

滹沱河山区径流多尺度变化规律及影响因素研究

常玉儒^{1,2}, 刘夏¹, 赵小宁³, 沈彦军^{1,2}

(1. 中国科学院遗传与发育生物学研究所农业资源研究中心, 中国科学院农业水资源重点实验室, 河北省节水农业重点实验室, 河北 石家庄 050021; 2. 中国科学院大学, 北京 100049; 3. 河北省石家庄水文勘测研究中心, 河北 平山 050051)

摘要: 径流是反映流域气候及地理环境变化的重要指标, 辨析其多尺度变化特征及影响因素, 对于认识气候变化背景下流域水文情势变化规律及维护水资源安全具有重要意义。以滹沱河山区小觉流域和冶河流域为例, 结合水文和气象数据, 应用 Mann-Kendall 趋势分析、突变检验及 Morlet 小波函数等方法, 分析两流域 1960—2018 年径流深趋势、突变、周期等多尺度变化特征, 并利用相关分析与随机森林模型揭示了气温、降水、潜在蒸散发、叶面积指数对不同时段(汛期、非汛期)月径流深变化的相对重要性。研究表明: 1960—2018 年多年平均尺度上, 冶河流域径流深(69.34 mm)大于小觉流域(39.07 mm), 两流域年径流深均呈显著下降趋势, 且冶河流域的下降速率(13.0 mm/10a)大于小觉流域的下降速率(8.7 mm/10a); 在月和季节尺度上, 两流域径流深也呈现显著下降趋势, 尤其在夏季时段径流深下降趋势最快。小觉流域和冶河流域径流深分别在 1981 和 1979 年发生突变, 且突变后径流深下降速率较突变前有所减缓, 同时极端流量出现频率减少, 其中 8 月份流量减小幅度最大。小觉流域的径流深主周期分别为 15、8 和 5 a, 冶河流域的径流深主周期分别为 16、10 和 5 a, 在第一主周期的时间尺度上都存在 5 个丰枯变化周期。对汛期和全年时段进行相关分析和随机森林模型的结果表明, 降水是影响流域径流长期变化的主导因子, 尤其在汛期时段; 在非汛期, 叶面积指数是影响径流变化的重要因素。

关键词: 径流深; 随机森林模型; 影响因素; 小觉流域; 冶河流域; 滹沱河山区

中图分类号: P333

文献标识码: A

文章编号: 1672-643X(2023)02-0059-12

Multi-scale analysis of runoff variability and its influencing factors in the mountainous Hutuo River Basin

CHANG Yuru^{1,2}, LIU Xia¹, ZHAO Xiaoning³, SHEN Yanjun^{1,2}

(1. Hebei Key Laboratory of Water-saving Agriculture, Key Laboratory of Agricultural Water Resources of CAS, Center for Agricultural Resources Research, Institute of Genetics and Developmental Biology, Chinese Academy of Sciences, Shijiazhuang 050021, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. Shijiazhuang Hydrological Survey and Research Center, Pingshan 050051, China)

Abstract: Runoff is an important index which can reflect the climate and geographical environment change in a basin, analyzing its multi-scale variability and influencing factors is of great significance for the understanding of hydrological changes and the protection of water resources security under the background of climate change. The Xiaojue River Sub-basin (XJ) and Ye River Sub-basin (YR) in the mountainous Hutuo River Basin were selected to study the multi-scale runoff variability of tendencies, abrupt changes and periods using M-K trend test, abrupt change test and Morlet wavelet analysis based on the monitored hydrological and meteorological data. Meanwhile, the relative importance of driving forces (temperature, precipitation, potential evapotranspiration and leaf area index) at different periods (flood season and non-flood season) on monthly runoff changes were revealed by correlation analysis and random forest model. Results showed that from 1960 to 2018, the annual average runoff depth of the two sub-ba-

收稿日期: 2022-08-15; 修回日期: 2022-11-15

基金项目: 河北省创新研究群体项目(D2021503001), 中国科学院“人才计划”项目

作者简介: 常玉儒(1998—), 女, 河北石家庄人, 硕士研究生, 主要研究方向为流域水文模拟。

通讯作者: 沈彦军(1986—), 男, 内蒙古正镶白旗人, 博士, 研究员, 主要研究方向为流域生态水文模拟与水环境管理。

sins showed a significantly decreasing trend, but the mean annual runoff depth of the YR (69.34 mm) was greater than that of the XJ (39.07 mm), which decreased at a rate of 13.0 mm/10a and 8.7 mm/10a, respectively; the monthly and seasonal runoff depth also decreased significantly, especially in summer. An abrupt change was observed in 1981 and 1979 in the XJ and YR, respectively, after the abrupt change the decrease rate of the runoff depth slowed down, and the frequency of extreme runoff decreased, with the largest decline of runoff spotted in August. The main periods of runoff depth were 15, 8, 5 a in the XJ and 16, 10, 5 a in the YR. Additionally, there were five periods of dry and wet at the timescale of the first principal period. The results of the correlation analysis and random forest model indicated that precipitation was the dominant factor affecting the long-term runoff changes, especially in the flood season, whereas leaf area index was another important factor affecting the runoff changes in the non-flood season.

Key words: runoff depth; random forest model; influencing factor; the Xiaojue River Basin; the Ye River Basin; the mountainous Hutuo River Basin

1 研究背景

水循环是全球气候变化研究的核心内容之一^[1-2]。而径流作为水循环和水量平衡的重要组成部分,其变化对流域生态系统的植被、水循环及生态环境过程有着重要的影响。因自然因素与人类活动引起的气候与植被变化显著改变了河川径流的情势:一方面,全球气候变化改变了水循环中降水、地表径流、蒸发和其他水文变量之间的联系,导致部分区域极端气候、水文事件频发^[3-5];另一方面,人类生产活动通过改变下垫面,直接或间接影响了流域产汇流过程,地表径流开始呈现非平稳特征或干旱化趋势^[6-9],对水资源可持续利用造成不利影响。因此,径流变化规律及归因分析研究也成为生态水文和水资源领域研究的热点^[10]。

国内外很多学者对全球或者区域尺度的径流变化趋势、变异性及归因进行了研究。Berghuijs等^[11]发现,在全球尺度上,径流对降水变化最敏感,尤其在干旱地区响应更加明显;Luo等^[12]发现,在全球相对干旱的地区,径流对植被变化的敏感性更高,甚至超过了径流对气候的敏感性。在气候变化与人类活动的背景下,我国各大流域河川径流也均呈减少趋势,尤其在北方地区更明显,径流对各气候因子变化的敏感程度也更高^[13-14]。海河是受人类活动影响最显著的河流,20世纪70年代以后的径流深较之前减少了30%~70%^[15],给区域的水资源管理带了严峻挑战。因此,科学分析径流深变化特征并识别其影响因素对区域水资源管理至关重要。

滹沱河是海河水系子牙河流域上游支流之一,地处华北平原与山西高原相接地区,跨晋、冀两省,是华北平原主要的产水区之一。近年来,滹沱河流

域径流深呈显著下降趋势,水资源问题日益突出;入境水量和产水量趋于减少且年内径流波动大,农业灌溉用水显著增加,流域整体有干旱化趋势,对保障中下游地区的水资源安全构成严重威胁^[16]。多年来,许多学者针对该流域水资源问题进行过研究,取得了不少成果,内容涉及流域径流变化特征、影响因素等问题。苗正伟等^[17]对小觉流域基于SWAT模型和Budyko弹性系数法的研究结果表明,气候变化对径流减少的贡献率在50%~80%,是径流量减少的主要驱动力;Xu等^[18]基于Budyko弹性系数法对海河的研究结果表明,人类活动引起的土地覆被变化对径流变化的影响占径流减少量的73%,气候变化影响只占27%;Wang等^[19]对小觉流域基于水文敏感性分析法的研究结果表明,1979年之前降水减少是引起小觉流域径流量减少的主要原因,1979年之后生活用水和工农业用水是引发径流量减少的主要原因;Peng等^[20]、Yang等^[21]对小觉流域基于水文模型和统计学方法的研究结果表明,径流受气候变化的影响更加敏感。由此可见,对同一研究区域,由于研究方法和研究时段的不同,得出的结果有一定差异,且大多数研究只基于年尺度进行流域径流变化归因分析,缺乏对季节和月尺度上更细致地研究。此外,小觉流域和冶河流域汛期和非汛期时段内径流变异性大,两流域50%以上的径流集中在汛期(7—10月),而非汛期时段持续时间长,径流量小;汛期和非汛期径流变化的研究也有助于更深入理解流域径流的变化规律。20世纪90年代以来,随着太行山绿化工程的开展^[22],滹沱河山区流域植被覆盖度总体呈增加趋势^[23-24],在水土保持工程上取得了显著的生态效益。现有研究表明,在植被恢复的背景下,气候和植被变化是径流变化的重要因

