

DOI: 10.5846/stxb201805211118

叶晶萍, 刘政, 欧阳磊, 盛菲, 刘士余. 不同时间尺度小流域径流变化及其归因分析. 生态学报, 2019, 39(12): - .

Ye J P, Liu Z, Ouyang L, Sheng F, Liu S Y. Runoff changes and their attributions in a small watershed during different time scales. Acta Ecologica Sinica, 2019, 39(12): - .

不同时间尺度小流域径流变化及其归因分析

叶晶萍^{1,2}, 刘 政^{1,2}, 欧阳磊^{1,2}, 盛 菲^{1,2}, 刘士余^{1,2,*}

1 江西农业大学国土资源与环境学院, 南昌 330045

2 江西省鄱阳湖流域农业资源与生态重点实验室, 南昌 330045

摘要:流域径流的变化及其原因的研究,是森林水文领域的一个重要的科学问题。当前,大部分研究基于年尺度定量分析了流域径流变化及其影响因素的贡献率,而季节尺度上的研究较少。因此,季节尺度上径流变化的归因分析值得深入研究。基于彭冲涧小流域 1983—2014 年降水、径流等水文气象资料,通过 Mann-Kendall 检验法对降水、径流序列进行突变分析,采用累积量斜率变化率比较法计算季节及年尺度上降水变化、蒸发散和植被恢复对径流变化的贡献率。结果表明:2003 年为降水与径流的一致突变点;春、夏、秋、冬季及年降水变化的贡献率分别为 50.88%、42.60%、-10.39%、-3.28% 和 31.26%,蒸发散的贡献率分别为 32.89%、40.71%、29.33%、47.43% 和 42.64%,植被恢复的贡献率分别为 16.23%、16.69%、81.06%、55.85% 和 26.10%。季节尺度上,春、夏季,降水变化和蒸发散是径流深减少的主要原因,而秋、冬季,植被恢复居主导地位;年尺度上,蒸发散对径流深减少的贡献率最大。该研究揭示了彭冲涧小流域近 30 年来径流变化规律以及不同时间尺度上影响径流的主要驱动因子,为流域水资源合理配置和管理提供科学依据。

关键词:降水变化;蒸发散;植被恢复;累积量斜率变化率比较法;彭冲涧小流域

Runoff changes and their attributions in a small watershed during different time scales

YE Jingping^{1,2}, LIU Zheng^{1,2}, OUYANG Lei^{1,2}, SHENG Fei^{1,2}, LIU Shiyu^{1,2,*}

1 School of Land Resources and Environment, Jiangxi Agricultural University, Nanchang 330045, China

2 Key Laboratory of Poyang Lake Watershed Agricultural Resources and Ecology of Jiangxi Province, Nanchang 330045, China

Abstract: Studying runoff change, and its causes is an important scientific issue in forest hydrology. Presently, most studies have quantitatively analyzed the contribution rate of runoff change and its influencing factors based on annual scales, whereas few studies have been conducted on seasonal scales. Therefore, the attribution analysis of runoff change on a seasonal scale needs further study. Based on the daily precipitation, evapotranspiration, and runoff from 1983—2014 in Pengchongjian, a small watershed, a Mann-Kendall test method was applied to analyze the abrupt point of annual precipitation and runoff. Ultimately, the slope change ratio of accumulative quantities (SCRAQ) method was used to separate the contribution rates of precipitation, evapotranspiration, and vegetation restoration between annual and seasonal runoff. The results indicated that: a consistent abrupt point of year 2003 was found both for annual precipitation and runoff; the results from the SCRAQ method suggested that in both season and annual scales, the decreasing runoff depth could be ascribed to variations of precipitation, evapotranspiration, and vegetation restoration. Specifically, precipitation explained 50.88%, 42.60%, -10.39%, -3.28%, and 31.26%, evapotranspiration explained 32.89%, 40.71%, 29.33%, 47.43%, and 42.64%, and vegetation explained 16.23%, 16.69%, 81.06%, 55.85%, and 26.10% of the decreasing mean runoff

基金项目:国家自然科学基金项目(31460222)

收稿日期:2018-05-21; 网络出版日期:2018-00-00

* 通讯作者 Corresponding author. E-mail: 397013250@qq.com

depth in the spring, summer, autumn, winter, and whole year, respectively. We concluded that precipitation and evapotranspiration were the key factors regulating the runoff variation in spring and summer, vegetation restoration played a major role affecting runoff variation in autumn and winter, and evapotranspiration contributed the most on an annual scale. This study revealed runoff changes and the main driving factors at different time scales in the Pengchongjian watershed over the past 30 years; thus, provided a scientific basis for the basin rational allocation and management of water resources.

Key Words: precipitation variation; evapotranspiration; vegetation restoration; slope change ratio of accumulative quantity (SCRAQ); Pengchongjian small watershed

流域径流的变化及其原因的研究,是森林水文领域的一个重要的科学问题。导致流域径流变化的因素,可以概括为气候变化因素和人类活动因素。国内外关于流域气候变化和人类活动对径流影响的定量研究较多^[1-7],其水文效应在不同时间尺度上存在一定差异^[8],大部分研究^[9-12]以年尺度来计算径流影响量,而对季节尺度上的研究较少。季节尺度影响量分析对年内水资源合理配置具有重要意义,尤其是存在季节性干旱的流域。因此,季节尺度下径流变化的归因分析值得深入研究。

气候因素主要有降水量和气温,降水量的变化直接导致流域产流量的变化,气温的变化则通过影响流域蒸发散间接导致径流变化,尤其是森林覆盖率高的流域,蒸发散对径流的影响更是不容忽视。人类活动因素包括引水、水库、水土保持措施的实施等,对无人居住及未修建水利、水土保持工程的小流域而言,人类活动因素最主要的是水土保持林草措施的实施(植被恢复),故本文主要分析降水变化、蒸发散和植被恢复对径流变化的贡献率。

近年来,在气候变化、退耕还林(草)工程及城镇化(山区人口大量减少)的共同驱动下,流域的植被恢复状况较好,其径流也随之发生变化,为开展降水变化、蒸发散和植被恢复对径流变化的贡献率分析提供了天然场所。20世纪80年代初,彭冲涧小流域的主要林种——杉木林被砍伐。之后,杉木次生林一直在恢复过程中,是开展本研究的理想流域。根据都昌县武山林场的森林调查资料,该小流域森林覆盖率由1985年的80%提高到2016年的98%,森林蓄积量由1985年的1.2万 m^3 提高到2016年的2.5万 m^3 。

