

近 50 年博斯腾湖水位变化特征分析

郭梦京¹, 周孝德¹, 李 鹏¹, 程圣东¹, 陈勇民²

(1. 西安理工大学 西北旱区生态水利工程国家重点实验室, 西安 710048; 2. 新疆环境保护科学研究院, 乌鲁木齐 830011)

摘 要:以干旱区博斯腾湖为研究对象,依据博斯腾湖 1956—2012 年期间的水位监测数据,采用小波分析及 Mann-Kendall(M-K)趋势检验等统计学方法,揭示了近 50 a 博斯腾湖水位变化趋势及规律。结果显示:博斯腾湖 1956—2012 年水位变化分为 3 个阶段下降(1956—1987 年)—上升(1988—2002 年)—下降(2003—2012 年),其中 1956—1987 年水位下降了 3.39 m;1988—2002 年上升了 3.7 m;2003—2012 年再次下降了 3.21 m。水位总体上呈现出显著的下降趋势,且通过了 $\alpha=0.05$ 时的显著性检验。就其周期性变化规律而言,博斯腾湖水位存在 18 a 的主周期,而 38 a 的周期由于水位资料序列有限难以确定,需要更长的资料序列进行分析验证。

关键词:博斯腾湖;水位变化;小波分析;M-K 趋势检验

中图分类号:P343.3

文献标识码:A

文章编号:1005-3409(2015)02-0052-06

Investigation of the Changes in the Water Level of Bosten Lake in the Past 50 Years

GUO Mengjing¹, ZHOU Xiaode¹, LI Peng¹, CHENG Shengdong¹, CHEN Yongmin²

(1. State Key Laboratory Base of Eco-Hydraulic Engineering in Arid Area, Xi'an University of Technology, Xi'an 710048, China; 2. Xinjiang Academy of Environmental Protection Science, Urumqi 830011, China)

Abstract: This paper was purposed to analyze the change characteristics of lake level in the Bosten Lake during the past 50 years. The lake is located in the arid area. In this paper, the methods of wavelet analysis and Mann-Kendall test were employed, and the data of water level from 1956 to 2012 were also used to analyze the changes of lake level. The results show that the variations of lake level can be divided into three periods, falling (1956—1987), rising (1988—2002) and falling (2003—2012). To be specific, the lake level declined by 3.39 m from 1956 to 1987. Then, it rose by 3.7 m from 1988 to 2002. Afterwards, it declined again by 3.21 m from 2003 to 2012. Based on the Mann-Kendall test, the lake level shows the significant decreasing trend with a significance test at the leve of 0.05. The primary change period of lake level was 18 a by using the Morlet wavelet analysis. In addition, there was another period of 38 a in terms of the lake level. It was difficult to determine this period due to the limitation of lake level data series. Therefore, the more data series of lake levels need to be tested and verified.

Keywords: Bosten Lake; water level variation; wavelet analysis; Mann-Kendall test

湖泊是区域生态环境的重要组成部分,对于降水、湖泊入流、蒸发等水文气象要素的变化非常敏感,且易受到气候变化及人类活动的干扰。因此,湖泊可以作为一个天然“指示器”来反映区域的生态环境状况以及气候变化^[1-3]。博斯腾湖地处干旱区,作为新疆重要的内陆生态系统,其水资源量的变化会直接影响区域的生态环境^[4-6]。水位变化可以直观反映出水资源量的变化,水位的持续下降会导致湖滨湿地的减少、植被退化、破坏生物多样性和渔业资源;而水位的持续升高会引起淹没农田,土壤盐渍化,增加洪水风

险等^[7]。因此,博斯腾湖水位变化对其生态环境具有重要的影响。本文主要依据博斯腾 1956—2012 年的水位数据,借助小波分析以及 Mann-Kendall 统计检验的方法,揭示博斯腾湖近 50 a 水位变化变化趋势及变化规律,为博斯腾湖水资源管理及生态环境保护提供依据。

