

基于小波分析的开都河径流变化周期研究

夏库热·塔依尔¹, 海米提·依米提^{2,3},

麦麦提吐尔逊·艾则孜^{2,3}, 米热古丽·艾尼瓦尔¹, 李建涛¹

(1. 新疆大学 资源与环境科学学院, 乌鲁木齐 830046; 2. 新疆干旱区湖泊环境与资源重点实验室, 新疆师范大学, 乌鲁木齐 830054; 3. 新疆师范大学 地理科学与旅游学院, 乌鲁木齐 830054)

摘 要: 基于开都河 1956—2010 年径流量资料, 采用小波分析法对开都河径流变化特征进行研究, 讨论开都河年径流在不同时间尺度下的小波变换时频分布特征及其丰、枯交替变化的周期规律。研究结果表明, 开都河年径流变化具有同步性, 现正处于偏丰期; 年内径流分配主要集中于 6—8 月, 各站点最大月径流量均出现在 7 月。55 a 来开都河流域大山口站年径流量呈现递增趋势, 变化率为 $1.382 \text{ m}^3/\text{s}$ 、焉耆站年径流量呈现下降趋势, 变化率为 $-0.113 \text{ m}^3/\text{s}$ 。开都河大山口和焉耆两站 20~30 a 左右时间尺度的周期震荡最显著, 其次, 11~17 a 左右时间尺度的周期震荡也较为显著; 开都河流域径流量变化的主周期为 27 a, 次周期为 16 a。

关键词: 径流变化; 小波分析; 开都河

中图分类号: P333.1

文献标识码: A

文章编号: 1005-3409(2014)01-0142-05

Research on Period of Annual Runoff in Kaidu River Based on Wavelet Analysis

Shakure · Tahir¹, Hamid · Yimit^{2,3}, Mamattursun · Eziz^{2,3}, Mihrigul · Anwar¹, LI Jian-tao¹

(1. College of Resources and Environment Science, Xinjiang University, Urumqi 830046, China;

2. Xinjiang Laboratory of Lake Environment and Resources in Arid Zone, Urumqi 830054, China;

3. College of Geographical Science and Tourism, Xinjiang Normal University, Urumqi 830054, China)

Abstract: Based on the data of annual runoff from 1956 to 2010 of the Kaidu river, the characteristics of annual runoff variation trends was researched by the method of wavelet analysis, and the periodicity and mutability were discussed, the wavelet transform analysis was jointly adopted to unravel characteristics of runoff variations of the Kaidu River. Results of wavelet analysis show that annual runoff at two stations generally presented an increasing and a decreasing trend, the change rates were $1.382 \text{ m}^3/\text{s}$ and $-0.113 \text{ m}^3/\text{s}$, respectively. Annual distributions were mainly concentrated in June to August; the biggest monthly runoff at Dashankou and Yanqi station both occurred in July. The runoff in 11~17 a oscillation period was most notable and it was relatively notable in 20~30 a period. Principal periods of annual runoff at the Dashankou and Yanqi stations were found to be 27 a, and the secondary periods were 16 a.

Key words: runoff change; wavelet analysis; Kaidu River

水资源是人类生产与生活活动的基础, 是生态环境建设的控制性因素, 同时也是具有战略性的经济资源, 是一个国家综合国力的有机组成部分, 特别是在干旱区水资源是社会经济发展与绿洲生态安全的主要影响因素。随着全球变暖和人类活动影响的加剧, 河川径流发生了显著的时空变化, 直接影响了流域水资源的配置、开发与利用, 以及河流生态系统的物理、

化学和生物过程^[1-2]。近百年来全球发生了以变暖为主要特征的气候变化, 在此背景下, 多位学者对干旱区内陆河径流变化特征进行了分析^[3-12], 但对焉耆盆地主要河川径流变化趋势及变化周期的研究很少。开都河是天山南坡水量最丰富的河流之一, 既是新疆巴音郭楞蒙古自治州生态环境建设、农业灌溉、发电、排污和地下水补给的主要水源, 又是博斯腾湖天然调

收稿日期: 2013-09-10

修回日期: 2013-11-26

资助项目: 国家自然科学基金项目(U113830, 41201032)

