

DOI: 10.13476/j.cnki.nsbdtk.2021.0010

白雁翎,王芳,刘扬.大通河上游径流演变及驱动因素定量分析[J].南水北调与水利科技(中英文),2021,19(1):103-110,167. BAI Y L, WANG F, LIU Y. Quantitative analysis of runoff evolution and driving factors in the upper reaches of Datong River[J]. South to North Water Transfers and Water Science & Technology, 2021, 19(1): 103-110, 167. (in Chinese)

大通河上游径流演变及驱动因素定量分析

白雁翎,王芳,刘扬

(中国水利水电科学研究院流域水循环模拟与调控国家重点实验室,北京 100038)

摘要:近60年来,位于青藏高原东北边缘祁连山区的大通河上游气温、降水和潜在蒸散发均显著增加,同时在冰川消融50%、冻土退化、源头797 km²沼泽退化等多重因素影响下,年径流深以6.0 mm/(10 a)趋势增长;基流分割表明,径流突变以来基流总量和占比均增加,8月基流量由谷值转变为峰值,汛后和枯水期基流显著增加;采用基于Budyko假设的气候弹性系数法对径流增量进行驱动因素定量分析,径流突变之后相对于基准期而言,年径流深变化+33.6 mm,其中降水影响+18.3 mm,潜在蒸散发变化影响-3.0 mm,冰川融化对径流增量的影响至多为+10.0 mm,剩余项+8.3 mm为冻土退化和误差项的综合影响。由于各要素影响机制、持续时间各不相同,未来水文情势尚不明朗。

关键词:青藏高原;祁连山区;大通河;冰冻圈水文过程;气候变化;径流

中图分类号:TV121 文献标志码:A 开放科学(资源服务)标志码(OSID):



全球变暖加速了水循环速率,使空气承载水蒸气含量显著上升,潜在增加了极端气候发生频率^[1],并且改变了水资源的时空分布。冰冻圈广布的高纬度、高山地区增暖更为强烈^[2],对气候变化响应更敏感。径流对冰川退缩的响应,根据当地冰川物质平衡可能表现为显著减小、稳定增加或先增加后减小的趋势^[3];冻土退化会导致基流增加^[4-5],包气带土壤含水量上升、地下水位下降。目前主要有两类方法定量化分析气候变化的水文效应:一是统计分析法^[6],如多元回归、气候弹性系数法等。如Arora^[7]指出决定年均潜在蒸散发和径流系数的2个最重要因素是流域获能和降水,并推导出初步评估气候变化对径流影响的简易方程。二是用水文模型法模拟气候变化对径流的影响。如Chiew^[8]利用降雨径流模型SIM-HYD计算了澳大利亚东南部219个流域径流对

气候变化的响应,结果显示全球升温0.9℃导致当地平均6%的年径流减少。

对大通河所属的祁连山区,王宇涵等^[9]用逐步多元回归方法分析黑河上游总径流和基流的变化推断冻土活动层增厚导致产流机制变化进而使基流增加,Gao等^[10]用分布式水文模型GBHM模拟了黑河上游的冻土变化及其对水文的影响,结果表明由升温升高造成的土壤液态水增加而导致冷季径流显著增加;大通河流域的降水和气温呈现增加趋势^[11-13],上中游地区径流有增加趋势;冰川冻土考察^[14-16]揭示当地冰冻圈已发生变化。鉴于大通河是青海、甘肃两省的主要调水水源,影响我国西部未来水资源总体配置格局,而且祁连山西部黑河流域上游与东部大通河流域水汽影响有一定差异,深入探究大通河径流变化不仅具有非常现实的需求,而且有助于认识祁连山冰冻圈变化的影响。

收稿日期:2020-05-04 修回日期:2020-06-20 网络出版时间:2020-08-11

网络出版地址:https://kns.cnki.net/kcms/detail/13.1430.TV.20200811.0944.006.html

基金项目:国家重点研发计划课题(2018YFC0408103);国家山水林田湖草生态保护修复试点项目

作者简介:白雁翎(1996—),女,山西大同人,主要从事生态水文研究。E-mail:yanling0bai@163.com

通信作者:王芳(1965—),女,内蒙古人,教授级高级工程师,博士,主要从事生态水文研究。E-mail:wangf@iwhr.com

1 资料与方法

1.1 研究区概况

大通河位于青藏高原东北边缘,干流全长 560.7 km,流域面积 15 130 km²。大通河目前已建纳子峡和石头峡两座大型水库,均于 2014 年开始蓄水,水库位于尕大滩(水文站)断面以下、青石嘴(水文站)断面以上。有 3 项调水工程:引大入秦 1994 年通水,年引水量 4.43 亿 m³;引疏济金 2003 年通水,年引水量 0.4 亿 m³;引大济湟尚未通水。仅引疏济金取水口位于大通河上游支流硫磺沟上,其余取水口在流域中下游。

本文的研究区域为大通河上游,河段长 297 km,面积 7893 km²,平均比降 5.2‰,该区域大部分地区海拔在 3500 m 以上,整体呈现南北两侧高山夹中央宽阔河谷平原的流域特征,地下水以第四系松散堆积层孔隙潜水为主,多年平均降水量 500 mm。该地人口密度仅 3.6 人/km²,仅发展牧业,受人类活

动干扰较少。

1.2 数据来源

径流数据来源于青海省水文局尕大滩水文站 1960—2016 实测日径流数据,并考虑 1998 年站址迁至下游 9 km 处的青石嘴站、2003 年引疏济金开始取水、2014 年两座大型水库开始蓄水,最终统一还原到尕大滩断面天然径流过程;气象数据取自中国气象数据网(<http://data.cma.cn/>)和青海省水文局,共计流域内及周边 9 个气象站(野牛沟、祁连、刚察、永昌、门源、武威、乌鞘岭、西宁、民和)及尕日得、尕大滩雨量站 1960—2016 年逐日数据。潜在蒸散发由 Penmar Mentieth 公式计算得到。流域面降水、气温、蒸发用泰森多边形法计算。

