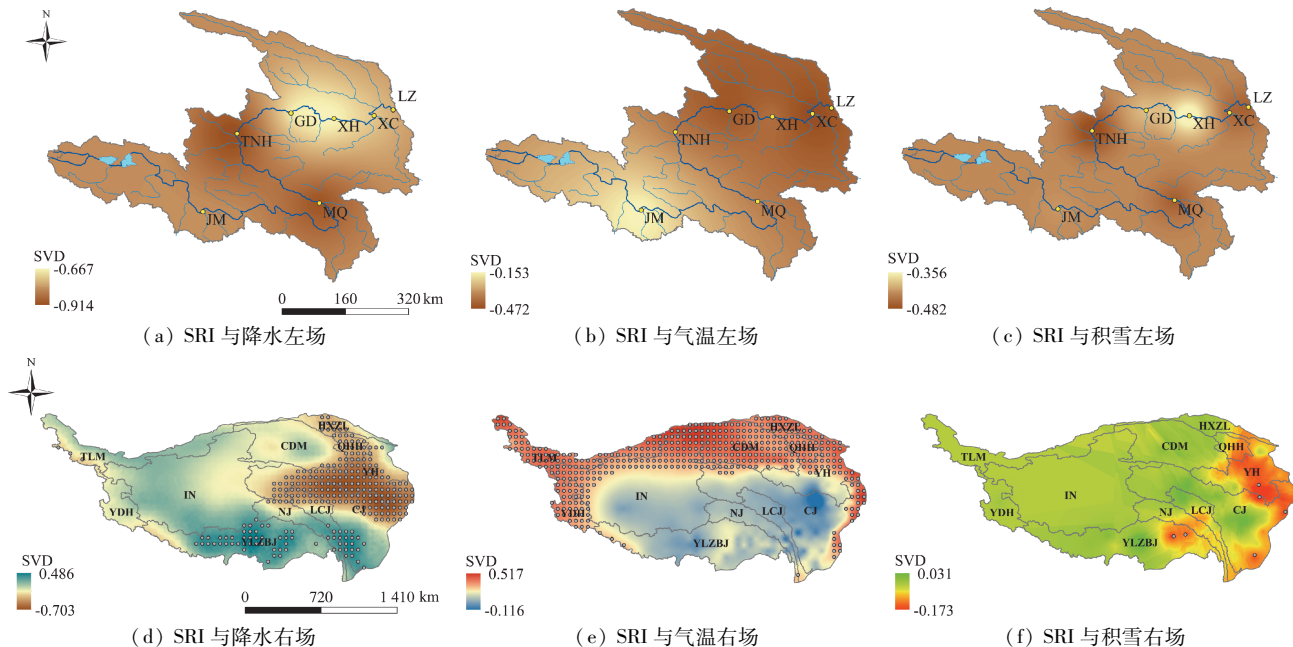
注:“*”表示通过置信度为95%的显著检验。

选取季节尺度的空间分布相关系数较大的季节进行分析(图8),可以发现降水、气温对径流的主要影响区都有扩大的趋势(图8(d)(e)),积雪的主要影响区(图8(f))由东侧转向青藏高原中部,即黄河、长江流域上游靠上位置,说明积雪作为青藏高原下垫面的一种强迫源,季节性消涨较大,主要通过影响黄河源头季节性(春季)积雪融水来影响上游径流的丰枯的分布。

4 讨论

4.1 SRI与其他干旱指标的对比

目前,利用干旱指数分析黄河流域径流丰枯变化的研究中,大多基于气象干旱指数,从降水、蒸发角度研究流域径流丰枯状况,如周帅等^[38]基于标准化降水指数表明夏季黄河源区旱情严重,干旱历时长、烈度大;牛亚婷等^[39]采用标准化降水指数揭示了秋季黄河流域西部多发生特旱,与本研究夏季、秋季区域更容易出现多年径流量偏丰或偏枯的情形类似;WANG等^[40]和HUANG等^[41]均指出黄河流域1990年代干旱灾害尤为严重,季节干旱化趋势明显,与本研究的20世纪90年代区域一致的径流量