素,然而气候与植被对地表径流影响的相对重要性在不同研究区得出的结果并不一致^[25-27]。在过去的十几年间,小觉流域和冶河流域的下垫面状况经历了巨大的变化,因此,其植被变化对径流的影响也需更细致的研究。

因此,本研究在流域气候和植被变化的背景下,选取滹沱河中上游流域,系统分析了1960—2018年流域地表径流深变化趋势、突变、周期特征,并定性分析了全年、汛期和非汛期时间段径流深的各影响因素及其相对重要性。研究结果可为区域径流变化归因研究提供新思路,并为区域水资源合理开发利用提供科学参考。

2 数据来源与研究方法

2.1 研究区概况

滹沱河发源于山西省繁峙县泰戏山孤山村一带,是海河流域子牙河的重要支流之一。滹沱河流域内发育有冶河、阳武河、牧马河、清水河等多条支流,自河流上游至下游流经了盆地、山地、丘陵、平原4种地貌类型,分别约占流域总面积的20%、50%、10%、20%^[28]。根据流域地形地貌特点将滹沱河流域划分为上游、中游、下游3个区域,上游段为小觉水文站以上广大集水区,支流密集,集水能力强。小觉水文站至黄壁庄水库为中游段,主要流经丘陵区,水流湍急,地势落差大,发育有最大的支流——冶河。滹沱河山区流域主要指源头至黄壁庄水库之间区域,山区流域决定了黄壁庄水库及岗南水库的水资源量,对下游平原区的生活及农业供水、防洪等至关重要^[28]。本文选取滹沱河山区的典型流域——小觉流域和冶河流域为研究区,流域界线分别由小觉水文站和平山水文站控制,地理范围为37.28°N~39.42°N和112.24°E~114.41°E,面积分别为14 000和6 420 km²,海拔在56~3 059 m之间。研究区流域概况及气象、水文站点分布见图1。

滹沱河流域属温带大陆性季风气候,夏季高温多雨,冬季寒冷干燥,多年平均降水量为525 mm,最大年降水量为1 462 mm,最小年降水量为183 mm,70%的降水和50%~60%的地表径流深集中在汛期(7—10月),多年平均气温为12.8℃,极端最高气温为42.8℃,最低气温为-17.9℃^[29-30]。流域土壤类型以黄土和棕壤为主,山区和丘陵的母岩类型主要为片麻岩、砂岩和石灰岩等,主要土地利用类型为林地、草地和耕地,其中,林地主要包括落叶阔叶林、针叶林和灌木等,作物类型主要是冬小麦和夏玉米^[16]。

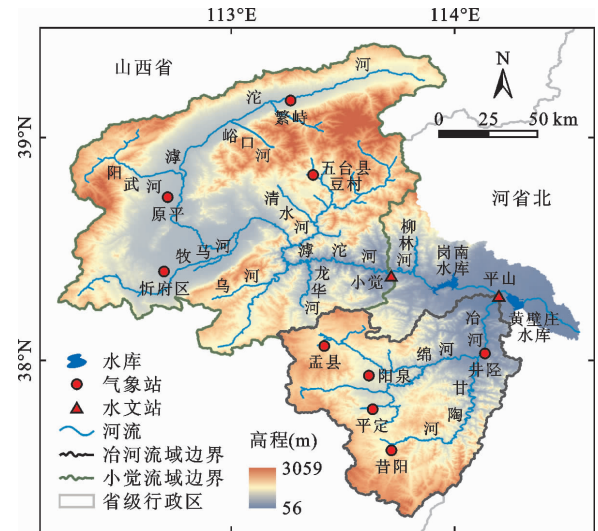


图1 小觉流域和冶河流域概况及气象、水文站点分布

2.2 数据来源

小觉水文站和平山水文站1960—2018年逐月地表径流数据来源于《海河水文年鉴》。冶河流域气象数据采用井陘、孟县、阳泉、平定、昔阳等5个气象站的逐月降水、气温等数据;小觉流域气象数据采用繁峙、五台县豆村、忻府区、原平等4个气象站的逐月降水、气温等数据,气象数据来源于中国地面气候资料日值数据集(<http://data.cma.cn/>),流域面降水量及气温由多个气象站数据采用泰森多边形加权平均计算得到其平均值;叶面积指数(leaf area index, LAI)采用1982—2018年AVHRR影像数据(<http://www.glass.umd.edu>),空间分辨率为0.05°×0.05°,数字高程模型(digital elevation model, DEM)采用SRTM90数据(<http://www.gscloud.cn/>),用于提取流域边界和地形信息。

2.3 研究方法

(1) Mann-Kendall趋势及突变分析。Mann-Kendall检验方法(简称M-K法)^[31-32]是国际气象组织推荐的非参数检验方法,用于诊断数据序列变化趋势特征及突变点。该方法计算简便,不需要遵从一定的分布特征,也不受异常值的干扰,被广泛应用于水文气象数据的分析中。

(2) Morlet小波函数周期分析。小波变换^[33-37]能够反映径流、降水和气温等水文气象序列的多尺度变化特征。采用Morlet连续复小波变换来计算小觉流域和冶河流域径流深的小波实部系数值、小波方差值,进而分析流域的周期变化特征, Morlet小波函数如下所示:

$$\psi(t) = e^{i\omega t} e^{-\frac{t^2}{2}} \quad (1)$$

式中: $\psi(t)$ 为基小波; t 为时间变量; c 为常数; i 为虚部。在基小波函数的基础上进行时间平移和尺度收缩,并在不同时间尺度下对信号做内积,得到小波系数,小波方差是小波实部系数的平方值在时间域上的积分。

小波实部系数等值线图能反映径流序列在不同时间尺度上的周期变化情况及丰-枯分布;小波方差图反映在不同的时间尺度下能量波动的分布也不同;主周期趋势图可以反映小波实部系数在不同时间尺度上的丰-枯变化情况。

(3)流量历时曲线。流量历时曲线(flow-duration curve, FDC)^[38-39]定义为在某个时段内大于等于该流量与对应时间之间的相关关系,描述了从小流量到大流量状态下,每段流量频次发生范围内径流的分布特征,广泛应用于灌溉、河流湖泊污染治理及水文情势预报等领域,可表达为:

$$F = P(Q \geq q_i) \quad (2)$$

式中: F 为某一流量的发生频次; P 为概率密度函数; Q 为径流深,mm; q_i 为特定径流深,mm。

(4)径流影响因素相对重要性分析。本研究采用R语言party包中的条件推理决策树构建随机森林模型。根据相关文献和研究区背景,滹沱河山区流域处于太行山区,自1986年以来,通过太行山植被绿化工程采取了一系列的退耕还林、还草措施,绿化面积达 $286 \times 10^4 \text{ hm}^2$,植被已经成为滹沱河山区流域下垫面要素中变化最为显著的变量之一, LAI 又是衡量植被生长状况的重要指标,故挑选 LAI 、气温、降水、潜在蒸散发作为衡量地表径流的相对重要性指标。采用随机森林模型中的变量重要性分析模块,输入数据为1982—2018年流域的径流、气温、降水、潜在蒸散发、 LAI 的月尺度数据。