作者简介: 夏库热·塔依尔(1987—), 女(维吾尔族), 新疆伊宁人, 硕士研究生, 主要研究方向为干旱区水资源与生态环境。E-mail: xaku0102@126.com

通信作者: 海米提·依米提(1960—), 男(维吾尔族), 教授, 博士, 主要从事干旱区水资源与生态环境研究。E-mail: yimith@yahoo.com

节水水库的源泉^[13]。因此对开都河径流周期变化规律的研究,直接影响着焉耆盆地水资源的开发利用,并进而影响焉耆盆地社会经济的可持续发展,对合理开发利用干旱区内陆河流域水资源,保护脆弱的绿洲生态环境具有重大的理论意义和现实意义。

因此,本文基于开都河主要测站实测径流资料,采用小波分析法,对开都河 55 a 以来径流的变化特征及其变化规律进行研究,揭示全球变化大背景下干旱区内陆盆地径流变化特征,为流域水资源管理利用和生态保育提供理论依据。

1 研究区概况

开都河发源于天山中部积雪的高山依连哈比尔尕,艾尔宾山,是博斯腾湖流域的第一大支流。开都河全长 560 km,流域总面积 2.63 万 km²。流域深居欧亚大陆腹地,属大陆性温带干旱气候,日照充足,太阳辐射强。夏季炎热,冬季寒冷,昼夜温差及年较差大,降水少,蒸发能力强烈,空气干燥。开都河流域自北向南高差较大,大致可划分为北部天山高寒半干旱半湿润区;海拔 2 500~5 000 m,年降水量 300~600 mm,年蒸发量 500~800 mm,年平均气温 -3.5~-6.5℃;中部低山丘陵及冲积扇戈壁温凉干旱区,海拔 1 500~2 500 m,年降水量 100~300 mm,年蒸发量 600~1 100 mm,年平均气温 7.3~9.2℃;南部戈壁平原温带干旱区;海拔 1 000~1 500 m,年降水量 70~100 mm,年蒸发量 1 100~1 500 mm,年平均气温 9.2~11.5℃^[13]。

开都河流域的地形是西北高,东南低,由西北向东南倾斜,整个流域大致可以分为 3 个不同类型。其中,上游段全长约 200 km,穿过艾尔宾乌鲁山、大尤勒都斯盆地西部再穿越峡谷。由呼斯台西里至山口的拜尔基为中游峡谷段,全长约 160 km,水流湍急,水能资源主要集中在此段;中游峡谷段为开都河雨水及融雪冰水混合补给区,汇流较快,是开都河洪水的主要来源地。焉耆平原段出山口以下为下游段。河流出大山口后,水势平缓,经山前丘陵,穿过焉耆平原,注入博斯腾湖,此段长约 120 km^[13]。

2 数据资料与研究方法

2.1 数据来源

本研究选取了由新疆维吾尔自治区巴音郭楞州水文水资源勘测局提供的开都河两个水文站点(大山口站、焉耆站)1956—2010 年的年径流检测资料为分析资料。大山口站多年平均年径流量为 35 亿 m³ 左右,该水文站控制面积为 18 827 km²;焉耆站多年平

均年径流量为 26 亿 m³ 左右,该水文站控制面积为 22 516 km²。大山口多年平均年降水量为 120 mm 左右;焉耆站多年平均年降水量为 75 mm 左右。

2.2 研究方法

径流时间序列是一个复杂的系统过程,具有尺度特征和混沌特征,不同的时间尺度隐含着不同的水资源变化规律和丰枯变化趋势。研究表明,水文系统规律在不同时空尺度上具有一定的差异。一般的水文时间序列分析方法包括滑动平均、滤波、Fourier 变换等研究基础都是单一时间尺度,在时域和频域上不具有局部化、多层次和多分辨率的性质,不能客观地反映多时空尺度结构特征。小波分析由于具有时频局部化和多分辨率特性,能够较为准确地判断出水文时间序列的时间尺度(周期)的具体时段^[14-17]。

