

DOI:10.13869/j.cnki.rswc.2023.03.055.

严伟卿, 刘冀, 赵心睿, 等. 基于Budyko假设的金溪流域径流变化归因分析[J]. 水土保持研究, 2023, 30(3): 121-126.

YAN Weiqing, LIU Ji, ZHAO Xinrui, et al. Attribution of Runoff Variation in Jinxi Basin Based on Budyko Hypothesis[J]. Research of Soil and Water Conservation, 2023, 30(3): 121-126.

基于Budyko假设的金溪流域径流变化归因分析

严伟卿^{1,2,3}, 刘冀^{1,2,3}, 赵心睿^{1,2,3}, 杨少康^{1,2,3}, 舒章康^{4,5}, 董晓华^{1,2,3}, 刘艳丽^{4,5}

(1.三峡库区生态环境教育部工程研究中心, 湖北 宜昌 443002; 2.水资源安全保障湖北省协同创新中心, 武汉 430072; 3.三峡大学 水利与环境学院, 湖北 宜昌 443002; 4.水利部 应对气候变化研究中心, 南京 210029; 5.南京水利科学研究院 水文水资源与水利工程科学国家重点实验室, 南京 210098)

摘要: [目的]探究金溪流域径流变化特征及其原因, 对于水库运行调度及水资源管理具有重要指导作用。[方法]基于1982—2015年流域气象水文数据以及植被NDVI数据, 采用线性回归法、Mann-Kendall突变检验及滑动T突变检验法分析径流变化特征, 进一步采用Budyko水热耦合平衡方程计算各影响因子对流域径流变化的贡献率。[结果]金溪流域年径流深、降雨量均呈不显著上升趋势, 变化速率分别为3.89 mm/a、8.43 mm/a。潜在蒸散发量呈显著上升趋势, 变化速率为1.17 mm/a。通过突变检验可将金溪流域径流序列分为基准期1982—2002年和变化期2003—2015年。金溪流域径流变化归因分析表明: 下垫面变化对径流变化的贡献率为123.55%, 潜在蒸散发的贡献率为33.83%, 降雨贡献率为-57.38%, 流域下垫面变化主要源于植被情况显著改善, 其中NDVI在基准期上升速率为0.005/10 a, 在变化期上升速率为0.024/10 a。[结论]导致金溪流域径流变化的主要源于植被情况的显著改善, 金溪流域径流变化的归因分析为金溪流域的水资源利用提供了理论支持。

关键词: 径流变化; 归因分析; Budyko方程; 金溪流域; NDVI

中图分类号: P339

文献标识码: A

文章编号: 1005-3409(2023)03-0121-06

Attribution of Runoff Variation in Jinxi Basin Based on Budyko Hypothesis

YAN Weiqing^{1,2,3}, LIU Ji^{1,2,3}, ZHAO Xinrui^{1,2,3}, YANG Shaokang^{1,2,3},
SHU Zhangkang^{4,5}, DONG Xiaohua^{1,2,3}, LIU Yanli^{4,5}

(1. Engineering Research Center of Eco-environment in Three Gorges Reservoir Region, Ministry of Education, Yichang, Hubei 443002, China; 2. Hubei Collaborative Innovation Center for Water Resources Security, Wuhan 430072, China; 3. College of Hydraulic and Environmental Engineering, China Three Gorges University, Yichang, Hubei 443002, China; 4. Research Center for Climate Change, Ministry of Water Resources, Nanjing 210029, China; 5. State Key Laboratory of Hydrology, Water Resources and Hydraulic Engineering, Nanjing Hydraulic Research Institute, Nanjing 210098, China)

Abstract: [Objective] To explore the characteristics and causes of runoff change in Jinxi Basin plays an important guiding role in reservoir operation and water resources management. [Methods] Based on the meteorological and hydrological data and Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) data from 1982 to 2015, linear regression method, Mann-Kendall mutation test and sliding T mutation test were used to analyze the characteristics of runoff change. The contribution rate of each influencing factor to runoff change was calculated by using Budyko coupled equilibrium equation. [Results] The results show that the annual runoff depth and rainfall in Jinxi Basin had no significant upward trend, with the changing rates of 3.89 mm/a and 8.43 mm/a, respectively; the potential evapotranspiration showed a significant upward trend at a rate of 1.17 mm/a; through mutation test, the runoff series of Jinxi Basin could be divided into the base period from 1982 to 2002 and the change period from 2003 to 2015; attribution analysis of runoff change in Jinxi Basin showed that the contribution rate of underlying surface change to runoff change was 123.55%, the contribution rate of poten-

