

黄河中游河龙区间径流量变化趋势及其归因

宁怡楠^{1,2}, 杨晓楠³, 孙文义^{1,4}, 穆兴民^{1,4},
高鹏^{1,4}, 赵广举^{1,4}, 宋小燕⁵

(1. 中国科学院水利部水土保持研究所, 土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室, 杨凌 712100; 2. 中国科学院大学, 北京 100049; 3. 河北农业大学河北省山区研究所, 保定 071001; 4. 西北农林科技大学土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室, 杨凌 712100; 5. 西北农林科技大学水利与建筑工程学院, 杨凌 712100)

摘要: 黄河水沙变化关乎黄河流域生态安全和全流域的高质量发展。近年来黄河水量出现大幅锐减, 制约了当地社会经济和下游可持续发展。量化气候变化和人类活动对径流量减少的贡献对于解析黄河水沙变化动因具有重要意义。由于研究尺度和研究方法的不同, 径流量变化的因素和影响程度存在较大差异。本文采用MK趋势检验和双累积曲线法系统分析黄河中游河龙区间四个典型流域(皇甫川、窟野河、无定河、延河)1960—2015年间水文要素的变化趋势, 利用Budyko水热平衡方程阐明气候变化和人类活动对流域径流变化的作用。结果表明: 1960—2015年皇甫川、窟野河、无定河、延河流域径流量均显著下降($P < 0.01$), 且径流量均在1979年和1999年前后发生突变, 而降水量变化不显著。同基准期(1960—1979年)相比, P2时期(1980—1999年)气候变化对径流减少的贡献率达64%~76%; 随着退耕还林还草工程的大规模实施, P3时期(2000—2015年)人类活动成为径流减少的主要影响因素, 其贡献率达71%~88%。

关键词: 河龙区间; 径流量; 气候变化; 人类活动; Budyko方程; 弹性系数

黄河水沙变化关系到黄河流域的生态保护治理和全流域的高质量发展。黄河水少沙多、水沙关系不协调是制约该地区社会发展的重要因素^[1]。自1950年黄土高原开展水土保持治理工作至今, 黄河水量、沙量均呈显著下降趋势^[2]。尤其近二十年来退耕还林还草, 黄河水沙出现大幅度锐减, 是当前政府和学术界普遍关注的重大科学问题。气候变化和黄土高原大规模的水土保持治理被认为是影响实测径流量减少的主要原因。从气候变化以及人类活动的角度解释黄河流域径流减少的原因, 对于治黄方略、黄河流域的可持续发展具有重要意义^[3]。气候变化(降水和气温)和人类活动(水土保持措施、水库以及大坝建设、引水引沙等)对河流的径流量和输沙量产生了巨大影响^[4]。定量评价气候变化和人类活动对水沙变化的贡献率, 通常需要结合趋势分析和突变检验, 目前的研究方法大致可以分为两类: 一种是水文气象趋势分析法, 以双累积曲线法为代表, 应用最为广泛。另一种是模型法, 基于Budyko理论框架的模型和基于物理过程的模型最具代表性。Budyko理论方法是单参数的水量平衡模型, 参数 ω 代表流域下垫面的综合特征, 其变化通常反映了人类活动对下垫面的影响; 而物理过程模型通常需要还原天然时期的径

收稿日期: 2019-11-06; 修订日期: 2020-06-19

基金项目: 国家重点研发计划项目(2016YFC0402401)

作者简介: 宁怡楠(1996-), 女, 河南洛阳人, 硕士, 主要从事生态水文研究。

E-mail: ningyinan18@mails.ucas.ac.cn

通讯作者: 孙文义(1983-), 男, 山西忻州人, 博士, 副研究员, 主要从事生态水文研究。

E-mail: sunwy@ms.iswc.ac.cn

流过程，与受人类活动影响的径流过程做比较分析。近年来，Budyko模型和弹性系数方法相结合，被广泛应用于分离气候变化和人类活动对流域水文过程的影响。刘剑宇等^[5]通过Budyko方程分析表明，2000年以后，人类活动对中国多数流域的径流变化的影响加强，贡献率达到47%；张丽梅等^[6]用Budyko方程研究发现人类活动对渭河干流径流变化的贡献率在60%以上。水文过程模型，如SWAT，VIC，SWIM和HIMS（Hydro-Informatic Modeling System）等均已被应用于评估气候变化和人类活动对流域径流的影响。白琪阶等^[7]运用SWAT模型研究发现漳卫南运河流域人类活动引起的径流变化是自然因素影响的四倍；Chang等^[8]利用VIC模型定量分析了渭河流域20世纪70年代、80年代、90年代和21世纪初，人类活动引起的径流变化分别为64%、72%、47%和90%；张淑兰^[9]通过SWIM证明泾河流域径流在1970年以后主要受人类活动影响，其中1999年实施的退耕还林草工程对径流减少的影响更甚；林娟等^[10]采用HIMS模型研究证明在武江流域气候变化是影响流域径流变化的主导因素。

目前关于黄土高原主要流域径流量减少的研究发现，北洛河和延河流域径流变化对气候变化的响应较大，人类活动对径流变化的影响对其他流域更为显著^[11,12]。黄河中游径流量变化的程度，以及各因素对径流量变化的影响程度，依然存在着不同的看法。研究时间尺度和研究方法的不同是产生差异的主要原因。因此，本文基于相同时间尺度，采用Budyko模型方法，以河龙区间四个典型流域为研究区，分析了1960—2015年径流量的变化趋势，量化了气候变化和人类活动的贡献。

1 研究方法 with 数据来源

1.1 研究区概况

黄河中游地区河龙区间（河口镇—龙门）（图1），位于晋陕接壤区，处于黄土丘陵沟壑区，是黄土高原水土流失最严重的地区，该区来水占黄河流域的12.3%，却贡献了黄河潼关以上90%的产沙量^[3]。该区面积11.2万km²，多沙粗沙区占76.2%，是黄河中游水沙的主要来源区^[4]。河龙区间草地面积最大，其中高覆盖草地约有3%，中、低覆盖草地均约有20%；耕地面积次之，约有32%；林地17%左右。耕地和草地主要分布在区域海拔相对较低，地势较为平坦的地方，林地则主要分布在海拔较高的区域^[15,16]。20世纪80年代以来，河龙区间水土保持治理情况如表1所示^[4]。本文依黄河走向及水土保持治理情况在该区从北到南选取了四个典型支流（皇甫川、窟野河、无定河、延河）为研究区，分析气候和人类活动对流域水沙变化的影响和贡献特征。流域主要特征见表2^[17-19]。