1 研究区概况

博斯腾湖(北纬 41°56′—42°14′,东经 86°40′—87°26′)位于新疆维吾尔自治区巴音郭楞蒙古族自治

州境内,属于中生代断陷湖,曾是我国最大的内陆淡水湖。其水域辽阔,东西长达 55 km,南北宽约 25 km,形似一把不规则的镰刀,在水位为 1 048.5 m 时,水面面积为 1 210.5 km²,容积为 90 亿 m³,平均水深 8 m,最深为 17 m。湖盆呈深碟状,中间底平,靠近湖岸水深急剧变浅,总蓄水量 8.8 km³,湖泊平均停留时间 4.8 a。博斯腾湖流域气候主要受夏季西风带影响,高蒸发率、低降水。湖水地区年平均气温 6.3℃,潜在蒸发量高达 2 000 mm,年平均降雨量只有 70 mm。

2 材料与方法

2.1 数据来源

本文选取博斯腾湖 1956—2012 年月尺度水位数据(主要来源于新疆塔里木河流域管理局以及新疆环境保护科学研究院),采用小波分析和 Mann-Kendall 趋势检验等统计学方法,借助 Matlab 软件对博斯腾湖水位变化特性进行分析。

2.2 研究方法

2.2.1 小波分析 小波分析(wavelet analysis)也称多分辨分析,是近几年国际上十分热门的一个前沿领域,被认为是傅里叶分析方法的突破性进展^[8-9]。小波分析的基本思路是按照不同的尺度或分辨率来分解信号。小波分析的巨大优势在于借助时频局部化功能剖析时间序列内部精细结构^[10-11]。小波是指具有振荡性,能够迅速衰减到零的一类函数,即:

$$\int_{\mathbb{R}} \psi(t) dt = 0 \quad (1)$$

对满足一定条件的 $\psi(t)$,伸缩和平移构成一簇函数系:

$$\psi_{a,b}(t) = |a|^{-1/2} \psi[(t-b)/a] \quad b \in \mathbb{R}, a \in \mathbb{R}, a \neq 0 \quad (2)$$

式中: ψ 叫基本小波或母小波,它是双窗函数,一个是时间窗,一个是频率谱。 $\psi_{a,b}(t)$ 的振荡随 $1/|a|$ 增大而增大。因此, a 为频率参数, b 为时间参数,表示波动在时间上的平移。那么,函数 $f(t)$ 小波变化的连续形式为:

$$w_f(t) = |a|^{1/2} \int_{\mathbb{R}} f(t) \bar{\psi}\left(\frac{t-b}{a}\right) dt \quad (3)$$

由此可见,小波变化函数是通过母小波的伸缩和平移得到的。小波变换的离散形式为:

$$w_f(t) = |a|^{1/2} \Delta t \sum_{i=1}^n f(i\Delta t) \bar{\psi}\left(\frac{i\Delta t - b}{a}\right) \quad (4)$$

式中: Δt ——取样间隔; n ——样本量。离散化的小波变换构成标准正交系,从而扩充了时间应用的领域。

小波函数 $\psi(t)$ 可以取不同形式。本文采用 Morlet

小波作为母小波函数进行变换,其基本形式为:

$$\phi(t) = e^{ict} (e^{-t^2/2} - \sqrt{2}^{-c^2/4} e^{-t^2}) \quad (5)$$

当 c 取较大值时,上式中第 2 项远小于第 1 项,省略第二项。其子小波为:

$$\phi_{a,b}(t) = \frac{1}{\sqrt{a}} \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \quad (6)$$

Morlet 小波函数是经一个 Gaussian 函数平滑而得到的周期函数,所以,其伸缩尺度 a 与傅立叶分析中的周期 T 有一一对应关系。

$$T = \left[\frac{4\pi}{c + \sqrt{2+c^2}} \right] a = 1.144a \quad (7)$$

将时间域上的所有小波系数的平方积分,即小波方差:

$$W_f(a) = \int_{-\infty}^{\infty} |W_f(a,b)|^2 db \quad (8)$$

小波方差随尺度 a 的变化过程称为小波方差图,它反映了波动的能量随尺度的分布,借此可能确定一个时间序列中存在的主要时间尺度,可以用来分析序列变化的主要周期成分。

2.2.2 Mann-Kendall 统计检验方法 Mann-Kendall 统计检验方法是一种非参数统计方法,是由 H. B. Mann 和 M. G. Kendall 于 1945 年所发展的^[12-13]。其特点是不需要先假定样本的统计分布,也不受少数异常值的干扰。该方法是目前被广泛应用在水质、径流、温度、降水等水文气象时间序列的明显趋势变化分析^[14-15]。Mann-Kendall (MK) 检验方法的表达式具体如下。