因此,本文以降水充沛的彭冲涧小流域为研究对象,通过累积量斜率变化率比较法,开展降水变化、蒸发散和植被恢复对小流域径流变化的定量研究,为流域未来水资源开发利用和森林水文效应量化提供科学依据。

1 研究区概况

彭冲涧小流域位于江西省九江市都昌县境内,116°25'48"—116°27'7"E、29°31'44"—29°32'56"N,流域集水面积2.90 km^2 。小流域地形西北高东南低,地层出露以浅变质岩、花岗岩和灰岩为主。海拔高度80—560 m。植被类型丰富,林分类型主要为杉木林(70%)、栎类(28%)和毛竹(2%)。气候类型属亚热带湿润季风气候区,多年平均降水量1560 mm。小流域四周闭合,属都昌县武山林场管辖,无人居住,也未修建水利、水土保持工程。1981年江西省水文局于流域径流出口处设立彭冲涧水文站,并一直持续观测小流域的降水、径流等数据至今。

2 研究资料与方法

2.1 研究资料

为了分析彭冲涧小流域32年来的降水和径流变化,本文从江西省水文局收集了彭冲涧水文站自1983—2014年的逐日降水、流量和日平均气温等观测资料,计算得到季节、年降水量和径流深。同时,根据闭合小流域水量平衡公式,年蒸发散即为年降水量与年径流深之差。

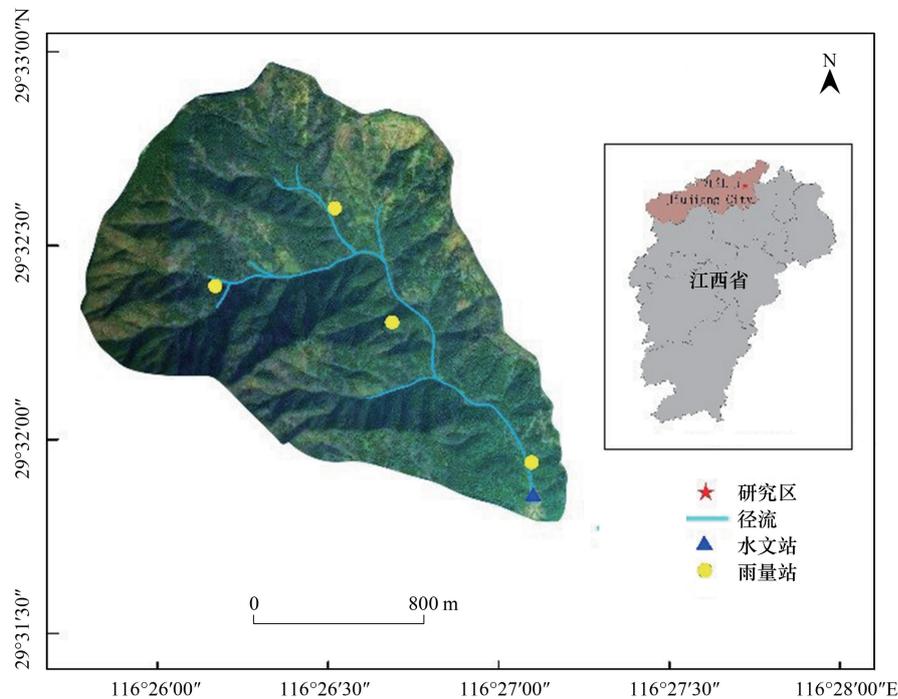


图1 彭冲涧小流域示意图

Fig.1 Study area location in Jiangxi and the Pengchongjian small watershed

2.2 研究方法

2.2.1 Mann-Kendall 检验法

Mann-Kendall 检验法是检验水文时间序列变化趋势的良好方法^[13-14]。应用 Mann-Kendall 法开展降水、径流的变化趋势研究和突变性检验逐渐增多^[15-16]。因此,本文采用 Mann-Kendall 检验法对彭冲涧小流域的降水、径流等要素进行突变性检验,为小流域径流变化的归因分析奠定基础。

对于 n 个样本量的时间序列 x , 构造一个秩序列:

$$S_k = \sum_{i=1}^k r_i, k=2,3,\dots,n \quad (1)$$

式中,当 $x_i > x_j$ 时, $r_i=1$, 否则 $r_i=0$, ($j=2,3,\dots,i$)。

在时间序列随机独立的假设下,定义统计量:

$$UF_k = \frac{S_k - E(S_k)}{\sqrt{Var(S_k)}}, k=1,2,\dots,n \quad (2)$$

式中, S_k 为第 i 个样本 $r_i > r_j$ ($1 \leq i \leq j$) 的累计数; $E(S_k)$ 、 $Var(S_k)$ 分别为 S_k 的均值和方差; UF_k 为标准正态分布,在给定的显著性水平 α 下,若 $|UF_k| > U_\alpha$,则表明序列存在明显的趋势变化。

以 UF_k 逆序列代入(2)式计算得到 UB_k ,并将 UF_k 和 UB_k 序列绘于图中,若 $UF_k > 0$,说明序列呈增长趋势;若 $UF_k < 0$,则说明序列呈下降趋势;若 UF_k 曲线超过临界线时,则说明序列的变化趋势显著。在临界线之间的 UF_k 和 UB_k 曲线的交点即为突变点。

2.2.2 累积量斜率变化率比较法

累积量斜率变化率比较法由王随继等^[17]提出,并在黄河中游一级支流皇甫川流域应用,认为该研究方法可应用于干旱——半干旱地区河流径流量变化及其影响因素的定量评估。随后,王彦君等^[18]在松花江流域、庞树江等^[19]在密云水库流域加以应用。与此同时,代稳等^[20]在长江中游、程俊翔等^[21]在洞庭湖流域、杨传训等^[22]在宁江流域等也采用该方法开展研究,结果表明累积量斜率变化率比较法不仅仅适用于北方干旱半