1.2 数据来源与处理

年降水数据通过全国气象数据共享网获取；

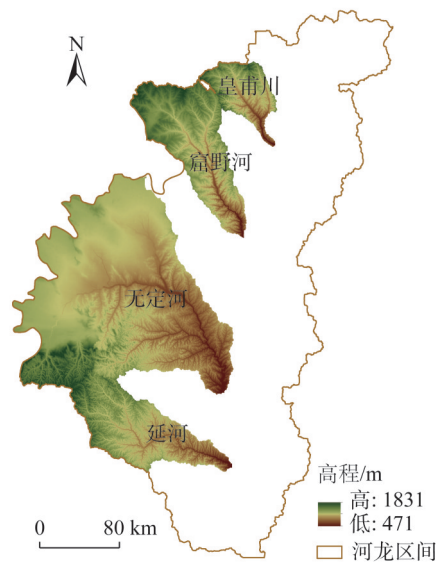


图1 研究区分布

Fig. 1 Location of the study area

水文数据采用流域水文站实测径流量；植被变化采用归一化植被指数 (*NDVI*) 来表征，用于计算植被覆盖度；潜在蒸散量 (*ET₀*) 采用 Numerical Terradynamic Simulation Group 制作的 *ET₀* 数据。数据来源信息见表3。

1.3 研究方法

1.3.1 Mann-Kendall

采用非参数 Mann-Kendall (MK) 趋势检验法分析降水量和径流量的年

表1 河龙区间不同年份水土保持措施累积保存面积
Table 1 Accumulated areas of soil and water conservation measures in Hekou-Longmen section in different years (万 hm²)

年份	梯田	林地	草地	坝地
1959	3.31	15.13	3.57	0.28
1969	11.58	34.23	3.83	1.54
1979	23.05	88.18	10.45	3.95
1989	34.48	198.62	21.15	5.63
1996	48.60	253.73	24.08	6.82
2006	49.26	277.11	59.05	7.11

表2 流域主要特征

Table 2 Key characteristics of the basin

流域	面积/km ²	均温/°C	年均降雨量/mm	年均径流量/亿 m ³	年均输沙量/亿 t	植被措施面积/km ²	工程措施面积/km ²
皇甫川	3240	6.7	386.7	1.2	0.4	1268.4	52.16
窟野河	8706	7.9	389.5	4.9	0.8	934.9	133.2
无定河	30260	8.7	409.1	10.8	0.4	1565.7	180.3
延河	7725	9.5	475.9	3.0	0.4	2404.8	424.1

注：植被措施面积、工程措施面积指截至2015年各流域的数量。

表3 水文气象数据

Table 3 Information of hydrology and meteorology

数据名称	数据来源	数据说明
降水数据	全国气象数据共享网 (http://data.cma.gov.cn) 中国地面日值数据集	区域气象站点1960—2015年日观测数据
水文数据	流域水文站实测径流量水文部门水文年鉴 黄河水利委员会 (YRCC) 水文数据库	主要控制水文站点1960—2015年径流数据
归一化植被指数 (<i>NDVI</i>)	Land Term Data Record (LTDR) MODIS MOD16A2	1981—1999年, 分辨率5 km×5 km 2000—2015年, 分辨率500 m×5 km
潜在蒸散量 (<i>ET₀</i>)	Numerical Terradynamic Simulation Group (http://www.ntsug.umt.edu)	1983—1999年, 分辨率8 km×8 km 2000—2015年, 分辨率1 km×1 km

际变化趋势，该方法广泛用于气候和水文系列分析^[20]。

对于给定的时间序列 $\{x_i\}$ ($i=1, 2, \dots, n$)，统计量 S 定义为：

$$S = \sum_{i=2}^n \sum_{j=1}^{i-1} \text{sgn}(x_i - x_j) \quad (1)$$

$$\text{sgn}(x_i - x_j) = \begin{cases} 1 & x_i < x_j \\ 1 & x_i = x_j \\ 1 & x_i > x_j \end{cases} \quad (2)$$

S 的方差计算为：

$$\text{Var}(S) = \frac{n(n-1) \times (2n+5)}{18} \quad (3)$$

则标准化统计量为：

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{var}(S)}} & S > 0 \\ 0 & S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{var}(S)}} & S < 0 \end{cases} \quad (4)$$

Z 随着 n 的增大向标准正态分布收敛。 Z 若为正值,表示检验序列有上升趋势;若为负值,则表示有下降趋势。当 $|Z|$ 分别 ≥ 1.96 和 2.32 时,表示检验序列通过95%和99%的显著性检验^[11]。

1.3.2 突变点分析

双累积曲线(Double Mass Curve, DMC)方法是目前用于水文气象要素一致性或趋势分析中最简单、最直观、应用最广泛的方法之一^[21]。基本方法为:对被检验变量 X_i , Y_i , 其中 $i=1, 2, 3, \dots, n$ (观测年份)。计算 X_i , Y_i 的累计值 X'_i , Y'_i , 绘制 X'_i , Y'_i 的关系曲线。在累积径流量与累积降水量的关系图中,当流域无人类活动影响时,径流量变化仅受降水量的影响,降水量和径流量的累积曲线关系应该呈直线;但当叠加有人类活动影响时,直线斜率会发生相应改变,该点即为降水量和径流量累积关系发生突变的时间。

1.3.3 Budyko框架

Budyko理论假设基于流域内水量和能量平衡来区分气候变化与人类活动影响的界定方法。

(1) 下垫面特征参数

流域水量平衡计算公式如下:

$$R = P - ET - \Delta S \quad (5)$$

式中: R 为径流深(mm); P 为降水量(mm); ΔS 为储水量变化(mm)(多年平均尺度, ΔS 为0); ET 为实际蒸散量(mm),基于Budyko假设计算如下:

$$ET = \frac{P \times ET_0}{(P^\omega + ET_0^\omega)^{\frac{1}{\omega}}} \quad (6)$$

式中: ET_0 为年均潜在蒸散量(mm); ω 为下垫面特征参数。

则式(5)可表示为:

$$R = P - \frac{P \times ET_0}{(P^\omega + ET_0^\omega)^{\frac{1}{\omega}}} \quad (7)$$

(2) 弹性方法

弹性系数定义式如下:

$$\varepsilon_{x_i} = \frac{aR}{ax_i} \quad (8)$$

式中: ε_{x_i} 为径流对各变量的弹性系数,本文中 x_i 为 P 、 ET_0 和 ω 。

结合干旱指数($\Phi = \frac{E_0}{P}$),各变量弹性系数计算公式如下:

$$\varepsilon_P = \frac{(1 + \Phi^\omega)^{\frac{1}{\omega} + 1} - \Phi^{\omega + 1}}{(1 + \Phi^\omega) \left[(1 + \Phi^\omega)^{\frac{1}{\omega}} - \Phi \right]} \quad (9)$$

$$\varepsilon_{ET_0} = \frac{1}{(1 + \Phi^\omega) \left[1 - (1 + \Phi^{-\omega})^{\frac{1}{\omega}} \right]} \quad (10)$$

$$\varepsilon_\omega = \frac{\ln(1 + \Phi^\omega) + \Phi^\omega \ln(1 + \Phi^{-\omega})}{\omega(1 + \Phi^\omega) \left[1 - (1 + \Phi^{-\omega})^{\frac{1}{\omega}} \right]} \quad (11)$$

