

# 渭河流域气候变化与人类活动对径流的影响

毕彩霞<sup>1</sup>, 穆兴民<sup>1,2†</sup>, 赵广举<sup>1,2</sup>, 白桦<sup>3</sup>

(1. 中国科学院 水利部 水土保持研究所 712100 陕西杨凌; 2. 西北农林科技大学水土保持研究所 712100 陕西杨凌;  
3. 南昌工程学院水利与生态工程学院 330099 南昌)

**摘要:** 以黄河最大的一级支流渭河为研究对象, 根据渭河流域华县水文站 1958—2011 年径流资料, 采用 Mann-Kendall 趋势检验、Pettitt 非参数统计和双累积曲线法分析径流序列的变化趋势和突变点, 同时采用水量平衡法定量分析气候变化和人类活动对径流的影响。结果表明: 1) 华县水文站径流量呈显著下降趋势(标准正态统计变量  $< -2.23$ ) 年均递减系数为  $0.86 \text{ mm/a}$ ; 2) 径流量自 1994 年呈显著性减少趋势, 据此将径流序列划分为 2 个阶段, 即基准期 1958—1994 年和变化期 1995—2011 年; 3) 变化期较基准期在枯水年、平水年和丰水年径流量分别下降 64.6%、41.3% 和 45.5% 枯水年流量下降趋势最为明显; 4) 华县站以上控制区内降雨变化和人类活动对径流变化的贡献率分别为 49.0% 和 51.0%, 气候变化对渭河径流的影响主要是由降水量的减少引起的。

**关键词:** 降水; 潜在蒸散发; 径流; 气候变化; 人类活动; 渭河流域

**中图分类号:** P333 **文献标志码:** A **文章编号:** 1672-3007(2013)02-0033-06

## Effects of climate change and human activity on streamflow in the Wei River Basin

Bi Caixia<sup>1</sup>, Mu Xingmin<sup>1,2</sup>, Zhao Guangju<sup>1,2</sup>, Bai Hua<sup>3</sup>

(1. Institute of Soil and Water Conservation, Chinese Academy of Sciences and Ministry of Water Resources, 712100, Yangling, Shaanxi;  
2. Institute of Soil and Water Conservation, Northwest A&F University, 712100, Yangling, Shaanxi;  
3. Water and Ecological Engineering, Nanchang Institute of Technology, 330099, Nanchang, China)

**Abstract:** Research was conducted in a tributary of the Yellow River, Wei River. Streamflow at Huaxian station during the period of 1958–2011 were applied to identify the trends and abrupt changes by using Mann-Kendall test, non-parametric Pettitt test and double mass curve analysis in the Wei River basin. The simple water balance model was employed to quantify the effects of climate variability and human activities on streamflow. Results show that 1) a remarkable decrease trend in annual streamflow were detected with the rate of  $0.86 \text{ mm/a}$ . 2) an abrupt change was identified in 1994. The streamflow time series were then divided into two periods, i. e., the baseline period (1958–1994) and the changed period (1995–2011). 3) Streamflow during the changed period decreased by 64.6%, 41.3% and 45.5% in dry year, normal year and wet year, respectively. 4) In the controlled region of Huaxian station, it was found that precipitation variability and human activities accounted for about 49.0% and 51.0% of the change in streamflow. Additionally, the effect of climate change on streamflow was mostly

收稿日期: 2012-08-03 修回日期: 2013-01-21

项目名称: 中国科学院重点部署项目“黄土高原及周边沙地近代生态环境的演变与可持续性”(KZZD-EW-04); 国家自然科学基金“延河流域水沙变化及其对退耕还林(草)的响应”(41271295), “皇甫川流域泥沙来源的复合指纹示踪研究”(41201266)

第一作者简介: 毕彩霞(1987—), 女, 硕士研究生。主要研究方向: 水土保持与环境效益。E-mail: caixia1220@163.com

† 通信作者简介: 穆兴民(1961—), 男, 博士, 研究员, 博士生导师。主要研究方向: 生态水文、水土保持。E-mail: xmmu@ms.iswc.ac.cn

caused by precipitation decrease in the Wei River basin.

