

开都河流域极端水文事件变化及其对气候的响应

李佳秀^{1,2}, 徐长春^{1,2}, 王 晓³, 高沈瞳^{1,2}, 赵 杰^{1,2}

(1. 新疆大学 绿洲生态教育部重点实验室, 乌鲁木齐 830046;

2. 新疆大学 资源与环境科学学院, 乌鲁木齐 830046; 3. 民族学院人事处, 四川 康定 616001)

摘 要:基于开都河流域 1972—2012 年大山水文站及巴音布鲁克气象站资料,采用累积频率法定义极端水文事件的阈值,分析了极端水文事件频次的年内年际变化、场次分布特征及其对区域气候变化的响应。结果表明:极端水文事件具有极不稳定的特性。年内分配不均且集中度较高,极端洪水事件主要集中在 7 月,极端枯水事件主要集中在 2 月;年际变化极不稳定,且偏离正态分布的程度较高。极端洪水事件总体呈增长趋势,并在 1986 年发生突变;极端枯水事件则呈减少趋势,突变点为 1993 年。极端洪水频次与降水量相关性较高,极端枯水频次与气温的负相关性较高。

关键词:极端洪水事件; 极端枯水事件; 累积频率; 集中度; 轮次分析

中图分类号: P467; P333

文献标识码: A

文章编号: 1005-3409(2014)05-0285-07

Extreme Hydrological Events and Its Response to Climate Change in the Kaidu River Basin

LI Jia-xiu^{1,2}, XU Chang-chun^{1,2}, WANG Xiao³, GAO Shen-tong^{1,2}, ZHAO Jie^{1,2}

(1. Key Laboratory of Oasis Ecology of Ministry of Education, Xinjiang University, Urumqi

830046, China; 2. School of Resources and Environmental Science, Xinjiang University, Urumqi 830046,

China; 3. Department of Personnel, Sichuan University for Nationalities, Kangding, Sichuan 626001, China)

Abstract: Based on the daily discharge and meteorological date from 1972 to 2012 at the Dashankou hydrological station and Bayinbuluke weather station in the Kaidu River Basin, the characteristics of extreme hydrological events (EHE) were investigated, the threshold value was determined by the cumulative frequency method, the inner-annual and inter-annual changes of EHE, the session distribution of EHE and their responses to climate change were analyzed in the study area. The results showed that the EHE in the region was extremely unstable. The inner-annual distribution was uneven and the concentration degree was higher. The extreme flood events mainly occurred in July, and the extreme low water events mainly appeared in February. The inter-annual variability was quite unstable with a high deviation from the normal distribution. The extreme flood events totally presented an increasing trend and had an abrupt change in 1986; while the extreme low water events totally presented a decreasing trend and had an abrupt change in 1993. The extreme flood frequency had a higher correlation with precipitation, while the extreme low water frequency had a higher negative correlation with temperature.

Key words: extreme flood events; extreme low water events; cumulative frequency method; concentration ratio; runs arithmetics

IPCC(International Panel on Climate Change)第四次评估综合报告指出,近百年来,受全球变暖的影响,气候异常现象时有发生,下垫面的能量和水分循环特征发生了很大变化,将改变全球水文循环的现

状^[1]。导致高温干旱和暴雨洪涝等极端事件的频次和强度加强,增加水灾害风险^[2]。大量研究表明,世界各地因极端水文事件所造成的直接经济损失呈指数上升趋势^[3-5]。极端水文事件比一般水文事件成因

收稿日期: 2013-11-13

修回日期: 2013-12-08

资助项目: 国家自然科学基金“基于大气环流分型的西北干旱区极端气候事件研究”(41305125); 国家自然科学基金“过去 500 年新疆北部水文变化及其气候驱动”(U1203281)

作者简介: 李佳秀(1988—),女,陕西渭南人,硕士研究生,主要从事极端水文和极端气候事件研究。E-mail: 1428207461@qq.com

通信作者: 徐长春(1977—),女,江苏赣榆人,副教授,博士,主要从事干旱区气候、水文与水资源研究。E-mail: xcc0110@163.com

上更为复杂,预测更困难,因此,愈来愈受到人们的广泛关注^[6]。在国际上,将极端水文事件定义为:在一定时期内发生频率低、突发性强,且对人类社会有重要影响的灾害性水文事件^[7]。我国学者夏军等^[8]利用 Copula 函数构建气候要素同极端水文事件之间的多元统计模型,分析了不同降水条件下不同等级干旱和洪水的发生概率变化。孙桂丽等^[9-10]研究了新疆极端水文事件的时空分布特征、年际变化及对气候变化的响应,研究结果表明新疆极端水文事件年内年际分配不均,且集中度高,极端水文事件增长趋势与气温、降水变化一致。

对于流域而言,极端水文事件主要包括极端洪水和极端枯水事件。其实质就是洪水和枯水事件趋于极值化的研究。目前,在水文学上洪水事件多是从年极大值的角度来进行频率曲线的分析,用频率的大小来推求洪水的重现期,谢平等基于希尔伯特—黄变换的非一致性洪水频率计算方法推求西江中下游大湟江口站过去、现状、未来 3 个时期的洪水频率分布^[11];枯水事件是从年或月极小值的角度来进行频率分析的,方彬等采用混合分布的方法对枯水事件年最小流量的频率分布进行了探究^[12]。专门针对极端洪水和极端枯水事件的研究还较少。开都河流域位于天山南坡,以农业经济发展为主,其水资源主要来自于开都河上游山区,占到流域水资源总量的 84.6%^[13]。因此,开都河来水的稳定与否决定着整个流域乃至尾间博斯腾湖和下游孔雀河流域的社会经济的正常发展。对开都河来水过程特别是极端水文过程进行分析,掌握和了解其发生发展规律,对区域经济社会发展和生态安全维护具有重要指导意义。本文基于开都河流域 1972—2012 年大山口站逐日流量资料以及巴音布鲁克站气象资料,研究分析极端水文事件的时间分布特征、长期变化趋势及其对气候变化的响应,以期为流域可持续发展战略规划和防灾减灾提供科学依据。