随机森林模型是一种现代分类与回归技术^[40-41],作为机器学习方法的一种,可以挖掘数据之间的内在联系,在水文学中得到了广泛的应用,如径流的模拟与预测、水位的预测和径流变化归因分析等领域,可以考虑径流与影响因素之间的非线性关系。由多个决策树构成(N_{tree} 为决策树的数目),这些决策树相互独立且采用非线性的处理方法。每一颗决策树在处理过程中对应一个可放回的样本集并不断进行二分裂,计算余留样本的预测均方误差,最终对样本的重要性进行度量。

3 结果与分析

3.1 径流深统计及其变化特征分析

1960—2018年小觉流域和冶河流域月均、季

节、年均径流深统计及变化特征如表1所示。比较两个流域在1960—2018年的多年平均径流深,冶河流域(69.34 mm)大于小觉流域(39.07 mm),并且冶河流域径流深年际变化较大,变异系数为0.83,明显高于小觉流域(0.72)。两个流域的径流深在多年尺度上均呈显著下降趋势($P < 0.01$),小觉流域和冶河流域径流深下降速率分别为8.7和13.0 mm/10a。在月尺度上,除5月份之外,小觉流域其他各月径流深也均呈现显著下降趋势,其中8月份下降趋势最为明显(13.2 mm/10a);冶河流域径流深在4—6月份呈现增加趋势($Z > 0$),其余月份则均呈现下降趋势,其中,3、6和9月份变化趋势并不显著($|Z| < 1.96$)。总体上,不论是季节尺度还是汛期、非汛期尺度,两个流域的径流深均呈下降趋势,小觉流域和冶河流域汛期径流深下降最快,两流域在夏季和汛期时段多年平均下降速率分别为6.1和7.0 mm/10a以及4.8和8.3 mm/10a。从变异系数上来看,在月尺度上两个流域均在7—9月份变异系数较大;从季节尺度上来看,夏季或汛期时段的变异系数最大,可能是夏季为降水集中期,降水对径流的影响强烈所导致。

运用累积距平法计算2个流域1960—2018年的径流深累积距平值,并分别绘制径流深累积距平曲线以反映2个流域径流深变化趋势,如图2所示。由图2可以看出,20世纪80年代之前,2个流域的累积距平曲线明显上升,受极值年影响,小觉流域1980—1996年曲线小幅波动下降,1996年后曲线持续下降;冶河流域1980年后持续下降。

3.2 径流突变分析

采用Mann-Kendall突变分析方法对小觉流域和冶河流域在1960—2018年径流深统计 UF 和 UB 序列进行识别,给定显著性水平 $\alpha = 0.05$,临界值 $U = 1.96$,绘制 UF 和 UB 曲线图如图3所示。若 UF 与 UB 相交且在置信水平 $[-1.96, 1.96]$ 内,则可认为径流序列发生了突变,突变点即为交点。由图3可见,小觉流域年径流深的 UF 曲线下降趋势显著,在1981年与 UB 曲线在0.05置信区间内相交,且通过了显著性水平为0.05的检验,因此小觉流域年径流深在1981年发生突变;冶河流域年径流深的 UF 曲线于1977年之后急剧下降,在1979年与 UB 曲线在0.05置信区间内相交,可知冶河流域年径流深在1979年发生突变。结合图2可以得出,小觉流域突变前后时段年均径流深分别为57.3和28.2 mm,突变后径流深减少了50.8%;冶河流域突变前后时段

年均径流深分别为 106.2 和 51.1 mm, 突变后径流深减少了 51.9%。

表 1 1960—2018 年小觉流域和冶河流域月均、季节、年均径流深统计及变化特征

时段	小觉流域						冶河流域					
	平均值/ mm	标准差	变异 系数	Z 值	斜率	P 值	平均值/ mm	标准差	变异 系数	Z 值	斜率	P 值
1 月	1.83	1.02	0.56	-5.13	-0.20	< 0.01	5.68	3.19	0.56	-5.05	-0.29	< 0.01
2 月	2.00	1.29	0.65	-5.68	-0.28	< 0.01	4.09	2.64	0.65	-3.67	-0.21	< 0.01
3 月	2.45	1.88	0.77	-6.21	-0.43	< 0.01	2.52	1.77	0.70	-1.30	-0.07	< 0.01
4 月	1.45	1.17	0.81	-3.33	-0.17	< 0.01	2.66	2.24	0.84	2.94	0	< 0.01
5 月	1.27	0.86	0.68	-1.02	-0.06	> 0.05	2.31	2.03	0.88	2.40	-0.02	> 0.05
6 月	1.43	0.93	0.65	-2.30	-0.07	< 0.05	2.41	1.44	0.60	0.62	-0.01	< 0.05
7 月	4.45	5.04	1.13	-2.97	-0.45	< 0.05	8.32	13.22	1.59	-2.77	0.05	< 0.05
8 月	10.37	14.08	1.36	-3.36	-1.32	< 0.01	17.90	40.05	2.24	-3.30	-1.48	< 0.01
9 月	5.94	7.51	1.26	-2.30	-0.67	< 0.05	8.24	8.43	1.02	-1.39	-0.39	< 0.05
10 月	3.89	3.31	0.85	-3.10	-0.49	< 0.01	6.27	4.05	0.65	-2.59	-0.21	< 0.01
11 月	2.19	1.49	0.68	-4.24	-0.27	< 0.01	4.64	2.73	0.59	-3.93	-0.22	< 0.01
12 月	2.04	1.15	0.56	-5.15	-0.22	< 0.01	5.11	3.31	0.65	-5.41	-0.30	< 0.01
年均	39.07	28.33	0.72	-4.49	-0.87	< 0.01	69.34	57.59	0.83	-4.05	-1.30	< 0.01
春季	5.17	3.38	0.65	-4.59	-0.22	< 0.01	6.88	4.96	0.72	0.44	-0.03	< 0.01
夏季	16.12	17.39	1.08	-3.66	-0.61	< 0.01	28.68	42.59	1.48	-3.38	-0.48	< 0.01
秋季	12.03	11.33	0.94	-2.85	-0.47	< 0.01	19.29	14.02	0.73	-2.73	-0.28	< 0.01
冬季	5.88	3.05	0.52	-6.25	-0.23	< 0.01	14.85	8.35	0.56	-5.09	-0.27	< 0.01
汛期	24.44	23.95	0.98	-3.31	-0.70	< 0.01	40.63	49.40	1.22	-3.20	-0.83	< 0.01
非汛期	14.67	7.58	0.52	-6.06	-0.21	< 0.01	28.82	14.48	0.50	-4.54	-0.46	< 0.01

注: $Z > 0$ 时为上升趋势, $Z < 0$ 时为下降趋势, $|Z|$ 值大于 1.96 表明在 0.05 水平下变化趋势显著; $P < 0.05$ 表明有统计学差异, $P < 0.01$ 表明有显著的统计学变化。