**Key words:** precipitation; potential evapotranspiration; streamflow; climate change; human activity; Wei River Basin

近年来,由于水资源短缺、旱涝灾害频发、水环境不断恶化等问题日益突出,气候变化和人类活动对径流变化的影响研究已经引起了学术界及政府部门的极大关注,并成为水文学与水资源研究的热点之一。其中的关键问题是如何有效地分离和辨析气候变化和人类活动作用的大小<sup>[1]</sup>。目前评估气候变化对径流影响的方法主要分为3类<sup>[2]</sup>,即流域对比法、时间序列分析法和水文模型法。流域对比法是小流域研究中消除气候变化影响较为有效的方法,但难以应用到中大尺度的流域;时间序列法基于统计方法分析实测的水文气象数据,目前被广泛应用,但是该方法在分析气候变化对径流的影响时,只考虑到降水因子的变化,而忽略了蒸散量对径流的影响;水文模型法,尤其是分布式水文模型不仅对数据的要求高,而且本身存在大量难以获取的参数。M. I. Budyko<sup>[3]</sup>认为,流域常年平均蒸散发量由降水量和潜在蒸散发量之间的平衡决定,并以此为基础提出了流域水热平衡方程。J. C. I. Dooge等<sup>[4]</sup>、P. C. D. Milly等<sup>[5]</sup>基于Budyko假设,提出的描述降水及蒸散发变化对径流的一阶效应的理论框架是研究气候变化水文响应的有效方法。水量平衡法计算简单,并且同时考虑了降水与蒸散对径流量的影响。渭河是黄河最大的一级支流,也是区域社会经济活动较为活跃的地区。近年来,在气候变化和人类活动双重因素的作用下,渭河入黄水量急剧减少<sup>[6]</sup>。径流量锐减,使其挟沙、行洪能力降低,给渭河下游防洪带来一系列影响。笔者采用水量平衡法分析渭河径流量的变化趋势与特征,定量评估气候变化及人类活动对径流量的影响,这对渭河水资源管理与防灾减灾有重要意义。

## 1 渭河流域概况

渭河发源于甘肃省渭源县鸟鼠山,于陕西潼关汇入黄河。它是黄河流域的第一大支流,流经甘肃、陕西和宁夏3省区。渭河流域(E 104°00′~110°20′, N 33°50′~37°18′)(图1)总面积13.5万km<sup>2</sup>,干流全长818 km。流域西高东低,北部为黄土高原,南部为秦岭山脉。渭河两岸支流众多,其中泾河是渭河最大支流,河长455.1 km,流域面积4.54万km<sup>2</sup>,占流域总面积的33.7%。北洛河为渭河第2

大支流,河长680 km,流域面积2.69万km<sup>2</sup>,占流域总面积20%。渭河流域地处干旱和湿润地区过渡地带,降水季节性变化十分明显。冬季干燥寒冷、降水稀少,夏季炎热多雨,降水集中在6—9月,占全年降水总量的60%左右。流域多年(1958—2011年)平均降水量548.2 mm,年径流量(华县站)68.4亿m<sup>3</sup>,水面蒸散量989.8 mm。华县水文站位于渭河下游,控制流域面积达10.65万km<sup>2</sup>,占渭河流域(不包括北洛河流域)面积的97.16%,是渭河控制性水文站。