1 研究区概况

开都河流域地处欧亚大陆腹地,属于干旱、半干旱性气候。开都河位于新疆天山南坡焉耆盆地北缘,位于 82°58′—86°55′E、41°47′—43°21′N。发源于天山中部海拔 5 000 m 的萨尔明山的哈尔尕山和扎克斯台沟,最高山峰为克勒代乌拉,海拔 4 697 m,河源高山区终年积雪,有现代冰川 840 条^[14],流域高程 3 600 m 以上终年积雪。出山口以上流域集水面积 19 012 km²,冰川覆盖面积 474.98 km²,占出山口以上流域面积的 2.5%。大山口水文站以上山区为开

都河的上游区,亦即产流区,该地区除放牧外无其他人类活动干扰。开都河属于冰雪融水和雨水混合补给为主的河流,春季随气温升高,以季节性积雪融化补给为主;夏季以冰川融水和降雨补给为主^[15]。多年径流量达 34.4 亿 m³,其中冰川融水约占年出山径流量的 15.2%,融雪与降水补给合计约占 80% 以上^[16]。流域总地势是北高南低,高山、峡谷和盆地交错分布,地形复杂多样。开都河全长 560 km,主流自东向西经小尤尔都斯盆地至巴音布鲁克水文站,而后折转东南,经大尤尔都斯盆地至呼斯台西里,再经峡谷段至流域控制站大山口水文站后流出山口,而后进入焉耆盆地后流入博斯腾湖,是惟一能常年补给博斯腾湖的河流。开都河作为塔里木河的源流,是实施北水南调工程的关键河流,一直承担着向塔河下游生态应急输水的重要任务,因此开都河不仅是南疆绿洲的生态源,还是重要的生命源。开都河区域内的生态植被保持完好,天然荒漠植被郁闭度和覆盖度不断得到提高,野生动植物种群逐年增加,并形成了人与自然的和谐相处良好局面。开都河与从博斯腾湖流出的孔雀河构成面积达 6 万 km² 的开孔河流域,流域内人口和国民生产总值均占到全州的 80% 以上。

2 数据资料与方法

2.1 数据资料

本文分析用数据主要包括水文数据和气象数据。其中,水文数据为开都河流域大山口水文站(85°44′E, 42°13′N)1972—2012 年的日流数据;气象数据为开都河流域巴音布鲁克气象站(84°09′E, 43°02′N)1972—2012 年的月均气温和降水数据。数据资料完整、一致,达到分析用标准。

2.2 分析方法

2.2.1 极端水文事件阈值的确定 国际上对极端水文事件的定义通常根据流量、水位或造成的损失大小划分为不同的标准。对极端事件阈值的确定通常采用百分位阈值法,即从概率统计的角度来定义极端事件。累积频率法与百分位法相类似,本文运用累积频率法确定极端水文事件的阈值。

累积频率(CFD, cumulative frequency distribution):即变量小于某一上限值的出现次数与总次数之比^[17]。可以表示为:

$$CFD = \frac{F_i}{F_n} \times 100\% \quad (i=1, 2, 3, \dots, n) \quad (1)$$

$$F_i = \sum_{n=1}^i f_i \quad (2)$$

式中: n ——取值范围内的数值等级数; f_i ——极端事件在第 i 个数值等级内变量发生的频数; F_i ——变量

小于等于某上限值的发生频数。若变量为日流量时，则将日流量累积频率达到的概率分布所对应的流量临界值定义为极端水文事件的阈值，当日流量大于或小于极端水文事件的阈值时，认为该日发生极端水文事件。

极端水文事件确定的具体步骤如下：首先，确定洪水事件和枯水事件。根据《中国水资源评价》所定的三级标准，将日流量资料按从小到大的顺序排列，正常年相应频率为 $37.5\% \leq P \leq 62.5\%$ ，丰水年相应频率为 $P \geq 62.5\%$ ，枯水年相应频率为 $P \leq 37.5\%$ ^[18]。因此，累积频率为 $40\% \sim 60\%$ 的流量是河道常年发生频次最多的一个流量范围，故将洪水事件和枯水事件的阈值分别定为累积频率为 60% 和 40% 时所对应的流量。若日流量大于洪水事件的阈值时，就记为一次洪水事件；若日流量小于枯水事件的阈值时，就记为一次枯水事件。然后，确定极端洪水事件和极端枯水事件。极端事件即为统计意义上的小概率事件，其极端程度一般对应于 90% 或 10% 的累积频率^[2]。故将洪水事件的日流量按从小到大排列，当累积频率达到 90% 时，其所对应的流量值记为极端洪水事件的阈值；将枯水事件的日流量按从小到大排列，当累积频率达到 10% 时，其所对应的流量值记为极端枯水事件的阈值。根据上述定义，计算出开都河大山口站洪水事件的阈值为 $106.26 \text{ m}^3/\text{s}$ ，极端洪水事件的阈值则为 $276 \text{ m}^3/\text{s}$ ；枯水事件的阈值为 $74.5 \text{ m}^3/\text{s}$ ，极端枯水事件的阈值则为 $38.3 \text{ m}^3/\text{s}$ 。