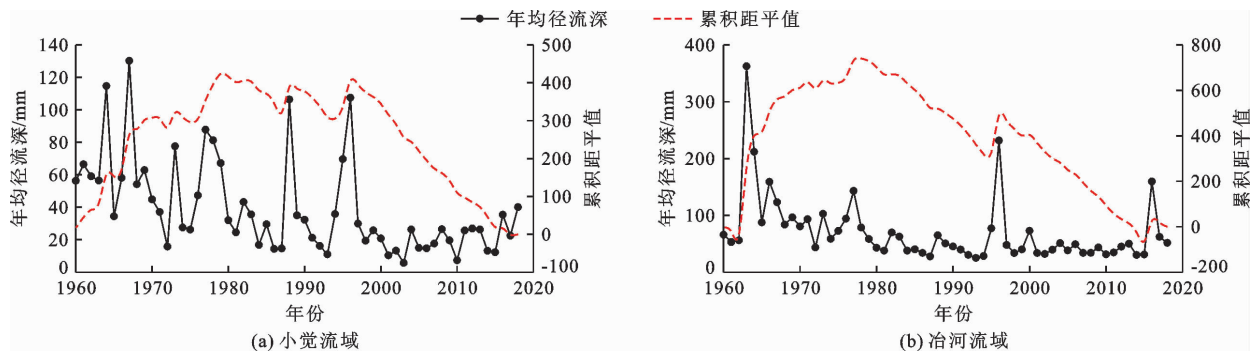


图 2 1960—2018 年小觉流域和冶河流域年均径流深变化趋势

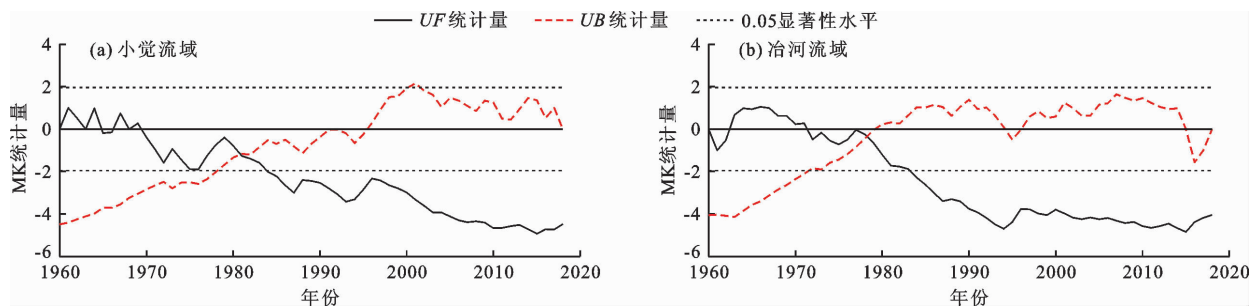
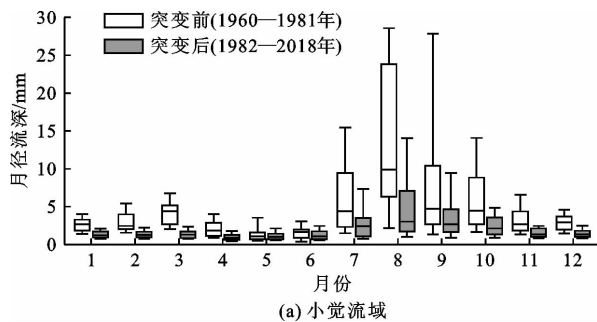


图 3 1960—2018 年小觉流域和冶河流域年均径流深 M - K 突变检验

小觉流域和冶河流域突变前后月径流深变化如图4所示。由图4中突变前后各月多年平均径流深来看,径流深主要集中在7—10月,占全年的50%以上,小觉流域年内径流深分布呈双峰型,出现了3月和8月两个峰值,冶河流域年内峰值出现在8月,但在非汛期时段内,3—6月流量明显小于其他月份。突变前后小觉流域和冶河流域各月流量均有一定程度的减少,8月流量减少程度最大,分别减少了48%和66%。两个流域流量在突变后下降速率有所缓和甚至呈一定的上升趋势,小觉流域的径流深在突变前下降速率为11.0 mm/10a,突变后下降速率为5.0 mm/10a;冶河流域径流深在突变前下降速率为33.5 mm/10a,而突变后径流深呈一定的上升趋势,上升速率为1.7 mm/10a。



小觉流域和冶河流域在研究期内全时段及突变前、后的月均流量历时曲线见图5。由图5(a)可以看出,两个流域全时段的流量历时曲线重合度较高,在0~1%频率范围内,冶河流域的流量明显大于小觉流域,在2%~20%频率范围内,小觉流域流量略大于冶河流域。由图5(b)、5(c)发现,突变后的月均流量历时曲线尤其在0~40%的频率范围内明显下移,表明突变后的流量明显小于突变前的流量。

3.3 径流深变化周期分析

径流周期变化较为复杂,往往存在多个不同尺度的周期,同一时间尺度下,小波系数为正值代表丰水期,负值代表枯水期,零值代表平水期。1960—2018年小觉流域和冶河流域年径流深序列小波系数实部、小波方差和主周期趋势分别见图6、7。

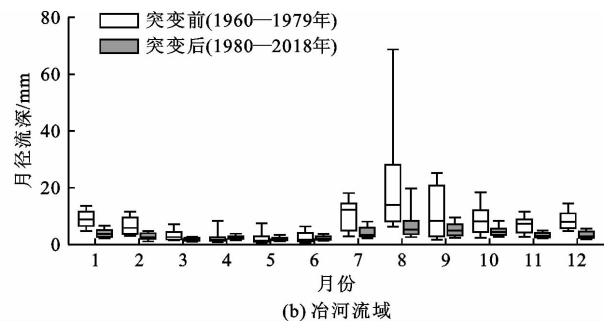


图4 1960—2018年小觉流域和冶河流域径流突变前后月径流深变化

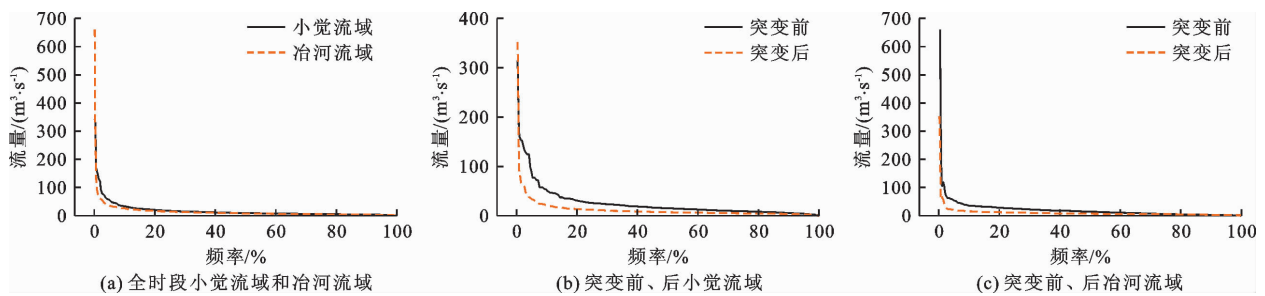


图5 1960—2018年小觉流域和冶河流域不同时段月均流量历时曲线

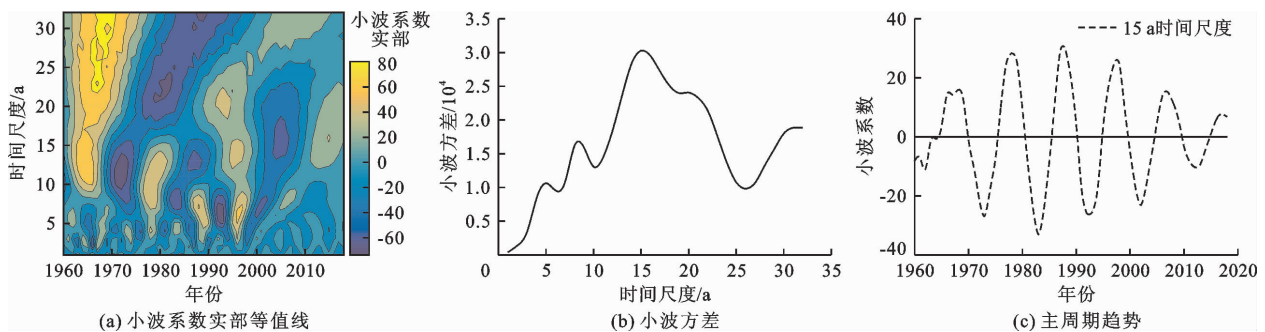


图6 1960—2018年小觉流域年径流深序列小波系数实部、小波方差和主周期趋势

分析图6(a)可知,小觉流域年径流深存在11~23、7~10、3~6 a时间尺度上的枯-丰变化周期,其

中15~20 a的变化周期最为明显,丰水段时间为1964—1970、1976—1981、1986—1990、1995—2000、

2005—2010、2015—2018 年, 枯水段时间为 1960—1963、1971—1975、1982—1985、1991—1994、2001—2004、2010—2014 年, 且 2018 年后实部等值线未闭合, 说明在 2018 年后丰水期还会持续一段时间。从图 6(b) 可以看出, 小波方差存在 3 个明显的峰值,

分别对应着 5、8、15 a, 其中 15 a 的峰值震荡最强, 为第一主周期。图 6(c) 显示, 在 15 a 的时间尺度上小觉流域径流深存在 5 个枯-丰变化周期, 平均每个周期约为 11 a, 对比小波方差图和小波实部等值线图, 可以发现 3 个主周期和时间尺度中心相重合。