干旱地区,南方湿润地区同样适用。

该方法把年份作为自变量,累积降水量或累积径流深作为因变量,其中年份是客观的,累积量的引入在一定程度上消除了实测数据年际波动的影响。因此,得到的累积量——年份之间的相关性就非常高,为量化降水量变化对径流深变化的贡献率创造了条件。其计算方法是,假设流域内径流深只受降水量影响,那么变化期累积径流深——年份的拟合关系式的斜率变化率应该等于累积降水量——年份的斜率变化率,此时,降水量变化对径流深变化的贡献率就是 100%;如果累积径流深——年份的斜率发生变化而累积降水量——年份的斜率保持不变,则降水量变化对径流深变化的贡献率为 0。无论其他因素影响程度如何,降水量变化对径流深变化的贡献率总是等于累积降水量——年份的斜率变化率与累积径流量——年份的斜率变化率的比值。

其计算过程为:假设基准期、变化期的累积降水量——年份的拟合关系式的斜率分别为 K_1 和 K_2 (mm/a), 则累积降水量斜率变化率 ΔK_{SP} 为: $\Delta K_{SP} = 100\% \times (K_2 - K_1) / K_1$; 假设基准期、变化期的累积径流深——年份的拟合关系式的斜率分别为 K_3 和 K_4 (mm/a), 则累积径流深斜率变化率 ΔK_{SR} 为: $\Delta K_{SR} = 100\% \times (K_4 - K_3) / K_3$ 。

降水量变化对径流深变化的贡献率 C_p 为: $C_p = 100\% \times \Delta K_{SP} / \Delta K_{SR}$ 。同理,蒸发散变化对径流深变化的贡献率 C_E 为: $C_E = -100\% \times \Delta K_{SE} / \Delta K_{SR}$ 。根据闭合小流域水量平衡公式,植被恢复对径流深变化的贡献率 C_V 为: $C_V = 1 - C_p - C_E$ 。

3 结果与分析

3.1 降水量与径流深的变化趋势

根据 Mann-Kendall 检验,1983—2014 年彭冲涧小流域年降水量的变化趋势为:(1)小流域降水总体呈波动下降趋势(图 2)。1983—1986 年年降水量显著下降,1986 年为该时期降水最低值,并超过 $\alpha = 0.05$ 显著性水平;1987—2003 年降水波动上升,1998 年为该时期降水最高值;2004—2009 年,降水呈下降趋势,2010 年始分别出现一个降水峰值(2011)和谷值(2012),之后逐渐上升。(2)根据 UF 和 UB 曲线的交点位置,采用 T 检验法,确定小流域降水在 2003 年发生突变(图 2)。

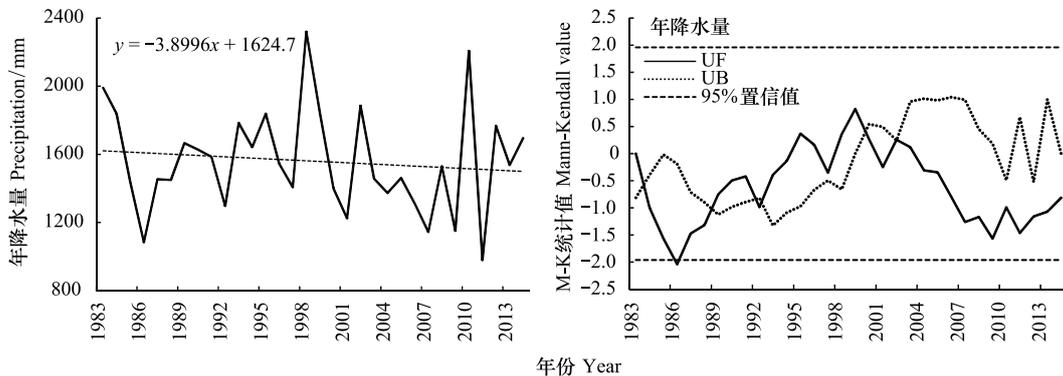


图 2 1983—2014 年彭冲涧小流域降水量年际变化及其 Mann-Kendall 突变检验结果

Fig. 2 Inter-annual variation of precipitation and its Mann-Kendall results in Pengchongjian small watershed in 1983—2014

根据 Mann-Kendall 检验,1983—2014 年彭冲涧小流域年径流深的变化趋势为:(1)小流域年径流深呈波动下降趋势(图 3)。1983—1986 年年径流深显著下降,并超过 $\alpha = 0.05$ 显著性水平;1987—2003 年径流深逐渐上升,且在 1999 年达到最大值;除 2010 年外,2004 年始径流深均较小。(2)由图 3 可以看出,UF 和 UB 曲线有多个交点,为了去除无效突变点,采用 T 检验法,确定年径流深的突变年份为 2003 年,这与彭冲涧小流域年降水量的突变年份一致,说明径流的变化与降水有直接关系。

根据降水和径流的突变检验结果,将研究时段划分为 1983—2003 年(基准期)和 2004—2014 年(变化期)两个时段。基准期的年平均降水量、年平均径流深分别为 1608.2、831.9 mm,变化期的年平均降水量、年平均径流深分别为 1468.9、588.9 mm。相对于基准期,变化期的年平均降水量、年平均径流深分别减少 8.7%、

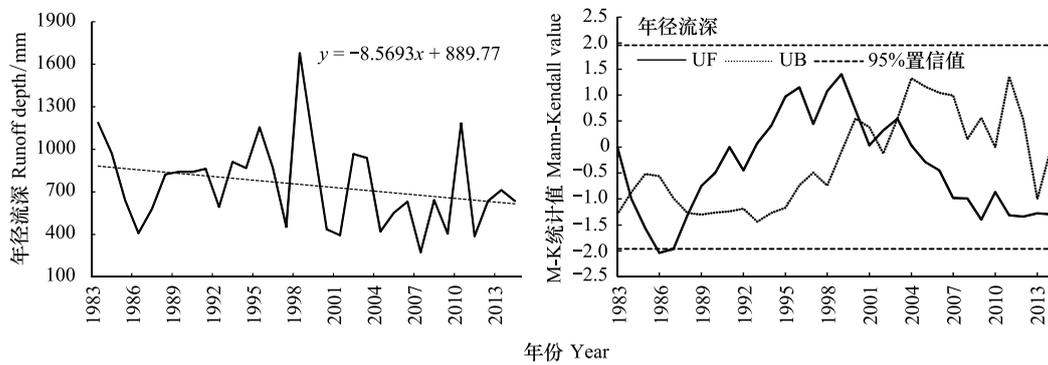


图3 1983—2014年彭冲涧小流域径流深年际变化及其 Mann-Kendall 突变检验结果

Fig.3 Inter-annual variation of runoff depth and its Mann-Kendall results in Pengchongjian small watershed in 1983—2014