对于一个连续的时间序列 x_1, x_2, \dots, x_n , MK 检验法的秩序列 d_k 可以为:

$$d_k = \sum_{i=1}^k m_i \quad (k=2, 3, 4, \dots, n) \quad (9)$$

式中: $m_i = \begin{cases} 1 & \text{当 } x_i > x_j \\ 0 & \text{否则} \end{cases} (j=1, 2, 3, \dots, j), m_i$ 表示第 i 个样本 x_i 大于 $x_j (1 \leq j \leq i)$ 的累计数。在原序列的随机独立等假定下, d_k 的均值 $E(d_k)$ 、方差 $\text{var}E(d_k)$ 可以用下式进行计算:

$$\begin{cases} E(d_k) = k(k-1)/4 \\ \text{var}E(d_k) = k(k-1)(2k+5)/72 \end{cases} \quad (10)$$

将 d_k 标准化,可得到

$$u(d_k) = \frac{d_k - E(d_k)}{\sqrt{\text{var}(d_k)}} \quad (11)$$

式中: $u(d_k)$ ——标准正态分布,其概率 $a_1 = \text{prob}(|u| > |u(d_k)|)$ 可以通过计算或查表获得。给定一个显著性水平 a_0 , 当 $a_1 > a_0$ 时,接受原假设 H_0 , 当 $a_1 < a_0$ 时,则拒绝原假设,表示此序列将存在一个强的增长或减少趋势。所有的 $u(d_k) (1 \leq k \leq N)$ 将组成

一条曲线(用 UF 表示),通过信度检验可知其是否有变化趋势,即 UF 超过信度线时,为存在明显的变化趋势。

把此方法引用到反序列中, \overline{m}_i 为第 i 个样本 x_i 大于 $x_j (i \leq j \leq k)$ 的累计数,再重复上述检验过程,计算得到 $\overline{u}(d_k)$,其组成的曲线以 UB 表示,如果曲线 UF 和 UB 的交叉点位于信度线之间,这点对应的时刻便是突变点的开始时间。

3 结果与分析

3.1 水位变化特征

3.1.1 年际变化特征 博斯腾湖水位在过去的 57 a 发生了巨大的变化。从博斯腾湖 1956—2012 年水位变化可以看出(图 1),其呈现出下降—上升—下降的变化过程,且有两个明显的间断点,第一个在 1987 年,另一个在 2002 年。依据这两个明显的间断点,可以将水位变化过程分为 3 个时间阶段;1956—1987 年(时段 I);1988—2002 年(时段 II);2003—2012 年(时段 III)。博斯腾湖水位在第 I 时段呈现出波浪式的下降,从 1956 年的 1 048.34 m 下降到 1987 年的 1 044.95 m。在这 32 a 的时间里水位下降了 3.39 m,平均每年下降 0.11 m/a。随后,其水位迅速上升,在 2002 年达到 1 048.65 m。在此期间,其水位上升了 3.7 m,平均每年上升 0.25 m/a,仅用了 15 a 的时间就恢复到了 1956 年的水平。然而,此后的 10 a 里水位又再次下降了 3.21 m,平均每年下降 0.32 m/a。到 2012 年,其水位为 1 045.44 m 仅仅比历史最低水位高出 0.6 m,相比 1956 年水位下降了约 2.9 m,平均每年下降 0.05 m/a。

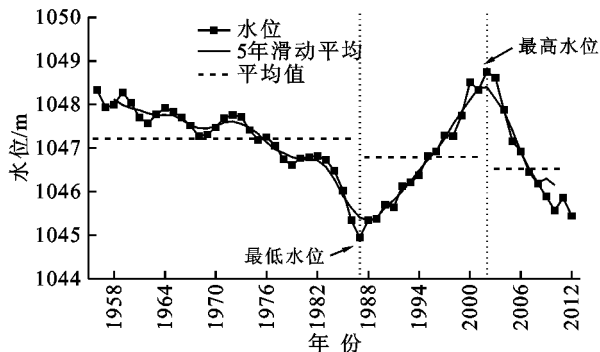


图 1 博斯腾湖 1956—2012 年水位变化

3.1.2 年内变化特征 根据博斯腾湖月尺度的水位数据进行多年平均处理,得到不同时段按月平均水位(图 2)。博斯腾湖水位年内变化在不同时段呈现不同的变化趋势,从近 57 a 的多年月平均值来看,在每年的 2—9 月期间,水位均在 1 047 m 以上,最高水位出现在每年的 4 月,最低值出现在 11 月,季节变化明显。在 4—9 月期间,7 月水位相对较低。博斯腾湖