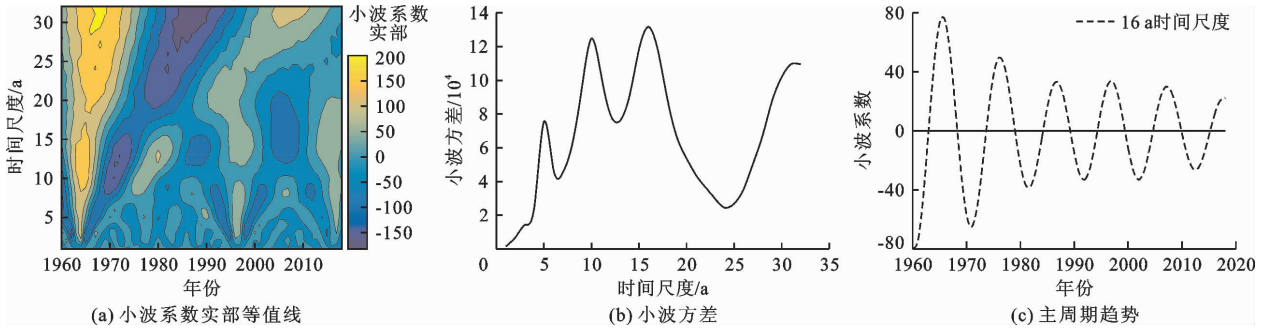


图 7 1960—2018 年治河流域年径流深序列小波系数实部、小波方差和主周期趋势

分析图 7(a) 可知, 治河流域年径流深存在 15 ~ 20、8 ~ 10、3 ~ 6 a 时间尺度的枯-丰变化周期, 其中 15 ~ 20 a 的周期具有全域性, 1963—1969、1974—1979、1985—1989、1995—2000、2005—2010、2015—2018 年为丰水期, 1960—1962、1970—1973、1980—1984、1990—1994、2001—2004、2011—2014 年为枯水期, 而其他尺度周期性较弱。从图 7(b) 可以看出, 小波方差存在 5、10、16 a 3 个明显的峰值, 其中 16 a 为第一主周期。图 7(c) 显示, 在 16 a 的时间尺度上治河流域径流深存在 5 个枯-丰变化周期, 平均震荡周期大约为 10 a。

3.4 径流深影响因素相对重要性分析

3.4.1 径流深影响因素相关性分析 根据 Mann - Kendall 突变检验分析结果, 设定 1981 年为小觉流域径流深突变年份, 1979 年为治河流域径流深突变年份, 由于数据限制, LAI 时间序列为 1982—2018 年。滹沱河山区流域不同时段降水、气温、潜在蒸散发、LAI 的 Mann - Kendall 趋势检验结果见表 2。由表 2 可知, 滹沱河山区流域气温和 LAI 均呈显著上升趋势; 潜在蒸散发呈显著下降趋势, 其中, 非汛期时段的变化趋势较汛期时段更明显; 各时段降水变化趋

势均不明显。

小觉流域突变前和突变后径流深与降水、气温、潜在蒸散发的相关关系见图 8; 径流深与 LAI 的相关关系见图 9, 小觉流域不同时段突变前后相关性 (R^2) 变化见表 3。

综合分析图 8、9 和表 3: 在年际变化上, 年均径流深与降水呈显著的正相关, 与 LAI 不相关, 与潜在蒸散发和气温呈负相关。一方面, 从突变前的相关性上来看, 在全年序列和汛期两个时段中, 通过比较地表径流深与降水、气温、潜在蒸散发和 LAI 的 R^2 值发现, 地表径流深与降水的 R^2 值最高, 为 0.70, 而汛期时段与降水的相关性为 0.76, 又高于全年序列, 由此可见, 降水是影响径流变化的主要气候因素, 但在非汛期时段, 与降水相比, 潜在蒸散发与地表径流深的相关性更强; 另一方面, 通过比较突变前后降水与其他影响因素 R^2 值可知, 突变后全年序列和汛期时段降水与地表径流深的相关性明显降低, 分别从 0.70 和 0.76 减小到 0.23 和 0.31, 表明降水对于径流变化的影响作用有所减弱, 而在非汛期时段, 地表径流深与气温的相关性加强, 气温增高一定程度上会导致径流的减少。

表 2 滹沱河山区流域不同时段降水、气温、潜在蒸散发、LAI 的 Mann - Kendall 趋势检验结果

时段	小觉流域				治河流域			
	降水	气温	潜在蒸散发	LAI	降水	气温	潜在蒸散发	LAI
全年	0.92	5.24	-2.47	5.35	-1.02	4.19	-3.01	5.64
汛期	0.08	3.30	-1.16	3.78	-1.29	2.42	-1.50	3.65
非汛期	1.23	5.64	-2.31	6.24	0.59	4.13	-2.66	5.24

注: $Z > 0$ 时为上升趋势; $Z < 0$ 时为下降趋势; $|Z|$ 值大于 1.96 表明 0.05 水平下变化趋势显著。

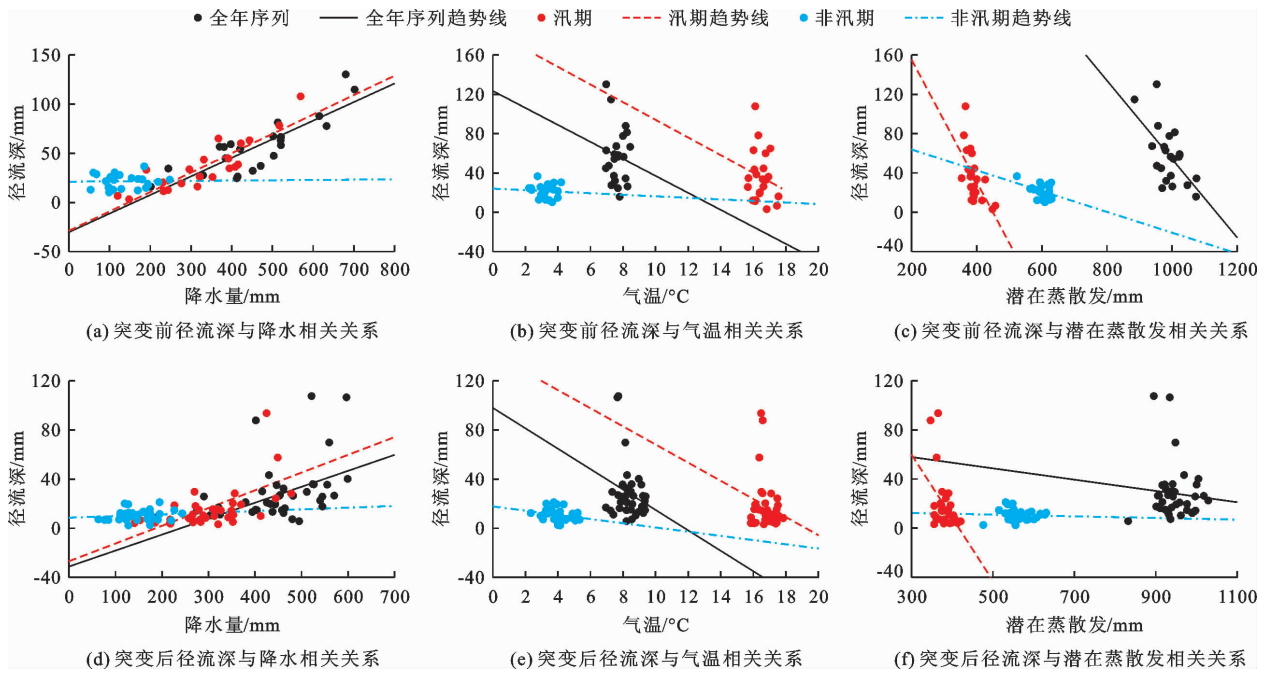


图 8 小觉流域突变前和突变后径流深与降水、气温、潜在蒸散相关关系

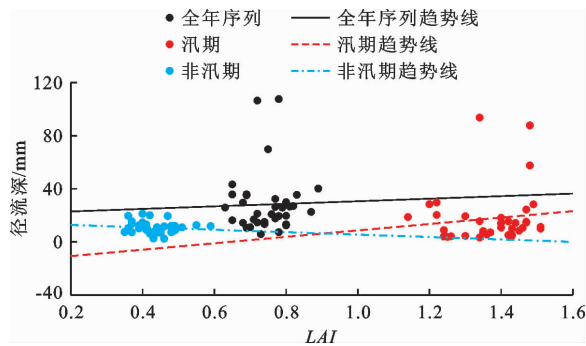


图 9 小觉流域径流深与 LAI 相关关系

冶河流域突变前和突变后径流深与降水、气温、潜在蒸散的相关关系见图 10;径流深与 LAI 的相关关系见图 11,冶河流域不同时段突变前后相关性 (R^2) 变化见表 3。