弹性系数正(负)值表明,流域内径流会随着变量的增加(减少),相应地增加(减少)。

(3) 径流变化的归因分析

研究期依据双累积曲线突变点检验结果分为基准期和人类活动影响期。 ΔR 、 ΔP 、 ΔET_0 、 $\Delta\omega$ 代表基准期至人类活动影响期,径流深、降水量、潜在蒸散量和下垫面特征参数的变化量。 f'_x 为各变量的偏导数,其与此变量的变化量的乘积即为此变量引起的径流变化,计算公式如下:

$$dR = f'_P \Delta P + f'_{ET_0} \Delta ET_0 + f'_\omega \Delta\omega = \frac{aR}{aP} \Delta P + \frac{aR}{aET_0} \Delta ET_0 + \frac{aR}{a\omega} \Delta\omega \quad (12)$$

将式(8)与式(12)结合:

$$C_{X_i} = \frac{dR_{X_i}}{dR} \times 100\% \quad (13)$$

式中: C_{X_i} 表示各变量对径流变化的贡献率(%)。

1.3.4 植被恢复对径流变化贡献率分析

流域下垫面特征参数是综合性因子,包括流域内的土壤特性、地形坡度、植被盖度等信息。为了进一步明晰植被恢复对径流的贡献,选用刘晓燕等^[22]和Wang等^[23]在黄河水沙锐减成因分析中构建的线性模型。刘晓燕等^[22]收集了58组几乎没有淤地坝和梯田建设影响的流域植被覆盖度和径流数据,其主要分布在北洛河和秃尾河上游。Wang等^[23]应用这些数据构建了径流系数与植被覆盖度之间的线性关系,定量评估植被恢复过程对流域径流变化的影响,如式(14)所示:

$$f = -0.048 \times v + 4.56 \quad R^2 = 0.72 \quad (14)$$

式中: f 代表植被覆盖度(%); v 代表径流系数(%)。

2 结果分析

2.1 流域降水量、径流量和潜在蒸散量的变化趋势

河龙区间四个典型流域1960—2015年降水量、径流量和潜在蒸散量的年际变化趋势如图2所示。皇甫川、窟野河、无定河和延河流域20世纪60年代降水相对丰沛,均值达到436.1 mm,其余年代均保持在380 mm左右。MK趋势检验(表4)显示,各流域降水统计量均未达到0.05的显著性水平,表明1960—2015年各流域降水量变化趋势不显著。皇甫川、窟野河、无定河和延河流域多年平均径流深分别为34.6 mm、56.7 mm、35.3 mm和33.7 mm,各流域径流深均呈显著下降趋势,变化速率依次为窟野河-1.34 mm/a ($P < 0.01$)、皇甫川-0.88 mm/a ($P < 0.01$)、无定河-0.44 mm/a ($P < 0.01$)、延河-0.3 mm/a ($P < 0.01$)。由于各流域地理位置和气候条件不同,流域潜在蒸散量差异较大,呈现显著

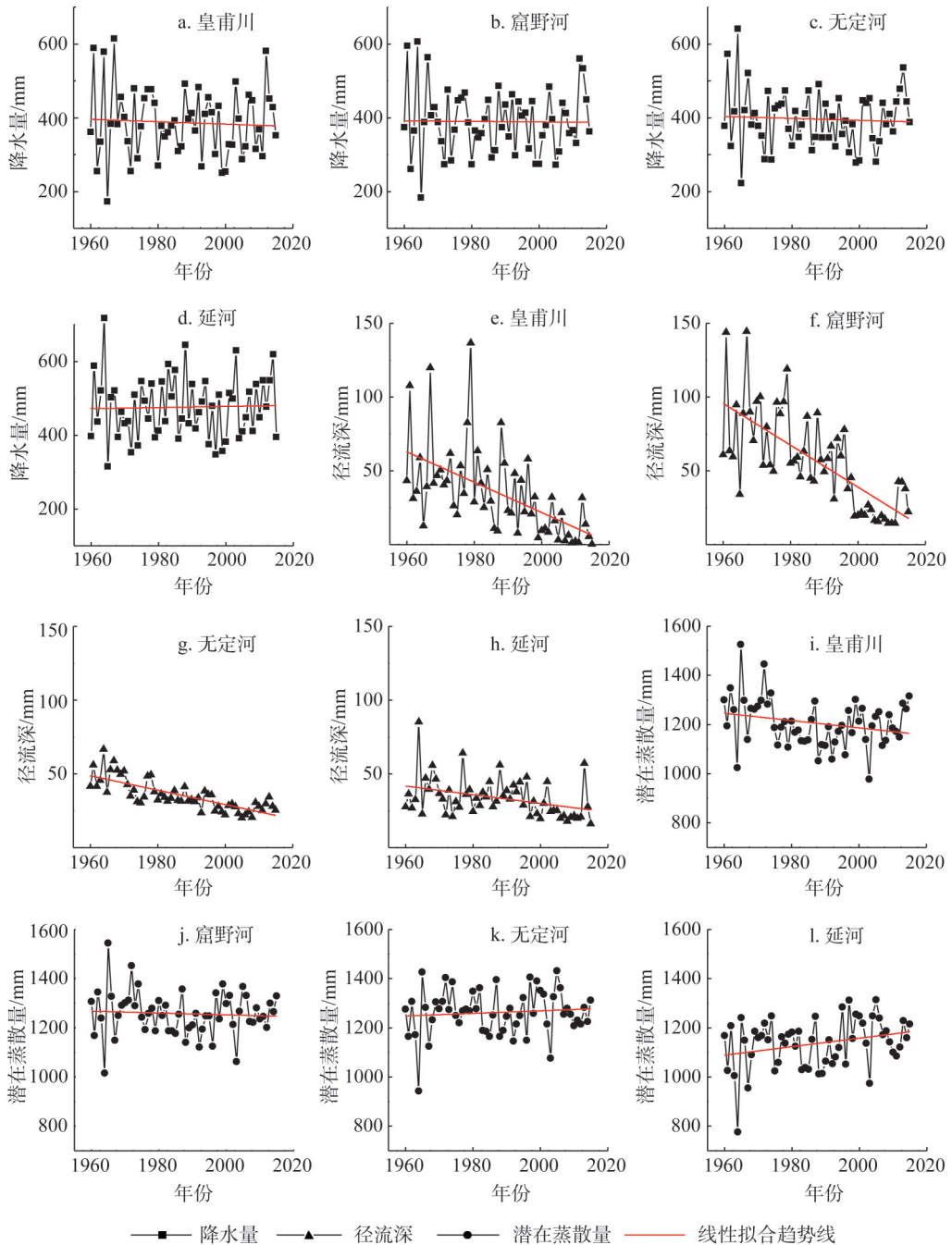


图2 各流域年降水量、径流深、潜在蒸散量的年际变化

Fig. 2 Annual changes in precipitation, runoff depth and potential evapotranspiration in each basin