29.2%,年平均减少幅度分别为 12.7、22.1 mm。年平均径流深的减少比例(量)大于年平均降水量的减少比例(量)。由此可知,除降水外,还存在着使径流减少的植被恢复和蒸发散等因素。

3.2 降水量与径流深的变化特征

通过对彭冲涧水文站 1983—2014 年逐日降水、径流资料的整理,得到该小流域月、季节(春季为 3—5 月,夏季为 6—8 月,秋季为 9—11 月,冬季为 12—翌年 2 月)、年等时间尺度上的降水、径流资料,为分析小流域降水、径流的年内、年际分配规律及降水变化、蒸发散和植被恢复对径流减少的贡献率奠定基础。

3.2.1 降水量和径流深的年内分配

1983—2014 年的平均降水量和径流深的年内分配如图 4 所示。可知,降水量和径流深的年内变化不均匀,为典型的单峰型曲线,明显表现为从 6 月向前、后两端减少的特征,且主要集中在 3—8 月。6 月的降水量和径流深均达到最大值,分别为 265.1 mm 和 161.8 mm,分别占全年降水量和径流深的 16.99%和 21.61%; 12 月的降水量和径流深均最小,分别为 43.9 mm 和 6.3 mm,分别占全年降水量和径流深的 2.81%和 0.84%。

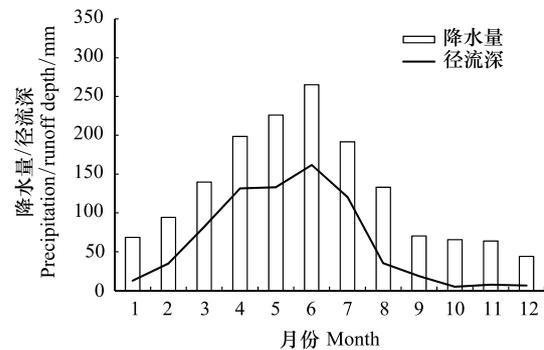


图4 彭冲涧小流域降水和径流的年内分配特征

Fig.4 Annual distribution characteristics of precipitation and runoff in Pengchongjian small watershed

3.2.2 降水量和径流深的季节变化

由表 1 可知,彭冲涧小流域的降水量和径流深的季节差异明显,主要集中在春、夏两季。不同季节降水和径流的年际变化不尽相同,本文采用变差系数(C_v)来反映其变化幅度的大小, C_v 值越小,说明其变幅越小。具体如表 1 所示:

表 1 1983—2014 年彭冲涧小流域降水量与径流深的季节及年变化特征

Table 1 Seasonal and yearly distribution of precipitation and runoff depth in Pengchongjian small watershed

	特征值 Eigenvalue	春季 Spring	夏季 Summer	秋季 Autumn	冬季 Winter	年 Year
降水量 Precipitation	多年平均值/mm	564.6	589.7	199.3	206.7	1560.3
	各季节占年的比例/%	36.2	37.8	12.8	13.2	—
	变差系数 C_v	0.28	0.35	0.43	0.33	0.19
径流深 Runoff depth	多年平均值/mm	346.6	317.5	30.5	53.7	748.4
	各季节占年的比例/%	46.3	42.4	4.1	7.2	—
	变差系数 C_v	0.48	0.66	1.58	0.91	0.40

由表 1 可知,降水量季节分配不均匀,主要分布在春、夏季。4 个季节的变差系数在 0.28—0.43 之间,均较小且相差不大,说明各季节降水量的年际变化幅度均较小且比较接近。与此同时,径流深季节分配也不均匀,秋、冬季径流深占全年径流深的比例远小于春、夏季,但其变差系数大于春、夏季,说明秋、冬季径流深变化受降水变化影响程度相对较小,而受蒸发散和植被恢复的影响相对较大。

3.2.3 降水量和径流深的年际变化

由表 1 可知,彭冲涧小流域 32 年间的平均降水量和径流深分别为 1560.3 mm 和 748.4 mm,年降水量的极值比为 2.37,极值差为 1340.6 mm;年径流深的极值比为 6.12,极值差为 1403.9 mm。其变差系数 C_v 分别为 0.19 和 0.40,年尺度上,径流深变化幅度大于降水量。表明径流除受降水量影响外,还受其他因素影响。

3.3 径流变化影响因素的贡献率分析

在春、夏、秋、冬及年等时间尺度上,分别建立基准期和变化期累积降水量、累积径流深和累积蒸发散与年份的拟合关系式,如图 5、图 6 所示。

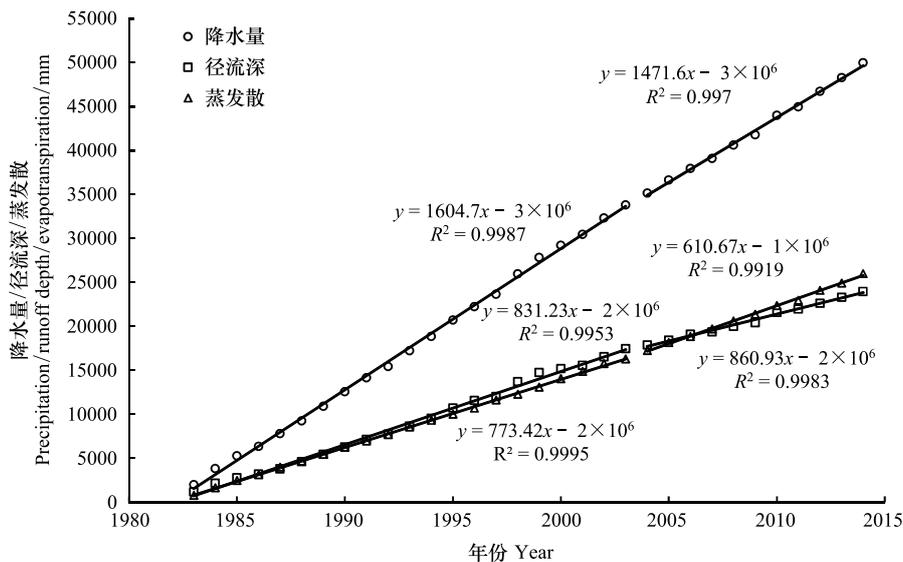


图 5 累积年降水量、径流深和蒸发散与年份的拟合关系

Fig.5 Relationships between year and cumulative quantities of annual precipitation, runoff depth and ET