综合分析图 10、11 和表 3:在突变前和突变后全年序列和汛期时段的地表径流深与降水的相关性最强,表明降水是冶河流域径流变化的主要驱动因子;在非汛期时段,突变前地表径流深与潜在蒸散的 R^2 值最高,为 0.47,而突变后径流深与 LAI 的相关性最强,为 0.142,这一变化可能与植被覆盖面积的扩大导致植被生长对地表径流的控制力增强有关。

3.4.2 基于随机森林模型的影响因素相对重要性分析 径流的形成过程是多种影响因素相互作用的自然现象,主要受气候变化和人类活动两个方面的影响,其中降水是影响流域径流的主要气象因素,降水越多,径流深越大,气温通过蒸发对径流起间接影响作用,植树造林导致的植被变化是人类活动影响径流变化的重要途经之一。

表 3 小觉流域、冶河流域不同时段突变前后相关性 (R^2) 变化

流域	时期	突变前			突变后			
		降水-径流	气温-径流	潜在蒸散-径流	降水-径流	气温-径流	潜在蒸散-径流	LAI-径流
小觉流域	全年序列	0.70	0.03	0.37	0.23	0.06	0.006	0
	汛期	0.76	0.01	0.37	0.31	0.04	0.190	0.013
	非汛期	0	0.003	0.16	0.02	0.09	0.002	0.080
冶河流域	全年序列	0.68	0.047	0.158	0.508	0.001	0.002	0.020
	汛期	0.67	0.009	0.029	0.598	0.030	0.181	0.036
	非汛期	0.27	0.198	0.470	0.010	0	0.044	0.142

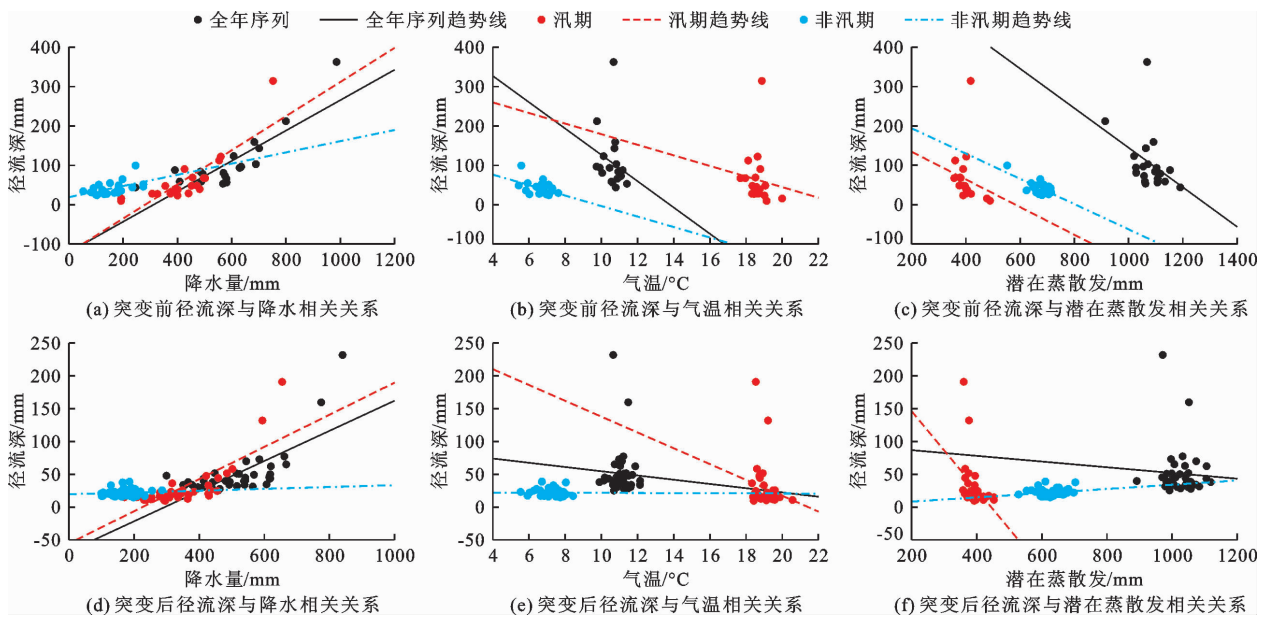


图 10 冶河流域突变前和突变后径流深与降水、气温、潜在蒸散相关关系

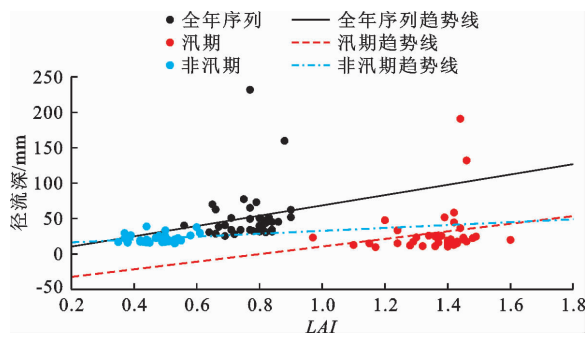


图 11 冶河流域径流深与 LAI 相关关系

1982—2018 年小觉流域和冶河流域径流各影响因素的相对重要性见图 12。由图 12 可见,在全年时间序列中,降水的相对重要性最大,说明降水是影响地表径流变化的主要驱动因素。

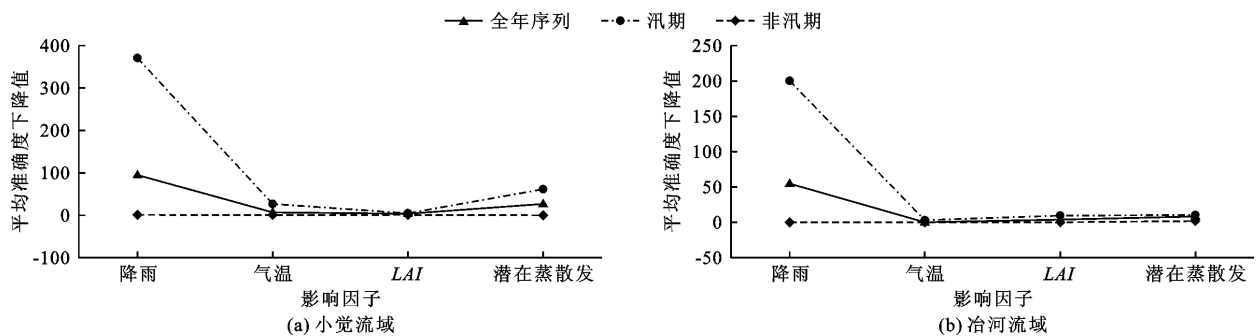


图 12 1982—2018 年小觉流域和冶河流域径流各影响因素相对重要性分析

4 讨论

近几十年来,随着气候变化和人类活动的双重影响,滹沱河山区流域的下垫面环境和产汇流机制

在汛期时段,降水作为径流的主要来源,是径流变化的主导因素,气温和潜在蒸散发对于地表径流的影响较小,叶面积指数 LAI 的影响最微弱;而在非汛期时,LAI 对径流变化的相对重要性最大,可能是由于非汛期降雨量小,流域土壤含水量较低,恰逢处于植物生长期,植被蒸散作用加强,植被蒸散成为实际影响流域水循环的主导因素。滹沱河流域地处太行山区,自 1980 年以来开展了大规模植被绿化工程,提高了该流域的植被生物量,因此在非汛期该流域 LAI 对径流变化的相对重要性最大。与小觉流域的分析结果类似,冶河流域在全年时间序列和汛期时段,降水相较于其他影响因素对于径流变化更重要,在非汛期时段,影响因子的相对重要性排序为潜在蒸散发 > LAI > 气温 > 降水减少。