注:图(d)(e)(f)中灰色点所在区域表示显著相关区。

图6 年尺度相关系数的空间分布

Fig.6 Spatial distribution of annual scale correlation coefficient

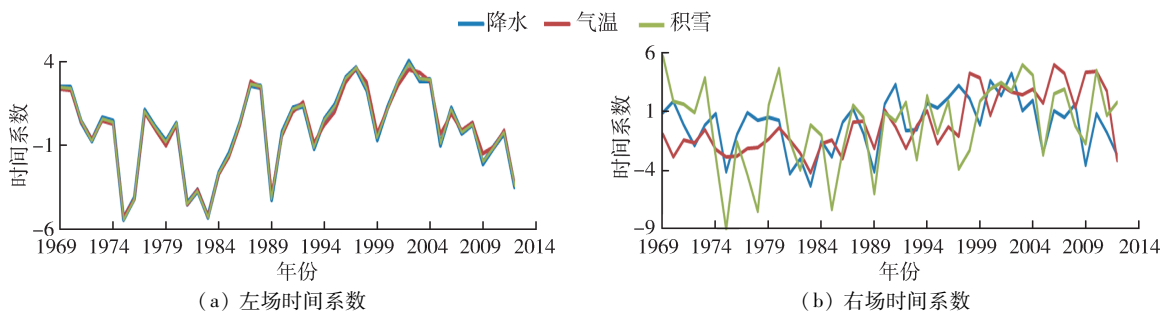


图7 年尺度相关系数空间分布模态的时间系数

Fig.7 Time coefficient of annual scale correlation coefficient spatial distribution mode