对于任意函数 $f(x) \in L2(R)$,以小波母函数 $\varphi(x)$ 为基的连续小波变化(CWT)为 $f(x)$ 和 $\varphi(a), b(x)$ 的内积:

$$W_f(a, b) = \frac{1}{\sqrt{a}} \int_R f(x) \varphi\left(\frac{x-b}{a}\right) dx \quad (1)$$

式中: a ——尺度因子,反映了小波的周期长度; b ——平移因子,反映时间上的平移。CWT 变化的结果得到许多小波系数 $W_f(a, b)$,该系数表示该部分信号与小波的近似程度。

目前常用的小波函数有 Morlet 小波、Mexican hat 小波和 haar 小波等,Morlet 小波与径流时间序列的波形很相近,且在时频域局部性较好,故本文采用 Morlet 小波对流域径流序列进行小波分析^[14-17]。其表达式为:

$$\varphi(x) = e^{i\omega_0 x} e^{-\frac{x^2}{2}} \quad (2)$$

式中: ω_0 ——常数; i ——虚数。傅立叶变换为 $\varphi(x) = \sqrt{2\pi} e^{-\frac{(\omega-\omega_0)^2}{2}}$,当 $\omega_0 \geq 0$ 时,近似满足条件。Morlet 小波的时间尺度 a 与周期 T 存在以下关系:

$$T = \frac{4\pi}{\omega_0 + \sqrt{2 + \omega_0^2}} \times a \quad (3)$$

当 $\omega_0 = 6.2$ 时, $T = a$,故 Morlet 小波可以做水文径流系列的周期分析。通过小波变换,将 $f(x)$ 一维水文序列转换为以 (a, b) 为坐标的小波系数图。小波系数的垂直截面图表示序列中每一年的小波特征,小波系数的水平截面图表示序列中每种周期的小波随时间的变化。小波系数图中,等值线的闭合中心对应于径流变化中心,正值表示径流量增多,负值表示径流量减少,小波系数的零点对应于径流量的突变点^[14-17]。Morlet 小波的连续小波变换为:

$$W_f(a, b) = \frac{1}{\sqrt{a}} \int_R f(x) e^{i\omega_0 \left(\frac{x-b}{a}\right)} e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{x-b}{a}\right)^2} dx \quad (4)$$

3 结果与分析

3.1 开都河年径流年际变化趋势分析

图 1 为开都河两个水文站 1956—2010 年年径流

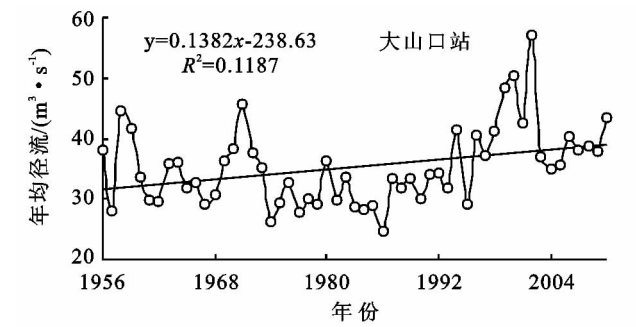


图 1 开都河流域两水文站年径流量变化趋势

两站年径流量呈先下降后增加趋势,总体上,1956—1986 年间,两站流量基本上呈现出下降趋势;1986—2000 年间,呈现为迅速上升趋势;2000—2004 年间,基本呈现为迅速下降趋势,2004 年之后又为增加趋势。

3.2 开都河年径流年内变化趋势分析

两水文站各月径流分配如图 2 所示,各个站点各月径流量占年径流总量的百分比如表 1 所示。从图 2 和表 1 中可以看出,流域径流主要集中于 6—8 月,约占年径流总量的 43%,其余月份河流径流量较小;各站点最大月径流量均出现在 7 月份,占年径流总量的 15.8%左右,最小月径流量均出现在 1 月份,占年径流总量的 3.8%~4.7%。开都河流域降水年内分配

量变化情况。从图 1 中可以看出,近 55 a 来开都河大山口站年径流量呈现递增趋势,变化率为 1.382 m³/s,焉耆站年径流量呈现下降趋势,变化率为 -0.113 m³/s。