均发生了明显的变化^[17-18,30],植被覆被变化是下垫面变化的一个显著特征,研究发现,滹沱河上游流域径流在显著减少,且年内径流各月均有一定程度的下降,有可能是山区大规模的植树造林工程使森林

面积增加,从而减少了地表总径流深,这与张晓明等^[42]的研究结果一致,森林植被能显著减少丰水、平水及枯水期的径流深。

运用相关性方法和随机森林法分析小觉流域和冶河流域径流深突变前后两个时期中全年、汛期及非汛期影响因子对径流的影响,发现降水等气候要素对径流的影响正在减弱,下垫面变化在非汛期时段对径流的相对重要性在上升,而下垫面变化中植被覆盖面积的增加会改变蒸散发^[43],从而影响径流的变化。整体上,在变化期,人类活动对径流的贡献往往大于在基准期对径流的贡献^[44]。全时期和汛期,降水仍然是影响径流变化的主要原因,非汛期时段,植被因子对径流变化的影响正越来越显著。其他学者在不同流域的研究中也得到了类似结果,表明植被覆盖变化在年尺度上尤其在非汛期时段是控制径流变化的重要因素。任思羿^[45]在杂谷脑流域基于修正双累积曲线法定量分析植被和气候因素对径流的影响中发现,植被变化是非汛期径流变化的主导因素,相对贡献率占比为52%;王蕊等^[46]在黄河上游流域基于多元线性回归法明确了影响径流的关键因子,即植被覆盖度变化是径流变化的主要驱动因素;郭军庭^[47]在潮河流域基于水量平衡原理和线性回归法的研究结果表明,土地利用变化是导致该流域年径流深减少的主要原因,而退耕还林导致的植被覆盖度增加是推动土地利用变化的关键因子。

径流的形成过程受多因子影响且变化复杂,植被恢复通过林冠截留和枯落物储水对径流进行拦截,同时通过根部吸水增加植被蒸散,使地表径流减少,为了提高流域的水源涵养量和保水能力,需要适当增加流域内的林草面积。本研究采用机器学习方法对径流变化归因进行研究,没有涉及到水文机理作用,忽视了下垫面的复杂性,水库建设、灌溉用水和人类生活用水以及其他因素都会导致地表径流的变化^[48-50]。另外,森林的产水及耗水还存在争议^[51],森林通过植被蓄水机制干扰土壤蓄水^[52],以及森林间接影响蒸散发改变降水循环等环节没有被考虑^[53],植被变化对径流的影响需要在今后的研究中进一步完善。

5 结 论

(1) 淳沱河山区流域1960—2018年多年平均径流深呈显著下降趋势,从径流深下降幅度来看,冶河流域要大于小觉流域;两流域年内各月径流深也基本呈下降趋势,夏季和汛期两个时段径流深下降

速率最快,且变异系数最大,径流波动大。

(2) 小觉流域和冶河流域径流分别在1981和1979年发生突变减少,年均径流深分别减少了50.8%和51.9%,汛期流量峰值减少程度最大。但突变前后减少趋势程度并不一致,小觉流域在突变后径流减小速率有所减缓;冶河流域在突变后径流呈一定的增大趋势;两个流域在0~40%频率范围内突变后的流量明显小于突变前的流量。

(3) 小觉流域和冶河流域存在多个丰枯交替的变化特征和多主周期的变化规律。小觉流域径流深变化周期依次为15、8和5a;冶河流域径流深变化周期依次为16、10和5a,两流域分别在15、16a时间尺度下存在5个丰-枯变化周期。径流变化周期显示近期仍为丰水期。

(4) 全年序列和汛期时段,径流深与降水的相关性最高,表明降水是影响两流域径流变化的主要因子;在非汛期时段,潜在蒸散发和气温对于小觉流域径流的影响更大,而潜在蒸散发和LAI对于冶河流域的影响较为显著。基于随机森林模型对径流影响因子的相对重要性分析结果显示,降水在全年尤其在汛期对径流的相对重要性最大,在非汛期时段,LAI的变化对小觉流域径流的影响超过了降水对径流的影响,潜在蒸散发的变化对冶河流域径流的影响更为显著。

参考文献:

- [1] BERGHUIJS W R, WOODS R A, HRACHOWITZ M. A precipitation shift from snow towards rain leads to a decrease in streamflow [J]. *Nature Climate Change*, 2014, 4: 583 - 586.
- [2] MARSHALL A M, LINK T E, ABATZOGLOU J T, et al. Warming alters hydrologic heterogeneity: simulated climate sensitivity of hydrology-based microrefugia in the snow-to-rain transition zone [J]. *Water Resources Research*, 2019, 55(3): 2122 - 2141.
- [3] EAGLESON P S. *Ecohydrology: Darwinian expression of vegetation form and function* [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2002.
- [4] BAO Zhenxin, ZHANG Jianyun, WANG Guoqiang, et al. Attribution for decreasing streamflow of the Haihe River basin, northern China: climate variability or human activities? [J]. *Journal of Hydrology*, 2012, 460 - 461: 117 - 129.
- [5] 王国庆, 张建云, 刘九夫, 等. 气候变化对水文水资源影响研究综述 [J]. *中国水利*, 2008(2): 47 - 51.
- [6] YANG Yuting, RODERICK M L, YANG Dawen, et al. Streamflow stationarity in a changing world [J]. *Environ-*