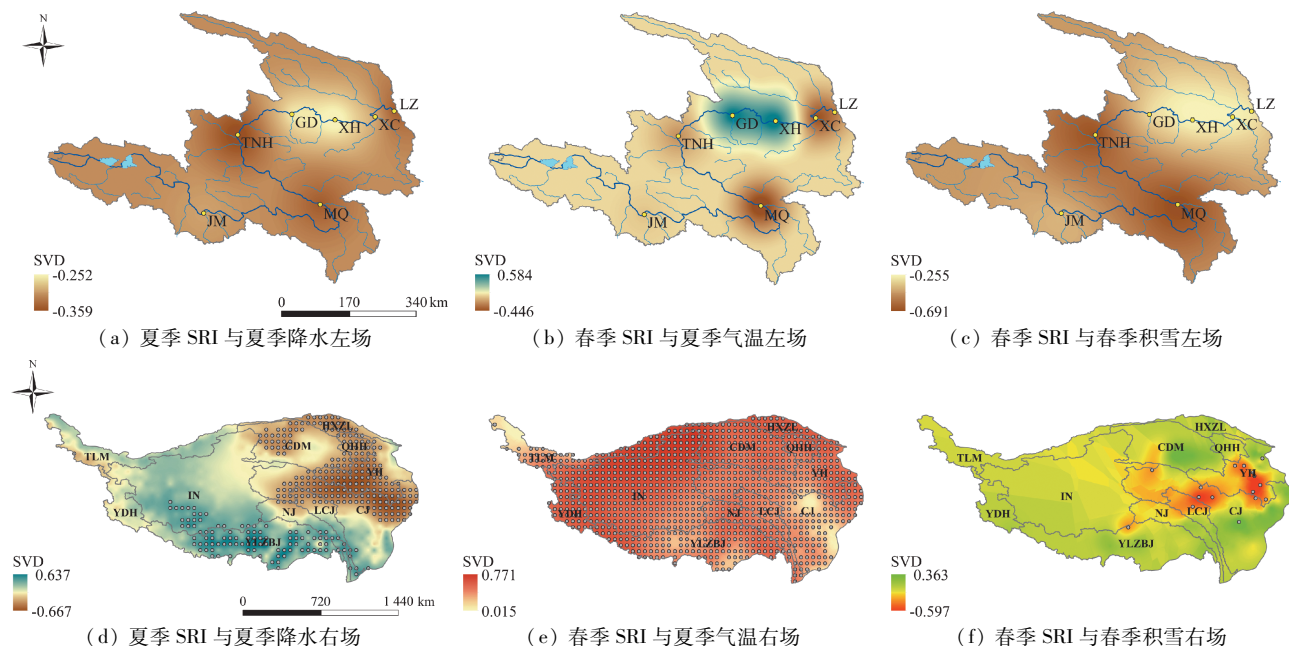


图8 季节尺度相关系数的空间分布

Fig.8 Spatial distribution of seasonal scale correlation coefficient

注:图(d)、(e)、(f)中灰色点所在区域表示显著相关区。

偏枯结论一致;余敦先等^[42]在识别出黄河流域极端干旱事件的基础上,采用 Copula 函数构建了干旱历时和干旱强度两变量统计模型;刘勤等^[43]采用相对湿度指数指出黄河上游旱情最为严重,由西北至东南方向旱情逐渐减弱。但这些研究所采用的干旱指数均基于单站点,忽视了不同区域的空间变化特征。由于径流-降水具有一定的时间滞后性,形成枯水的时间也会具有一定的时间延迟,从气象角度则难以反映出来。因此,从径流的角度建立的指标能更直接地反映径流丰枯变化特征。现阶段,从径流角度构建的指标有距平百分率、Z 指数、湿度指标等。距平百分率方法简单,但会出现相同的指标值对应不同的丰枯状况的现象;Z 指数对丰枯情况响应快,但小区域的适用性不强;湿度指标相对上述两种指标而言过于敏感,因而可能存在过分夸大了丰枯程度的情况^[44]。SRI 指标计算简单且能较为准确地反映流域径流丰枯状况;EOF 和 SVD 方法则是研究地理要素空间分布特征的常用方法。因此,选用 SRI 与 EOF、SVD 耦合方法能较为准确地描述黄河上游径流丰枯的空间分布特征及与气象因子的空间联系。

4.2 影响 SRI 空间分布的原因探讨

4.2.1 气象因素

气象因素对黄河上游径流丰枯的空间分布有重要影响,降水是影响径流丰枯分布最关键的气象因子。除降水外,气温和积雪与 SRI 的季节最大相关系数均大于年尺度的相关系数,说明气温和积雪对径流丰枯分布的影响时间尺度较短,仅在某个季节具有显著的影响;而降水对径流丰枯分布的影响既有短期的时间尺度上的显著影响,又由于其具有一定的时滞效应和累积效应使其在较长时间尺度上也有较大作用。结合 SRI 分布特征及其与气象因子的关系,可探究影响黄河上游径流丰枯分布特征的气象驱动机制。在全球气候变暖背景下^[45],青藏高原年平均温度从 20 世纪 80 年代中期开始呈持续上升趋势^[46],与本研究图 7(b)、图 9(b)时间序列趋势一致。青藏高原北部由于受到纬度及反照率的影响对温度变化响应更加敏感(图 6(e)),与徐国昌等^[47]研究结果一致,该区域气温的变化不仅影响了黄河流域源头春季融雪水量的变化,同时积雪异常会加剧大气的热力状况的变化程度,从而影响该地区大气环流状况^[48-50]。在气温较高年份,积雪对大气的冷却作用减弱导致了高原大气热源进一步加强,这不仅引导了印度季风向高原内部的延伸,也使得东亚夏季风越过高山山脉及地形阻挡,给青藏高原东北侧的黄河上游带来更多的降水,出现区域一

致性水量偏丰的情况^[51]。而一般年份,来自太平洋的湿润水汽难以到达青藏高原内陆和北部,且青藏高原东北部位于气流上升运动的下沉补偿区^[52-54],下沉气流较干燥,此时区域降水较少,故黄河上游出现一致性水量偏枯的情况。