的空间差异。其中位于最北部的皇甫川流域潜在蒸散量呈显著下降趋势 (-1.13 mm/a, $P < 0.05$), 最南部的延河流域则呈显著增加趋势 (1.35 mm/a, $P < 0.05$), 位于中部的窟野河和无定河流域潜在蒸散量变化趋势不显著。

2.2 突变点分析

采用双累积曲线突变点分析方法研究了1960—2015年皇甫川、窟野河、无定河和延

表4 MK检验统计量

Table 4 MK statistics

流域	降水量		径流深		潜在蒸散量	
	Z	S	Z	S	Z	S
皇甫川	-0.28 ^{ns}	-0.23	-5.16**	-0.88	-1.46*	-1.13
窟野河	-0.01 ^{ns}	-0.01	-5.96**	-1.34	-0.36 ^{ns}	-0.27
无定河	0.01 ^{ns}	0.01	-6.52**	-0.44	0.25 ^{ns}	0.11
延河	0.49 ^{ns}	0.32	-3.14**	-0.30	1.60*	1.35

注：Z为MK检验统计量；S为各变量变化速率；*、*分别表示达到0.01、0.05的显著性水平，ns表示变化不显著。

河流域径流量发生突变的情况。图3显示了各流域累积径流深—累积降雨量斜率发生突变的年份。各流域降水量和径流量的累积关系均在1979年和1999年前后发生了两次突变，分别与大规模水土保持措施的建设建设和1999年退耕还林还草生态治理工程的实施相对应。依据突变点，将研究期分为三个阶段，基准期1960—1979年（P1）、1980—1999年（P2）和2000—2015年（P3）。

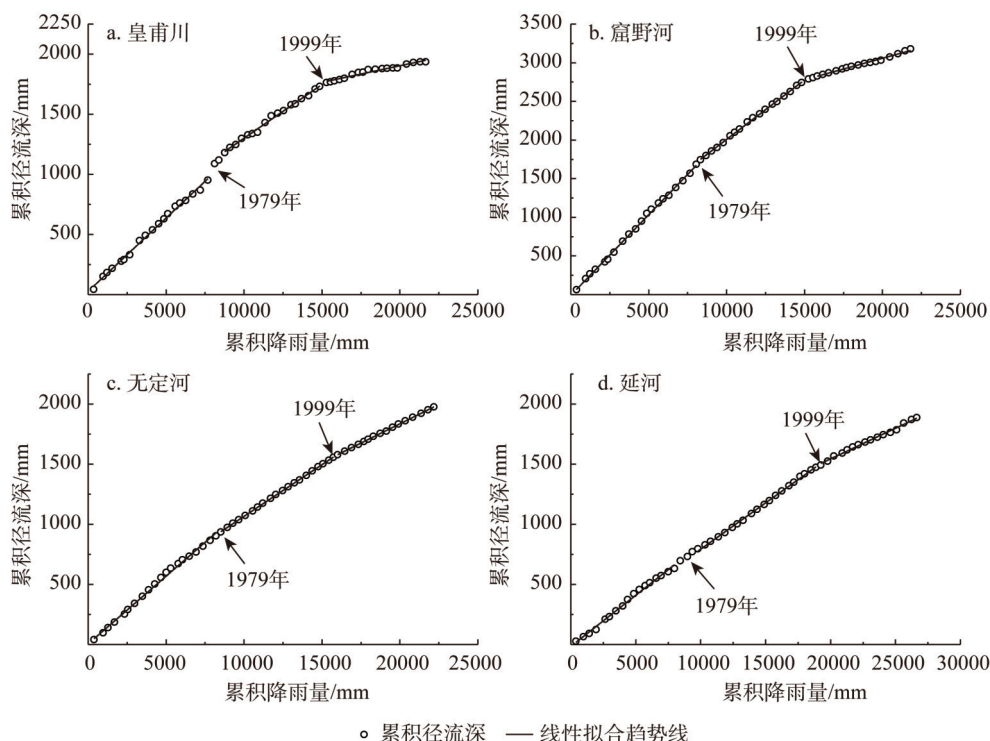


图3 降雨—径流双累积曲线

Fig. 3 Relationship between the cumulative precipitation and cumulative runoff in the four main tributaries

由表5可知，与基准期P1时期相比，皇甫川、窟野河、无定河、延河流域降雨量在P2时期均呈减少趋势，分别减少了8.4%、6.9%、12.4%和2.7%；在P3时期皇甫川、窟野河、无定河流域降雨量表现为减少趋势，而延河流域降雨量增加了2.5%。皇甫川、窟野河、无定河、延河流域径流量在P2时期、P3时期均显著减少，且P3时期减少量比P2时期大；P2期各流域径流量分别减少了37.6%、33.6%、27.9%、8.9%，P3时期分别减少了

表5 各流域水文气象要素变化百分率

Table 5 Percentage changes in hydrologic and meteorological variables in each basin (%)

流域	降水量变化		径流深变化		潜在蒸散变化		下垫面特征参数变化	
	P1~P2时期	P1~P3时期	P1~P2时期	P1~P3时期	P1~P2时期	P1~P3时期	P1~P2时期	P1~P3时期
皇甫川	-8.4	-5.9	-37.6	-80.9	-7.0	-4.5	17.6	92.3
窟野河	-6.9	-2.5	-33.6	-72.6	-3.2	-1.2	14.7	69.0
无定河	-12.4	-2.2	-27.9	-41.9	-0.9	1.1	2.6	18.0
延河	-2.7	2.5	-8.9	-33.1	1.1	5.3	0.9	13.2

80.9%、72.6%、41.9%、33.1%。由P2时期、P3时期降水量和径流量变化可知，P3时期降水量已不再是径流变化的主导因素。各流域潜在蒸散量变化差异较大，北部的皇甫川、窟野河流域潜在蒸散量在P2时期、P3时期均呈减少趋势，P2时期分别减少7.0%、3.2%；P3时期分别减少4.5%、1.2%；南部的延河流域P2时期、P3时期均呈增加趋势，分别增加1.1%、5.3%。各流域下垫面特征参数在P2时期、P3时期均表现为上升趋势，P3时期上升幅度更大，变化幅度从大到小依次为皇甫川、窟野河、无定河、延河。以上研究表明，降水与人类活动是流域径流减少的主要因素，但自P3时期起，人类活动对径流量的影响开始占据主导地位。