研究区内的冰川数据来源于第一、二次冰川编目成果^[14,17],分别代表 1960 年和 2010 年的冰川数据。

1.3 分析方法

本文研究思路框见图 1。

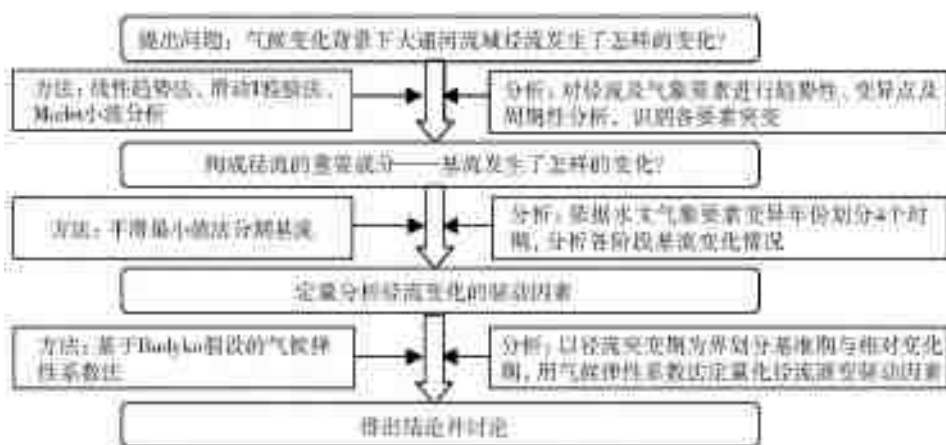


图 1 思路框图
Fig. 1 Conceptual framework

1.3.1 小波分析方法

小波分析法可以对信号实现时间、频率局部化分析,应用到水文上可用于探讨水文要素的多时间尺度演变特性。具体实现需要选择小波函数,做小波变换得到小波系数,由小波系数可绘制小波变换系数图及小波方差图,识别小波变化特征和周期成分^[18]。本文选用 Morlet 复小波,其小波变换的实部反映水文序列的波动特性,小波变换的模部反映时间尺度的强弱。

1.3.2 平滑最小值法

基流是构成河川径流的重要部分,其对降水响应较慢且与地下水排泄有关,基流分割有多种方法,本文选用平滑最小值法^[19]。分割步骤是将连续径流序列分割成互不重叠的块,确定每一块中的最小

值,根据一定条件决定这些最小值是否成为拐点,拐点即为基流序列从上升段转为下降段的转折点,用直线连接各拐点,其他点的值采用线性内插,得到基流序列^[20]。

1.3.3 基于 Budyko 假设的气候弹性系数法

Budyko^[21]假设的内涵是:多年平均降水与潜在蒸发量之间的关系决定了流域实际蒸散发。基于 Budyko 假设,实际蒸散发可以表示为干燥系数的函数

$$E = PF(\phi) \tag{1}$$

式中: P 为降水, mm; E 为实际蒸散发, mm; ϕ 为干燥系数,即 E_0/P , $F(\phi)$ 为干燥系数 ϕ 的公式。 E_0 采用 Penmar Monteith 公式计算。Budyko 假设的解析表达式主要分为有参数和无参数公式,其中有参数的 Budyko 假设公式可以结合流域特性选定参

数,应用更为广泛。本文采用 Zhang 等^[22]的公式

$$F(\phi) = E/P = \frac{1 + \omega\phi}{1 + \omega\phi + \phi^{-1}} \quad (2)$$

式中: ω 是植被可用水系数,区分不同植被类型对土壤水的利用能力(主要依据植被根系深度的不同取值为 0.1~2.0)。本文根据研究区的土地利用类型和土地覆被设为 0.1。

1990 年代, Schaake^[6] 率先提出弹性系数以评价径流对气候的敏感性。径流弹性系数定义为径流 Q 的变化率与某一气候因子 X (降水、潜在蒸散发、温度等) 的变化率之比

$$\varepsilon_x = \frac{dQ/Q}{dX/X} \quad (3)$$

Dooge 等^[23] 指出流域降雨或潜在蒸散发量的改变会导致水量平衡的变化,根据长期水量平衡公式

表 1 降水、气温、潜在蒸散发及径流在年、季节尺度上变化趋势

Tab. 1 The variation trends of precipitation, temperature, potential evapotranspiration, and runoff on annual and seasonal scales

时间	径流深变化/(mm·(10 a) ⁻¹)	降水变化/(mm·(10 a) ⁻¹)	气温变化/(°C·(10 a) ⁻¹)	潜在蒸散发变化/(mm·(10 a) ⁻¹)
春季	-0.03*	8.0	0.3	1.8
夏季	2.40*	7.6	0.4	0.9*
秋季	2.90	-1.6*	0.3	0.9
冬季	1.20	0.7	0.4	0.2*
年总趋势	6.00	13.8	0.3	4.1

注:显著性水平取 $\alpha=0.05$;“*”表示变化趋势不显著。

从分析结果可以看出,大通河上游流域的年径流深、年降水、年平均气温和年潜在蒸散发都呈现显著增长趋势。在季节尺度上,径流在春季呈微弱下降趋势,秋、冬季显著上升,夏季有上升趋势但不显著;年降水在秋季有不显著下降趋势,除此以外的 3 个季节都呈现显著增加趋势;年平均气温在四季均显著上升,夏季和冬季上升速率较快,春、秋季稍慢;春、秋两季潜在蒸散发有显著增加趋势,其他两季虽有增加趋势但不显著。利用滑动 t 检验法进行突变分析,取步长为 10 年、显著性水平为 0.01,4 种水文要素时间序列发生突变时间有所差异。年降水量、年平均气温、年径流深时间序列先后在 1980、1997、2002 年发生突变,当前置信度下年潜在蒸散发序列发生未发生显著变异。