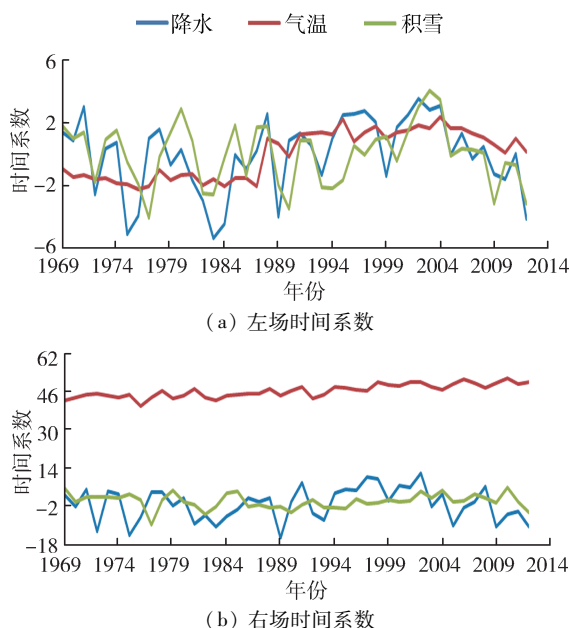


图9 季节尺度相关系数空间分布模态的时间系数

Fig. 9 Time coefficient of seasonal scale correlation coefficient spatial distribution mode

4.2.2 人类活动

兰州以上黄河流域的人类活动影响主要在于梯级水库的运用,尤其是多年调节水库——龙羊峡水库和年调节水库——刘家峡水库的影响。唐乃亥站上游由于人类活动影响较小,其实测径流可近似地认为是天然径流。唐乃亥站和贵德站之间没有大的支流汇入,且人类引用水也较少,故理论上如果没有龙羊峡水库的调节,唐乃亥站和贵德站的空间分布模态应该相似,而图 2(b)结果显示,黄河流域上游具有两个变化中心,即唐乃亥—玛曲—吉迈和贵德—循化—小川—兰州,唐乃亥站和贵德站的径流变化特征相差较大,两者的差异可以认为是龙羊峡水库调节引起的。且这一空间分布模态在 1986 年后表现更加显著,正好与 1986 年龙羊峡水库蓄水时间点一致,使得 1986 年后出现东北—西南两极分化的反位相空间分布模态,流域东北、西南区径流丰枯转变也变得频繁。这表明人类活动对黄河上游径流丰枯的空间分布存在影响。

5 结论

a. 黄河上游径流丰枯的空间分布有两种典型的分布模态,一种是全区一致性分布模态,一种是东北—西南两级分化的反位相分布模态。以一致性分

布模态为主,在 20 世纪 90 年代最典型,且夏季、秋季更容易出现全流域的多年径流量偏丰或偏枯的情形。

b. 黄河上游径流丰枯的空间分布是受多因素影响的复杂过程,气象因子和人类活动的综合作用是其变化的根本成因。一致性分布模态主要受气象因子的影响,两级化分布模态受人类活动的影响较大。

c. 影响黄河上游径流丰枯变化的气象因子中,降水是主要因子,降水的变化对径流丰枯变化具有较大的持续性影响,而气温、积雪的季节性影响较明显。影响黄河上游径流丰枯变化的人类活动因子中,水库的调节是主要因子。

d. 不同气象因子影响黄河上游径流丰枯变化的关键区不同,青藏高原东北部的降水、东部的积雪及北部的气温对黄河上游径流丰枯变化具有显著影响,且春、夏季降水和气温的关键区会扩大,积雪的关键区会转移。

参考文献:

- [1] 尹正杰,黄薇,陈进. 水库径流调节对水文干旱的影响分析[J]. 水文,2009,29(2):41-44. (YIN Zhengjie, HUANG Wei, CHEN Jin. Impacts of reservoir flow regulation on hydrologic drought[J]. Journal of China Hydrology,2009,29(2):41-44. (in Chinese))
- [2] 胡彩虹,王金星,王艺璇,等. 水文干旱指标研究进展综述[J]. 人民长江,2013,44(7):11-15. (HU Caihong, WANG Jinxing, WANG Yixuan, et al. Review on research of hydrological drought index[J]. Yangtze River,2013,44(7):11-15. (in Chinese))
- [3] 耿鸿江,沈必成. 水文干旱的定义及其意义[J]. 干旱地区农业研究,1992(4):91-94. (GENG Hongjiang, SHEN Bicheng. The definition and significance of hydrology and drought[J]. Agricultural Research in the Arid Areas,1992(4):91-94. (in Chinese))
- [4] HE Zhonghua, LIANG Hong, YANG Chaohui, et al. Temporal-spatial evolution of the hydrologic drought characteristics of the karst drainage basins in south China[J]. International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation,2018,64:22-30.
- [5] 张俊,陈桂亚,杨文发. 国内外干旱研究进展综述[J]. 人民长江,2011,42(10):65-69. (ZHANG Jun, CHEN Guiya, YANG Wenfa. Summary of advancement of drought study at home and abroad[J]. Yangtze River,2011,42(10):65-69. (in Chinese))
- [6] 袁旭琦,赵雪花. 基于年径流的水文干旱指标研究[J]. 中国农村水利水电,2014(9):115-117. (YUAN Xuqi, ZHAO Xuehua. Hydrological drought index based on annual runoff[J]. China Rural Water and Hydropower,