3.3.1 降水变化对径流深减少的贡献率分析

由表 2 可知,相对于基准期,季节尺度上,春、夏季的降水量呈下降趋势,其累积降水量——年份拟合关系式的斜率变化率分别为-11.66%和-11.59%,而秋、冬季降水量则呈微弱上升趋势,其累积降水量——年份拟合关系式的斜率变化率分别为 2.97%和 1.40%。春、夏季降水变化对径流深减少的贡献率分别为 50.88%和 42.60%,而秋、冬季的贡献率分别为-10.39%和-3.28%。降水量的变化直接导致径流的变化,春、夏季降水量的减少起到了减少径流的作用,而秋、冬季降水量的增加起到了增加径流的作用,春、夏季降水变化对径流减少的贡献率大于秋、冬季。年尺度上,降水变化对径流深减少的贡献率为 31.26%。

杨志刚等^[23]在雅鲁藏布江流域的研究表明,在湿季、干季及年尺度上,湿季降水量与径流量的相关性最强,年的其次,干季最弱。湿季是径流的主要形成期,降水量的多少直接影响着流域径流量的增减,因而湿季降水变化对径流深的贡献率更大。吕乐婷等^[24]在东江流域的研究结果显示,月尺度上,雨季径流对降水变化响应更为明显。本文计算得到的定量研究结果与以上学者的定性描述吻合。

3.3.2 蒸发散对径流深减少的贡献率分析

研究表明,气温越高,蒸发散越强,蒸发散随着气温的升高而增大^[25]。由图 7 可知,彭冲涧小流域年平均气温总体呈升高趋势,其速率为 0.349℃/10a。年均气温最高值、最低值分别出现在 2013 年、1984 年,分别为

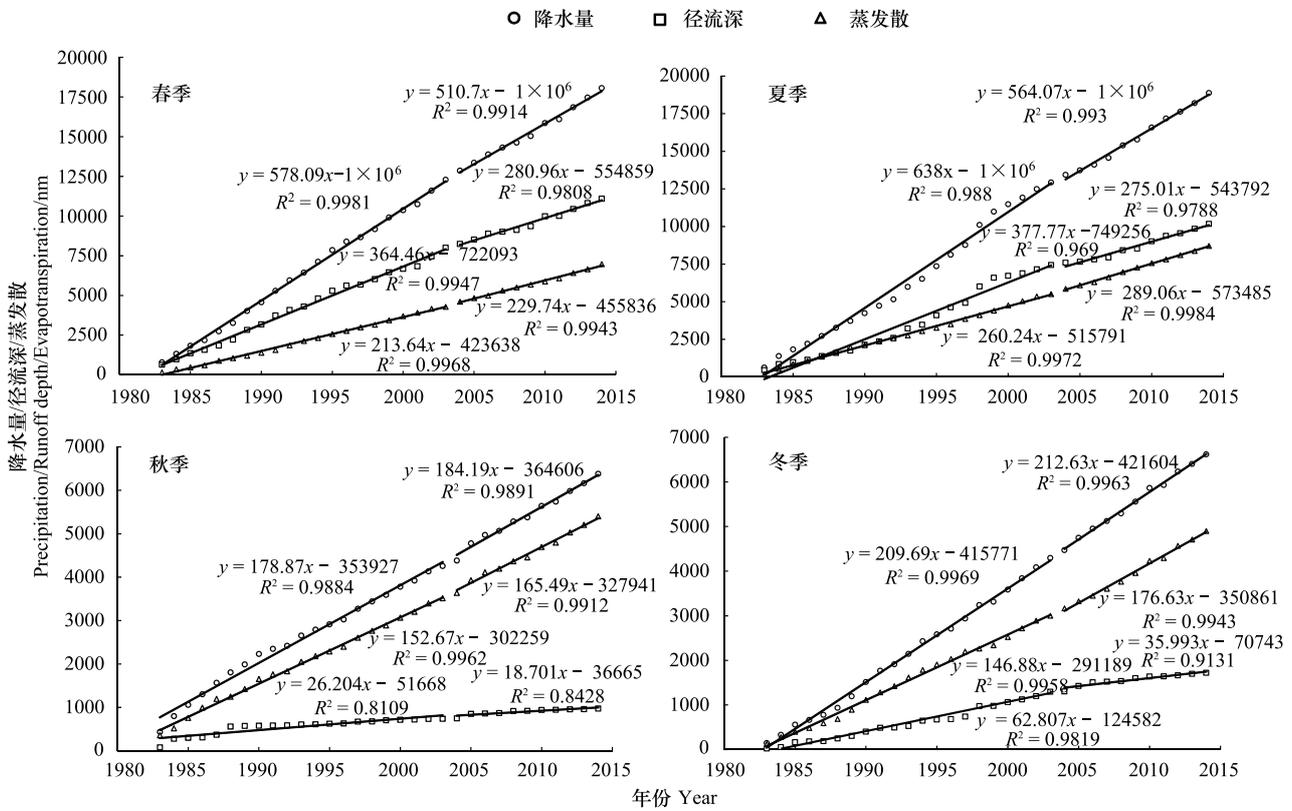


图 6 累积春季、夏季、秋季及冬季降水量、径流深和蒸发散与年份的拟合关系

Fig.6 Relationships between year and cumulative quantities of seasonal precipitation, runoff depth and ET

17.9℃、15.9℃。1983—1997 年的气温低于平均值,1998—2014 年的气温高于平均值。相对于基准期,变化期年平均气温增加约 1℃。还可以看出,蒸发散呈增加趋势,对径流的影响还将增大。