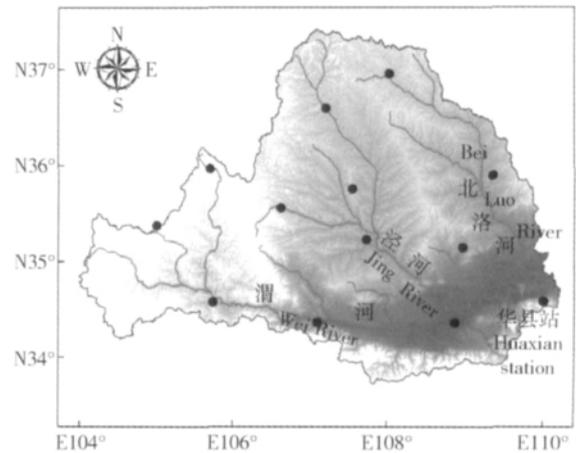


图1 研究区域及水文站

Fig. 1 Location of the study area and the hydro-climatic stations

## 2 资料与方法

### 2.1 资料来源

根据流域内气象站点分布,选用资料较完整的11个气象站1958—2011年的月平均最高气温、最低气温、相对湿度、日照时间、风速、降雨量资料数据(表1),其中气象资料来源于中国气象科学数据共享服务网。气象资料较全的是环县、西吉、平凉、西峰镇、长武、武功和华山站,其他气象站的资料有不同程度的缺失。采用较全的气象站资料,利用多元线性回归方法插补得到其余气象站的气象资料。采用FAO推荐的Penman-Monteith公式计算潜在蒸散发量<sup>[7]</sup>。在获取各站点相关数据后,利用泰森多边形法进一步计算流域面平均年降水量及潜在蒸散发量。流域径流量选用由黄河水利委员会提供的华县水文观测站1950—2009年日流量资料以及1958—

2011 年逐年实测径流量资料。DEM 数据来源于中国科学院计算机网络信息中心国际科学数据服务平台,分辨率为 30 m × 30 m。土地利用数据分 1980、

1996 及 2005 年 3 期,空间分辨率为 1:25 万,数据来源为国家科学数据共享工程——地球系统科学共享网。

表 1 渭河流域部分气象站地理位置及其气象资料  
Tab. 1 Climate data description in the Wei River basin

站名 Station	经度 Longitude/(°)	纬度 Latitude/(°)	海拔 Elevation/m	数据时段 Period of data
环县 Huanxian	107.30	36.58	1 255.6	1958—2011
西吉 Xiji	105.72	35.97	1 916.5	1958—2011
平凉 Pingliang	106.67	35.55	1 346.6	1956—2011
西峰镇 Xifengzhen	107.63	35.73	1 421.0	1953—2011
长武 Changwu	107.80	35.20	1 206.5	1957—2011
铜川 Tongchuan	109.07	35.08	978.9	1958—2011(2000—2006、2009—2011 缺测)
天水 Tianshui	105.75	34.58	1 141.7	1952—2011(2004—2006、2009—2011 缺测)
宝鸡 Baoji	107.13	34.35	612.4	1952—2011(2005、2006、2009—2011 缺测)
武功 Wugong	108.22	34.25	447.8	1955—2011
西安 Xi'an	108.93	34.30	397.5	1951—2011(2006、2009—2011 缺测)
华山 Huashan	110.08	34.48	2 064.9	1954—2011

2.2 研究方法

1) 径流量年际变化趋势分析。用 Mann—Kendall<sup>[8]</sup> 非参数趋势检验法检测径流序列变化趋势。该统计检验方法的优点是不需样本服从一定的分布,也不受少数异常值的干扰,适用于水文、气象等非正态分布的数据。文中采用 Z. W. Kundzewicz 等<sup>[9]</sup> 开发的 Hydrospect( Version 2.0) 软件进行径流量年际变化趋势分析。

2) 径流量跃变时间分析。在有序数据系列存在趋势性变化的前提下,采用 Pettitt 非参数统计法<sup>[10]</sup> 检验其跃变时间,该检验使用 Mann—Whitney 统计量  $U_{t,N}$  来检验同一个总体的 2 个样本  $x_1, \dots, x_t$  和  $x_{t+1}, \dots, x_N$ 。统计量  $U_{t,N}$  的计算公式为:

$$U_{t,N} = U_{t-1,N} + \sum_{j=1}^N \text{sgn}(x_t - x_j) \quad (t=2; \dots; N) \quad (1)$$

$$\text{sgn}(x_t - x_j) = \begin{cases} +1 & x_t - x_j > 0 \\ 0 & x_t - x_j = 0 \\ -1 & x_t - x_j < 0 \end{cases} \quad (2)$$

式中:  $x_t, x_j$  分别为  $t, j$  年相应的径流量的测量值,  $\text{m}^3$ ;  $N$  为资料系列长度,即样本数。

Pettitt 检验的零假设为数据序列不存在突变点。统计量  $K_t$  代表最显著的突变点  $t$  处  $|U_{t,N}|$  的最大值  $K_t$  的计算公式及相应的概率  $P$  的显著性检验