2.3 气候变化和人类活动对径流变化的贡献

降水、潜在蒸散量和人类活动对径流变化影响的弹性系数表明，各流域径流量变化与降水量呈正相关，与潜在蒸散量和下垫面参数呈负相关（表6）。 εp 变化范围为1.87~3.68，表明降水量增加1%将导致径流量增加1.87%~3.68%； εET_0 变化范围在-2.68~-0.87之间，表明 ET_0 增加1%导致径流量减少0.87%~2.68%； $\varepsilon \omega$ 变化范围在-4.07~-1.88之间，表明下垫面参数增加1%导致径流量减少1.88%~4.07%。由P1时期到P2时期、P3时期，各弹性系数绝对值呈增大趋势。P3时期 $\varepsilon \omega$ 绝对值最大，即P3时期下垫面特征参数对流域径流变化的响应最剧烈。

表6 各变量弹性系数

Table 6 Elasticity coefficients for each variable

流域	εp			εET_0			$\varepsilon \omega$		
	P1时期	P2时期	P3时期	P1时期	P2时期	P3时期	P1时期	P2时期	P3时期
皇甫川	2.23	2.52	3.68	-1.23	-1.52	-2.68	-2.32	-2.73	-4.07
窟野河	1.87	2.07	2.73	-0.87	-1.07	-1.73	-1.88	-2.20	-2.97
无定河	2.32	2.40	2.65	-1.32	-1.40	-1.65	-2.36	-2.63	-2.83
延河	2.85	2.87	3.20	-1.85	-1.87	-2.20	-2.46	-2.54	-2.85

气候变化和人类活动对径流变化的贡献率见如图4。各流域不同时期各变量对径流量变化的影响程度均不同，气候变化引起径流变化的贡献率在P1~P2、P1~P3时期均呈逐渐减小态势。其中，窟野河流域减幅最大，贡献率从64%降至13%；延河流域对潜在蒸散量变化的敏感度最高，P1~P3时期潜在蒸散量对流域径流变化的影响为16%。人类活动对径流变化的影响随时间在逐渐增加，P3时期增至80%左右。其中，窟野河流域人类活动贡献率最大，达到88%；延河流域贡献率最小，为71%。黄土高原退耕还林还草实施以后，下垫面状况变化成为影响流域径流变化的主要因素，降雨量的影响次之。

2.4 植被变化对径流的贡献

Budyko 方程中下垫面特征参数 ω 反映了土壤性质、地形因子和植被覆盖的综合效应，土壤性质随植被恢复会发生相应的变化，如土壤有机质增加，孔隙状况改善等，地形随侵蚀过程的影响也会发生相应的变化，如沟头溯源侵蚀、侵蚀沟下切等，但土地利用和地表覆被状况的变化对水文过程的影响远远大于土壤性质和地形地貌。特别是1999年大规模退耕还林草工程的实施，植被因素则成为影响 ω 的主要因素，显著影响了流域水文过程，因此，本文重点分析了植被变化对流域径流的贡献。

P2~P3时期，皇甫川、窟野河、无定河和延河森林覆盖面积均呈显著增加趋势（表7），分别增加了28.8%、138.8%、22.8%、10.4%；皇甫川和窟野河草地覆盖面积有所减少，分别减少了1.6%和10.4%，无定河和延河流域稍有增加，分别增加了3.1%和10.5%。林草植被覆盖度均呈增加趋势，皇甫川、窟野河和无定河流域植被覆盖度均增加17%左右，延河流域植被覆盖度显著大于其他三个流域，增加了约21%。植被恢复对流域径流变化影响最大的是延河流域，贡献率达到40%，其他流域植被恢复对其径流变化的贡献率约为33%左右。

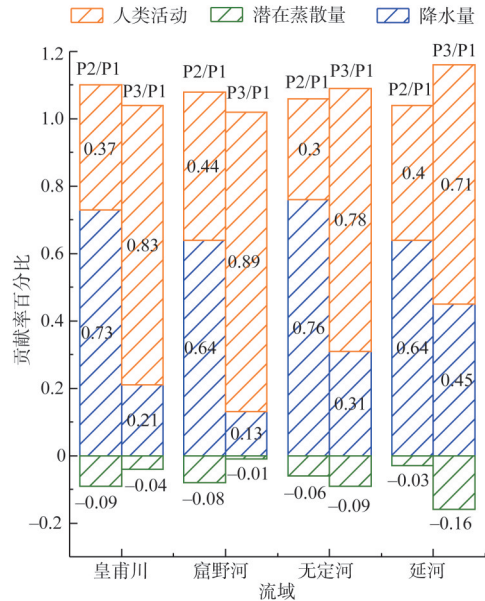


图4 各变量贡献率百分比堆积柱状图
Fig. 4 Percentage of contribution rate of each variable

表7 各流域林草地面积变化

Table 7 Changes in forest and grassland area in each basin

流域	时期	森林面积/km ²	草地面积/km ²	植被覆盖度/%	Δveg
皇甫川	P2	151.0	2477.3	24.5	13.32
	P3	194.5	2437.2	42.1	34.62
窟野河	P2	441.6	6339.0	26.3	12.10
	P3	1054.7	5679.8	43.8	33.17
无定河	P2	925.5	15728.1	25.1	18.86
	P3	1136.1	16210.0	42.1	33.05
延河	P2	1403.9	3961.0	43.2	6.56
	P3	1549.5	4694.1	64.8	40.04

注： Δveg 表示植被恢复对径流减少的贡献率。

3 结论与讨论

3.1 结论

本文选取河龙区间四条典型支流皇甫川、窟野河、无定河、延河为研究区，选用MK检验、降雨—径流双累积曲线分析各流域1960—2015年降水量、径流深和潜在蒸散量的变化趋势与突变特征。基于Budyko水热平衡方程，量化气候变化和人类活动对径流变化的贡献，分析大规模退耕还林还草工程实施后，植被恢复对流域径流变化的影响，

主要结论如下:

(1) 河龙区间四条典型支流 1960—2015 年降水量变化不显著, 但年径流量均显著下降 ($P < 0.01$), 下降速率依次为窟野河 -1.34 mm/a 、皇甫川 -0.88 mm/a 、无定河 -0.44 mm/a 、延河 -0.3 mm/a ; 皇甫川流域的潜在蒸散量呈显著下降趋势 ($P < 0.05$), 延河流域潜在蒸散量显著增加 ($P < 0.05$)。