表 2 不同时间尺度降水量、径流深的累积量——年份斜率、变化率及贡献率分析

Table 2 Slope change ratios of relationships between year and cumulative precipitation, runoff depth on different time scales

时间尺度 Time scale	时段 Period	累积降水量 Cumulative precipitation			累积径流深 Cumulative runoff depth			降水变化对径流深 减少的贡献率 Contribution rate of precipitation variation to runoff depth reduction/%
		斜率 Slope	变化量 Variation/ (mm/a)	变化率 Variation rate/%	斜率 Slope	变化量 Variation/ (mm/a)	变化率 Variation rate/%	
春季 Spring	基准期	578.09	-67.39	-11.66	364.46	-83.50	-22.91	50.88
	变化期	510.70			280.96			
夏季 Summer	基准期	638.00	-73.93	-11.59	377.77	-102.76	-27.20	42.60
	变化期	564.07			275.01			
秋季 Autumn	基准期	178.87	5.32	2.97	26.20	-7.50	-28.63	-10.39
	变化期	184.19			18.70			
冬季 Winter	基准期	209.69	2.94	1.40	62.81	-26.82	-42.70	-3.28
	变化期	212.63			35.99			
年 Year	基准期	1604.70	-133.1	-8.29	831.23	-220.56	-26.53	31.26
	变化期	1471.60			610.67			

由表 3 可知,相对于基准期,无论是在季节尺度上还是在年尺度上,蒸发散均呈增加的趋势,这除了受气温升高影响外,还与小流域的植被覆盖率提高密不可分。季节尺度上,春、夏、秋、冬 4 个季节的累积蒸发

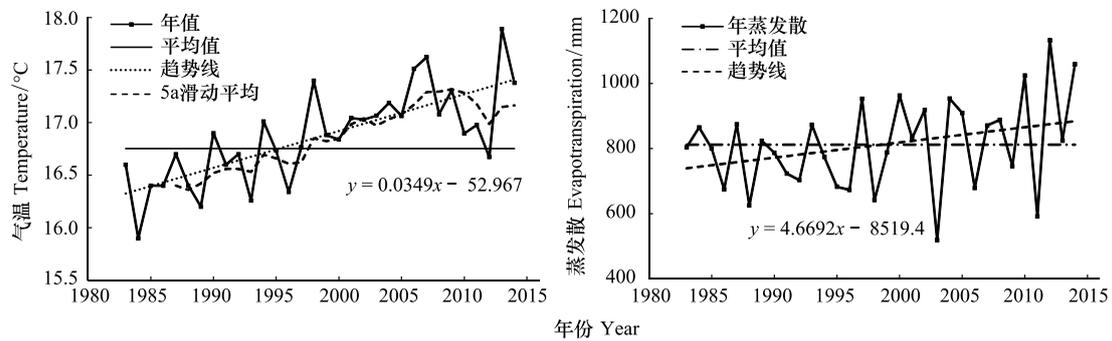


图7 1983—2014年彭冲涧小流域年平均气温、蒸发散变化趋势

Fig.7 Annual average Temperature and Evapotranspiration Trend of Pengchongjian small watershed from 1983 to 2014

散——年份拟合关系式变化率分别为7.54%、11.07%、8.40%和20.25%，蒸发散增加对径流深减少的贡献率分别为32.89%、40.71%、29.33%和47.43%；年尺度上，累积蒸发散——年份拟合关系式的斜率变化率为-11.31%，蒸发散增加对径流深减少的贡献率为42.64%。蒸发散对径流深减少的贡献率介于29.33%—47.43%之间，可见蒸发散对径流的影响较大。

孙悦等^[26]在渭河的研究显示，蒸发散的变化是除降水变化之外对径流影响最直接的一个因子。唐丽霞等^[27]在清水河流域的研究表明，蒸发散的增加是导致该流域径流减少的重要原因。Wu等^[28]在印江流域的研究显示，蒸发散对径流变化的贡献率在10%—90%之间。可知，本文蒸发散对径流深减少的贡献率定量研究结果与孙悦、唐丽霞、Wu等的定性描述或定量估算结果相符。

表3 不同时间尺度蒸发散、径流深的累积量——年份斜率、变化率及贡献率分析

Table 3 Slope change ratios of relationships between year and cumulative evapotranspiration, runoff depth on different time scales

时间尺度 Time scale	时段 Period	累积蒸发散 Cumulative evapotranspiration			累积径流深 Cumulative runoff depth			蒸发散对径流深 减少的贡献率 Contribution rate of evapotranspiration to runoff depth reduction/%
		斜率 Slope	变化量 Variation/ (mm/a)	变化率 Variation rate/%	斜率 Slope	变化量 Variation/ (mm/a)	变化率 Variation rate/%	
春季 Spring	基准期	213.64	16.10	7.54	364.46	-83.50	-22.91	32.89
	变化期	229.74			280.96			
夏季 Summer	基准期	260.24	28.82	11.07	377.77	-102.76	-27.20	40.71
	变化期	289.06			275.01			
秋季 Autumn	基准期	152.67	12.82	8.40	26.20	-7.50	-28.63	29.33
	变化期	165.49			18.70			
冬季 Winter	基准期	146.88	29.75	20.25	62.81	-26.82	-42.70	47.43
	变化期	176.63			35.99			
年 Year	基准期	773.42	87.51	-11.31	831.23	-220.56	-26.53	42.64
	变化期	860.93			610.67			

3.3.3 植被恢复对径流深减少的贡献率分析

导致径流变化的因素除降水变化和蒸发散外，还有植被恢复、土壤蓄水量变化等。就闭合小流域的水文年来讲，土壤蓄水量的变化接近于零。故根据水量平衡公式，植被恢复对径流深变化的贡献率由 $C_v = 1 - C_p - C_e$ 计算而得。

季节尺度上，春、夏、秋、冬季植被恢复对径流深减少的贡献率分别为16.23%、16.69%、81.06%和55.85%，可知，不同季节植被恢复对径流深减少的贡献率不同，在降水相对较少的秋、冬季，植被恢复的贡献率远大于降水量较大的春、夏季。段文军等^[29]在漓江上游的研究结果表明，旱季降水量减少，且森林植被消耗的水分