2014(9):115-117. (in Chinese))

- [7] ZHANG Hongbo, SINGH V, ZHANG Qiang, et al. Variation in ecological flow regimes and their response to dams in the upper Yellow River Basin[J]. Environmental Earth Sciences,2016,75(11):1-16.
- [8] 李振朝,韦志刚,吕世华,等. 南水北调西线一期工程引水区和黄河上游区域气候特征分析[J]. 冰川冻土,2006(2):149-156. (LI Zhenchao, WEI Zhigang, LYU Shihua, et al. Analyses of the climatic characteristics in the water diversion areas of the western route project of south-north water diversion and the upstream areas of Yellow River[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2006,28(2):149-156. (in Chinese))
- [9] 胡启玲,董增川,杨雁飞,等. 基于联系数的水资源承载力状态评价模型[J]. 河海大学学报(自然科学版),2019,47(5):425-432. (HU Qiling, DONG Zengchuan, YANG Yanfei, et al. State evaluation model of water resources carrying capacity based on connection number [J]. Journal of Hohai University (Natural Sciences), 2019,47(5):425-432. (in Chinese))
- [10] 赵娜娜,王贺年,张贝贝,等. 若尔盖湿地流域径流变化及其对气候变化的响应[J]. 水资源保护,2019,35(5):40-47. (ZHAO Nana, WANG Henian, ZHANG Beibei, et al. Runoff variation in Zoige Wetland Basin and its response to climate change [J]. Water Resources Protection,2019,35(5):40-47. (in Chinese))
- [11] 刘月兰. 黄河枯水和断流对下游河道冲淤及防洪的影响[J]. 人民黄河,1997(8):9-13. (LIU Yuelan. The influence of low water and dry flow of the Yellow River on erosion and deposition and flood control of the lower river [J]. Yellow River,1997(8):9-13. (in Chinese))
- [12] 黎铭,张会兰,孟铖铖. 黄河皇甫川流域水沙关系特性及关键驱动因素[J]. 水利水电科技进展,2019,39(5):27-35. (LI Ming, ZHANG Huilan, MENG Chengcheng. Study on characteristics of water-sediment relationship and key influencing factors in Huangfuchuan Watershed of Yellow River[J]. Advances in Science and Technology of Water Resources,2019,39(5):27-35. (in Chinese))
- [13] 刘建华,黄亮朝. 黄河下游水资源利用与高质量发展关联评估[J]. 水资源保护,2020,36(5):24-30. (LIU Jianhua, HUANG Liangchao. Evaluation of correlation between water resources utilization and high-quality development in the lower reaches of the Yellow River [J]. Water Resources Protection,2020,36(5):24-30. (in Chinese))
- [14] 孔波,樊晶晶,黄强. 北洛河流域分期径流变异诊断及成因分析[J]. 水资源保护,2019,35(6):52-57. (KONG Bo, FAN Jingjing, HUANG Qiang. Diagnosis of runoff variation in different periods in Beiluo River Basin and its causes analysis [J]. Water Resources Protection, 2019,35(6):52-57. (in Chinese))