(2) 降雨—径流双累积曲线表明各流域累积降水量和累积径流量斜率均在 1979 年和 1999 年发生突变。依据突变年份, 研究期可分为三个时期, P1 时期 (1960—1979 年), P2 时期 (1980—1999 年) 和 P3 时期 (2000—2015 年)。

(3) 依据 Budyko 方程和弹性系数, 表明径流变化对下垫面特征更为敏感。P3 时期人类活动成为影响径流的主导因素, 其对径流变化的贡献率依次为窟野河 88%、皇甫川 83%、无定河 78%、延河 71%。

(4) 在 1999 年退耕还林草工程实施后, 延河流域植被恢复对流域径流变化的贡献最大, 达到 40%, 其余三个流域植被恢复对其径流变化贡献率在 33% 左右。

基于 Budyko 理论假设进行人类活动对径流变化的归因分析存在较大的不确定性, 黄土高原水文过程的复杂性、多种水土保持措施的复合效应, 使得径流变化对人类活动的归因解析难以准确分离, 各种水土保持措施对径流变化贡献率的定量研究仍然是未来水沙变化归因分析需要解决的难题, 归因分析理论研究和模型算法的进一步探索成为今后的研究重点。

3.2 讨论

20 世纪 80 年代以来, 黄河中游河龙区间一系列水土保持措施的实施 (特别是 1999 年退耕还林还草工程) 显著地改变了该地区的降雨—径流关系, 大多研究直接将此归因于水土保持林草措施造成的流域内植被盖度变化, 忽略了区域内气候因素变化对植被的影响, 这直接关系到基于 Budyko 理论假设进行气候变化和人类活动归因分析的可靠性^[24,25]。近年来黄土高原气候暖干化发展趋势明显^[26], SAFT 等^[27]研究表明, 长期干旱会导致降雨—径流关系发生显著变化, 这种变化将导致径流变化的归因分析存在较大的不确定性。郭爱军^[28]应用非参数 Bootstrap 重抽样方法, 表明随着流域内干旱指数的增加, Budyko 框架中下垫面特征参数 ω 的不确定性对结果的影响, 呈先快速增加, 后缓慢降低的变化过程。研究期内皇甫川、窟野河、无定河和延河四个流域的年降雨量距平百分率变化及其降雨—径流关系如图 5 所示, 表明本文四个典型流域径流变化对降雨的响应均未表现出明显的非线性变化特征。

Budyko 方程中下垫面特征参数 ω 反映了土壤性质、地形因子和植被覆盖的综合效应, 土壤性质和地形是相对稳定的参数, 植被因素则成为影响 ω 的主要因素。各流域下垫面特征参数 ω 与植被覆盖度 f 具有相似的变化特征 (图 6), 特别是 1999 年退耕还林还草生态治理工程实施后, 表现出较强的协同变化趋势, 表明植被恢复对下垫面特征参数 ω 产生了重要影响。植被恢复对径流变化的贡献分析, 进一步验证了植被覆盖度的增加引起下垫面特征参数的变化减少了流域的径流量。

基于 Budyko 理论假设进行气候变化和人类活动对径流变化的归因分析存在较大的不确定性, 尤其是对人类活动的归因, 代表的是降雨、蒸发因素以外的综合效应。黄土高原水文过程的复杂性、多种水土保持措施的复合效应, 使得径流变化对人类活动的归因