径流和降水具有周期性,做小波实部图见图 3,小波方差图未列出。小波分析表明,径流和降水表现相似,均在 26 a 左右有最强周期振荡,26 a 时间特征尺度下对应着 15 a 的平均周期,为径流和降水的第一主周期,1960 年起共经历 3 5 个丰枯变化期:1960—1965、1976—1983、1993—2000、2010—2015 年为枯期;1966—1975、1984—1992、2001—2009 年为丰期。因此,在 1980 年(降水发生突变的年份)以前,经历了一枯一丰的 1960—1975 年记为无突变期 \tilde{N} ;

和 Budyko 假设,它们对径流的弹性系数可以表示为

$$\varepsilon_\phi = 1 + \frac{\phi F'(\phi)}{1 - F(\phi)}, \text{ 且 } \varepsilon_\phi + \varepsilon_{\varepsilon_0} = 1 \quad (4)$$

式中: ε_ϕ 为降水对径流的弹性系数; $\varepsilon_{\varepsilon_0}$ 为潜在蒸散发对径流的弹性系数。本文中 $F(\phi)$ 采用上述 Zhang 等的公式, $F'(\phi)$ 为对其求导。

2 结果分析

2.1 径流及气候要素演变趋势

径流及气象因素演变分析结果见表 1 及图 2,采用线性趋势线分析法考察 4 种水文要素的趋势性变化,采用滑动 T 检验识别突变性见图 2,并用累积距平法辅助分析,综合讨论确定突变点(累积距平图未展示)。

1980—1997 年记为降水突变期 $\hat{0}$,主要反映降水突变带来的影响;1998—2002 年为气温突变期 $\hat{0}$,主要反映降水和气温突变综合影响(但径流并未突变);2003—2016 年为径流突变期 $\hat{0}$,在该时期气象要素和冰冻圈水文过程变化叠加影响,径流的变化达到突变水平。

2.2 基流演变趋势

基流是径流中较为稳定的成分,能反映去除随机成分后的径流演变特征。结合 2.1 节的分期结果,对 4 个时期用平滑最小值法分割基流,统计结果及基流年内分配见表 2、图 4。同时分析 4 个时期降水平年内分配见图 5,辅助探究基流演变。

4 个时期基流年内分配具有几个主要特征。

(1) 降水、气温突变(突变期 $\hat{0}$ 、 $\hat{0}$)虽然对径流结构变化有不同的作用,但其影响幅度均不及变化期 $\hat{0}$,说明除降水和气温以外,有其他因素(在这里其他因素主要指冰川融水和冻土退化)更显著地改变了径流结构,使基流占总径流比上升。

由表 2 可知,自 1980 年以来,基流占总径流比例上升,对比未突变期 \tilde{N} 和径流突变期 $\hat{0}$,基流、总径流和基流占比都显著增加,特别是分别对比时期 $\hat{0}$ 、 $\hat{0}$ 相对于 \tilde{N} ,降水相近但时期 $\hat{0}$ 的增幅更显著,说明冰冻圈过程影响更大。