公式为:

$$K_t = \max_{1 \leq t \leq N} |U_{t,N}| \quad (3)$$

$$P \cong 2 \exp\left(-\frac{6 K_t^2}{N^3 + N^2}\right) \quad (4)$$

3) 估算径流变化影响贡献率。采用多年平均水量平衡法,假设前后时段年均径流变化量可由下式计算:

$$\Delta Q_t = Q_2 - Q_1 \quad (5)$$

作为一阶近似结果,前后时段年均径流变化量可由下式确定:

$$\Delta Q_t = \Delta Q_{\text{clim}} + \Delta Q_{\text{LUCC}} \quad (6)$$

$\Delta Q_{\text{clim}}$  通过 P. C. D. Milly 等<sup>[5]</sup> 提出的方法计算:

$$\Delta Q_{\text{clim}} = \beta \Delta P + \gamma \Delta E_0 \quad (7)$$

式中:  $\Delta Q_t$  为年均径流变化量,  $\text{mm}$ ;  $Q_1$  为前一时段年均径流量,  $\text{mm}$ ;  $Q_2$  为后一时段年均径流量,  $\text{mm}$ ;  $\Delta Q_{\text{clim}}$  为由于气候变化引起的前后时段径流变化量,  $\text{mm}$ ;  $\Delta Q_{\text{LUCC}}$  为由土地利用/覆被变化等不同人类活动引起的径流变化量,  $\text{mm}$ ;  $\Delta P, \Delta E_0$  为前后时段降雨量( $P$ )和潜在蒸发量( $E_0$ )的变化量,  $\text{mm}$ ;  $\beta$  和  $\gamma$  为径流对降雨及蒸发的敏感系数,决定于区域气候环境特征,可由 Li Lijuan 等<sup>[11]</sup> 提供的公式确定:

$$\beta = \frac{1 + 2x + 3\omega x}{(1 + x + \omega x^2)^2} \quad (8)$$

$$\gamma = -\frac{1 + 2\omega x}{(1 + x + \omega x^2)^2} \quad (9)$$

式中:  $x$  为干燥指数 ( $E_0/P$ ) ,量纲为 1;  $\omega$  为反映流域植被变化的参数,量纲为 1。

Zhang Lu 等<sup>[12]</sup>对世界 257 条流域实测资料进行最小二乘方拟合得出  $\omega$  适用值: 森林流域(林地面积超过流域面积的 75%)  $\omega$  适用值为 2.0 ,草地流域  $\omega$  适用值为 0.5。笔者根据土地利用信息,利用面积加权法最终将  $\omega$  设定为 0.75。公式为

$$\omega = \omega_1 f + \omega_2 (1 - f) \quad (10)$$

式中:  $\omega_1$  和  $\omega_2$  分别为森林和草地流域植被变化参数;  $f$  为该流域林地面积所占的比例, %。对于文中  $\omega$  的设定,需要在将来的工作中进一步完善。

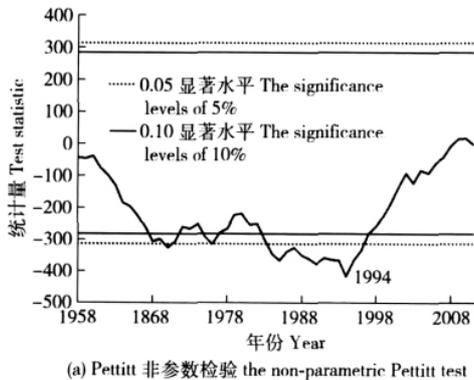
### 3 结果与分析

#### 3.1 径流量变化趋势和突变分析

渭河流域华县水文站实测径流量 ( $y$ ) 及其随时间 ( $x$ ) 的变化如图 2 所示。可知,1958—2011 年年均径流量为 68.4 亿  $m^3$ ,径流量在 20 世纪 60 年代最大,平均为 96.2 亿  $m^3$ ,到 21 世纪初,已经减少到 46.3 亿  $m^3$ ,减少了 51.8%。径流量时序变化的 Mann-Kendall 检验统计量值为 -3.21,达到极显著水平,表明近 54 年来渭河径流量有显著的减小趋势,年均减少量为 0.86 mm。

采用 Pettitt 检验和双累积曲线法<sup>[13]</sup>识别径流量序列发生突变的临界年份。由图 3(a) 可见,在 0.05 显著水平下,统计检验指标在 1994 年出现最低点并超出临界水平线,说明径流量从此年份开始发生明显变化。同样,由图 3(b) 可知,双累积曲线在 1994 年明显向右偏转,以 1994 年为分界点,曲线斜率由 0.135 1 降低为 0.086 1,临界年份前后 2 个时段平均径流量分别为 79.7 亿和 43.6 亿  $m^3$ 。