- [15] 王慧亮,申言霞,李卓成,等. 基于能值理论的黄河流域水资源生态经济系统可持续性评价[J]. 水资源保护, 2020,36(6):12-17. (WANG Huiliang, SHEN Yanxia, LI Zhuocheng, et al. Sustainability assessment of water resources ecological-economic system in the Yellow River Basin based on emergy theory [J]. Water Resources Protection, 2020,36(6):12-17. (in Chinese))
- [16] 王利朵,齐春三,曹升乐,等. 山东省当地典型降水与黄河来水丰枯遭遇分析[J]. 水资源与水工程学报, 2016, 27(6):49-53. (WANG Liduo, QI Chunsan, CAO Shengle, et al. Study of the wetness-dryness encountering of local typical precipitation of Shandong Province and runoff of the Yellow River [J]. Water Resources and Power, 2016,27(6):49-53. (in Chinese))
- [17] 纪仁卿. 鲁北地区降水与黄河来水丰枯机遇规律分析[J]. 海河水利, 1991(6):31-32. (JI Renqing. Prediction of North Shandong Region and analysis of the law of the Yellow River's high and low incoming water [J]. Haihe Water Resources, 1991(6):31-32. (in Chinese))
- [18] 李紫群,孙慧兰,周洪华,等. 基于雪岭云杉树轮的阿克苏河干流冬季径流重建[J]. 水资源保护, 2020, 36(5):65-70. (LI Ziqun, SUN Huilan, ZHOU Honghua, et al. Reconstruction of Aksu River main stream winter runoff based on tree ring chronology of Picea schrenkiana [J]. Water Resources Protection, 2020, 36(5):65-70. (in Chinese))
- [19] 蓝永超,马全杰,康尔泗,等. ENSO 循环与黄河上游径流的丰枯[J]. 中国沙漠, 2002(3):61-65. (LAN Yongchao, MA Quanjie, KANG Ersi, et al. Relationship between ENSO cycle and abundant or low runoff in the upper Yellow River [J]. Journal of Desert Research, 2002(3):61-65. (in Chinese))
- [20] 张越,付永锋,侯保俭. 黄河源区径流量演变成因分析[J]. 人民黄河, 2013,35(8):22-24. (ZHANG Yue, FU Yongfeng, HOU Baojian. Analysis of the causes for runoff evolution in the Yellow River Source Region [J]. Yellow River, 2013,35(8):22-24. (in Chinese))
- [21] 李敏,李建柱,冯平,等. 变化环境下时变标准化径流指数的构建与应用[J]. 水利学报, 2018,49(11):1386-1395. (LI Min, LI Jianzhu, FENG Ping, et al. Construction of time-dependent drought index under changing environment and its application [J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2018,49(11):1386-1395. (in Chinese))
- [22] KEYANTASH J, DRACUP J A. The quantification of drought: an evaluation of drought indices [J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 2002, 83(8):1167-1180.
- [23] SHUKLA S, WOOD A W. Use of a standardized runoff index for characterizing hydrologic drought [J]. Geophysical Research Letters, 2008,35(2):L02405.
- [24] LORENZ E N. Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction [J]. Journal of Meteorological Research, 2006,28(2):155-159.
- [25] LUDWIG F L, HOREL J, WHITEMAN C D. Using EOF analysis to identify important surface wind patterns in mountain valleys [J]. Journal of Applied Meteorology, 2004,43(7):969-983.
- [26] NORTH G R, WU Q. Detecting climate signals using space-time EOFs [J]. Journal of Climate, 2001, 14(8):1839-1863.
- [27] WALLACE J M, SMITH C, BRETHERTON C S. Singular value decomposition of wintertime sea surface temperature and 500 mb height anomalies [J]. Journal of Climate, 1992,5(6):561-576.
- [28] ZHE Yuan, YAN Denghua, YANG Zhiyong, et al. Attribution assessment and projection of natural runoff change in the Yellow River Basin of China [J]. Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change, 2018,23(1):27-49.
- [29] ZHANG Yuan, YANG Zhifeng, WANG Xiqin. Methodology to determine regional water demand for instream flow and its application in the Yellow River Basin [J]. Journal of Environmental Sciences (China), 2006, 18(5):1031-1039.
- [30] CHEN Yao, QIAN Hui. Variation in runoff series regimes and the impacts of human activities in the upper Yellow River Basin [J]. Polish Journal of Environmental Studies, 2019,28(3):1071-1082.
- [31] HUANG Qiang, ZHAO Xuehua. Factors affecting runoff change in the upper reaches of the Yellow River [J]. Progress in Natural Science, 2004,14(9):811-816.
- [32] MOLNAR P, ENGLAND P, MARTINOD J. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian monsoon [J]. Reviews of Geophysics, 1993, 31(4):357-396.
- [33] LAN Y C, DING Y J, KANG E, et al. The relationship between ENSO cycle and high and lowflow in the upper Yellow River [J]. Acta Geographica Sinica, 2003,13(1):105-111.
- [34] 孙鹏,孙玉燕,姚蕊,等. 基于标准化径流指数的水文干旱特征分析:以塔里木河为例[J]. 北京师范大学学报(自然科学版), 2018,54(2):261-268. (SUN Peng, SUN Yuyan, YAO Rui, et al. Analysis on hydrological drought characteristics based on standardized runoff index: a case study in the Tarim River Basin [J]. Journal of Beijing Normal University (Natural Science), 2018,54(2):261-268. (in Chinese))
- [35] 赵茹欣,赵雪花. 基于标准径流指数法的汾河上游水文干旱等级划分研究[J]. 水电能源科学, 2014,32(9):11-14. (ZHAO Ruxin, ZHAO Xuehua. Dividing hydrologic drought degree of upstream of Fenhe River based on standardized runoff index [J]. Water Resources and Power, 2014,32(9):11-14. (in Chinese))