高于雨季,森林把部分降水存储在系统内,减少了枯水期径流的产生,因而旱季森林植被对径流深减少的贡献率大于雨季。这与我们的定量计算结果一致。

年尺度上,植被恢复对径流深减少的贡献率为 26.10%。可知,无论是季节尺度还是年尺度,彭冲涧小流域的植被恢复均起到减少径流的作用,且时间尺度不同,其贡献率不同。陈军锋等^[30] 研究显示,随着森林覆盖率的不断增加,年径流量会明显减少。李文华等^[31] 的研究表明,森林植被存在明显的减流作用。本文植被恢复对径流深减少的贡献率定量研究结果与陈军锋、李文华等的定性描述基本一致。

3.3.4 各影响因子对径流深减少的贡献率综合分析

不同时间尺度上,各影响因子对径流深减少的贡献率详见表 4。可知,季节尺度上,春、夏季降水变化是径流深减少的主导因素,而秋、冬季径流深减少的主要因素为植被恢复。吕乐婷等^[24] 在东江流域的研究表明,雨季径流对当季降雨响应更为明显,而旱季,人类活动对径流影响则更为突出。张晓萍等^[32] 的研究指出,季节尺度上,径流对植被变化的响应在季风影响区较四季湿润地区强烈,这也是彭冲涧小流域不同季节植被恢复对径流贡献率差距较大的原因。本文在季节尺度上的研究结果与上述学者的定性描述一致。

年尺度上,蒸发散对径流深减少的贡献率为 42.64%,大于降水变化、植被恢复的作用,即年尺度上蒸发散对径流影响占主导地位,这与韩永刚等^[33] 的蒸发散是森林生态系统的水分循环中最主要的输出项这一研究结论一致。

表 4 降水变化、蒸发散和植被恢复对径流深减少的贡献率

Table 4 Contribution rate of each factor to reduction of runoff depth

时间尺度 Time scale	各影响因子对径流深减少的贡献率 Contribution rate of each influencing factor to reduction of runoff depth		
	降水变化 Precipitation variation (C_P)	蒸发散 Evapotranspiration (C_E)	植被恢复 Vegetation restoration ($C_V = 1 - C_P - C_E$)
春季 Spring	50.88%	32.89%	16.23%
夏季 Summer	42.60%	40.71%	16.69%
秋季 Autumn	-10.39%	29.33%	81.06%
冬季 Winter	-3.28%	47.43%	55.85%
年 Year	31.26%	42.64%	26.10%

4 结论与讨论

(1) Mann-Kendall 检验法的分析结果显示,彭冲涧小流域的降水与径流都呈减小趋势,其一致突变点为 2003 年。1983—2003 年(基准期)的年降水量、年径流深分别为 1608.2、831.9 mm,2004—2014 年(变化期)的年降水量、年径流深分别为 1468.9、588.9 mm。相对于基准期,变化期的年降水量、年径流深分别减少 8.7%、29.2%,年平均减少幅度分别为 12.7、22.1 mm。

(2) 年尺度上,相对于基准期,降水变化、蒸发散和植被恢复对径流深减少的贡献率分别为 31.26%、42.64% 和 26.10%,其中,蒸发散的贡献率最大,是径流深减少的主要原因。其次是降水变化,植被恢复对径流深减少的贡献率最小。此结果与 Wu 等^[28] 在印江流域、郭晓英等^[34] 在闽江流域、张杰等^[35] 在汀江流域的研究结果基本一致,与夏军等^[36] 在汉江上游、于泽兴等^[37] 在浏阳河流域研究结果存在较大差异。说明流域不同,研究结果不尽相同。这可能与流域尺度、地形地貌、气候条件、森林结构及研究方法等不同有关。

(3) 季节尺度上,相对于基准期,变化期春、夏、秋、冬季的径流深分别减少 100.2、105.8、13.7 mm 和 23.4mm。其中,降水变化的贡献率分别为 50.88%、42.60%、-10.39% 和 -3.28%,蒸发散的贡献率分别为 32.89%、40.71%、29.33% 和 47.43%,植被恢复的贡献率分别为 16.23%、16.69%、81.06% 和 55.85%。可知,春、夏季降水变化对径流深减少的贡献率最大,蒸发散次之,植被恢复最小。而秋、冬季植被恢复对径流深减少的贡献率最大,蒸发散次之,降水变化最小。可知,季节不同,降水变化、蒸发散和植被恢复对径流深减少的贡献

率各不相同。春、夏季降水充沛,径流对降水变化响应更强。秋、冬季降水量和降水强度均较小,植被恢复对产流的影响更为明显。所以春、夏季降水变化的贡献率远大于秋、冬季,而秋、冬季植被恢复的贡献率远大于春、夏季。春、夏、秋、冬季蒸发散对径流深减少的贡献率介于 29.33%—47.43% 之间,蒸发散对径流的影响也是不容忽视的。

限于观测资料和作者的能力水平,同时为便于分析,本文的植被恢复对径流深减少的贡献率是通过水量平衡公式求得,故此值中包含了土壤蓄水量变化等其他因素对径流的影响,可能与其实际值稍有差异。今后有待进一步深入研究。

参考文献 (References):