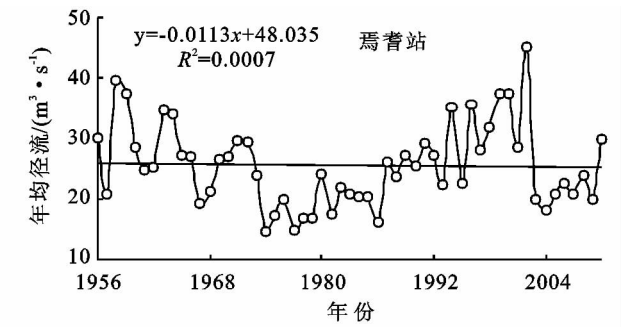


图 2 开都河流域各站点径流量年内变化

表 1 站点各月径流量占年径流总量的百分比												%
站点	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月
大山口站	3.82	3.60	3.73	8.14	10.56	14.09	16.02	14.56	9.46	6.79	5.15	4.09
焉耆站	4.71	5.32	5.78	7.53	8.69	12.64	15.71	14.55	7.52	5.36	6.73	5.46

3.3 开都河径流变化的小波分析

运用 SPSS 统计软件,对年径流量统计数据进行标准化处理,然后利用 Morlet 小波变换分析其多时间尺度演变特性。取不同的 a (频域尺度, a)和 b (时域尺度, a),计算小波变换系数 $W_f(a,b)$,绘制小波系数实部等值线图。

3.3.1 大山口站径流变化规律分析 图 3 是大山口水文站 55 a 径流量时间序列进行 Morlet 小波变换后的小波系数实部等值线图。图中黑实线是小波系数零点等值线,代表突变线;实线是小波系数正值等值线,代表丰水期;虚线是小波系数负值等值线,代表枯水期。由图 3 可以看出,低频振荡在 25~32 a 周期内出现了 6 条突变线,第 1 条突变线出现在 1960—1962 年间,第 2 条突变线出现在 1968—1972 年间,第 3 条突变线出现在 1976—1983 年间,第 4 条突变线出现

在 1989—1993 年间,第 5 条突变线出现在 1995—2001 年间,第 6 条突变线出现在 2005—2008 年间,6 条突变线把 1956—2010 年共 55 a 分成 7 个时段,即 1956—1962 年为丰水期,1962—1972 年为枯水期,1972—1983 年为丰水期,1983—1993 年为枯水期,1993—2001 年为丰水期,2001—2008 年为枯水期,2008—2010 年为丰水期。低频振荡在周期 17~25 a 内出现了 8 条突变线,将研究时间尺度分为 9 个区间,丰水期、枯水期交替出现。高频振荡在 11~17 a 周期内出现了 11 条突变线,以突变线为界,分为 6 个枯水期和 5 个丰水期,交替分布。

图 4 是研究区大山口站实施 Morlet 小波变换的模平方等值线图,从图 4 中可以看出,研究区 55 a 径流量序列振荡强度与时间尺度具有十分密切的关系。其中,研究区径流量时间序列 20~30 a 时间尺度的

能量最强、周期显著,1975 年以前周期变化具有局部性;10~17 a 时间尺度能量虽然较弱,但周期分布较明显,几乎占据整个研究时域,出现的时间大约为 1956—1995 年;6~10 a 时间尺度为周期表现的十分明显,出现时间为 1956—1969 年。