由 2 种方法判定的突变发生在 1994 年。据此,以 1994 年为临界点,将径流序列划分为 2 个时段:



基准期为 1958—1994 年,代表径流处于近似天然状态,人类活动影响相对较小;变化期为 1995—2011 年,代表在气候变化与人类活动影响下的径流。

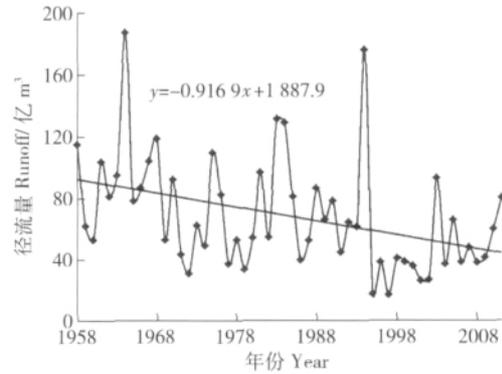


图 2 渭河华县站径流量变化趋势

Fig. 2 Average annual streamflow trend about Wei River at Huaxian station

#### 3.2 径流量差异分析

在趋势分析和突变分析的基础上,采用流量历时曲线 FDC( flow duration curve)<sup>[14]</sup>分析临界年份前后 2 个时期的径流量频率分布差异,结果见图 4。可见,在同一频率下,曲线均向下平移,说明变化期的径流量明显低于基准期。

定义每一个径流量值  $Q$  对应一个超过该流量的频率: 高流量(丰水年)为频率 5% 所对应的流量  $Q_5$ ,低流量(枯水年)为频率 95% 所对应的流量  $Q_{95}$ ,常流量(平水年)为频率 50% 所对应的流量  $Q_{50}$ 。用  $(Q_2 - Q_1) / Q_1$  来计算突变点前后 2 段时期的相对变化率。不同时期典型频率下径流量及其相对变化率见表 2。可见,与基准期相比,径流量整体表现减少趋势,但在不同频率下降低程度有所差异。低流量(枯水年)  $Q_{95}$  相对变化率为 -64.6%,常流量(平水年)  $Q_{50}$  相对变化率为 -41.3%,高流量(丰水年)  $Q_5$

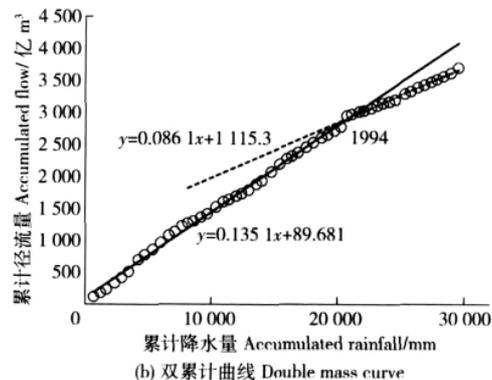


图 3 渭河华县站径流突变分析结果

Fig. 3 Abrupt changes of streamflow at Huaxian station in the Wei River basin

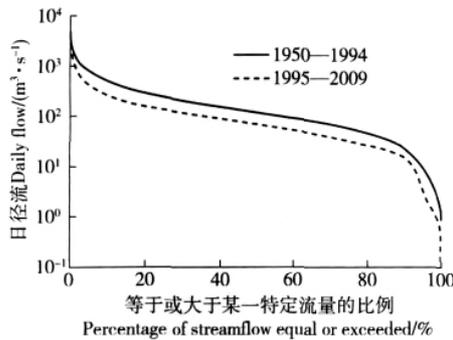


图 4 基准期和变化期日径流量的累计频率曲线  
Fig. 4 Accumulated frequency distribution curve of baseline period and changed period

相对变化率为 -45.5% ,即枯水年流量比丰水年流量有更为明显的下降趋势。

表 3 气候变化及人类活动对年均径流量的影响

Tab. 3 Effects of climate variability and human activities on streamflow

站点 Station	与基准期相比变化量 Changes based on the baseline period/mm			气候因子贡献率 Climate variability/%		人类活动贡献率 Human activity/%
	$\Delta P$	$\Delta E_0$	$\Delta Q$	$P$	$E_0$	
华县 Huangxian	-45.9	34.98	-33.90	37.1	11.9	51.0