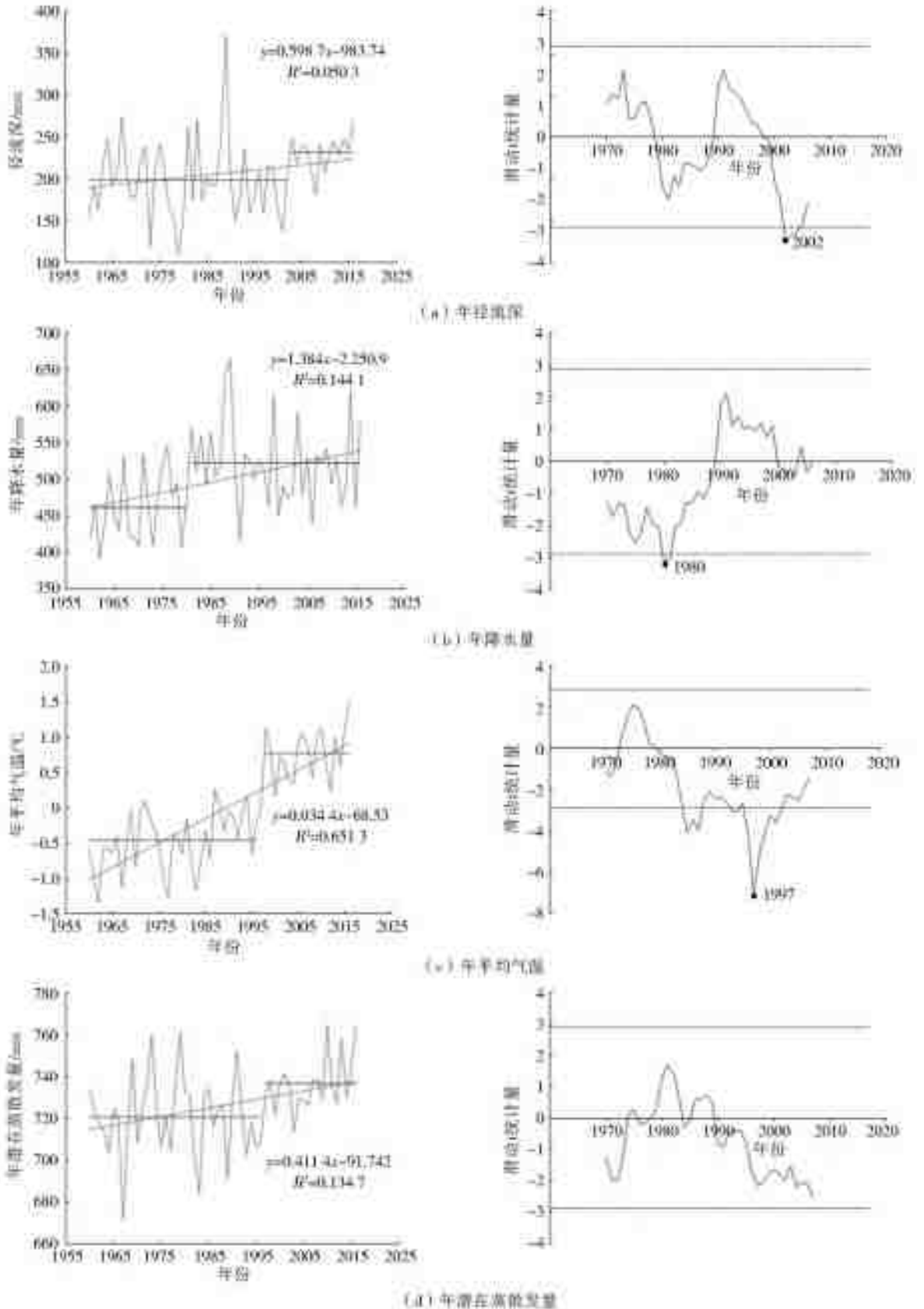


图 2 大通河气候要素及径流年际变化及突变分析

Fig. 2 Analysis of interannual variation and abrupt change of climate elements and runoff in Datong River

(2) 随着气候变化, 8 月的基流量逐渐由谷值转变为峰值, 这种变化可能受到汛前降水增加和冰川融水增加的双重影响。

从图 4 可看出, 在 4 个时期中, 8 月基流仅在时

期 \tilde{N} 、 \hat{O} 呈现谷值形态, 至时期 \hat{O} 、 \hat{O} 时, 呈现峰值形态, 如此变化固然有汛前、汛中降水增加的原因, 但对比时期 \tilde{N} 和 \hat{O} 可知, 降水增加尚不足以使 8 月基流达到峰值, 基流形态的显著变化必然有其他因素

的贡献,从1997年气温突变以来,冰川加速融化,降水持续增加,使基流在8月达到全年峰值。

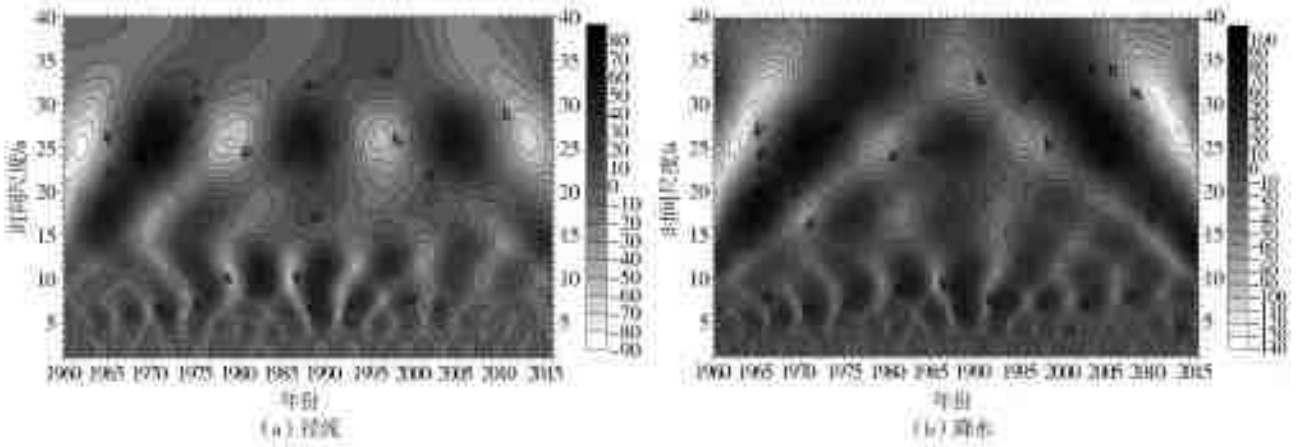


图3 大通河上游径流与降水时间序列的小波变换实部图

Fig. 3 The contour of real part of wavelet transform coefficient of runoff and precipitation in the upper reaches of the Datong River

表2 分时期年总径流及基流量统计

Tab. 2 Annual runoff and baseflow statistics in different periods

时期	多年平均基流量/亿 m ³	多年平均剩余径流量/亿 m ³	多年平均总径流量/亿 m ³	多年平均降水量/mm	多年平均气温/℃	基流占总径流比例/%
未突变期 \tilde{N} (1960—1975)	9.35	6.12	15.47	447.5	-0.5	60.5
降水突变期 $\hat{0}$ (1980—1996)	9.42	6.15	15.57	522.3	-0.3	60.5
气温突变期 $\acute{0}$ (1997—2002)	8.73	5.52	14.25	491.8	0.6	61.3
径流突变期 $\hat{0}$ (2003—2016)	10.57	6.03	16.60	519.1	0.8	63.7