收稿日期: 2022-03-31

修回日期: 2022-04-21

资助项目: 国家自然科学基金(52079079); 江苏省自然科学基金(BK20191129); 湖北省教育厅科学技术研究重点项目(D20211205)

第一作者: 严伟卿(1999—), 男, 福建三明人, 硕士研究生, 研究方向为水文学与水资源。E-mail: 907942396@qq.com

通信作者: 刘冀(1980—), 男, 河北保定人, 博士, 副教授, 主要从事流域水文模拟与防洪调度研究。E-mail: liuji@ctgu.edu.cn

<http://stbcy.paperonice.org>

tial evapotranspiration was 33.83%, and the contribution rate of rainfall was -57.38%. [Conclusion] The change of underlying surface of the basin is mainly due to the significant improvement of vegetation situation in which the increase rate of NDVI is 0.005/10 a in the base period and 0.024/10 a in the change period.

Keywords: runoff change; attribution analysis; Budyko equations; Jinxi Basin; NDVI

径流是地表水循环过程中的重要环节。近年来,环境变化对流域径流的影响逐渐突出,已威胁到流域内水循环的过程和生态系统的稳定^[1]。流域径流变化通常受气候变化和人类活动的共同影响,其中,气候变化主要影响降雨和蒸发过程,而人类活动通过改变下垫面条件,使流域产汇流过程发生变化^[2],从而导致径流序列的一致性遭到破坏。针对径流变化归因,常用方法主要有水文模型法、多元统计分析法和基于 Budyko 假设的水热耦合平衡方程理论^[3]。相较于其他两种方法,基于 Budyko 假设的水热耦合平衡方程理论适用于长期径流变化的归因分析,且因参数少,减少了参数不确定性^[4]。因此,基于 Budyko 假设的水热耦合平衡方程理论在径流变化归因分析中获得了广泛应用^[5]。

多数研究表明气候变化和人类活动对不同尺度的流域径流变化影响存在较大区别^[3-8]。因此有必要对不同尺度的流域进行径流归因分析,以探究区域性变化规律。金溪是富屯溪最大的一级支流,闽江二级支流。受气候变化以及人类活动的共同影响,金溪流域径流发生了变化,进一步影响流域内池潭水电站的调度运行及经济效益发挥,因此,迫切需要明晰流域径流演变特征并进行径流变化归因分析,而目前针对金溪流域的研究主要集中在降雨量、径流量等水文气象要素变化规律分析以及流域洪涝灾害防治方面^[8-9],对径流变化的归因分析还少有涉及。鉴于此,本文基于 1982—2015 年金溪流域径流数据,首先采用突变检验法识别径流基准期和变化期,利用 Budyko 水热耦合平衡方程量化降雨、潜在蒸散发以及下垫面对径流变化的贡献^[10],进而识别导致金溪流域径流变化的主导因素,为金溪流域水资源规划利用及水电站安全运行提供理论支持。

1 研究区概况

金溪河是富屯溪一级支流,闽江二级支流,金溪河流域地处 26°—27°N, 116°—117°E, 总面积为 4 766 km²。金溪流域地势起伏较大,北部和南部山峰林立,地形多为山地。流域中部和东部的中下游河谷和平原地区热能资源丰富。金溪流域属亚热带湿润季风型山地气候,多年平均降雨量约为 1 800 mm,雨量充沛,植被覆盖情况较好。雨季(3—6 月)降水总量约占全年的 62%。流域内多年平均气温约为 18℃^[11]。研究区地理位置及站点分布见图 1。