的水位年内变化曲线体现出双峰特征,1—4 月水位逐渐升高,然后至 6 月逐渐下降,主要原因可能是农业灌溉使水量大增,减少了入湖流量而增加了出湖流量;6—8 月又升高形成第二个峰值,此后水位开始回落,11 月达到最低值。

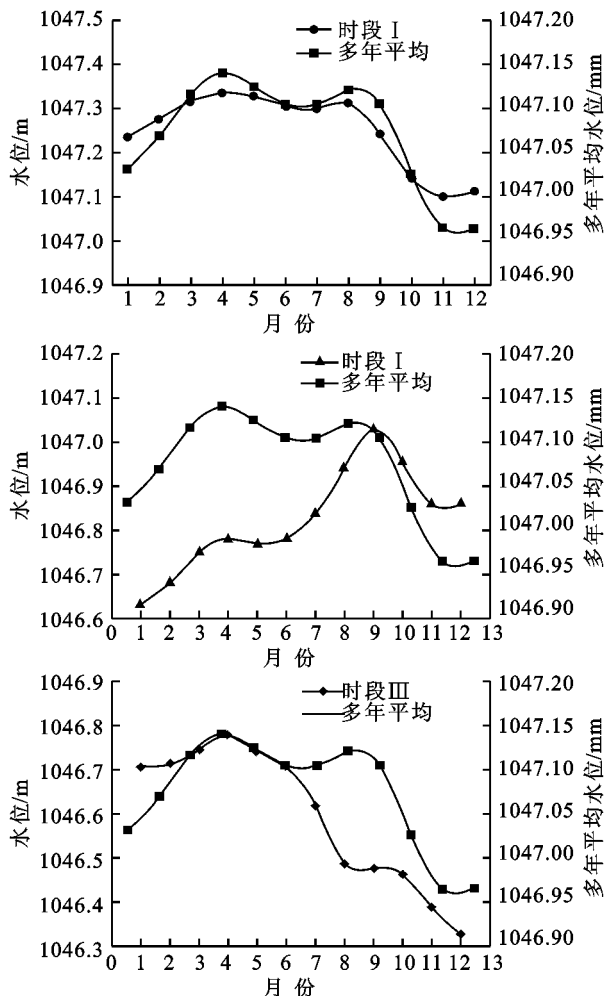


图 2 不同时段博斯腾湖月水位变化

从不同时段来看,第 I 时段博斯腾湖月水位变化趋势与多年平均类似,最高水位出现在 4 月份,最低值在 11 月,平均水位在 1 047 m 以上,最高值月最低值相差仅 0.21 m,该时段水位变化相对稳定。第 II 时段博斯腾湖月水位变化总体呈现出上升趋势,最高水位出现在 9 月,最低值在 1 月,平均水位为 1 046.8 m,最高值与最低值相差 0.4 m。在 1—12 月期间,水位在 1—9 月持续上升,其余月份均在下降,在 12 月水位为 1 046.86 m,相比 1 月高出 0.23 m,说明湖泊整体处于蓄水状态。第 III 时段月水位变化整体呈现下降趋势,最高水位出现在 4 月,而最低水位在 12 月,平均水位为 1 046.5 m,相比前两个时段,水位明显下降。在 1—12 月期间,水位在 1—4 月上升了仅仅 0.07 m,而 5—12 月下降了近 0.5 m,说明湖泊整体处于放水状态。

3.2 水位变化趋势

为了进一步分析年水位变化趋势,对年水位序列进行 MK 趋势分析,分析结果见表 1 和图 3。MK 检验结果显示,检验值 Z 为 -4.11 , β 值为 0.04 。当 $\alpha=0.05$ 时, $Z_{1-\alpha/2}=1.96$, 而 $|Z|>|Z_{1-\alpha/2}|$, 表明 1956—2012 年博斯腾湖水位总体表现为显著的下降趋势,通过了 $\alpha=0.05$ 时的显著性检验。