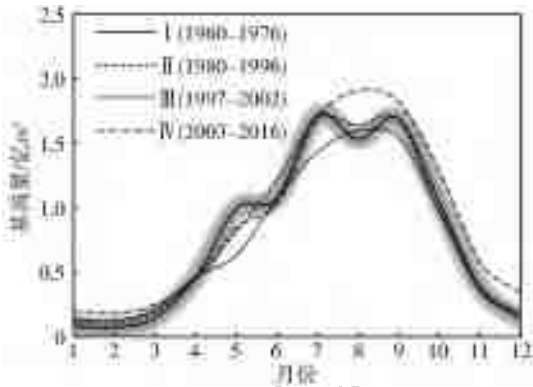


图4 4个时期基流年内分配

Fig. 4 Annual distribution of baseflow in 4 periods

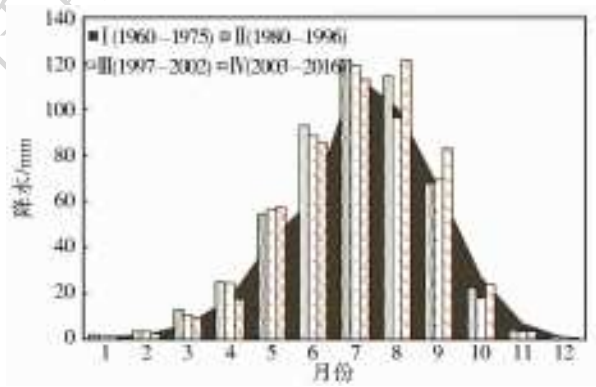


图5 4个时期降水年内分配

Fig. 5 Annual distribution of precipitation in 4 periods

冰川物质平衡模型“度日模型”定义:计算时段内(年)的冰川融水与正积温成正比,根据野牛沟实测气温数据^[24]折减到研究区冰川海拔4350 m处,正积温的平均发生日期是5月28日至9月11日,共计107 d,逐年正积温有明显增加趋势,因此融冰径流对总径流贡献增加。

(3)径流突变期 $\hat{0}$ 在汛后及枯水期的基流相对于 \tilde{N} 、 $\hat{0}$ 、 $\acute{0}$ 同时段的基流有明显增加,枯水期月基流甚至达到无突变期 \tilde{N} 基流的2倍。

由图4可见,时期 $\hat{0}$ 相比于时期 \tilde{N} ,汛后和枯水期基流均显著上升,尤其枯水期基流几乎增加两倍。时期 $\hat{0}$ 虽然同时期 $\hat{0}$ 、 $\acute{0}$ 一样,汛后降水有所下降,但基流却不同于时期 $\hat{0}$ 、 $\acute{0}$ 的同时段基流,不降反

增,说明径流突变期 $\hat{0}$ 中有其他因素改变了汛后径流组成,汛后期冰川已不再融化,因此冰川融水的作用可忽略,分析认为是冻土退化所致。而在枯水期,降水稀少,径流突变期 $\hat{0}$ 中基流的显著上升同样受冻土退化影响。

大通河上游冻土调查表明,季节性冻土在全区均有分布,融化层最深至4.8 m^[16]。气候变暖下冻土活动层增厚,冻融期延长,土壤蓄水量增加^[9],汛后土壤有更多的水可以反补河道,时期 $\hat{0}$ 相比于时期 \tilde{N} ,汛后降水减少但基流却增加便是这个原因;在枯水期,气候变暖可能增加了封冻期可流动的水资源,使基流有所增加。

2.3 径流影响因素定量分析

根据前一节对气候要素和径流趋势及突变分析可知,2002 年年径流深发生突变,在此之前,其他要素的突变均已发生,为了定量分析径流组成的改变,应分割基准期和相对变化时期。径流的突变最晚发生,同时也是考察的主要对象,以其突变年为界最具有意义,以其他要素突变年为界较为片面。

因此,以 2002 年为界,将大通河上游径流序列分成基准期(1960—2002 年)和相对变化期(2003—2016 年),用气候弹性系数法定量分析径流变化原

因,采用公式(2)和(4),计算出降水和潜在蒸散发对径流的弹性系数 ϵ_r 和 ϵ_{e_0} 。对年尺度来说, $\epsilon_r = 1.70$, $\epsilon_{e_0} = -0.70$ 。已知某一气候因子的弹性系数、变化量以及径流多年平均值和变化量,由公式(3)即可反推得该气候因子对径流变化的影响程度。如年尺度上,降水变化对径流的影响程度 $\Delta Q_P = \epsilon_r R/P \cdot \Delta P$, 即 $\Delta Q_P = 1.7 \times 206/500 \times 261 = 18.3(\text{mm})$ 。其中: R 为多年平均径流深,mm; P 为多年平均降水量,mm; ΔP 为两时期降水变化量,mm。其他计算结果见表 3。

表 3 大通河流域上游年及季节尺度各要素对径流影响程度

Tab. 3 The influence of each factor on runoff in the upper reaches of the Datong River

时间	两时期径流深 变化量/mm	两时期降水量 变化量/mm	两时期潜在蒸散发 变化量/mm	降水变化对径流的 影响程度/mm	潜在蒸散发变化对径流的 影响程度/mm	其他因素对径流的 影响程度/mm
全年	+ 33.6	+ 26.1	+ 15.2	+ 18.3(+ 55%)	- 3.0(- 10%)	+ 18.3(+ 55%)
春季	+ 2.4	+ 10.6	+ 8.5	+ 8.3(+ 348%)	- 1.2(- 49%)	- 4.7(- 199%)
夏季	+ 7.3	+ 10.2	+ 3.6	+ 5.7(+ 77%)	- 0.7(- 10%)	+ 2.4(+ 33%)
秋季	+ 18.2	+ 0.9	+ 1.2	+ 0.8(+ 4%)	- 0.3(- 2%)	+ 17.8(+ 97%)
冬季	+ 5.4	+ 0.3	+ 1.1	+ 1.0(+ 18%)	- 0.2(- 3%)	+ 4.6(+ 85%)

注:显著性水平取 $\alpha = 0.05$;括号中数据为贡献率。

总体而言,降水和其他因素对径流的影响程度相当,对径流的增加起决定性作用,并在不同的季节里此消彼长,潜在蒸散发较为稳定地起减小径流的作用。在全年中,降水与其他因素对径流的增量各自贡献+ 55%,潜在蒸散发的增加对径流增加起负面作用(- 10%)。必须指出的是,在采用气候弹性系数法分离各要素对径流的贡献时,需假设各要素是相互的独立变量,实际上降水、蒸发和其他因素并非完全独立^[25],本文的定量化分析是建立在独立假设基础上的估计值。