2.2.2 集中度与集中期 集中度与集中期的计算原理和方法为，将一年内 365 天折算为 $0^\circ \sim 360^\circ$ 圆周角，并按特定的角度将各月极端水文事件频次分解为水平(A)和垂直(B)两个方向上的分量，然后分别进行水平或垂直方向上的累加，合成矢量向量(C)的方位角(θ)定义为集中期(D)，其所对应的日期定义为集中日期，合成向量的模与年极端水文事件总频次的比值定义为极端水文事件集中度(C_n)^[10,19]。集中期能够反映极端水文事件具体集中时间，集中度则能更好地反映出极端水文事件在年内的集中程度。向量夹角及全年每个月代表的角度值如下(图 2)所示。计算公式见式(3)至式(5)。

$$C_n = \frac{R}{W} = \frac{\sqrt{R_x^2 + R_y^2}}{\sum_{i=1}^{12} r_i} \tag{3}$$

$$D = \tan^{-1}(R_x/R_y) \tag{4}$$

$$R_x = \sum_{i=1}^{12} r_i \sin \theta_i, \quad R_y = \sum_{i=1}^{12} r_i \cos \theta_i \tag{5}$$

式中： C_n ——集中度； D ——集中期； R ——极端水文事件总频次的向量； R_x —— x 方向上的合成向量；

R_y —— y 方向的合成向量； W ——极端水文事件的总频次； θ_i ——各月中代表的角度值(其中， $i=1,2,3,\dots,12$)； r_i ——第 i 月极端水文事件频次的向量。极端水文事件向量夹角及所对应的特定角度值 θ_i 的具体分布情况如图 1 所示。

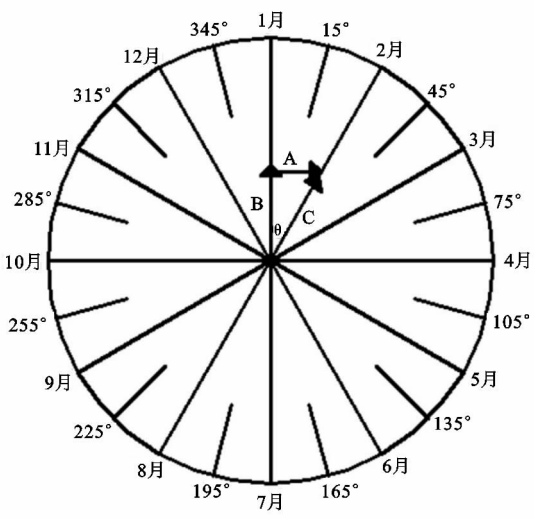


图 1 向量夹角及全年每个月代表的角度值(θ_i)

2.2.3 轮次分析 轮次分析在水文中的应用即将一个连续的径流量序列 $Q_t (t=1,2,\dots,n)$ ，被所定义的截取水平 Q_0 所截取，在一个或多个时间段内，当径流量 Q_t 依次小于截取水平 Q_0 时，则出现负轮；反之则出现正轮^[20]。负轮对应于枯水事件的研究。采用轮次分析法表示枯水事件的 3 个指标的表达式见式(6)至式(8)。

$$T = n \tag{6}$$

$$S = \sum_{i=1}^n (Q_0 - Q_t) \quad (t=1,2,\dots,n) \tag{7}$$

$$L = \max(Q_0 - Q_t) \quad (t=1,2,\dots,n) \tag{8}$$

式中： T ——枯水历时，指一个负轮的长度，表示枯水期持续的时间长度； S ——枯水总量，指在一个负轮内，日流量与阈值相比之差的总和，表示枯水期缺乏水量的总体状况； L ——枯水极值，指在一个负轮内，日流量与阈值相比之差的最大值，表示枯水期内最严重缺水日的缺水量大小。

3 极端水文事件特征变化分析

3.1 年内分布特征

开都河来水年内变化很大，4—9 月为丰水季节，10 月至翌年 3 月为枯水季节^[21]。通过对极端水文事件频率的年内分析(图 2)，可以看出：极端洪水发生频率最多的日数主要集中在 5—8 月，约占全年的 95.6% ，最大月出现在 7 月，约占全年的 36.8% 。春季(3—5 月)约占 10.4% ，夏季(6—8 月)约占

88.4%,秋季(9—11月)约占1.3%,冬季(12—2月)为0;极端枯水发生频率最多的日数主要集中在12—3月,约占全年的93.5%,最大月出现在2月,约占全年的31.2%。春季(3—5月)约占20.4%,夏季(6—8月)约占0.2%,秋季(9—11月)约占4.3%,冬季(12—2月)约占75.1%。

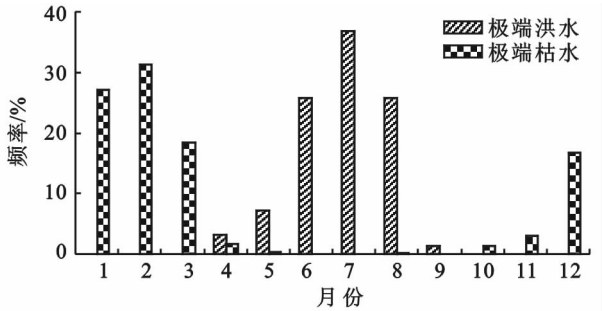


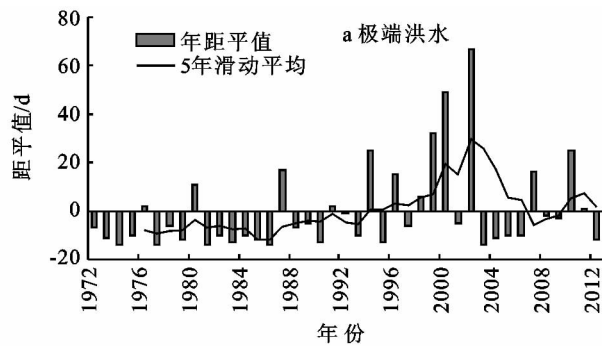
图2 极端水文事件频率年内分布

为进一步量化极端洪水与极端枯水事件的年内分布情况,借鉴集中度与集中期方法^[22]和不均匀系数^[23],进一步分析年内极端洪水和极端枯水日数的变化特征。根据公式计算集中度、集中期及不均匀系数,计算结果见表1。