表 1 水位 Mann-Kendall 趋势检验结果

影响因子	Z_c	β	$\alpha=0.05$	突变时间	趋势	显著性
水位	-4.11	0.04	1.96	1966 年	下降	显著

由图 3 可知,1956—1966 年的水位变化趋势并没有超过显著性水平 0.05 的临界线,表明在此期间水位变化趋势并不显著,水位在 1959 年和 1964 年呈现出短暂的上升趋势。1966 年之后,水位下降的趋势超过了显著性水平 0.05 的临界线,表明 1966 年后水位下降趋势显著,虽然在 1995—2002 年水位呈现短暂的上升趋势,但是并没有超过显著性水平 0.05 的临界线。水位 UF 线和 UB 线恰好在信度线之间交叉于 1966 年,此交叉点说明水位的下降是一种突变现象,突变开始的时间是 1966 年。

3.3 水位变化规律

采用 Morlet 小波对博斯腾湖 1956—2010 年标准化水位序列资料进行连续小波变换,从而分析其水位

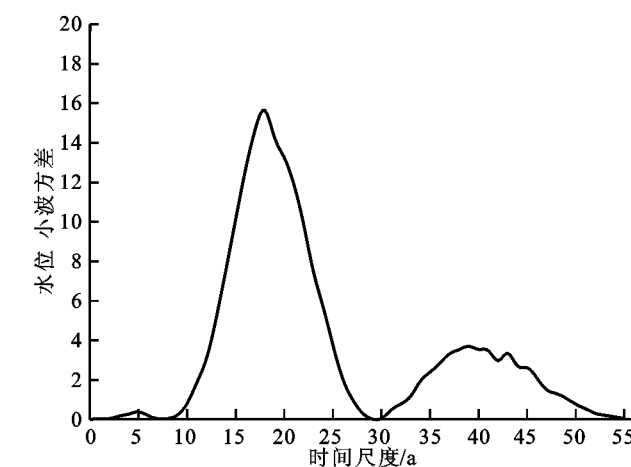


图 4 博斯腾湖水位序列小波方差

3.4 水位变化原因分析

3.4.1 入湖水量与水位 博斯腾湖属于吞吐型湖泊,它既是开都河的尾闾也是孔雀河的源头。已有的研究成果表明^[16-18],开都河径流占博斯腾湖入湖总径流量的 85% 左右,是博斯腾湖主要的补给水源,因此,开都河径流量的增加或减少直接影响博斯腾湖水位的上升或下降。开都河的水源补给主要是以冰川融水加少量的降水补给,其流域拥有 722 条冰川^[19],冰雪补水占开都河多年平均径流的 44.2%。然而,随着全球气候变暖,新疆作为全球气候变暖的典型地

变化规律。从图 4 可以看出,水位小波方差存在两个峰值,表明博斯腾湖水位存在 18 a 和 38 a 的周期。从水位的小波变换系数的实部来看(图 5),在 10~30 a 的时间尺度上,周期振荡比较明显,水位经历了高一低一高一低的循环变化,在其它时段则表现不明显。1967 年、1987 年、2002 年以及 2010 年附近振荡表现强烈,其中 1967 年和 2002 年附近小波变换系数为正表明水位较高,而 1987 年和 2010 年附近小波变换系数为负,表明水位较低。水位最明显的振荡周期在 18 a 的时间尺度附近,结合小波方差的两个峰值,说明 18 a 为水位变化的主周期,第二个周期为 38 a。其中 38 a 时间尺度的周期由于水位资料序列有限难以确定,因此,需要更长的资料序列进行分析验证。