- [1] 叶许春,张奇,刘健,李丽娇,郭华. 气候变化和人类活动对鄱阳湖流域径流变化的影响研究. 冰川冻土, 2009, 31(5): 835-842.
- [2] 王西琴,张远,张艳会. 渭河上游天然径流变化及其自然与人为因素影响贡献量. 自然资源学报, 2006, 21(6): 981-990.
- [3] 夏军,王渺林. 长江上游流域径流变化与分布式水文模拟. 资源科学, 2008, 30(7): 962-967.
- [4] 刘剑宇,张强,邓晓宇,慈晖,陈晓宏. 气候变化和人类活动对鄱阳湖流域径流过程影响的定量分析. 湖泊科学, 2016, 28(2): 432-443.
- [5] 丁婧祎,赵文武,王军,房学宁. 降水和植被变化对径流影响的尺度效应——以陕北黄土丘陵沟壑区为例. 地理科学进展, 2015, 34(8): 1039-1051.
- [6] 郭爱军,畅建霞,黄强,孙佳宁. 渭河流域气候变化与人类活动对径流影响的定量分析. 西北农林科技大学学报:自然科学版, 2014, 42(8): 212-220.
- [7] 刘贵花,齐述华,朱婧瑄,熊梦雅,王点. 气候变化和人类活动对鄱阳湖流域赣江径流影响的定量分析. 湖泊科学, 2016, 28(3): 682-690.
- [8] Zeng S D, Xia J, Du H. Separating the effects of climate change and human activities on runoff over different time scales in the Zhang River basin. Stochastic Environmental Research and Risk Assessment, 2014, 28(2): 401-413.
- [9] Jiang S H, Ren L L, Yong B, Singh V P, Yang X L, Yuan F. Quantifying the effects of climate variability and human activities on runoff from the Laohahe basin in northern China using three different methods. Hydrological Processes, 2011, 25(16): 2492-2505.
- [10] Ahn K H, Merwade V. Quantifying the relative impact of climate and human activities on streamflow. Journal of Hydrology, 2014, 515: 257-266.
- [11] Ye X C, Zhang Q, Liu J, Li X H, Xu C Y. Distinguishing the relative impacts of climate change and human activities on variation of streamflow in the Poyang Lake catchment, China. Journal of Hydrology, 2013, 494: 83-95.
- [12] 夏智宏,刘敏,王苗,王凯,秦鹏程. 1990s 以来气候变化和人类活动对洪湖流域径流影响的定量辨识. 湖泊科学, 2014, 26(4): 515-521.
- [13] 李丽娟,郑红星. 华北典型河流年径流演变规律及其驱动力分析——以潮白河为例. 地理学报, 2000, 55(3): 309-317.
- [14] 徐海量,叶茂,宋郁东. 塔里木河源流区气候变化和年径流量关系初探. 地理科学, 2007, 27(2): 219-224.
- [15] 康淑媛,张勃,柳景峰,杨明金. 基于 Mann-Kendall 法的张掖市降水量时空分布规律分析. 资源科学, 2009, 31(3): 501-508.
- [16] 王金凤,康玲玲,赵广福. 基于 Mann-Kendall 法的水沙系列突变点研究. 人民黄河, 2010, 32(1): 43-43, 45-45.
- [17] 王随继,闫云霞,颜明,赵晓坤. 皇甫川流域降水和人类活动对径流量变化的贡献率分析——累积量斜率变化率比较方法的提出及应用. 地理学报, 2012, 67(3): 388-397.
- [18] 王彦君,王随继,苏腾. 降水和人类活动对松花江径流量变化的贡献率. 自然资源学报, 2015, 30(2): 304-314.
- [19] 庞树江,王晓燕. 密云水库流域入库径流量变化特征及归因研究. 干旱区资源与环境, 2016, 30(9): 144-148.
- [20] 代稳,吕殿青,李景保,王金凤. 气候变化和人类活动对长江中游径流量变化影响分析. 冰川冻土, 2016, 38(2): 488-497.
- [21] 程俊翔,徐力刚,姜加虎,谭志强,喻崎雯,范宏翔. 洞庭湖流域径流量对气候变化和人类活动的响应研究. 农业环境科学学报, 2016, 35(11): 2146-2153.
- [22] 杨传训,张正栋,朱汝雄,万露文,叶晨,张杰. 华南湿热山地小流域径流对气候变化和人类活动的响应——以宁江为例. 水土保持研究, 2017, 24(5): 113-119.
- [23] 杨志刚,卓玛,路红亚,达瓦次仁,马鹏飞,周刊社. 1961—2010 年西藏雅鲁藏布江流域降水量变化特征及其对径流的影响分析. 冰川冻土, 2014, 36(1): 166-172.
- [24] 吕乐婷,彭秋志,廖剑宇,江源,康慕宣. 近 50 年东江流域降雨径流变化趋势研究. 资源科学, 2013, 35(3): 514-520.
- [25] 于文颖,周广胜,迟道才,周莉,何奇瑾. 盘锦湿地芦苇 (*Phragmites communis*) 群落蒸发散主导影响因子. 生态学报, 2008, 28(9): 4594-4601.
- [26] 孙悦,李栋梁,朱拥军. 渭河径流变化及其对气候变化与人类活动的响应研究进展. 干旱气象, 2013, 31(2): 396-405.

- [27] 唐丽霞, 张志强, 王新杰, 王盛萍, 查同刚. 晋西黄土高原丘陵沟壑区清水河流域径流对土地利用与气候变化的响应. 植物生态学报, 2010, 34(7): 800-810.
- [28] Wu L H, Wang S J, Bai X Y, Luo W J, Tian Y C, Zeng C. Quantitative assessment of the impacts of climate change and human activities on runoff change in a typical karst watershed, SW China. *Science of the Total Environment*, 2017, 601-602: 1449-1465.
- [29] 段文军, 李海防, 王金叶, 赵连生, 李光平, 王绍能. 漓江上游典型森林植被对降水径流的调节作用. 生态学报, 2015, 35(3): 663-669.
- [30] 陈军锋, 李秀彬. 森林植被变化对流域水文影响的争论. 自然资源学报, 2001, 16(5): 474-480.
- [31] 李文华, 何永涛, 杨丽韞. 森林对径流影响研究的回顾与展望. 自然资源学报, 2001, 16(5): 398-406.
- [32] 张晓萍, 高照良, 张槽, 李锐. 不同时间尺度径流对植被变化的响应. 中国水土保持科学, 2007, 5(4): 94-100.
- [33] 韩永刚, 杨玉盛. 森林水文效应的研究进展. 亚热带水土保持, 2007, 19(2): 20-25.
- [34] 郭晓英, 陈兴伟, 陈莹, 王跃峰. 气候变化与人类活动对闽江流域径流变化的影响. 中国水土保持科学, 2016, 14(2): 88-94.
- [35] 张杰, 张正栋, 万露文, 杨传训, 叶晨. 气候变化和人类活动对汀江径流量变化的贡献. 华南师范大学学报: 自然科学版, 2017, 49(6): 84-91.
- [36] 夏军, 马协一, 邹磊, 王咏铃, 景朝霞. 气候变化和人类活动对汉江上游径流变化影响的定量研究. 南水北调与水利科技, 2017, 15(1): 1-6.
- [37] 于泽兴, 胡国华, 陈肖, 顾庆福. 降水变化和人类活动对浏阳河流域径流的影响. 长江科学院院报, 2017, 34(11): 6-11.