表1 开都河流域极端水文事件年内变化统计特征

极端水文事件	均值/ d	不均匀 系数/%	集中度/ %	集中期/ (°)	集中日期 (月-日)
极端洪水	50.08	63.35	86.28	174.53	07-10
极端枯水	50.17	60.19	82.03	14.98	02-01

从表1可以看出,极端洪水与极端枯水事件的不



均匀系数分别为63.35%和60.19%,不均匀程度较高,集中度分别为86.28%和82.03%,集中程度也较高,比较不均匀系数与集中度可以看出,两者具有较好的同步性变化规律,凡是集中度数值高的不均匀系数也高。极端洪水的集中期在7月10日,极端枯水的集中期在2月1日,这与图1的分析结果一致。可以看出,极端洪水和极端枯水属于季节性极端水文事件,年内分布不均,且集中程度较高。

3.2 年际变化分析

3.2.1 极端洪水事件年际变化 对极端洪水年际频次距平分析可以看出(图3a),极端洪水事件在1972—2002年呈上升趋势,2002—2007年呈急剧下降趋势,2007年后又有略微上升的趋势。经过统计,多年平均值为14 d,发生频次最多的是2002年,正距平67 d,其次为2000年,正距平49 d。1994年之前,负距平较多,1994—2012年,正距平明显增多,说明1994—2012年期间,极端洪水发生率显著增加。极端洪水频次的变差系数为1.30,表明极端洪水年际变化较大;偏态系数为2.04,表明极端洪水年际变化偏离正态分布的程度较高,具有极端不稳定的特性(表2)。对极端洪水的年代际分析,可以得出:20世纪80年代年均频次较70年代增长了64%,90年代较80年代增长了115.9%,2000—2009年较90年代增长了22.6%,可见90年代增长显著,极端洪水事件年代际间表现出增长的趋势。

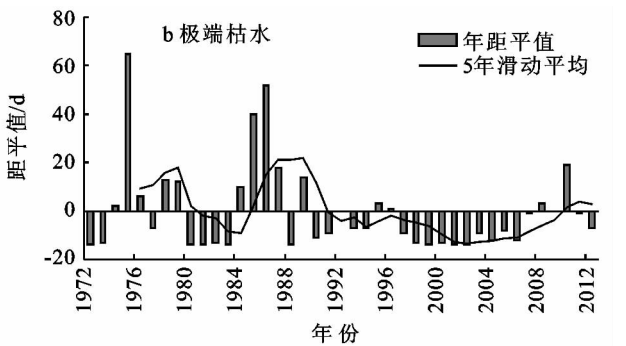


图3 极端洪水与极端枯水频次的年际距平及5年滑动平均

对极端洪水频次做M-K突变检验(图4a),可以看出,正向序列UF和反向序列UB在0.01显著性水平下在信度线内交于1点,且UF超过信度线,可以确定该点所对应的1986年为突变年份。这是因为气温在80年代以前低于距平值,80年代以来明显高于距平值^[10],气温升高导致冰雪融水增多,降水量增多,又因为径流增多有一定的滞后作用,因此在1986年发生突变。并且,UF在1997—2003年间及2006年之后逐渐超过了信度线,说明极端洪水事件在这些时段内呈显著增加趋势。

3.2.2 极端枯水事件年际变化 对极端枯水年际频次距平分析可以看出(图3b),极端枯水事件在1972—1978年呈上升趋势,1978—1983年呈下降趋势,1983—1986年呈上升趋势,1986—2002年呈下降趋势,2002—2012年呈上升趋势。多年平均值为13.85 d,发生频次最多的是1975年,正距平65 d,其次为1986年,正距平52 d。从图中明显可以看出在1975年前后和1985—1989年间发生极端枯水的频次较为频繁。1989年之后基本上都是负距平,说明1989年之后发生极端枯水事件的频次较少。极端枯

水频次的变差系数为 1.30,表明极端枯水年际变化较大;偏态系数 2.06,表明极端枯水年际变化偏离正态分布的程度较高,具有极端不稳定的特性(表 2)。对极端枯水的年代际分析,可以得出,20 世纪 80 年

代年均频次较 70 年代减少了 6.8%,90 年代较 80 年代减少了 63.9%,2000—2009 年较 90 年代减少了 18.9%,可见 90 年代极端枯水事件减少显著,极端枯水事件年代际间表现出减少的趋势。