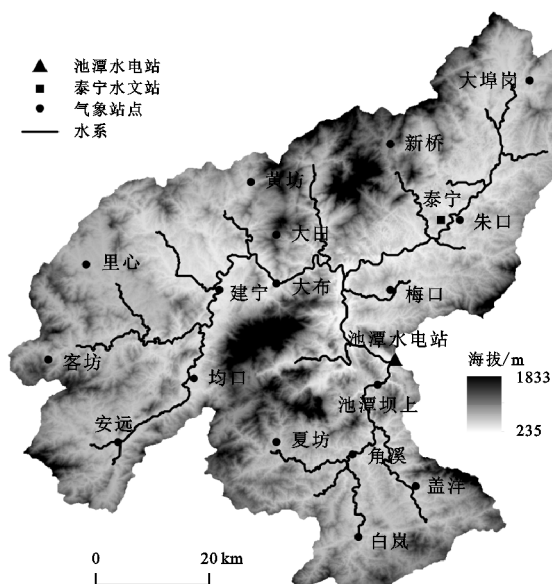


图 1 研究区地理位置及站点分布

2 数据与方法

2.1 数据来源与处理

本文收集金溪流域 17 个雨量站 1982—2015 年的逐日降雨数据,1 个气象站(泰宁站)的日平均温度数据(来源中国气象数据网, <http://data.cma.cn>),将日平均温度与日降雨量转化为年平均温度以及年降雨量。流域径流数据来源于流域出口池潭水电站实测日径流数据。DEM 数据来自地理空间数据云(<https://www.gscloud.cn/>)。金溪流域内土地利用类型数据来源于中国科学院资源环境科学数据中心(<http://www.resdc.cn/>)开发的中国土地利用数据(1980—2015 年),包括 1980 年、1990 年、1995 年、2000 年、2005 年、2010 年、2015 年 7 期土地利用类型,其空间分辨率为 1 km。土地利用类型包括耕地、林地、草地、水域、城镇用地和未利用土地 6 个一级类型以及 25 个二级类型。后利用 ArcGIS 软件将每期土地利用数据的 25 个二级分类按照 6 个一级类型进行重分类,裁剪得出金溪流域的土地利用情况。为分析流域下垫面变化(主要为植被变化),选取归一化植被指数 NDVI(Normalized Difference Vegetation Index)作为分析指标,该数据来自于 GIMMS NDVI 数据(<https://ecocast.arc.nasa.gov/data/pub/gimms/>),空间分辨率为 8 km、时间分辨率为 15 d,将 15 d 的 NDVI 数据采用最大值合成法转化为年 NDVI 数据^[12]。

流域月潜在蒸散量(ET₀)估算采用改进 Thorn-

thwaite 模型,该法计算精度较好,且对于资料要求较低^[13]。Thornthwaite 模型主要以月平均气温为依据,建立经验公式,如式(1)所示:

$$ET_0 = 16 \times \left(\frac{10T_i}{I} \right)^a \quad (1)$$

式中: ET_0 为 Thornthwaite 模型计算的月潜在蒸散量(mm); T_i 为月平均气温($^{\circ}\text{C}$); I 为年热指数,计算公式见式(2):

$$I = \sum_{i=1}^{12} I_i = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{T_i}{5} \right)^{1.514} \quad (2)$$

式中: a 为常数,由式(3)计算。

$$a = 6.75 \times 10^{-7} I^3 - 7.71 \times 10^{-5} I^2 + 1.792 \times 10^{-2} I + 0.49239 \quad (3)$$

2.1.1 Mann-kendall 突变检验和滑动 T 突变检验

Mann-Kendall(M-K)突变检验^[14]是一种非参数统计检验的方法,其优点是即使序列存在少数异常值,也不会受到干扰,更适用于类型变量和顺序变量,计算较方便。M-K 突变检验的突变点求得主要通过图像观察,如果 UB 和 UF 两条统计量曲线在临界线之间出现交点,那么交点对应的时刻便是突变点^[15]。若 M-K 突变检验中存在多个可能突变点,无明显突变性,可配合滑动 T 突变检验法确认。滑动 T 突变检验^[16]将一样本为 n 的序列 x 分成两个样本为 n_1 和 n_2 的子序列 x_1 和 x_2 ,定义统计量:

$$t = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{S \sqrt{\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2}}} \quad (6)$$

如果统计量曲线与显著性水平线出现交点,那么交点所对应的时刻便是突变点。

2.1.2 Budyko 水热耦合平衡方程理论 基于 Budyko 水热耦合平衡方程的实际蒸散发计算^[10]见式(7):

$$ET = \frac{P \times ET_0}{(P^n + ET_0^n)^{1/n}} \quad (7)$$

式中: ET 表示流域年实际蒸散发量(mm); ET_0 表示年潜在蒸散发量(mm); P 表示年降雨量(mm); 参数 n 表示下垫面参数(无量纲),其与土壤性质、地形以及植被相关。

在多年尺度上,流域满足水量平衡关系,即:

$$\bar{R} = \bar{P} - \bar{ET} - \Delta S \quad (8)$$

式中: \bar{R} 为多年平均径流深(mm); \bar{ET} 为多年平均蒸散发量(mm); \bar{P} 为多年平均降雨量(mm); ΔS 为流域蓄水变化量(多年平均情况下,其近似为 0,故本文选取 5 a 作为滑动窗口假定 ΔS 近似为 0^[17])。

将式(7)代入式(8)可得式(9):

$$R = P - \frac{P \times ET_0}{(P^n + ET_0^n)^{1/n}} \quad (9)$$

2.1.3 径流变化敏感性分析 假设式(9)中的 P , ET_0 和 n 是相互独立的变量,结合 Budyko 水热耦合平衡方程^[8],年径流深 R 可表示为全微分形式,即:

$$dR = \frac{\partial f}{\partial P} dP + \frac{\partial f}{\partial ET_0} dET_0 + \frac{\partial f}{\partial n} dn \quad (10)$$