- [36] BJORNSSON H, VENEGAS S. A manual for EOF and SVD analysis of climate data[J]. CCGCR Report, 1997, 97(1):112-134.
- [37] PROHASKA J T. A technique for analyzing the linear relationships between two meteorological fields [J]. Monthly Weather Review, 1976, 104(11):1345-1353.
- [38] 周帅, 王义民, 畅建霞, 等. 黄河流域干旱时空演变的空间格局研究[J]. 水利学报, 2019, 50(10):1231-1241. (ZHOU Shuai, WANG Yimin, CHANG Jianxia, et al. Research on spatio-temporal evolution of drought patterns in the Yellow River Basin [J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2019, 50(10):1231-1241. (in Chinese))
- [39] 牛亚婷, 王素芬. 基于SPI的黄河流域干旱时空特征分析[J]. 灌溉排水学报, 2015, 34(4):85-90. (NIU Yating, WANG Sufen. Temporal and spatial characteristics of drought based on standardized precipitation index in the Yellow River Basin [J]. Journal of Irrigation and Drainage, 2015, 34(4):85-90. (in Chinese))
- [40] WANG F, WANG Z M, YANG H B, et al. Copula-based drought analysis using standardized precipitation evapotranspiration index: a case study in the Yellow River Basin, China[J]. Water, 2019, 11(6):1-20.
- [41] HUANG S Z, HUANG Q, CHANG J X, et al. Drought structure based on a nonparametric multivariate standardized drought index across the Yellow River Basin, China[J]. Journal of Hydrology, 2015(530):127-136.
- [42] 余敦先, 夏军, 杜鸿, 等. 黄河流域极端干旱的时空演变特征及多变量统计模型研究[J]. 应用基础与工程科学学报, 2012, 20(增刊1):15-29. (SHE Dunxian, XIA Jun, DU Hong, et al. Spatio-temporal analysis and multi-variable statistical models of extreme drought events in Yellow River Basin, China[J]. Journal of Basic Science and Engineering, 2012, 20(Sup1):15-29. (in Chinese))
- [43] 刘勤, 严昌荣, 何文清. 黄河流域干旱时空变化特征及其气候要素敏感性分析[J]. 中国农业气象, 2016, 37(6):623-632. (LIU Qin, YAN Changrong, HE Wenqing. Drought variation and its sensitivity coefficients to climatic factors in the Yellow River Basin[J]. Chinese Journal of Agrometeorology, 2016, 37(6):623-632. (in Chinese))
- [44] 鞠笑生, 杨贤为, 陈丽娟, 等. 我国单站旱涝指标确定和区域旱涝级别划分的研究[J]. 应用气象学报, 1997(1):27-34. (GU Xiaosheng, YANG Xianwei, CHEN Lijuan, et al. Study on the determination of single station drought and flood index and regional drought and flood level division in China [J]. Journal of Applied Meteorological Science, 1997(1):27-34. (in Chinese))
- [45] 王绍武, 叶瑾琳. 近百年全球气候变暖的分析[J]. 大气科学, 1995, 19(5):545-553. (WANG Shaowu, YE Jinlin. Analysis of global warming in the past century[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 1995, 19(5):545-553. (in Chinese))