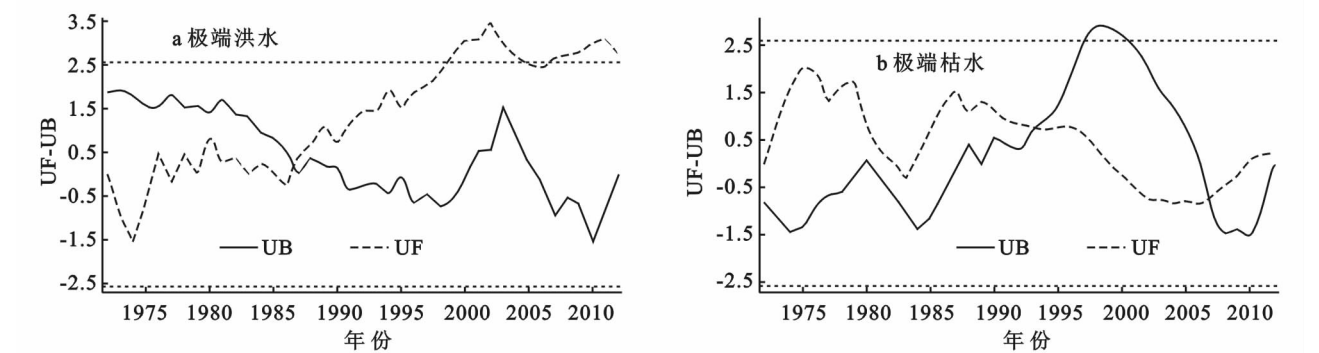


图 4 极端洪水与极端枯水频次突变检验

对极端枯水频次做 M-K 突变检验(图 4b),可以看出,正向序列 UF 和反向序列 UB 在 0.01 显著性水平下在信度线内交于 2 点,分别为 1993 年和 2007 年。由于 UF 或 UB 在 2007 年后并未超过信度线,因此可以排除 2007 年为突变年份,确定 1993 年为极端枯水事件的突变点。这与气候变化下气温升高、降水量增多导致径流量变化有关。从图中可以注意到,在 1998—2001 年 UB 超过了信度线,说明极端枯水事件在此期间减少显著。

间。最大洪水历时 80 d,发生在 2002 年 6—8 月,年最大洪水历时超过 15 d 的有 8 a。其年际分布如图 5 所示。

表 2 开都河流域极端水文事件年际变化统计特征					
极端水文事件	均值/ d	最大值/ d	均方差 S	变差 系数 C_v	偏态 系数 C_s
极端洪水	13.95	81	18.11	1.30	2.04
极端枯水	13.85	79	18.06	1.30	2.06

3.3 极端洪水场次分析

一场洪水要有三要素才能将这场洪水表示完整,洪水三要素包括:洪峰流量、洪量和洪水历时^[20]。将年内径流量连续超过极端洪水阈值的时段记为一场,经过统计,得出 1972—2012 年共发生极端洪水事件 110 起,发生次数最多的是 2008 年,发生了 8 起;1974 年、1977 年、1981 年、1986 年和 2003 年未发生极端洪水事件,说明极端洪水事件具有极端不稳定性的特征。1972—1999 年最大洪峰流量呈增长趋势,1999—2003 年呈减少趋势,2003 年之后又呈增长趋势。最大洪峰流量 793 m³/s,发生在 1999 年 7 月,年最大洪峰流量超过 500 m³/s 的极端洪水事件有 6 a,主要集中在 1999—2002 年间。对最大洪峰流量的 M-K 突变检验结果表明,洪峰流量在 1991 年发生突变。年最大洪水历时与年最大洪峰流量基本呈对应关系,年最大洪水历时也主要集中在 1999—2002 年

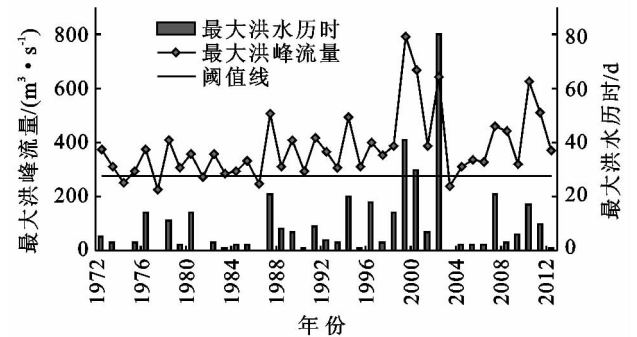


图 5 极端洪水事件年最大洪峰流量和最大洪水历时

3.4 极端枯水场次分析

对枯水事件的研究常采用轮次分析法,本文从枯水总量、枯水极值和枯水历时三个方面来对枯水事件进行表示。对极端枯水事件的统计得出:1972—2012 年间,极端枯水事件共发生 149 起,发生次数最多的是 2008 年,发生了 12 起,1972 年、1980 年、1981 年、1983 年、1988 年、1999 年、2001 年和 2002 年这 8 年未发生极端枯水事件,说明极端枯水事件具有极端不稳定性的特征。

轮次分析结果表明:2007 年 11 月 5 日极端枯水极值最大,缺水 326.6 万 m³。最大枯水历时 36 d,发生在 1975 年 2—3 月,年最大历时超过 15 d 的有 9 a。最大枯水总量为 293.24 万 m³,发生在 2007 年,其次为 1985 年,枯水总量为 1 485.2 万 m³,最大枯水总量主要集中在 1974—1979 年和 1984—1986 年这两个时段内,分别约占枯水总量的 20.2%和 21.3%。其年际变化如图 6 所示。

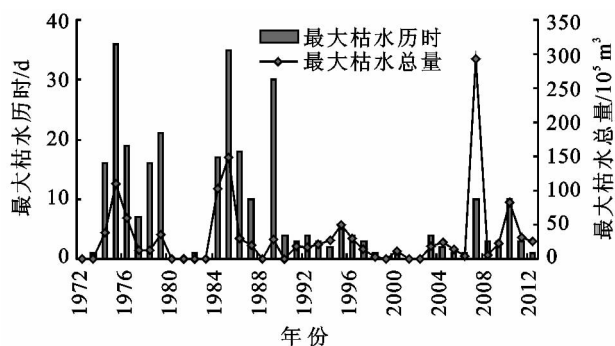


图6 极端枯水事件年最大枯水总量和最大枯水历时

4 极端水文事件对气候变化的响应

4.1 极端洪水事件对气候变化的响应

巴音布鲁克站位于开都河上游中心位置,其资料可反映流域上游气候状况。对巴音布鲁克站 1972—2012 年年均气温和年均降水量与极端洪水频次的关系(图 7)研究表明:年均气温与极端洪水频次的相关系数为 0.05,两者相关性不大;年降水量年际变化趋