定义 $\epsilon_P = \frac{dR/R}{dP/P}$ 为径流的降雨弹性系数;同理可得:

$\epsilon_{ET_0} = \frac{dR/R}{dET_0/ET_0}$ 为径流的潜在蒸散发弹性系数; $\epsilon_n =$

$\frac{dR/R}{dn/n}$ 为径流的下垫面弹性系数,即可得到表达式为:

$$\frac{dR}{R} = \epsilon_P \frac{dP}{P} + \epsilon_{ET_0} \frac{dET_0}{ET_0} + \epsilon_n \frac{dn}{n} \quad (11)$$

通过进一步推导,可得降雨、潜在蒸散发、下垫面的弹性系数,如式(12)~(14)所示。

$$\epsilon_P = \frac{(1+\varphi^n)^{1/n+1} - \varphi^{n+1}}{(1+\varphi^n)[(1+\varphi^n)^{1/n} - \varphi]} \quad (12)$$

$$\epsilon_{ET_0} = \frac{1}{(1+\varphi^n)[1 - (1+\varphi^{-n})^{1/n}]} \quad (13)$$

$$\epsilon_n = \frac{\ln(1+\varphi^n) + \varphi^n \ln(1+\varphi^{-n})}{n(1+\varphi^n)[1 - (1+\varphi^{-n})^{1/n}]} \quad (14)$$

式中: $\varphi = ET_0/P$ 。弹性系数的正负表示径流与该影响因子的正负关系,弹性系数绝对值的大小表示该影响因子对径流变化的影响程度^[17]。如设定 ϵ_n 的值为 x ,则 ϵ_n 表示为如果 n 增加 1%,将使径流深增加 $x\%$ (或减少 $x\%$)^[8]。 ϵ_{ET_0} 、 ϵ_P 计算同 ϵ_n 。

2.1.4 径流变化的贡献率分析 如径流发生显著变化,可按照突变点将研究期分为基准期和变化期^[18],基准期和变化期的径流深变化 ΔR ,径流深的变化可归因于降雨、潜在蒸散发以及下垫面变化等三方面^[8]。由式(15)可计算各因素引起的径流深变化量:

$$\Delta R_i = \epsilon_i \frac{R}{i} \Delta i \quad (15)$$

式中: i 分别代表降雨、潜在蒸散发及下垫面参数。

通过式(16)可分别得到降雨、潜在蒸散发及下垫面参数对应的 ΔR_P , ΔR_{ET_0} , ΔR_n ,从而可得各影响因子对径流变化的贡献率:

$$\eta_i = \Delta R_i / \Delta R \times 100\% \quad (16)$$

式中: η_i 分别表示降雨、潜在蒸散发、下垫面参数对径流变化的贡献率。如贡献率为负数,即表示该影响因子对径流影响呈负相关;如贡献率为正数,即表示该影响因子对径流影响呈正相关^[7]。如贡献率大于 100%,则代表该影响因子影响径流的变化量超过径流的变化量。

3 结果与分析

3.1 金溪流域水文气象要素变化特征

3.1.1 变化趋势分析 1982—2015 年金溪流域降雨

量 \bar{P} 、径流深 \bar{R} 、潜在蒸散发 $\overline{ET_0}$ 变化见图2。

金溪流域多年平均降雨量为1786.95 mm,年降雨量呈不显著上升趋势($p>0.05$),其变化率为8.43 mm/a,变差系数 C_V 为0.21,年际变化较大;金溪流域多年平均径流深为1107.99 mm,年径流深呈不显

著上升趋势(显著性 $p>0.05$),其变化率为3.89 mm/a, C_V 为0.36,年际变化较降雨变化更大;多年平均潜在蒸散发量为847.02 mm,年潜在蒸散发量呈显著上升趋势($p<0.05$),其变化率为1.71 mm/a, C_V 为0.03,年际变化较小。