从季节尺度上来看:春季降水(+ 8.3 mm, + 348%)增加对春季径流增加贡献最大,而其他因素有减小径流的效应(- 4.7 mm, - 199%),这一时期冰川尚未开始融化,冻土退化导致活动层增厚,下渗水量增加,对径流有减小作用;夏季是受降水影响第二大的季节,从这时开始,其他因素对径流的增加效应已开始显现;秋冬季径流增加的主要影响因子为

其他因素(分别为+ 17.8 mm(+ 97%) 和+ 4.6 mm(+ 85%)),秋季所受影响更强,因为秋季受冰川融水和冻土退化双重影响。

表 4 为大通河流域 50 年间冰川面积和冰川储量的变化,储量的计算统一采用第一次冰川编目所推荐的冰川面积 $S(\text{km}^2)$ 与冰川储量 $V(\text{km}^3)$ 的经验公式^[14]

$$V = 0.336S^{1.43} \quad (5)$$

由表 4 可见,大通河上游流域 50 年间冰川储量减少 0.14 km^3 。若假设这部分变化量全部转化成径流并逐年均匀释放,相当于平均每年释放 0.35 mm,则相对变化期相比基准期冰川融水的增量为 10.0 mm(10.0 mm= 0.35 mm/a \times 57 a/2,除以 2 表示在两个时期各取平均值),而这属于极端情况,也就是说,冰川融化对径流增量最多贡献 + 10.0 mm,剩余项+ 8.3 mm 中包括冻土退化影响和误差项。

表 4 大通河流域冰川面积及储量变化

Tab. 4 Glacier area and ice reserves variation in Datong River

流域	冰川面积/ km^2		冰川储量/ km^3		50 年间冰川变化	
	1960 年	2010 年	1960 年	2010 年	面积变化/ km^2	储量变化/ km^3
大通河流域	40.97	20.70	1.25	0.58	- 20.27	- 0.67
大通河上游流域	7.88**	3.98	0.25**	0.12	- 3.90	- 0.14
大通河中下游流域	33.09**	16.72	1.00**	0.46	- 16.37	- 0.54

注:收集到 2010 年冰川分布图层,故 2010 年冰川面积和储量计算结果基于每一条冰川分别计算后求和得到;未收集到 1960 年冰川分布图层,假设该时期冰川面积和储量在上游和中下游的分布与 2010 年相同,比拟得到,**表示比拟计算结果。

3 结论与讨论

本文对大通河流域上游无人活动干扰的径流演变规律进行分析,包括趋势性、突变点、周期与基流演变。用气候弹性系数法定量分析影响径流的驱动因素。最后对大通河流域未来水资源可持续性进行探讨。得出主要结论如下。

(1) 1960—2016年径流、降水、气温与潜在蒸散发都呈现显著增长趋势,年径流深、年降水量、年均温与年潜在蒸散发分别在2002、1980、1997与1996年发生突变。

(2) 径流突变期2002年后基流有明显变化,8月基流量逐渐由谷值转变为峰值;汛后及枯水期的基流相对于之前同时段的基流显著增加,枯水期基流变化高达2倍。

(3) 根据径流突变点划分基准期与相对变化时期,用弹性系数法分解降水、潜在蒸散发和其他因素对径流变化的影响分量。在年尺度上,相对变化时期相对于基准期年径流深增加33.6 mm,降水增加影响+18.3 mm,冰川融化对径流增量的贡献至多+10 mm,剩余项+8.3 mm为冻土退化和误差项的综合影响,蒸散发的增加对径流起消极作用。

采用气候弹性系数法引入植被可用水系数 ω , Zhang等^[22]研究表明当降水不超过500 mm时,即使下垫面分别为草地和乔木,实际蒸散发也没有很大差异。本研究区内多年平均降水500 mm,况且植被并未发生草地转变为乔木的显著变化,因此误差可接受。此外,误差项还包括降水强度的改变、潜在蒸散发估算、影响因素不完全独立等。

即使在气候最不利的情景下,冻土退化速度相对于冰川消融也慢得多^[26]。大通河上游目前还保有大约0.12 km³的冰川储量,2.5~10.0 m多年冻土层内冰储量据估计约为(11.70±7.24) km³^[27]。冰川融水这种“显性”的水资源在气候变化下发展规律较清晰:在一定时期内保持稳定增长,越过拐点后即下降。而冻土这种“隐性”的资源其发展规律尚难以说清,虽然估算冻土冰储量高于冰川资源量,有着巨大的资源潜力。但冻土不同于冰川,它广泛地分布在全区的地下,通过改变土壤蓄水条件、水热交换、植被盖度等释放其影响,将长期改变地区水文机制。在未来,降水仍有增加趋势,若冰川消融殆尽,冻土退化成为主体,水文过程会呈现怎样的态势还有待持续观察与深入研究。

参考文献(References):

[1] THOMAS G H. Evidence for intensification of the global

water cycle: Review and synthesis[J]. Journal of Hydrology. 2006, 319 (1-4): 83-95. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2005.07.003.