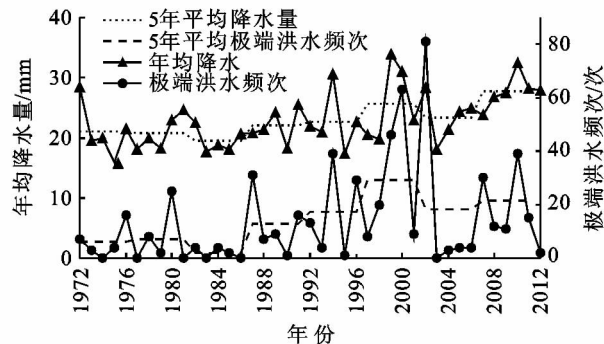
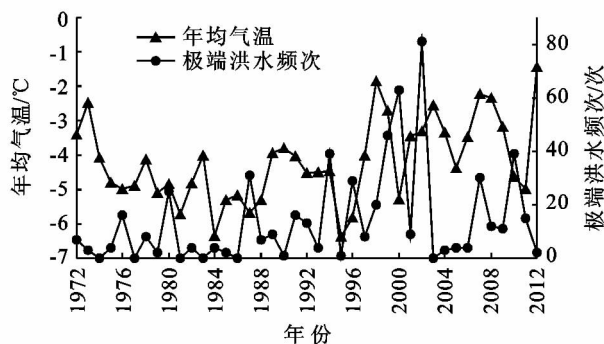


图7 极端洪水频次与年均气温和年降水量变化关系

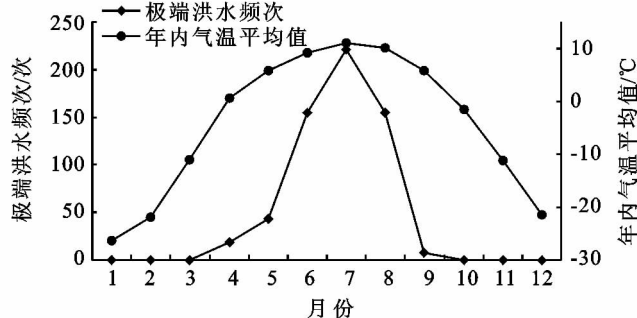
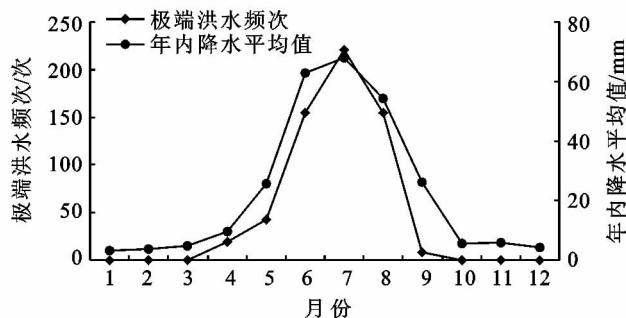


图8 年内极端洪水频次与气温平均值和降水平均值的变化关系

4.2 极端枯水事件对气候变化的响应

对年际极端枯水频次与年均气温和年均降水量的关系研究(图 9)表明:年际极端枯水频次与年均气温和年均降水总体上呈反相关。极端枯水频次与年均气温的相关系数-0.34,并通过了 0.05 的显著性检验;极端枯水频次与年均降水的相关系数为-0.30,相关性不显著。可见,气温对极端枯水事件的影响较大。气温越高,降水与融雪径流越多,发生极端枯水事件的

势与极端洪水频次变化趋势一致,两者的相关系数为 0.64,并通过了 0.01 的显著性检验,表明降水量对极端洪水事件的贡献较大。降水量的增加使得地表面水来不及下渗便汇流成河,是导致发生极端洪水事件的直接因素,而气温导致冰雪融水补给河流的比例少,且使河流水量缓慢增加。

对年内极端洪水频次与气温平均值和降水平均值的关系研究(图 8)表明:极端洪水频次与气温平均值和降水平均值的年内变化趋势一致,表现为 1—7 月的增长趋势,7—12 月的下降趋势,均在 7 月份达到气温、降水和极端洪水频次的最大值。极端洪水频次与气温平均值的相关系数为 0.70,通过了 0.05 的显著性水平检验;与降水平均值的相关系数为 0.96,通过了 0.01 的显著性水平检验。因为开都河流域降水量补给比例大,夏季降水多,极端洪水频次多,冬季降水以固体形式存在,补给量少,发生极端洪水的频次少。因此,关注 6—8 月的气温、降水变化对于预防极端洪水灾害至关重要。

可能性越小。

对年内极端枯水频次与气温平均值和降水平均值的关系研究(图 10)表明:年内极端枯水频次与气温平均值和降水平均值总体上亦呈反相关,6—8 月气温和降水达到最大时,发生极端枯水事件的频次为 0,11 月到次年 3 月气温和降水量减少时,发生极端枯水事件的频次增多。极端枯水频次与气温平均值的相关系数为-0.89,并通过了 0.01 的显著性检验;