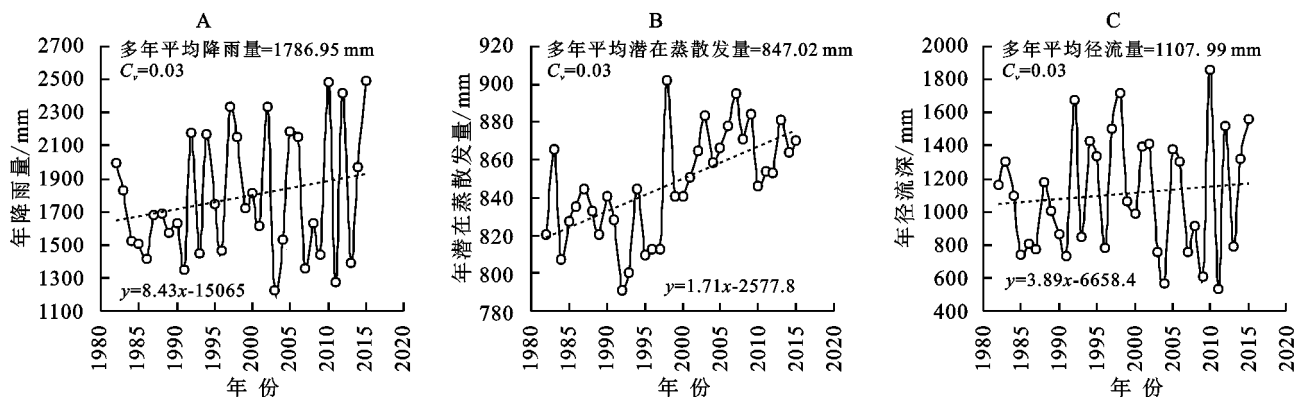


图2 1982—2015年金溪流域降雨量、径流深及潜在蒸散发量年际变化趋势

3.1.2 径流突变检验 采用M-K突变检验对金溪流域1982—2015年径流序列进行突变检验,如图3A所示。可知,在 $p=0.05$ 显著性水平下,金溪流域UB和UF曲线存在多个交点,每个交点对应的年份均可能为突变年份。为进一步确定突变年份,采用滑动T突变检验法对金溪流域径流序列进行突变分

析,见图3B。取步长为7a,统计量值超过上下 $p=0.05$ 显著水平线对应的年份的可看作突变年份,可知突变年份为1991年、2002年。

综合M-K突变检验及滑动T突变检验结果,最终确定将2002年作为金溪流域年径流序列的突变年份。

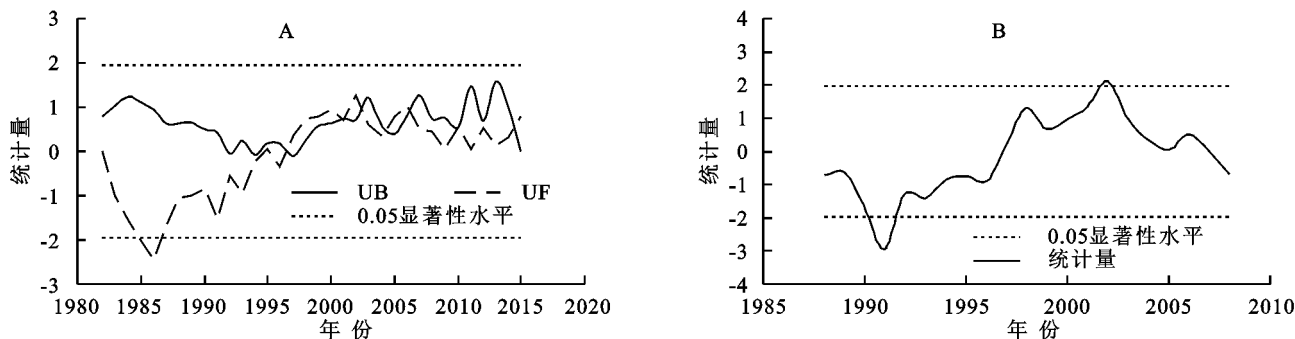


图3 金溪流域年径流序列M-K突变检验和滑动T突变检验

3.2 径流变化的归因分析

以突变年份2002年为界,将研究期(1982—2015年)划分为基准期(1982—2002年)和变化期(2003—2015年)。根据金溪流域基准期与变化期的多年平

均降雨量、多年平均径流深、多年平均潜在蒸散发量,利用式(9)计算各时期的下垫面参数 n ,按式(12)—(14)计算金溪流域基准期与变化期的弹性系数 ϵ_P , ϵ_{ET_0} , ϵ_n ,结果见表1。

表1 金溪流域基准期与变化期气象水文要素特征值及弹性系数

时期	\bar{P}/mm	$\overline{ET_0}/\text{mm}$	\bar{R}/mm	n	R/P	ET_0/P	ϵ_P	ϵ_{ET_0}	ϵ_n
基准期	1770.90	832.99	1133.71	1.24	0.64	0.47	1.40	-0.40	-0.27
变化期	1812.87	869.67	1066.46	1.68	0.59	0.48	1.54	-0.54	-0.22