- [2] 王宁练,姚檀栋,徐柏青,等.全球变暖背景下青藏高原及周边地区冰川变化的时空格局与趋势及影响[J].中国科学院院刊,2019,34(11):1220-1232(WANG N L, YAO T D, XU B Q, et al. Spatiotemporal pattern, trend, and influence of glacier change in Qinghai Tibetan Plateau and surroundings under global warming[J]. Bulletin of Chinese Academy of Sciences, 2019, 34(11): 1220-1232. (in Chinese)) DOI: 10.16418/j.issn.1000-3045.2019.11.005.
- [3] BLISS A, HOCK R, RADIC V. Global response of glacier runoff to twenty first century climate change[J]. JGR Earth Surface, 2014(119): 717-730. DOI: 10.1002/2013JF002931.
- [4] WALVOORD M, KURYLYK B. Hydrologic impacts of thawing permafrost: A Review[J]. Vadose Zone Journal, 2016, 15(6), 1-20. DOI: 10.2136/vzj2016.01.0010.
- [5] DUAN L L, MAN X L, BARRET L K, et al. Increasing winter baseflow in response to permafrost thaw and precipitation regime shifts in northeastern China[J]. Water, 2017, 9(1), 1-15. DOI: 10.3390/w9010025.
- [6] SCHAAKE C. From climate to flow in climate change and US water resources[C]//Climate change and US water resources. New York, 1990. DOI: 10.1016/0959-3780(91)90061W.
- [7] AROROA V. The use of the aridity index to assess climate change effect on annual runoff[J]. Journal of Hydrology, 2002, 265(1-4): 164-177.
- [8] CHIEW F H S. Estimation of rainfall elasticity of streamflow in Australia[J]. Hydrologic Science Journal, 2006(51): 613-625. DOI: 10.1623/hysj.51.4.613.
- [9] 王宇涵,杨大文,雷慧闻,等.冰冻圈水文过程对黑河上游径流的影响分析[J].水利学报,2015,46(9):1064-1071. (WANG Y H, YANG, D W, LEI H M, et al. Impact of cryosphere hydrological processes on the river runoff in the upper reaches of Heihe River[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2015, 46(9): 1064-1071. (in Chinese)) DOI: 10.13243/j.cnki.slxb.20150001.
- [10] GAO B, QIN Y, WANG Y H, et al. Modeling ecohydrological processes and spatial patterns in the upper Heihe basin in China[J]. Forests, 2016(7): 10. DOI: 10.3390/f7010010.
- [11] 王大超.大通河径流变化特征及其影响因素探析[D].兰州:兰州大学,2019. (WANG D C. Runoff variation characteristics for Datong River and its influencing factors[D]. Lanzhou: Lanzhou University,

2019. (in Chinese)
- [12] 董军, 胡进宝, 魏国孝. 大通河流域径流变化及特征分析[J]. 水资源与水工程学报, 2018, 29(6): 75-80, 87. (DONG J, HU J B, WEI G X. Analysis of runoff variation and characteristics in Datong River basin[J]. Journal of Water Resources and Water Engineering, 2018, 29(6): 75-80, 87. (in Chinese)) DOI: 10.11705/j.issn.1672-643X.2018.06.11.
- [13] 刘赛艳, 黄强, 解阳阳, 等. 大通河流域上游径流变化特征与突变分析[J]. 西北农林科技大学学报(自然科学版), 2016, 44(3): 219-226. (LIU S Y, HUANG Q, JIE Y Y, et al. Abrupt change and variation characteristics of runoff in the upper reaches of Datong River basin[J]. Journal of Northwest A & F University (Natural Science), 2016, 44(3): 219-226. (in Chinese)) DOI: 10.13207/j.cnki.jnwf.2016.03.030.
- [14] 施雅风. 简明中国冰川目录[M]. 上海: 上海科学普及出版社, 2005. (SHI Y F. Concise glacier inventory of China [M]. Shanghai: Shanghai Popular Science Press, 2005. (in Chinese))
- [15] 王生廷, 盛煜, 吴吉春, 等. 祁连山大通河源区冻土特征及变化趋势[J]. 冰川冻土, 2015, 37(1): 27-37. (WANG S T, SHENG Y, WU J C, et al. The characteristics and changing tendency of permafrost in the source regions of the Datong River, Qilian Mountains[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2015, 37(1): 27-37. (in Chinese)) DOI: 10.7522/j.issn.1000-0240.2015.0003.
- [16] 唐保春, 马月花, 权国苍, 等. 冻土冻融对地下水的影响——以祁连山多年冻土区大通河谷融区为例[J]. 地质科技情报, 2016, 35(4): 164-171. (TANG B C, MA Y H, QUAN G C, et al. Impact of freezing-thawing process of frozen soil on groundwater: A case study in the Datong River valley area of the Qilian permafrost region[J]. Geological Science and Technology Information, 2016, 35(4): 164-171. (in Chinese))
- [17] GUO W Q, LIU S Y, XU L, et al. The second Chinese glacier inventory: data, methods and results[J]. Journal of Glaciology, 2016, 61(226), 357-372. DOI: 10.3189/2015JG14J209.
- [18] 王文圣, 丁晶, 向红莲. 水文时间序列多时间尺度分析的小波变换法[J]. 四川大学学报(工程科学版), 2002(6): 14-17. (WANG W S, DING J, XIANG H L. Multiple time scales analysis of hydrological time series with transform[J]. Advanced Engineering Sciences, 2002(6): 14-17. (in Chinese)) DOI: 10.15961/j.jsuese.2002.06.003.
- [19] ECKHARDT K. A comparison of baseflow indices, which were calculated with seven different baseflow separation methods[J]. Journal of Hydrology, 2008, 352: 168-173. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2008.01.005.
- [20] 董薇薇, 丁永建, 魏霞. 祁连山疏勒河上游基流变化及其影响因素分析[J]. 冰川冻土, 2014, 36(3): 661-669. (DONG W W, DING Y J, WEI X. Variation of the base flow and its causes in the upper reaches of the Shule River in the Qilian Mountains[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2014, 36(3): 661-669. (in Chinese)) DOI: 10.7522/j.issn.1000-0240.2014.0079.
- [21] BUDYKO M I. Climate and life[M]. Academic Press, New York, CA, 1974.
- [22] ZHANG L, DAWES R, WALKER R. Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale[J]. Water Resources Research, 2001, 37(3), 701-708. DOI: 10.1029/2000WR900325.
- [23] DOOGE 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]. Advances in Water Resources, 1999, 23(2): 153-163. DOI: 10.1016/S0309-1708(99)00019-6.
- [24] 张宇欣, 李育, 朱耿睿. 青藏高原海拔要素对温度、降水和气候型分布格局的影响[J]. 冰川冻土, 2019, 41(3): 505-515. (ZHANG Y X, LIU Y, ZHU G R. The effects of altitude on temperature, precipitation and climatic zone in the Qinghai Tibet Plateau[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2019, 41(3): 505-515. (in Chinese)) DOI: 10.7522/j.issn.1000-0240.2019.0513.
- [25] 胡珊珊, 郑红星, 刘昌明, 等. 气候变化和人类活动对白洋淀上游水源区径流的影响[J]. 地理学报, 2012, 67(1): 62-70. (HU S S, ZHANG H X, LIU C M, et al. Assessing the impacts of climate variability and human activities on streamflow in the water source area of Baiyangdian lake[J]. Acta Geographica Sinica, 2012, 67(1): 62-70. (in Chinese)).
- [26] SUN Z, ZHAO L, HU G, et al. Modeling permafrost changes on the Qinghai Tibetan Plateau from 1966 to 2100: A case study from two boreholes along the Qinghai Tibet engineering corridor[J]. Permafrost and Periglacial Process, 2020(31): 156-171. DOI: 10.1002/ppp.2022.
- [27] 王生廷, 盛煜, 吴吉春, 等. 基于地貌分类对祁连山大通河源区多年冻土地下冰储量估算[J]. 冰川冻土: 1-9 (2020-12-22). <http://kns.cnki.net/kcms/detail/62.1072.P.20180716.0903.004.html>. (WANG S T, SHENG Y, WU J C, et al. Estimation of permafrost ice reserves in the source areas of the Datong River based on geomorphic classification[J]. Journal of Glaciology and Geocryology: 1-9(2020-12-22). <http://kns.cnki.net/kcms/detail/62.1072.P.20180716.0903.004.html>. (in Chinese)) DOI: 10.7522/j.issn.1000-0240.2018.0305.