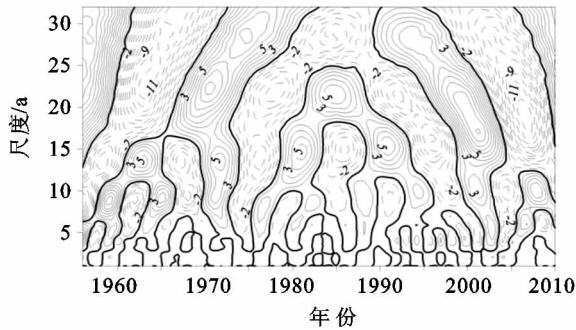


图 3 大山口站径流小波系数实部等值线

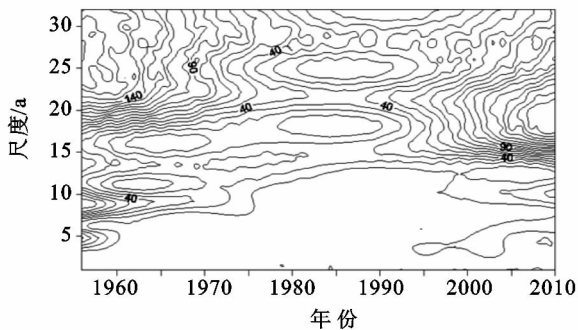


图 4 大山口站径流小波系数模平方等值线

3.3.2 焉耆站径流变化规律分析 图 5 是研究区焉耆水文站 55 a 径流量时间序列进行 Morlet 小波变换后的小波系数实部等值线图。

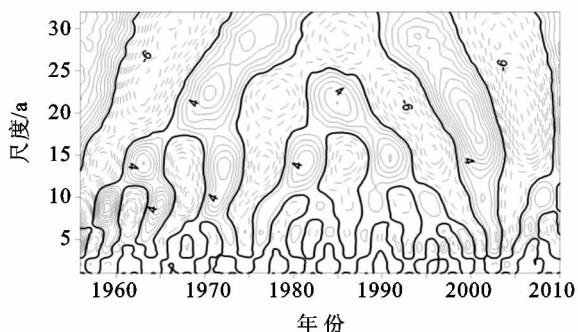
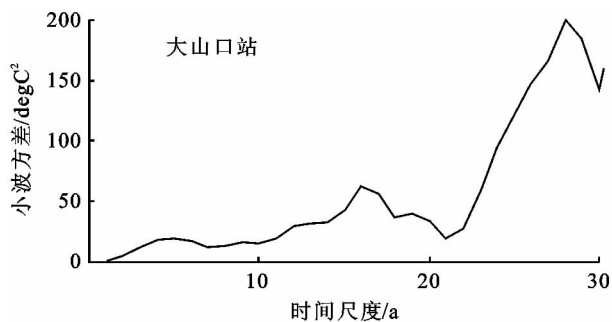


图 5 焉耆站径流小波系数实部等值线



由图 5 可以看出,低频振荡在 26~32 a 周期内出现了 6 条突变线,第 1 条突变线出现在 1961—1963 年间,第 2 条突变线出现在 1969—1973 年间,第 3 条突变线出现在 1979—1982 年间,第 4 条突变线出现在 1989—1993 年间,第 5 条突变线出现在 1998—2000 年间,第 6 条突变线出现在 2008—2009 年间,6 条突变线把 1956—2010 年共 55 a 分成 7 个时段,即 1956—1963 年为丰水期,1963—1973 年为枯水期,1973—1982 年为丰水期,1982—1993 年为枯水期,1993—2000 年为丰水期,2000—2008 年为枯水期,2008—2010 年为丰水期。低频振荡在周期 18~26 a 内出现了 8 条突变线,把研究时间尺度分为 9 个区间,丰水期、枯水期交替出现。高频振荡在 12~18 a 周期内出现了 12 条突变线,以突变线为界,分为 6 个枯水期和 7 个丰水期,交替分布。

图 6 是研究区焉耆站实施 Morlet 小波变换的模式平方等值线图,从图 6 中可以看出,研究区 55 a 径流量序列振荡强度与时间尺度具有十分密切的关系。其中,研究区径流量时间序列 20~30 a 时间尺度的能量最强、周期显著,1975 年以前周期变化具有局部性;13~17 a 时间尺度能量虽然较弱,但周期分布较明显,几乎占据整个研究时域,出现的时间大约为 1956—1995 年;4~10 a 时间尺度为周期表现的十分明显,出现时间为 1956—1969 年。