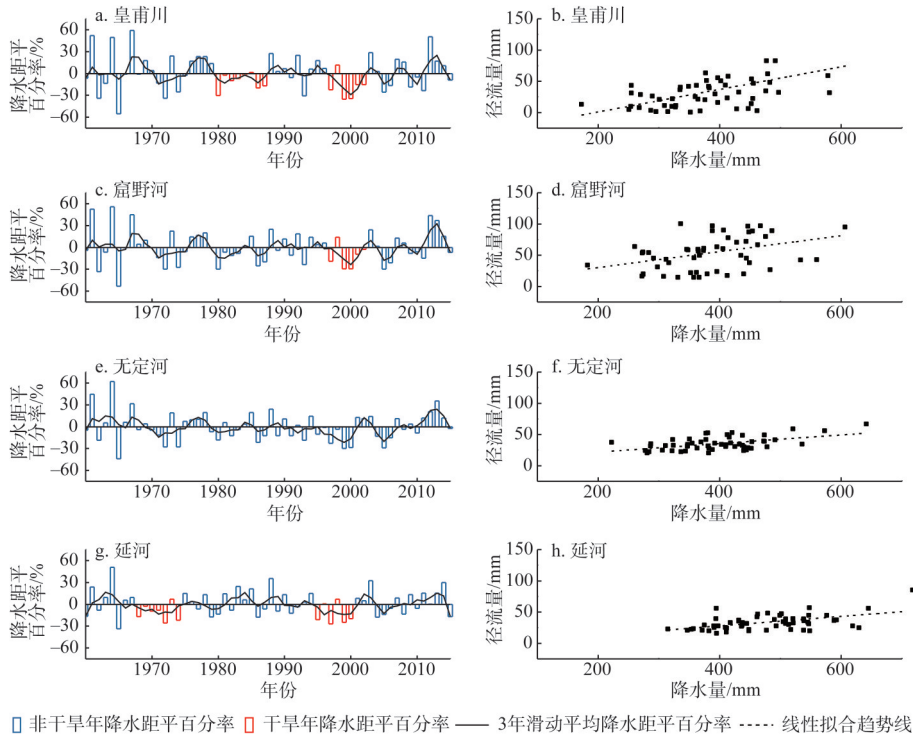


图5 降水距平百分率和降雨—径流关系

Fig. 5 Precipitation departure percentage and rainfall-runoff relationship

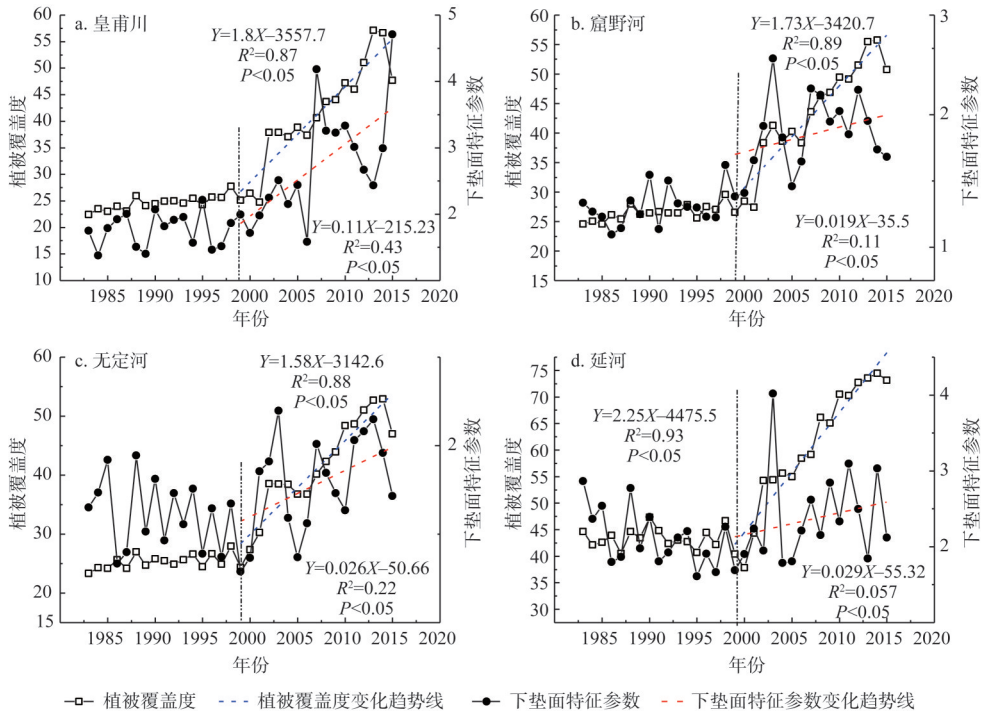


图6 植被覆盖度与下垫面特征参数的年际变化

Fig. 6 Interannual changes of vegetation cover and ω

解析难以准确分离。除植被恢复外, 修建梯田、拦砂坝等多种水土保持工程措施也会引起下垫面特征参数 ω 值的改变, 目前各种水保措施对 ω 值的影响还不能定量分析。基于Budyko假设的水量平衡方程中流域储水变化量在多年平均尺度上 ΔS 为0, 这显然忽略了水土保持工程措施如淤地坝及各种水利工程如水库等对流域径流的拦蓄。因此, 各种水土保持措施对径流变化贡献率的定量研究仍然是未来水沙变化归因分析中需要进一步解决的问题, 对黄土高原水土流失治理具有重要意义。

参考文献(References):

- [1] 胡春宏. 黄河水沙变化与治理方略研究. 水力发电学报, 2016, 35(10): 1-11. [HU C H. Study on the change of sand and management of the Yellow River. Journal of Hydropower, 2016, 35(10): 1-11.]
- [2] WANG H J, YANG Z S, SAITO Y, et al. Stepwise decreases of the Huanghe (Yellow River) sediment load (1950-2005): Impacts of climate change and human activities. Global and Planetary Change, 2007, 57: 331-354.
- [3] BATES B C, KUNDZEWICZ Z W, WU S. Climate Changed Water. Technical Paper of the Intergovernmental Panel on Climate Change IPCC Secretariat, Geneva, 2008: 210.
- [4] PIAO S L, LIU C Z, TAN K, et al. The impacts of climate change on water resources and agriculture in China. Nature, 2010, 467: 43-51.
- [5] 刘剑宇, 张强, 陈喜, 等. 气候变化和人类活动对中国地表水文过程影响定量研究. 地理学报, 2016, 71(11): 1875-1885. [LIU J Y, ZHANG Q, CHEN X, et al. Quantitative evaluations of human-and climate-induced impacts on hydrological processes of China. Geography Journal, 2016, 71(11): 1875-1885.]
- [6] 张丽梅, 赵广举, 穆兴民, 等. 基于Budyko假设的渭河径流变化归因识别. 生态学报, 2018, 38(21): 7607-7617. [ZHANG L M, ZHAO G J, MU X M, et al. Attribution of runoff variation in the Wei River Basin based on the Budyko hypothesis. Acta Ecologica Sinica, 2018, 38(21): 7607-7617.]
- [7] 白琪阶, 宋志松, 王红瑞, 等. 基于SWAT模型定量分析自然因素与人为因素对水文系统的影响: 以漳卫南运河流域为例. 自然资源学报, 2018, 33(9): 1575-1587. [BAI Q J, SONG Z S, WANG H R, et al. Quantitative analysis of the impact of natural factors and human factors on hydrological system using the SWAT model: The Zhangweinan Canal Basin case. Journal of Natural Resources, 2018, 33(9): 1575-1587.]
- [8] CHANG J X, WANG Y M, ISTANBULLUOGLU E, et al. Impact of climate change and human activities on runoff in the Weihe River Basin, China. Quaternary International, 2015, 380(1): 169-179.
- [9] 张淑兰. 土地利用和气候变化对流域水文过程影响的定量评价. 北京: 中国林业科学研究院, 2011. [ZHANG S L. Quantitative evaluation of the impact of land use and climate change on the hydrological process of river basin. Beijing: Chinese Academy of Forestry Sciences, 2011.]
- [10] 林嫻, 陈晓宏, 何艳虎, 等. 气候变化和人类活动对武江流域年径流及最大日流量影响的定量分析. 自然资源学报, 2018, 33(5): 828-839. [LIN X, CHEN X H, HE Y H, et al. Quantitative analysis of the influence of climate change and human activities on annual runoff and maximum daily flow in Wujiang River Basin. Journal of Natural Resources, 2018, 33(5): 828-839.]
- [11] ZHAO G J, TIAN P, MU X M, et al. Quantifying the impact of climate variability and human activities on streamflow in the middle reaches of the Yellow River Basin, China. Journal of Hydrology, 2014, 519: 387-398.
- [12] LIANG W, BAI D, WANG F Y, et al. Quantifying the impacts of climate change and ecological restoration on streamflow changes based on a Budyko hydrological model in China's Loess Plateau. Water Resources Research, 2015, 51: 6500-6519.
- [13] 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. 中国科学: 技术科学, 2015, 45(10): 1024-1034. [YANG D W, ZHANG S L, XU X Y. Attribution analysis of runoff change in the Yellow River Basin based on the water-heat coupling balance equation. Technical Science of Science in China, 2015, 45(10): 1024-1034.]
- [14] 冉大川, 吴永红, 李雪梅, 等. 河龙区间近期人类活动减水减沙贡献率分析. 人民黄河, 2012, 34(2): 84-86. [RAN D C, WU Y H, LI X M, et al. Analysis on the contribution rate of recent human activities water reduction and sediment reduction in Helong section. Yellow River, 2012, 34(2): 84-86.]