与降水平均值的相关系数为 -0.58 ,并通过了 0.05 的显著性检验。表明气温对极端枯水事件的影响最大,其次为降水量的影响。这是因为气温在年内各月

均增高,而降水主要是夏季增加的比较多,冬季主要以雪等固体形式存在,补给量少,因此极端枯水与气温的反相关比较显著。

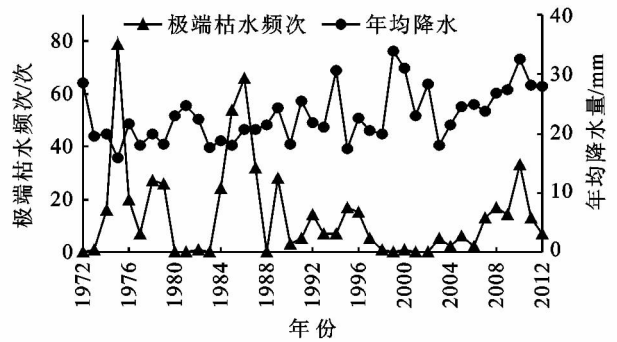
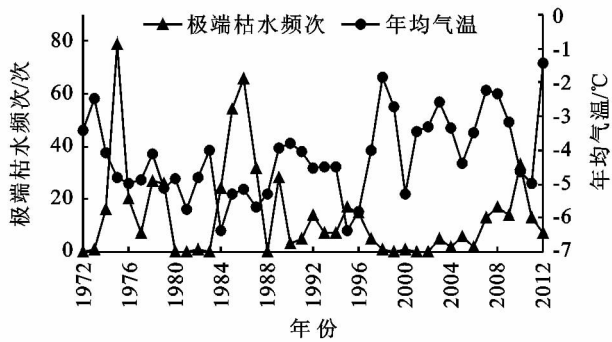


图9 极端枯水频次与年气温和年降水量变化关系

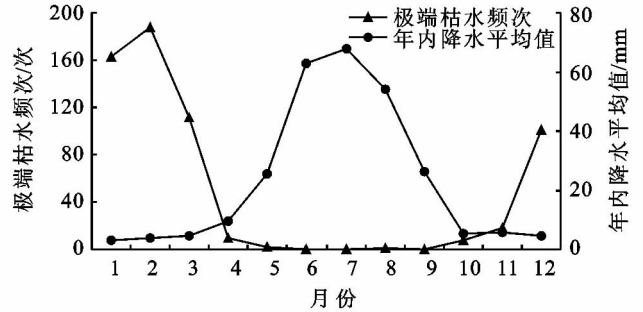
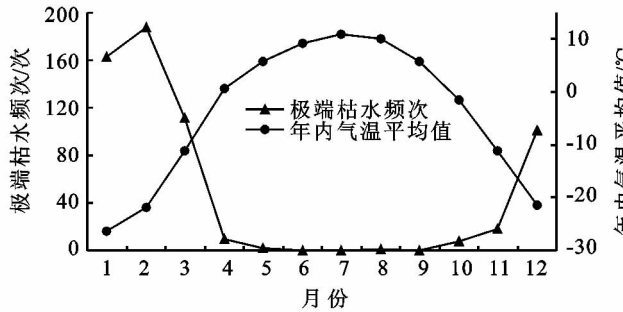


图10 年内极端枯水频次与气温平均值和降水平均值的变化关系

5 结论

本文主要研究了开都河流域过去40 a极端水文事件频次的年内年际变化、场次分布特征以及对区域气候变化的响应。研究结果表明该流域极端水文事件具有极端不稳定的特性。极端事件频次和场次的分析结果一致,表明极端洪水事件主要发生在7月,极端枯水事件主要发生在2月,且年内分配不均匀。1972—2012年,极端洪水事件总体呈现增长趋势,且在1986年发生突变;极端枯水事件总体呈现减少趋势,且在1993年发生突变。随着气温的升高,降水和融雪径流增加,极端洪水事件增加,极端枯水事件减少。极端水文事件与气温、降水的关系研究表明流域近40 a的气温是增加的,降水量的增加是导致极端洪水发生的主要因子。极端水文事件引起的自然灾害已经威胁到开都河流域农牧业、生产、交通安全和水资源供给^[22-23],应加强气候变化背景下的水文水资源安全及应对措施研究,提高水资源安全保障,减缓气候变化带来的可能危害。

参考文献:

[1] IPCC. Climate change 2007: The physical science basis [M]// Contribution of Working Group 1 to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on

Climate Change Cambridge, United Kingdom and New York, USA; Cambridge University Press, 2007.

[2] 张利平,杜鸿,夏军,等. 气候变化下极端水文事件的研究进展[J]. 地理科学进展, 2011, 30(11): 1370-1379.

[3] Akhtar M, Ahmad N, Booij M J. The impact of climate change on the water resources of Hindukush-Karakorum-Himalaya region under different glacier coverage scenarios[J]. Journal of Hydrology, 2008, 335(1): 148-163.

[4] 赵庆云,张武,王式功,等. 西北地区东部干旱半干旱区极端降水事件的变化[J]. 中国沙漠, 2005, 25(6): 904-909.

[5] 张明军,汪宝龙,魏军林,等. 近50年宁夏极端气温事件的变化研究[J]. 自然灾害学报, 2012, 21(4): 152-160.

[6] Hong Y, Adler R F. Predicting global landslide spatio-temporal distribution: Integrating landslide susceptibility zoning techniques and real-time satellite rainfall estimates[J]. International Journal of Sediment Research, 2008, 23(3): 249-257.

[7] 李志,刘文兆,郑粉莉. 1965~2005年泾河流域极端温度事件变化特征[J]. 地理科学, 2010, 30(3): 469-474.

[8] 夏军,余敦先,杜鸿. 气候变化影响下极端水文事件的多变量统计模型研究[J]. 气候变化研究进展, 2012, 8(6): 397-401.