由表1可知,金溪流域变化期的 \bar{P} 、 $\overline{ET_0}$ 较基准期有所上升,上升幅度分别为41.97 mm,36.68 mm,上升幅度较小。变化期 n 较基准期显著增大,上升幅度达到0.44。金溪流域的干燥指数(ET_0/P)较基准期略有上升,径流系数(R/P)有所下降。对比金溪流域基准期与变化期, ϵ_P 由基准期的1.40增加到

变化期的1.54,表明当 P 增加10%时,变化期的径流增加量比基准期径流增加量多1.4%; ϵ_{ET_0} 由基准期的-0.40,增加到变化期的-0.54,表明当 ET_0 增加10%时,变化期的径流减少量比基准期径流减少量多1.4%^[3]; ϵ_n 由基准期的-0.27,增加到变化期的-0.22,表明当 n 增加10%时,变化期的径流减少量

比基准期径流减少量少 0.5%。由此可知,金溪流域径流深变化与 P 呈正相关,与 ET_0 、 n 变化呈负相关。由于弹性系数绝对值的大小反映了径流量对各影响因子的敏感程度^[19],综合分析可知,金溪流域径流变化对 P 最敏感,对 n 弱敏感。

3.3 径流变化的归因识别

金溪流域各影响因子对径流变化的贡献率见表 2。由表 2 可知,理论计算得到的径流深变化(dR)和实际径流深变化(dR')数值接近,误差 1.12 mm,表

明本文计算结果较为可靠^[20]。 P 、 ET_0 、 n 引起金溪流域径流的变化量分别为 37.95 mm,−22.40 mm,−81.68 mm。各影响因子变化期相对于基准期而言, P 、 ET_0 、 n 对径流贡献有较大差异。 n 对径流变化的贡献率最大(约占 123.55%), ET_0 对径流变化的贡献率约为 33.83%, P 对径流变化为负贡献,贡献率为−57.38%。即 n 引起的径流变化对径流总体变化影响最大。故下垫面因子 n 是引起金溪流域径流变化的主要因素。

表 2 金溪流域径流变化归因分析结果

dR_P /mm	dR_{ET_0} /mm	dR_n /mm	dR /mm	dR' /mm	δ	C_P /%	C_{ET_0} /%	C_n /%
37.95	−22.40	−81.68	−66.13	−67.25	1.12	−57.38%	33.83%	123.55%

注: dR_P 表示降雨引起的径流变化; dR_{ET_0} 表示潜在蒸散发引起的径流变化; dR_n 表示下垫面引起的径流变化; dR 表示计算求得的径流深变化; dR' 表示实际径流深之差; δ 表示 dR' 与 dR 的差值; C_P 表示降雨对径流变化的贡献率; C_{ET_0} 表示潜在蒸散发对径流变化的贡献率; C_n 表示下垫面对径流变化的贡献率。

由表 1 看出,金溪流域变化期 \overline{P} 、 $\overline{ET_0}$ 较基准期均略微增加,因 n 对径流变化贡献较大。金溪流域 1980—2015 年土地利用类型见图 4,流域内土地利用类型主要为林地(平均约占 67%),城镇用地极少,且基本未发生变化。金溪流域 1980—2015 年土地利用类型面积占比见表 3,金溪流域内土地利用类型面积占比基本不变。考虑流域地形地势、土壤性质短期内变化不大,且金溪流域内未有水利工程,流域内池塘水库所处位置在流域出口处,因此水利工程未对径流变化产生影响,故可近似认为流域下垫面变化主要为植被变化^[21],进一步采用归一化植被指数(NDVI)研究流域植被变化,分析其对径流的影响。

加,同时可能增加了流域蓄水能力,改变了流域产汇流过程^[22],造成金溪流域径流减少。

表 3 金溪流域 1980—2015 年土地利用类型面积占比 %

土地利用类型占比	1980	1990	1995	2000	2005	2010	2015
耕地	17.74	17.08	18.64	17.77	17.68	17.61	17.65
林地	65.68	65.94	67.27	67.56	67.63	67.66	67.60
草地	16.32	16.14	13.29	14.21	14.14	14.17	14.17
水域	0.13	0.49	0.55	0.26	0.26	0.26	0.26
城镇用地	0.13	0.32	0.26	0.16	0.26	0.26	0.29
未利用土地	0.00	0.03	0.00	0.03	0.03	0.03	0.03