- [15] 张建梅, 马燮桃, 李艳忠. 1980—2016年黄河中游河龙区间植被动态及其对径流的影响. 南水北调与水利科技, 2020, 18(3): 91-109. [ZHANG J M, MA X D, LI Y Z. Vegetation dynamics and its impact on runoff in the middle reaches of the Yellow River from 1980 to 2016. South-to-North Water Transfer and Water Science & Technology, 2020, 18(3): 91-109.]
- [16] 李艳忠, 刘昌明, 刘小莽, 等. 植被恢复工程对黄河中游土地利用/覆被变化的影响. 自然资源学报, 2016, 31(12): 2005-2020. [LI Y Z, LIU C M, LIU X M, et al. Impact of the grain for green project on the land use/cover change in the Middle Yellow River. Journal of Natural Resources, 2016, 31(12): 2005-2020.]
- [17] 吴珍妮. 黄土区基流分割适宜性方法及基流特征分析. 杨凌: 西北农林科技大学, 2019. [WU Z N. Suitability method and base flow characteristics analysis of base flow segmentation in Loess Area. Yangling: Northwest A&F University, 2019.]
- [18] 王国庆, 张建云, 李岩, 等. 窟野河流域径流演变及其驱动因素分析. 水资源与水工程学报, 2014, 25(2): 7-11, 16. [WANG G Q, ZHANG J Y, LI Y, et al. Analysis of runoff evolution and its driving factors in the Kuye River Basin. Journal of Water Resources and Water Engineering, 2014, 25(2): 7-11, 16.]
- [19] 赵娟, 穆兴民, 高鹏, 等. 基于VAR模型分析径流对降水和水土保持措施响应. 泥沙研究, 2017, 42(4): 37-44. [ZHAO J, MU X M, GAO P, et al. Analysis of runoff response to precipitation and soil and water conservation measures based on VAR model. Sediment Research, 2017, 42(4): 37-44.]
- [20] 宋小燕, 穆兴民, 高鹏, 等. 松花江哈尔滨站近100年来径流量变化趋势. 自然资源学报, 2009, 24(10): 1803-1809. [SONG X Y, MU X M, GAO P, et al. Trends of runoff variation from 1900 to 2005 at Harbin station of Songhua River. Journal of Natural Resources, 2009, 24(10): 1803-1809.]
- [21] 穆兴民, 张秀勤, 高鹏, 等. 双累积曲线方法理论及在水文气象领域应用中应注意的问题. 水文, 2010, 30(4): 47-51. [MU X M, ZHANG X Q, GAO P, et al. The theory of double cumulative curve method and the problems that should be paid attention to in the application of hydrometeorology. Hydrology, 2010, 30(4): 47-51.]
- [22] 刘晓燕, 刘昌明, 杨胜天, 等. 基于遥感的黄土高原林草植被变化对河川径流的影响分析. 地理学报, 2014, 69(11): 1595-1603. [LIU X Y, LIU C M, YANG S T, et al. Analysis of the effect of vegetation change on river runoff in Loess Plateau based on remote sensing. Geography Journal, 2014, 69(11): 1595-1603.]
- [23] WANG, S, FU B J, PIAO S L, et al. Reduced sediment transport in the Yellow River due to anthropogenic change. Nature Geoscience, 2015, 9: 38-41.
- [24] 田磊. 变化环境下黄土高原水气气候要素数值模拟及未来预测. 杨凌: 西北农林科技大学, 2019. [TIAN L. Numerical simulation and future prediction of hydrological and climatic factors in the Loess Plateau under changing environment. Yangling: Northwest A&F University, 2019.]
- [25] 杨晓楠. 黄土高原多尺度景观格局对径流及输沙过程的影响. 杨凌: 西北农林科技大学, 2019. [YANG X N. Effects of landscape pattern on runoff and sediment in the Loess Plateau: A multi-scale study. Yangling: Northwest A&F University, 2019.]
- [26] 吴普特, 赵西宁, 张宝庆, 等. 黄土高原雨水资源化潜力及其对生态恢复的支撑作用. 水力发电学报, 2017, 36(8): 1-11. [WU P T, ZHAO X N, ZHANG B Q, et al. Rainwater resources potential in the loess plateau and its supporting role in ecological restoration. Journal of Hydroelectric Engineering, 2017, 36(8): 1-11.]
- [27] SAFT M, WESTERN A, ZHANG L, et al. The influence of multiyear drought on the annual rainfall-runoff relationship: An Australian perspective. Water Resources Research, 2015, 51(4): 2444-2463.
- [28] 郭爱军. 考虑不确定性的流域水文过程及水库调度研究. 西安: 西安理工大学, 2018. [GUO A J. Study on watershed hydrological process and reservoir dispatching considering uncertainty. Xi'an: Xi'an University of Technology, 2018.]

The trend of runoff change and its attribution in the middle reaches of the Yellow River

NING Yi-nan^{1,2}, YANG Xiao-nan³, SUN Wen-yi^{1,4}, MU Xing-min^{1,4},
GAO Peng^{1,4}, ZHAO Guang-ju^{1,4}, SONG Xiao-yan⁵

(1. Institute of Soil and Water Conservation, CAS and Ministry of Water Resources, Yangling 712100, Shaanxi, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China;
3. Mountain Areas Research Institute of Hebei Province, Agricultural University of Hebei, Baoding 071001, Hebei, China; 4. State Key Laboratory of Soil Erosion and Dryland Farming on the Loess Plateau, Northwest A&F University, Yangling 712100, Shaanxi, China; 5. College of Water Resources and Architectural Engineering, Northwest A&F University, Yangling 712100, Shaanxi, China)

Abstract: Changes in the water and sediments of the Yellow River are associated with ecosystem security and quality development throughout the basin. It is of great significance to quantify the contribution of climate change and human activities to the reduction of runoff in order to analyze the causes of water and sediment changes in the Yellow River. Due to different research scales and research methods, the factors and influence degree of runoff variation vary greatly. Therefore, based on the same time scale, this paper uses MK trend test and Double Mass Curve method to systematically analyze the changing trend of hydrological elements in four typical basins (Huangfuchuan, Kuye River, Wuding River and Yanhe River) in the middle reaches of the Yellow River from 1960 to 2015. The Budyko water heat balance equation is used to clarify the role of climate change and human activities in the water and sediment change of the basin. The results showed that the runoffs in Huangfuchuan, Kuye River, Wuding River and Yanhe River basins all decreased significantly from 1960 to 2015 ($P < 0.01$), and the runoffs in 1979 and 1999 experienced sudden changes without significant variations in precipitation. Compared with the base period (1960-1979), the contribution rate of climate change to runoff reduction in the P2 period (1980-1999) reached 64%-76%; with the large-scale implementation of the project of returning farmland to forestland and grassland, human activities in the P3 period (2000-2015) have become the main influencing factor leading to runoff reduction, with a contribution rate of 71%-88%.

Keywords: Hekou-Longmen section; runoff; climate change; human activities; Budyko equation; elasticity coefficient