- mental Research Letters, 2021, 16(6): 064096.
- [7] 周天军, 邹立维, 陈晓龙. 第六次国际耦合模式比较计划(CMP6)评述[J]. 气候变化研究进展, 2019, 15(5): 445 - 456.
- [8] LYNN J, PEEVA N. Communications in the IPCC's Sixth Assessment Report cycle [J]. Climatic Change, 2021, 169: 18.
- [9] 周天军, 陈梓明, 陈晓龙, 等. IPCC AR6 报告解读: 未来的全球气候——基于情景的预估和近期信息[J]. 气候变化研究进展, 2021, 17(6): 652 - 663.
- [10] YANG Yuting, MCVICAR T R, DONOHUE R J, et al. Lags in hydrologic recovery following an extreme drought: assessing the roles of climate and catchment characteristics [J]. Water Resources Research, 2017, 53(6): 4821 - 4837.
- [11] BERGHUIJS W R, LARSEN J R, VAN EMMERIK T H M, et al. A global assessment of runoff sensitivity to changes in precipitation, potential evaporation, and other factors [J]. Water Resources Research, 2017, 53(10): 8475 - 8486.
- [12] LUO Yuyan, YANG Yuting, YANG Dawen, et al. Quantifying the impact of vegetation changes on global terrestrial runoff using the Budyko framework [J]. Journal of Hydrology, 2020, 590: 125389.
- [13] 张强, 刘剑宇. 变化环境下不同时空尺度径流演变及其归因分析[M]. 北京: 科学出版社, 2019.
- [14] 张建云, 王国庆, 金君良, 等. 1956 - 2018 年中国江河径流演变及其变化特征 [J]. 水科学进展, 2020, 31(2): 153 - 161.
- [15] 张建云, 章四龙, 王金星, 等. 近 50 年来中国六大流域年际径流变化趋势研究 [J]. 水科学进展, 2007, 18(2): 230 - 234.
- [16] HAN Shumin, YANG Yonghui, TIAN Fei. Using runoff slope-break to determine dominate factors of runoff decline in Hutuo River Basin, north China [J]. Water Science and Technology, 2009, 60(8): 2135 - 2144.
- [17] 苗正伟, 李娜, 路梅, 等. 滹沱河上游流域径流变化归因分析 [J]. 北京师范大学学报(自然科学版), 2021, 57(6): 756 - 767.
- [18] XU Xiangyu, YANG Dawen, YANG Hanbo, et al. Attribution analysis based on the Budyko hypothesis for detecting the dominant cause of runoff decline in Haihe Basin [J]. Journal of Hydrology, 2014, 510: 530 - 540.
- [19] WANG Weiguang, SHAO Quanxi, YANG Tao, et al. Quantitative assessment of the impact of climate variability and human activities on runoff changes: a case study in four catchments of the Haihe River Basin, China [J]. Hydrological Processes, 2013, 27: 1158 - 1174.
- [20] PENG Shizhang, LIU Wanxin, WANG Weiguang, et al. Estimating the effects of climatic variability and human activities on streamflow in the Hutuo River Basin, China [J]. Journal of Hydrologic Engineering, 2013, 18(4): 422 - 430.
- [21] YANG Hanbo, YANG Dawen. Derivation of climate elasticity of runoff to assess the effects of climate change on annual runoff [J]. Water Resources Research, 2011, 47(7): W07526.
- [22] 张希武, 吴礼军, 王维亚. 关于太行山绿化工程的几点思考 [J]. 中国林业, 1999(6): 33 - 34.
- [23] HU Shi, MO Xingguo, HUANG Farong. Retrieval of photosynthetic capability for yield gap attribution in maize via model-data fusion [J]. Agricultural Water Management, 2019, 226: 105783.
- [24] 孙雷刚, 郑振华. 基于 RS 的近 30 年滹沱河流域植被覆盖度动态变化研究 [J]. 地理与地理信息科学, 2014, 30(6): 36 - 40 + 45 + 127.
- [25] 杨大文, 张树磊, 徐翔宇. 基于水热耦合平衡方程的黄河流域径流变化归因分析 [J]. 中国科学: 技术科学, 2015, 45(10): 1024 - 1034.
- [26] 周国逸, 夏军, 周平, 等. 不恰当的植被恢复导致水资源减少 [J]. 中国科学: 地球科学, 2021, 51(2): 175 - 182.
- [27] 戴仕宝, 杨世伦. 近 50 年来长江水资源特征变化分析 [J]. 自然资源学报, 2006, 21(4): 501 - 506.
- [28] 宋保平, 过仲阳, 郑艳侠, 等. 近 50 年来滹沱河流域水资源变化规律与影响因素 [J]. 南水北调与水利科技, 2013, 11(4): 17 - 21.
- [29] 任宪韶. 海河流域水资源评价 [M]. 北京: 水利水电出版社, 2007.
- [30] 程双虎, 王海宁, 刘佳. 滹沱河径流变化分析 [J]. 南水北调与水利科技, 2014, 12(5): 96 - 99.
- [31] CHEBANA F, OUARDA T B M J, THUY CHINH D. Testing for multivariate trends in hydrologic frequency analysis [J]. Journal of Hydrology, 2013, 486: 519 - 530.
- [32] 符淙斌, 王强. 气候突变的定义和检测方法 [J]. 大气科学, 1992, 16(4): 482 - 493.
- [33] 裴宏伟, 杨佳, 张红娟, 等. 变化环境下清水河流域径流演变特征及驱动力 [J]. 南水北调与水利科技(中英文), 2020, 18(2): 1 - 13.
- [34] 曾理, 王萍, 徐承跃. 多尺度小波分析通用信号处理软件的系统设计 [J]. 计算机工程与设计, 2002, 23(5): 24 - 26.
- [35] 路云阁, 李双成, 蔡运龙. 近 40 年气候变化及其空间分异的多尺度研究——以内蒙古自治区为例 [J]. 地理科学, 2004, 24(4): 432 - 438.
- [36] 欧素英, 陈子燊. 小波变换在相对海平面变化研究中的应用 [J]. 地理科学, 2004, 24(3): 358 - 364.
- [37] 王钧, 蒙吉军. 黑河流域近 60 年来径流量变化及影响

- 因素[J]. 地理科学, 2008, 28(1): 83-88.
- [38] 王蕊, 夏军. 近40年黄河中游径流情势变化分析[J]. 水文, 2007, 27(5): 74-77.
- [39] 黄国如, 陈永勤. 枯水径流若干问题研究进展[J]. 水电能源科学, 2005, 23(4): 61-64+93.
- [40] 方匡南, 吴见彬, 朱建平, 等. 随机森林方法研究综述[J]. 统计与信息论坛, 2011, 26(3): 32-38.
- [41] 王艺璇, 刘夏, 沈彦军. 随机森林模型在径流变化归因分析中的适用性研究[J]. 中国生态农业学报(中英文), 2021, 30(5): 864-874.
- [42] 张晓明, 曹文洪, 余新晓, 等. 黄土丘陵沟壑区典型流域土地利用/覆被变化的径流调节效应[J]. 水利学报, 2009, 40(6): 641-650.
- [43] 莫兴国, 刘苏峡, 胡实. 黄河源区气候-植被-水文协同演变及成因辨析[J]. 地理学报, 2022, 77(7): 1730-1744.
- [44] LUAN Jinkai, ZHANG Yongqiang, MA Ning, et al. Evaluating the uncertainty of eight approaches for separating the impacts of climate change and human activities on streamflow [J]. Journal of Hydrology, 2021, 601: 126605.
- [45] 任思羿. 中国典型气候带植被变化与气候变异对径流影响的比较研究[D]. 成都: 电子科技大学, 2017.
- [46] 王蕊, 姚治君, 刘兆飞. 西北干旱区气候和土地利用变化对水沙运移的影响——以小南川流域为例[J]. 应用生态学报, 2018, 29(9): 2879-2889.
- [47] 郭军庭. 潮河流域土地利用/气候变化的水文响应研究[D]. 北京: 北京林业大学, 2012.
- [48] SUN Ge, GAO Hongkai, HAO Lu. Comments on “Large-scale afforestation significantly increases permanent surface water in China’s vegetation restoration regions” by Zeng, Y., Yang, X., Fang, N., & Shi, Z. (2020). Agricultural and Forest Meteorology, 290, 108001 [J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2021, 296: 108213.
- [49] PENG Hui, JIA Yangwen, ZHAN Chesheng, et al. Topographic controls on ecosystem evapotranspiration and net primary productivity under climate warming in the Taihang Mountains, China [J]. Journal of Hydrology, 2020, 581: 124394.
- [50] NING Tingting, LI Zhi, LIU Wenzhao. Vegetation dynamics and climate seasonality jointly control the interannual catchment water balance in the Loess Plateau under the Budyko framework [J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2017, 21(3): 1515-1526.
- [51] ZHANG Mingfang, WEI Xiaohua. Deforestation, forestation, and water supply a systematic approach helps to illuminate the complex forest-water nexus [J]. Science, 2021, 371(6533): 990-991.
- [52] FENG Xiaoming, FU Bojie, PIAO Shilong, et al. Revegetation in China’s Loess Plateau is approaching sustainable water resource limits [J]. Nature Climate Change, 2016, 6: 1019-1022.
- [53] HOEK VAN DIJKE A J, HEROLD M, MALLICK K, et al. Shifts in regional water availability due to global tree restoration [J]. Nature Geoscience, 2022, 15: 363-368.

(上接第58页)

- [29] 徐丙翔, 于坤霞, 李占斌, 等. 韭园沟流域淤地坝系综合风险预警[J]. 中国水土保持科学(中英文), 2022, 20(5): 102-108.
- [30] 袁水龙, 李占斌, 李鹏, 等. MIKE耦合模型模拟淤地坝对小流域暴雨洪水过程的影响[J]. 农业工程学报, 2018, 34(13): 152-159.
- [31] 李小天, 戚蓝, 胡琳琳, 等. 基于MIKE耦合模型的西苕溪洪水演进及风险分析[J]. 水力发电, 2019, 45(7): 24-28.
- [32] 孙依, 王洁, 丁曼, 等. 基于MIKE模型的中小河流洪水风险分析[J]. 中国农村水利水电, 2020(6): 40-45.