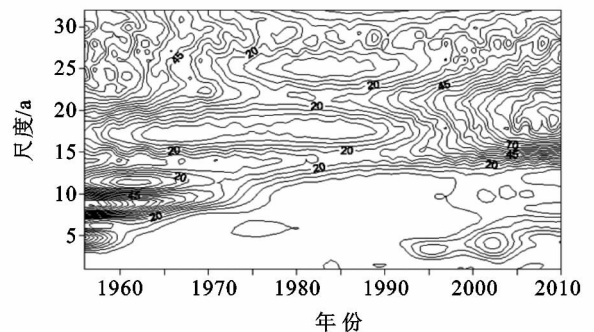


图 6 焉耆站径流小波系数模平方等值线

3.3.3 小波检验 为了进一步探求开都河年径流序列的主要周期,将计算出的小波系数代入式(4)中,计算小波方差(图 7)。

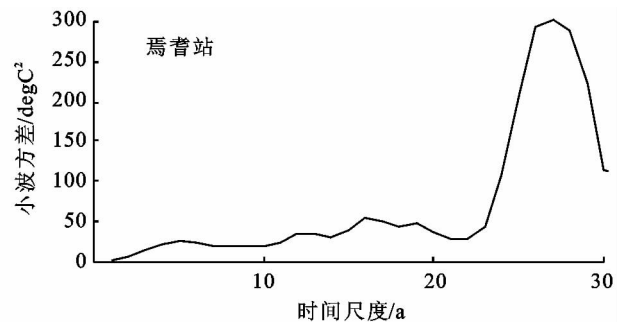
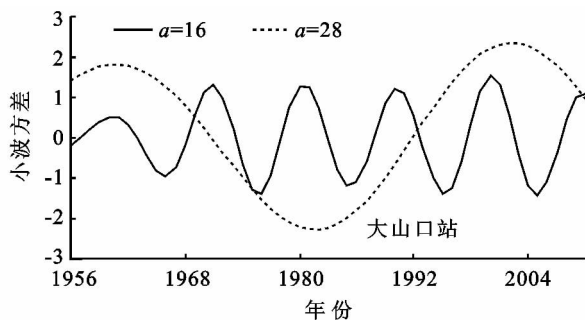


图 7 年径流量小波方差

小波方差反映了波动的能量随尺度的分布,通过小波方差图可以确定径流序列存在的主要时间尺度(主周期)。由图 7 可以看出,流域径流在两个水文站的小波方差图中存在两个较为明显的峰值,它们依次对应着 28 a、27 a、16 a。其中最大峰值对应着 27 a 的时间尺度,说明 27 a 左右的周期震荡最强,为流域年径流变化的第 1 主周期;16 a 时间尺度对应着第 2 峰值,为流域径流变化的第 2 主周期。从小波方差峰值大小来看,控制整个开都河流域时间域内变化特征的周期依次为 27 a、16 a。

3.3.4 主周期分析 根据小波方差检验的结果,绘制出了研究区径流演变的第 1 和第 2 周期小波系数图(图 8)。从主周期趋势图中我们可以分析出在不同的时间尺度下,流域径流存在的平均周期及丰、枯变化特征^[17]。

由图 8 可以看出,在整个时间尺度上,大山水文站 16 a 左右的振幅变化不大,但 2010 年后振幅有增加的趋势。而 28 a 的时间尺度,在整个时间尺度



上是增加趋势,但 2002 年以后是减少趋势,但仍属于丰水期。对于径流量丰枯期变化,从 16 a 特征时间尺度上可以很明显看出,流域径流的平均变化周期为 11 a 左右,大约经历了 5 个丰枯转换期;而在 28 a 时间尺度上,流域径流的平均变化周期为 40 a 左右,大约经历了两个丰枯转换期。焉耆水文站 16 a 左右的振幅变化跟大山口站基本保持一致。而 27 a 的时间尺度,在整个时间尺度中较为平稳,2006 年后有减少趋势,进入枯水期。对于径流量丰枯期变化,从 16 a 特征时间尺度上可以很明显看出,流域径流的平均变化周期为 11 a 左右,大约经历了 5 个丰枯转换期;而在特征 27 a 时间尺度上,流域径流的平均变化周期为 35 a 左右,大约经历了两个丰枯转换期。

已有的研究指出,开都河径流具有 26 a、6 a 的主次周期^[18]。本文中,对 55 a 径流数据进行 Morlet 小波分析,得到的主周期与次周期分别为 28 a、27 a 与 16 a,根据小波系数过程线图可知,本文结果与其他有关研究基本一致。