径流量减少的贡献率分别为 37.1% 和 11.9%。可知 降水量的减少是径流量减少的主要气候因子。

为明确人类活动引起的径流量的变化,采用降雨—径流关系模型计算流域还原水量。由于 1970 年以前,渭河流域人类活动影响较小<sup>[15]</sup>,可以认为,1970 年以前降雨与径流的关系是天然降雨产流关系 根据 1958—1969 年降雨和径流数据序列建立的回归方程如下:

$$Q = 0.2943P - 85.124 \quad (11)$$

通过上述方法建立的经验模型,拟合度  $R^2$  达 0.83,基本能反映降水—径流之间的关系。利用流域模型模拟出天然条件下的径流过程系列,这个系列就是还原以后的资料,它与实测资料的差别就是还原水量。还原水量主要包括农田灌溉、工业、生活用水、水库蓄变量等耗水量。

不同年代还原的径流量见图 5。可以看出,渭河流域华县站径流还原水量 20 世纪 60 年代最少,仅为 5.2 亿  $m^3$ ,70 年代还原水量增加到 33.3 亿  $m^3$ ,至 2000 年,增长到近 9 倍,达到 45.0 亿  $m^3$ 。还原水量占天然径流量的比例从 60 年代的 5.2% 增加到 21 世纪初的 50.0%,可知,人类活动对渭河流域径流量的影响加剧。

渭河流域径流变化主要由气候变化和人类活动

表 2 华县站不同时期 FDC 的流量变化

Tab. 2 Changes of daily streamflow from FDC in different periods at Huaxian Station

指标 Index	1950—1994	1995—2009	相对变化率
			Relative variability/%
常流量 Constant flow $Q_{50}$	118.0	69.3	-41.3
高流量 High flow $Q_5$	805.0	439.0	-45.5
低流量 Low flow $Q_{95}$	9.6	3.4	-64.6

### 3.3 气候变化和人类活动对径流量的影响

渭河流域基准期年均径流深为 74.9 mm,变化期较基准期减少了 33.9 mm。采用水量平衡法估算变化期气候变化及人类活动对径流量的影响,结果见表 3。可以看出:气候变化的贡献率占 49.0%,人类活动的贡献率占 51.0%;降水量和蒸散量变化对

引起。气候变化对径流的影响主要表现为降水减少和潜在蒸散的增加,变化期降水量减少 45.9 mm,由气候变化如温度升高等引起的潜在蒸散量增加 35.0 mm。人类活动对流域径流的影响主要表现为 20 世纪 70 年代以后流域内大规模的水利工程、水土保持措施和工农业用水的增加<sup>[16]</sup>。截至 2000 年底,流域内修建大、中及小(I)型水库 302 座,总库容达 27.3 亿  $m^3$ ,兴利库容 15.5 亿  $m^3$ 。蓄、引、提工程有效灌溉面积 121 万  $hm^2$ ,其中大型灌区 9 处<sup>[16]</sup>,如宝鸡峡引渭工程,年均引渭水量 5.99 亿  $m^3$ ,冯家山水库和石头河水库等一批大型水库以及数万眼工农业用井的建设,它们对径流量的减少都是以数亿  $m^3$  计量。可知,工程措施和工农业耗水量不断上升,人类活动对渭河径流的影响越来越剧烈,导致径流量不断减少。

## 4 结论与讨论

1) 渭河流域华县站 1958—2011 年年径流量有明显的减少趋势,年均减少量为 0.86 mm。与 20 世纪 60 年代相比,21 世纪初径流量减少了 49.8 亿  $m^3$ ,减少程度达 51.8%。

2) 渭河流域径流突变时间为 1994 年,变化期(1995—2011)年均径流量相对基准期(1958—

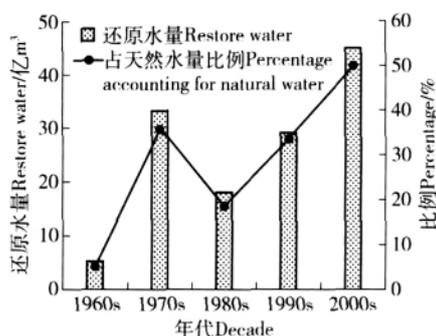


图5 渭河流域华县站不同年代还原水量变化过程

Fig. 5 Reconstructed streamflow during different periods in the Wei River Basin at Huaxian station