(下转第 167 页)

tard sequence, Saskatchewan, Canada [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2000, 64 (9): 1493-1509. DOI: 10.1016/S0016-7037(99)00402-0.

[31] YUSOFF Z M, NGWENYA B T, PARSONS I. Mobil-

ility and fractionation of REEs during deep weathering of geochemically contrasting granites in a tropical setting, Malaysia [J]. *Chemical Geology*, 2013, 349: 71-86. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2013.04.016.

Mass concentrations and patterns of rare earth elements in groundwater of Lalin River basin

WANG Huiqun^{1,2}, HU Bin^{3,4}, TENG Yanguo^{1,2}, ZHAN Yanhong^{1,2}, ZHAI Yuanzheng^{1,2}

(1. College of Water Sciences, Beijing Normal University, Beijing 100875, China; 2. Engineering Research Center of Groundwater Pollution Control and Remediation, Ministry of Education, Beijing 100875, China; 3. Key Laboratory of Drinking Water Science and Technology, Research Center for Eco-Environmental Sciences, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100085, China; 4. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: To understand the geochemical characteristics of rare earth elements (REE) in groundwater of Lalin River basin, the rare earth elements in the regional groundwater system were studied through rare earth element mass concentration testing and North American Shale Composite (NASC) normalized analysis. The distribution characteristics of REE speciation along the groundwater flow path were studied using PHREEQC software modeling. The results showed that: the total amount of rare earth elements (Σ REE) in the groundwater of the Lalin River basin ranged from 0.030 to 2.649 $\mu\text{g/L}$ (mean value 0.328 $\mu\text{g/L}$); Light Rare Earth Elements (LREE) is quite depleted, while Heavy Rare Earth Elements (HREE) are relatively enriched, with significant positive Eu anomalies and mild Ce negative anomalies; the REE in the groundwater mainly existed in the form of LnCO_3^+ and $\text{Ln}(\text{CO}_3)_2^-$; along the regional groundwater flow path, the groundwater in Lalin River basin demonstrated the decline of Σ REE concentration and the increase of positive Eu anomalies. Furthermore, LnCO_3^+ concentrations decreased and $\text{Ln}(\text{CO}_3)_2^-$ increased respectively along the groundwater flow path; the formation of dicarbonate complexes of rare earth elements was the main reason for the relative enrichment of HREE.

Key words: Lalin River; groundwater; REE; distribution pattern; Eu/Ce anomaly; REE speciation

(上接第 110 页)

Quantitative analysis of runoff evolution and driving factors in the upper reaches of Datong River

BAI Yanling, WANG Fang, LIU Yang

(State Key Laboratory of Simulation and Regulation of Water Cycle in River Basin, China Institute of Water Resources and Hydropower Research, Beijing 100038, China)

Abstract: In the past 60 years, temperature, precipitation, and potential evapotranspiration in the upper reaches of Datong River, which is located in the Qilian Mountain area, the northwest edge of Qinghai Tibetan Plateau, have increased significantly, with the synthetic effect of 50% glacial ablation, permafrost degradation, and 797 km^2 marsh degradation in the source area, annual runoff depth increased with a trend of 6.0 $\text{mm}/(10 \text{ a})$; the base flow segmentation indicates that the total baseflow and its proportion have both increased since the runoff abrupt change. The base flow in August changed from the valley value between July and September to the peak; a quantitative analysis of the driving factors of the increase in runoff is carried out by the climate elasticity method based on the Budyko assumption. Compared with the base period, the annual runoff depth changes by +33.6 mm after the sudden change of runoff, and the increase in precipitation affects +18.3 mm . The effect of evapotranspiration change is -3.0 mm , the effect of glacier melting on runoff increment is at most +10.0 mm , and the remaining term +8.3 mm is the combined effect of frozen soil degradation and error terms. Due to the different influence mechanism and duration of each element, the future hydrological situation is still unclear.

Key words: Qinghai Tibetan Plateau; Qilian Mountain area; Datong River; cryosphere hydrological process; climate change; runoff