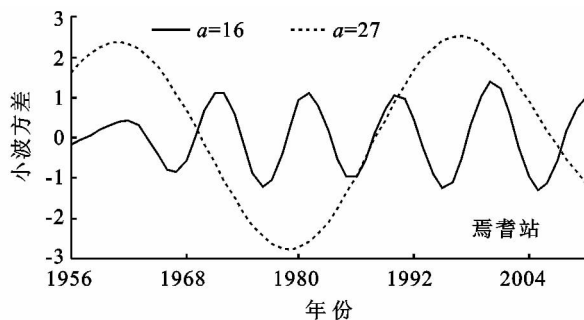


图 8 28 a 和 16 a 特征时间尺度小波实部过程线

4 结论

(1) 开都河流域径流年际变化较为平稳,丰枯水期历史基本相等,一般为 7~11 a 左右;年内分配主要集中在 6—8 月,约占年径流总量的 43%。各站点最大月径流量均出现在 7 月份,占年径流总量的 15.8%左右。55 a 来开都河流域大山口站年径流量呈现递增趋势,变化率为 $1.382 \text{ (m}^3/\text{s)}/10 \text{ a}$,焉耆站年径流量呈现下降趋势,变化率为 $-0.113 \text{ (m}^3/\text{s)}/10 \text{ a}$ 。

(2) 开都河年径流变化具有同步性,现正处于偏丰期;从小波分析结果得出,开都河年径流具有 27 a 的主周期变化规律,大山口和焉耆两站 20~30 a 左右时间尺度的周期震荡最显著,其次 11~17 a 左右时间尺度的周期震荡也较为显著;两站径流量变化的主周期分别为 28 a 和 27 a,次周期为 16 a。

(3) 人类活动与气候变化的扰动,对开都河径流具有一定影响。根据两水文站小波系数实部值等值

线图分析结果和小波方差检验得出,开都河流域出现突变的年份有 1973 年、1987 年与 2002 年。以 1956—1973 年作为基准期,人类活动从 1973 年对开都河径流的影响加大,特别是在 2000 年之后,人类活动对入湖径流量的影响最为剧烈。

参考文献:

- [1] 张士锋,华东,孟秀敬.三江源气候变化及其对径流的驱动分析[J].地理学报,2011,66(1):13-24.
- [2] 白红英,侯钦磊,马新萍,等.50 年来秦岭金钱河流域水文特征及其对降水变化的响应[J].地理科学,2012,10(3):1230-1235.
- [3] 王晓杰,刘海隆,包安明.气候变化对玛纳斯河的径流量影响预测模拟分析[J].冰川冻土,2012,34(5):1220-1228.
- [4] 邴龙飞,邵全琴,刘纪远,等.基于小波分析的长江和黄河源区汛期、枯水期径流特征[J].地理科学,2011,31(2):232-238.

(3) 将 BP 评价结果与环境公报中研究区内主要代表断面的水质评价结果进行对比后发现,81.25% 的断面评价结果相同,说明应用 BP 人工神经网络方法评价水质,具有较高的可靠性。

(4) 应用 BP 人工神经网络对辽河源头区域进行水质评价,以地表水环境评价标准作为标准训练样本,将水质级别数值化,评价结果客观、合理。与其它传统的水质综合评判方法相比,其优势在于避免了确定权重和隶属函数时,存在人为确定的主观因素,评价结果的精度较高,具有普适性和操作性强的特点。

参考文献:

[1] 张利静,余麟,刘红琴,等.辽河源头区跨界污染输入响应模型的建立[J].科学技术与工程,2012,12(23):5952-5955.

[2] 葛淑芳.辽河吉林省段水环境容量研究[D].长春:吉林大学,2012.

[3] 马溪平,吕晓飞,张利红,等.辽河流域水质现状评价及其污染源解析[J].水资源保护,2011,27(4):1-4.

[4] 孙维.基于 GIS 的辽河源头区地表水评价研究[D].长春:吉林大学,2011.

[5] 郭华.不同评价法在清河水质评价中的应用[J].人民长江,2012,43(1):132-134.

[6] 鲁斐,李磊.主成分分析法在辽河水质评价中的应用[J].水利科技与经济,2006,12(10):660-662.