1994) 减少 33.9 mm。变化期的径流量在枯水年、平水年和丰水年分别下降 64.6%、41.3% 和 45.5%，枯水年流量下降趋势最为明显。

3) 渭河流域径流变化主要由气候变化和人类活动引起,变化期相对基准期的年平均径流变化量中,气候因素贡献率为 49.0%,人类活动贡献率占 51.0%。气候变化对径流的影响主要表现为变化期降水减少 45.9 mm,潜在蒸散增加 35.0 mm。同时 20 世纪 70 年代以后大规模的水利工程、水土保持措施以及工农业耗水的迅速增加,导致人类活动对渭河流域径流量影响加剧。

从降水与蒸散 2 种气候因子出发,采用水量平衡法分析人类活动对流域水文过程的影响,可以明确渭河流域径流量的演变过程,增进对渭河流域水文水资源的认识。而气候因素对流域水文的影响是一个复杂过程,地理和气象要素众多,笔者通过简化方法仅对其主要因素进行了简要分析,渭河流域径流演变机制仍急需更深层次的研究。

## 5 参考文献

- [1] Chen Junfeng, Li Xiubin, Zhang Ming. Simulating the impacts of climate variation and land-cover changes on basin hydrology: A case study of the Suomo basin [J]. Science in China (Series D: Earth Sciences), 2005, 48(9): 1501–1508
- [2] 李志,刘文兆,郑粉莉,等. 黄土塬区气候变化和人类活动对径流的影响[J]. 生态学报, 2010, 30(9): 2379–2386
- [3] Budyko M I. Climate and Life [M]. New York: Academic Press, 1974: 508
- [4] Dooge J C I, Bruen M, Parmentier B. A simple model for

estimating the sensitivity of runoff to long-term changes in precipitation without a change in vegetation [J]. Advance in Water Resources, 1999, 23(2): 153–163

- [5] Milly P C D, Dunne K A. Macroscale water fluxes 2. Water and energy supply control of their interannual variability [J]. Water Resource Research, 2002, 38(10): 241–249
- [6] 刘燕,胡安焱. 渭河流域近 50 年降水特征变化及其对水资源的影响[J]. 干旱区资源与环境, 2006, 20(1): 85–87
- [7] Allen R G, Pereira L S, Raes D, et al. Crop evapotranspiration—Guidelines for computing crop water requirements [M]. Rome: FAO, 1998: 4–7
- [8] Zhao Guangju, Hormann G, Fohrer N, et al. Streamflow trends and climate variability impacts in Poyang Lake Basin, China [J]. Water Resources Management, 2010, 24(4): 689–706
- [9] Kundzewicz Z W, Robson A J. Change detection in hydrological records—a review of the methodology [J]. Hydrological Sciences Journal, 2004, 49(1): 7–19
- [10] Pettitt A N. A nonparametric approach to the change-point problem [J]. Applied statistics, 1979, 28(2): 126–135
- [11] Li Lijuan, Zhang Lu, Wang Hao, et al. Assessing the impact of climate variability and human activities on streamflow from the Wuding River basin in China [J]. Hydrological Process, 2007, 21(25): 3485–3491
- [12] Zhang Lu, Hickel K, Dawes W R, et al. A rational function approach for estimating mean annual evapotranspiration [J]. Water Resources Research, 2004, 40(1): 701–708
- [13] 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[J]. 水文, 2010, 30(4): 47–51
- [14] Vogel R M, Fennessey N M. Flow-duration curves I: New interpretation and confidence intervals [J]. Journal of Water Resources Planning and Management, 1994, 120(4): 485–504
- [15] 冉大川,刘斌,王宏,等. 黄河中游典型支流水土保持措施减洪减沙作用研究[M]. 郑州: 黄河水利出版社, 2006: 213–215
- [16] 水利部黄河水利委员会勘测规划设计研究院. 渭河流域水资源规划[R]. 郑州: 水利部黄河水利委员会勘测规划设计研究院, 2003: 32–35

(责任编辑: 宋如华)