- [46] 龚道溢, 朱锦红, 王绍武. 西伯利亚高压对亚洲大陆的气候影响分析[J]. 高原气象, 2002, 21(1):8-14. (GONG Daoyi, ZHU Jinhong, WANG Shaowu. The influence of Siberian High on large-scale climate over continental Asia[J]. Plateau Meteorology, 2002, 21(1):8-14. (in Chinese))
- [47] 徐国昌, 李栋梁, 陈丽萍. 青藏高原地面加热场强度的气候特征[J]. 高原气象, 1990, 9(1):32-43. (XU Guochang, LI Dongliang, CHEN Liping. Climate characteristics of surface heating field intensity in Qinghai-Tibet Plateau[J]. Plateau Meteorology, 1990, 9(1):32-43. (in Chinese))
- [48] 李培基. 青藏高原积雪对全球变暖的响应[J]. 地理学报, 1996, 51(3):260-265. (LI Peiji. The response of Tibetan Plateau snow cover to global warming[J]. Acta Geographica, 1996, 51(3):260-265. (in Chinese))
- [49] 朱玉祥, 丁一汇, 徐怀刚. 青藏高原大气热源和冬春积雪与中国东部降水的年代际变化关系[J]. 气象学报, 2007, 65(6):946-958. (ZHU Yuxiang, DING Yihui, XU Huaigang. The decadal relationship between atmospheric heat source of winter and spring snow over Tibetan Plateau and rainfall in east China[J]. Acta Meteorologica Sinica, 2007, 65(6):946-985. (in Chinese))
- [50] 姜琪, 罗斯琼, 文小航, 等. 1961—2014年青藏高原积雪时空特征及其影响因子[J]. 高原气象, 2020, 39(1):24-36. (JIANG Qi, LUO Siqiong, WEN Xiaohang, et al. Spatial-temporal characteristics of snow and influence factors in the Qinghai-Tibetan Plateau from 1961 to 2014 [J]. Plateau Meteorology, 2020, 39(1):24-36. (in Chinese))
- [51] 丁一汇, 司东, 柳艳菊, 等. 论东亚夏季风的特征、驱动力与年代际变化[J]. 大气科学, 2018, 42(3):533-558. (DING Yihui, SI Dong, LIU Yanju, et al. On the characteristics, driving forces and inter-decadal variability of the east Asian summer monsoon [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 2018, 42(3):533-558. (in Chinese))
- [52] 许健明, 郑新江, 徐欢, 等. GMS-5水汽图象所揭示的青藏高原地区对流层上部水汽分布特征[J]. 应用气象学报, 1996, 7(2):246-251. (XU Jianming, ZHENG Xinjiang, XU Huan, et al. Upper tropospheric moisture distribution over the Tibetan Plateau as revealed from GMS-5 water vapour images [J]. Journal of Applied Meteorological Science, 1996, 7(2):246-251. (in Chinese))
- [53] 叶笃正, 高由禧. 青藏高原气象学[M]. 北京: 科学出版社, 1979.
- [54] 白虎志, 谢金南. 青藏高原季风对西北降水影响的相关分析[J]. 干旱气象, 2000, 18(2):10-12. (BAI Huzhi, XIE Jinnan. Analysis on the correlation between Qinghai-Xizang Plateau monsoon and precipitation in the NW China[J]. Journal of Arid Meteorology, 2000, 18(2):10-12. (in Chinese))

(收稿日期:2020-09-23 编辑:王 芳)