1982—2015 年金溪流域 NDVI 变化趋势见图 5,由图 5 可知,流域 NDVI 呈显著上升趋势($p<0.05$),NDVI 在基准期呈略微升高的趋势,上升速率为 0.000 5/a,在变化期上升速率增大到 0.002 4/a,并于 2014 年达到最大值 0.71。变化期与基准期 NDVI 差值的空间分布见图 6,变化期 NDVI 较基准期整体增大,表明金溪流域的植被变化整体向好,变化期 n 较基准期增加了 35.5%。金溪流域降雨充沛,由于流域植被 NDVI 增加,使得植被冠层截留量与蒸散发增

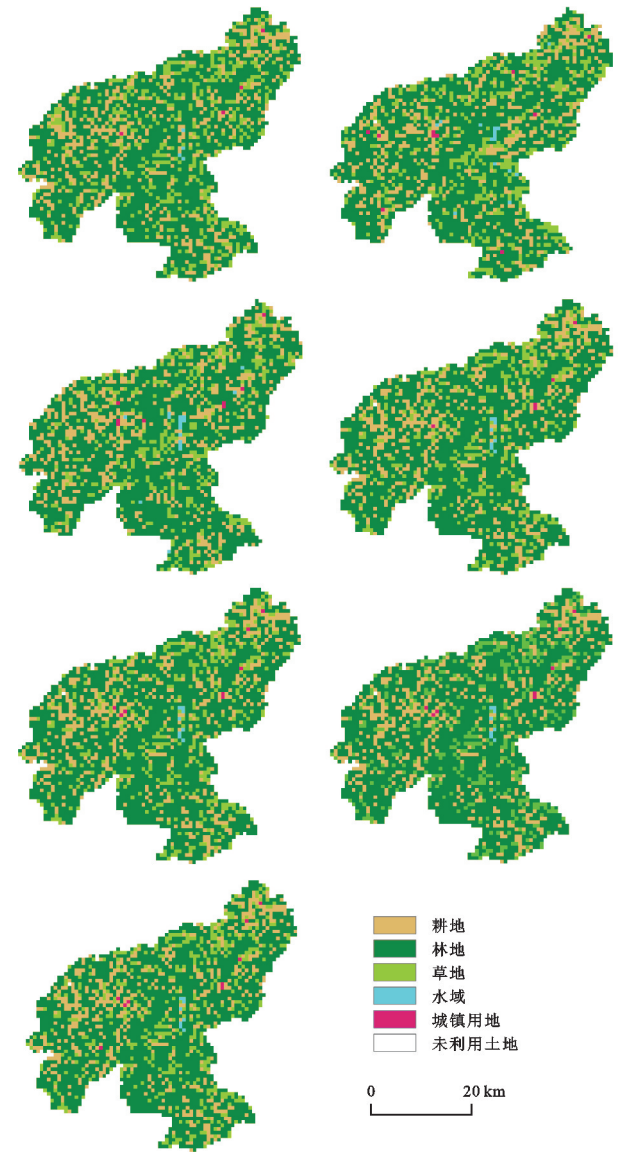


图 4 金溪流域 1980—2015 年土地利用类型空间分布

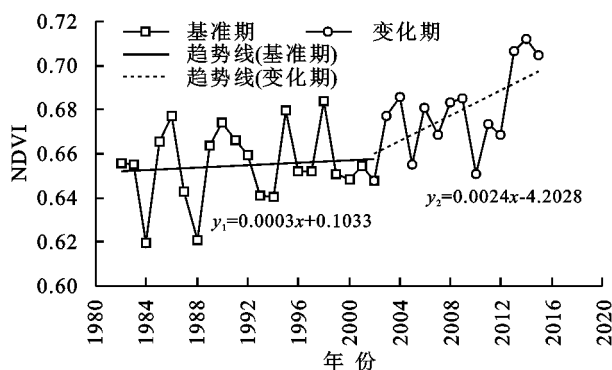


图5 1982—2015年金溪流域NDVI变化趋势

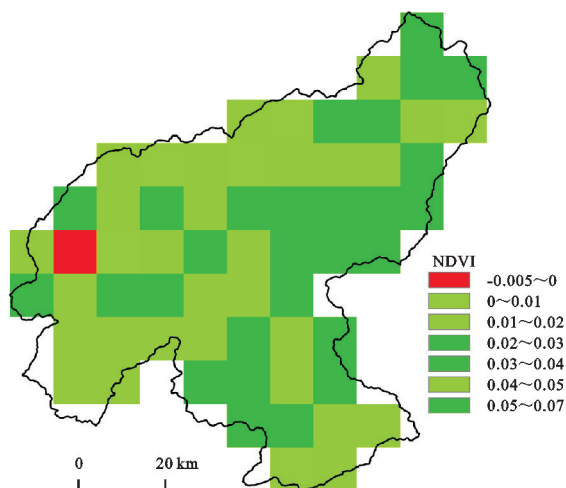


图6 金溪流域NDVI变化期与基准期差值空间分布

4 结论

本文在分析金溪流域1982—2015年径流序列变化的基础上,基于Budyko水热耦合平衡方程理论,识别了导致径流变化的敏感因子,定量分析气候变化与下垫面变化对金溪流域径流变化的贡献量,得到以下结论:

(1) 金溪流域年径流深与年降雨量均呈不显著上升趋势,变化速度分别为3.89 mm/a和8.43 mm/a,年潜在蒸散发量呈1.17 mm/a显著上升趋势。金溪流域径流序列突变点为2002年。

(2) 各因子影响金溪流域径流变化的敏感性由大向小依次为:降雨、潜在蒸散发、下垫面变化。

(3) 金溪流域下垫面变化对径流变化的贡献率达到了123.55%,是流域径流增加的主要影响因素,导致流域下垫面变化的主要因素是植被NDVI增加。降雨量贡献率为-57.38%,潜在蒸散发贡献量为33.83%。

参考文献:

[1] 申滔滔,任政,颜金玲,等.基于Budyko假设的匡门口流域径流变化归因分析[J].水利科技与经济,2021,27(3):48-52.

[2] 蔺彬彬,张亚琼,郭维维.基于Budyko假设的汾河上游水源区径流衰减归因分析[J].中国农村水利水电,2021(6):86-90.

[3] 彭涛,梅子祎,董晓华,等.基于Budyko假设的汉江流域径流变化归因[J].南水北调与水利科技(中英文),2021,19(6):1114-1124.

[4] 王丽君.中国中东部流域的径流变化规律研究[D].北京:清华大学,2018.

[5] 郭生练,郭家力,侯雨坤,等.基于Budyko假设预测长江流域未来径流量变化[J].水科学进展,2015,26(2):151-160.

[6] 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[J].地理学报,2016,71(11):1875-1885.

[7] 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[J].生态学报,2018,38(21):7607-7617.

[8] 杨林,赵广举,穆兴民,等.基于Budyko假设的洮河与大夏河径流变化归因识别[J].生态学报,2021,41(21):8421-8429.

[9] 罗志勇,杨炳良,管晓祥,等.不同水文模型在金溪流域的模拟与适应性研究[J].华北水利水电大学学报:自然科学版,2018,39(3):6-12.

[10] 周金玉,张璇,许杨,等.基于Budyko假设的滦河流域上游径流变化归因识别[J].南水北调与水利科技(中英文),2020,18(3):15-30,47.

[11] 金君良,舒章康,陈敏,等.基于数值天气预报产品的气象水文耦合径流预报[J].水科学进展,2019,30(3):316-325.

[12] 范松克,郝成元.2001—2016年河南省NDVI时空变化特征分析[J].江苏农业学报,2019,35(4):860-867.

[13] 王亚慧,黄鹏年,李致家,等.不同蒸发数据在降雨径流模拟中的适用性[J].南水北调与水利科技(中英文),2020,18(3):48-56.

[14] Kendall M G. Rank Correlation Methods[J]. British Journal of Psychology, 1990, 25(1): 86-91.

[15] 黄蓉,张建梅,林依雪,等.新安江上游流域径流变化特征与归因分析[J].自然资源学报,2019,34(8):1771-1781.

[16] Frei C, Schar C. Detection probability of trend in rare events: Theory and application heavy precipitation in the Alpine region[J]. Journal of Climate, 2001, 14(7): 1568-1584.

[17] 刘海金.1960—2016年辽河流域极端降水时间序列变化[J].河北环境工程学院学报,2020,30(4):83-89.

[18] 刘洋,陈茜,谭学志.基于Budyko理论的韩江流域径流变化敏感性分析及归因识别[J].亚热带资源与环境学报,2020,15(3):9-16.

[19] 魏榕,刘冀,张特,等.雅砻江流域中上游径流变化归因分析[J].长江流域资源与环境,2020,29(7):1643-1652.

[20] 杜嘉妮,蔡宜晴,刘希胜,等.基于Budyko假设的湟水径流变化归因识别[J].中国农村水利水电,2022(7):116-121.

[21] 张静.气候变化背景下基于Budyko假设的松花江流域蒸散发研究[D].陕西杨凌:西北农林科技大学,2019.

[22] 罗伟祥,白立强,宋西德,等.不同覆盖度林地和草地的径流量与冲刷量[J].水土保持学报,1990(1):30-35.