[7] 侯淑艳,曲晓晶,刘建新,等.基于综合评价法的天津市主要排污河流水质评价[J].水土保持研究,2011,18(4):61-64.

[8] 周林飞,赵崧,孙佳竹,等.基于模糊模式识别的浑河水水质评价研究[J].水土保持研究,2012,19(5):163-166.

[9] 刘登峰,齐实,韩小杰,等.缙云山不同土地利用类型地表径流水质评价[J].水土保持研究,2009,16(1):126-130.

[10] 郭庆春,何振芳,李力,等.BP 神经网络在渭河水环境质量评价中的应用[J].水土保持通报,2011,31(4):112-115.

[11] 张丽,吴金亮,杨国范.基于 BP 神经网络的东港灌区作物需水量预测研究[J].水土保持研究,2012,19(6):207-211.

[12] 许秀英,黄操军,杨秋梦,等.基于遗传神经网络的黑龙江浅表地层水分预测[J].水土保持研究,2013,20(1):269-272.

[13] 杜富芝,傅瓦利,杜小红,等.基于 BP 神经网络的三峡库区小流域水质评价[J].节水灌溉,2009(1):8-10.

[14] 陈东彦.数学建模[M].北京:科学出版社,2007.

[15] 杨芳,原松.基于 BP 神经网络的水环境质量评价模型的研建[J].人民长江,2008,39(23):46-48.

[16] 马莉.MATLAB 数学实验与建模[M].北京:清华大学出版社,2010.

[17] 杨洁,吴贻名,万飏,等.汉江水质综合评价的 BP 网络方法[J].武汉大学学报:工学版,2004,37(1):51-54.

[18] 王李,刘志斌,常欢.水质评价的 BP 神经网络应用[C]//第三届全国农业环境科学学术研讨会论文集.2009.

[19] 王庚,王敏生.现代数学建模方法[M].北京:科学出版社,2008.

[20] 楼文高,王延政.基于 BP 网络的水质综合评价模型及其应用[J].环境污染治理技术与设备,2003,4(8):23-26.

(上接第 146 页)

[5] 王钧,蒙吉军.黑河流域近 60 年来径流量的变化及影响因素[J].地理科学,2008,28(1):83-88.

[6] 凌红波,徐海量,张青青,等.新疆塔里木河三源径流量变化趋势分析[J].地理科学,2011,31(6):728-733.

[7] 王建,李硕.气候变化对中国内陆干旱区山区融雪径流的影响[J].中国科学:D 辑,2005,35(7):664-670.

[8] 曹丽青,葛朝霞,薛梅.1951—2006 年新疆地区气候变化特征及其与水资源的关系[J].河海大学学报:自然科学版,2009,37(3):281-283.

[9] 崔步礼,李小雁,李岳坦,等.青海湖流域河川径流特征及其对降水的滞后效应[J].中国沙漠,2011,31(1):247-253.

[10] 陈忠升,陈亚宁,李卫红,等.塔里木河干流径流损耗及其人类活动影响强度变化[J].地理学报,2011,66(1):90-97.

[11] 陈亚宁,郝兴明,徐长春,等.新疆塔里木河流域径流变

化趋势分析[J].自然科学进展,2007,17(2):205-210.

[12] 李红军,江志红,刘新春,等.阿克苏河径流变化与北大西洋涛动的关系[J].地理学报,2008,63(5):491-501.

[13] 麦麦提吐尔逊·艾则孜,海米提·依米提,祖皮艳木·买买提,等.焉耆盆地土地利用变化对生态服务价值的影响[J].水土保持研究,2012,19(6):138-141.

[14] 郭高轩,辛宝东.基于小波变换的北京地区 1724—2009 年降水量多尺度分析[J].水文,2012,32(3):29-33.

[15] 桑燕芳,王栋.水文序列小波分析中小波函数选择方法[J].水利学报,2008,39(3):295-306.

[16] 程正兴.小波分析算法与应用[M].西安:西安交通大学出版社,1998.

[17] 王文圣,丁晶,李跃清,等.水文小波分析[M].北京:化学工业出版社,2005.

[18] 毕雪丽.新疆博斯腾湖流域气候变化及地表径流响应[D].上海:华东师范大学,2012.