[9] 孙桂丽,陈亚宁,李卫红,等. 新疆极端水文事件的时空分布特征[J]. 自然灾害学报, 2012, 21(3): 119-124.

- 河流的日径流模拟研究[J]. 灌溉排水学报, 2010, 29(3): 105-108.
- [6] 于磊, 朱新军. 基于 SWAT 的中尺度流域土地利用变化对水文响应模拟研究[J]. 水土保持研究, 2007, 14(4): 53-56.
- [7] 龙银平, 张耀南, 赵国辉, 等. SWAT 模型水文过程模拟的数据不确定性分析: 以青海湖布哈河流域为例[J]. 冰川冻土, 2012, 34(3): 660-667.
- [8] Nie W, Yuan Y, Kepner W, et al. Assessing impacts of Landuse and Landcover changes on hydrology for the upper San Pedro watershed[J]. Journal of Hydrology, 2011, 407(1): 105-114.
- [9] 张蕾, 卢文喜, 安永磊, 等. SWAT 模型在国内外非点源污染研究中的应用进展[J]. 生态环境学报, 2009, 18(6): 2387-2392.
- [10] 康杰伟, 李硕. SWAT 模型运行结构与组织研究[J]. 地球信息科学, 2007, 9(5): 76-82.
- [11] 李杨, 贾德彬, 朱仲元, 等. 融雪的水量平衡模型在内蒙古锡林河流域水文模拟中的应用[J]. 水资源与水工程学报, 2003, 22(1): 79-86.
- [12] 全川, 雍伟义, 乌云娜, 等. 锡林河流域近 15 年植被空间结构变化遥感分析[J]. 内蒙古大学学报, 2001, 32(9): 562-566.
- [13] 陈佐忠. 草原生态系统研究(第 3 集)[M]. 北京: 科学出版社, 1988.
- [14] 季劲钧, 刘青, 李银鹏. 半干旱地区地表水平衡的特征和模拟[J]. 地理学报, 2004, 59(6): 964-971.
- [15] 包苏雅. 锡林河流域景观格局动态变化研究[D]. 呼和浩特: 内蒙古师范大学, 2012.
- [16] 温川, 殷战阳. 格尔木河格尔木站年径流特征及丰平枯水年划分[J]. 科技信息, 2011(13): 447-450.
- [17] 胥彦, 秦耀民, 李怀恩, 等. SWAT 模型在陕西黑河流域非点源污染模拟中的应用[J]. 水土保持通报, 2009, 29(4): 114-219.
- [18] 郭晓军, 崔鹏, 朱兴华. 典型泥石流流域蒋家沟的降雨—径流模拟[J]. 水土保持通报, 2011, 31(1): 176-179.
- [19] 李丽娇, 薛丽娟, 张奇. 基于 SWAT 的西苕溪流域降雨—径流关系及水量平衡分析[J]. 水土保持通报, 2008, 28(5): 81-85.
- [20] 朱新军, 王中根, 李建新, 等. SWAT 模型在漳卫河流域应用研究[J]. 地理科学进展, 2006, 25(5): 105-111.
- (上接第 291 页)
- [10] 孙桂丽, 陈亚宁, 李卫红, 等. 新疆极端水文事件年际变化及对气候变化的响应[J]. 地理科学, 2011, 31(11): 1389-1394.
- [11] 谢平, 李析男, 许斌, 等. 基于希尔伯特—黄变换的非一致性洪水频率计算方法: 以西江大湟江口站为例[J]. 自然灾害学报, 2013, 22(1): 86-91.
- [12] 方彬, 武见, 肖义, 等. 混合分布在枯水流量频率分析中的应用研究[J]. 石河子大学学报: 自然科学版, 2006, 24(2): 231-233.
- [13] 钟瑞森, 董新光. 新疆博斯腾湖水盐平衡及水环境预测[J]. 湖泊科学, 2008, 20(1): 58-64.
- [14] 施雅风. 简明中国冰川目录[M]. 上海: 上海科学技术普及出版社, 2005.
- [15] 蓝永超, 钟英君, 吴素芬, 等. 天山南—北坡典型河流出山径流对气候变化响应的分析对比[J]. 中国沙漠, 2011, 31(1): 254-259.
- [16] 邓铭江, 王世江, 董新光, 等. 新疆水资源及可持续利用[M]. 北京: 中国水利水电出版社, 2005: 150-167.
- [17] 黄俊利, 魏文寿, 杨青, 等. 塔克拉玛干沙漠南缘极端降水变化趋势与突变特征[J]. 沙漠与绿洲气象, 2012, 6(2): 30-34.
- [18] 陶辉, 宋郁东, 邹世平, 等. 开都河天山出山径流量年际变化特征与洪水频率分析[J]. 干旱区地理, 2007, 30(1): 43-48.
- [19] 刘贤赵, 李嘉竹, 宿庆, 等. 基于集中度与集中期的径流年内分配研究[J]. 地理科学, 2007, 27(6): 791-695.
- [20] 杨帆. 区域气候背景下流域极端气候与水文事件的关系研究[D]. 郑州: 郑州大学, 2011.
- [21] 钟瑞森, 吴彬. 开都河径流年内分配特征研究[J]. 灌溉排水学报, 2011, 30(2): 123-125.
- [22] 贺斌, 王国亚, 苏宏超, 等. 新疆阿尔泰山地区极端水文事件对气候变化的响应[J]. 冰川冻土, 2012, 34(4): 927-932.
- [23] 郑祚芳, 张秀丽. 北京极端天气事件及其与区域气候变化的联系[J]. 自然灾害学报, 2007, 16(3): 55-593.