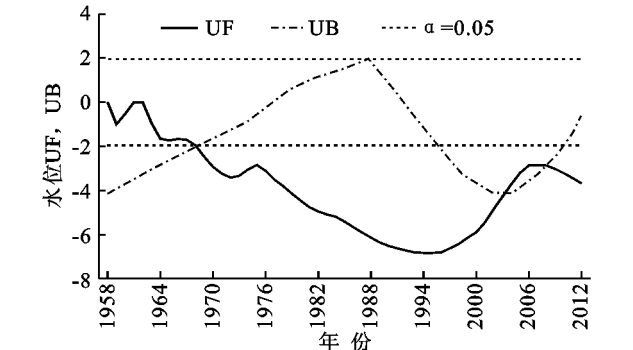


图 3 博斯腾湖水位趋势检验

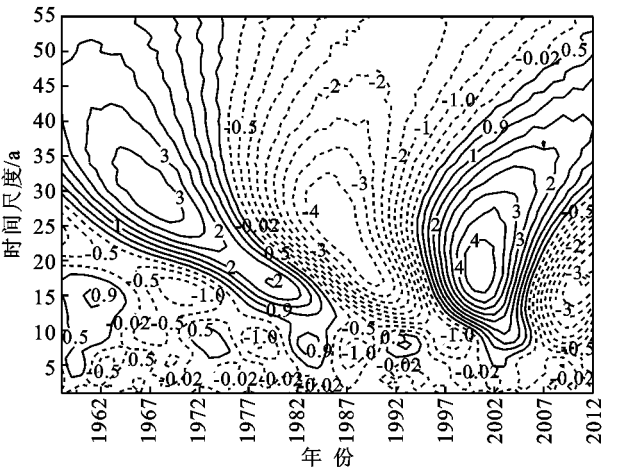


图 5 博斯腾湖水位小波变换系数等值线

区,自 1987 年以来,气候由暖干向暖湿转换,使得山区降水量增加,加之气温升高,冰川消退,从而导致开都河径流量增大。而 2003 年以来,气候持续变暖导致降水量发生变化,一些中小冰川由于前期的消融而逐渐消失,最终致使开都河径流量下降。

3.4.2 气候变化对水位的影响 近 50 a 来博斯腾湖地区的年均气温和年降水总体上保持上升趋势,2000 年后增温十分明显^[20-21],是主要的升温时期。邱辉等研究发现,气温季节性在过去的 50 a 发生了明显变化^[26],主要表现为冬季气温总体上升,夏季气

温相对稳定,冬季与夏季温差逐渐减小,季节性呈变弱趋势。气温的异常使得区域降水也发生明显变化,吴敬禄等研究发现,博斯腾湖地区1988—2010年降水量平均值与1959—1987年相比,增加了约22%;1988—2010年降水量处于近50a来的最高值,但2000年以来降水量有下降趋势^[18],而1987年以来,博斯腾湖水位的升高,主要反映了入湖流量的增加。刘丽梅等分析了近50a博斯腾湖的水量收支发现,1958—2010年期间开都河入湖水量及降水补给量占总入湖水量的95%和5%,而湖面蒸发量与孔雀河出湖水量占总出湖水量的57%和43%^[22]。由此表明,气候变化对博斯腾湖水位的影响主要表现为气温的升高导致湖面蒸发量的上升。

3.4.3 人类活动对水位的影响 博斯腾湖水位波动变化的另一个因素是人类活动。人类活动主要包括农田灌溉、水利工程建设等。统计资料显示^[18,23],20世纪50年代,由于大量开荒造田,耕地面积不断上涨。1949年焉耆盆地内灌溉面积约1.0万hm²,1958年上升到3.24万hm²,而1972年扩大到9.8万hm²,至2010年已达到20万hm²以上,近60a里灌溉面积增加了近20倍。由于耕地面积的不断增长,灌溉引水量也随之增加。在1949年灌溉引水量为3.0亿m³,仅仅占开都河年径流量的6%~8%。而1958—2010年灌区的引水量从8.2亿m³上升到11.98亿m³,占开都河流量的20%~40%,个别年份甚至高达60%以上^[23]。由于引水量的不断增加,使得开都河入湖水量减少。1960s年平均引水量为10.14亿m³,到1970s增加到12.15亿m³,而1990s引水量减少到9.85亿m³。在1986年之后,由于当地政府实施了科学有效的灌溉管理措施,提高了灌溉水利用系数,使得灌溉定额明显下降,灌溉水利用系数从1985年的0.35上升到2009年的0.56^[24]。此外,水利工程也会对博斯腾湖水位产生影响。如1975年为了满足孔雀河下游灌溉用水量的增加,修建了从开都河直接引水到孔雀河的解放一渠,使得入湖水量减少;1982年和2009年在博斯腾湖西南角分别建立东西扬水泵站,扬水泵的启用增加了出湖水量,出湖/入湖流量比例从31.7%(1958—1981年)增加至50.4%(1982—2010年)^[23],表明水利工程设施对博斯腾湖水位产生了直接影响。

4 结论

(1) 博斯腾湖近57a水位变化整体波动较大,且呈现出下降—上升—下降的变化过程。其中1956—1987年期间水位下降了3.39m,平均每年下降0.11

m/a;1988—2002年期间水位迅速上升,其水位上升了3.7m,平均每年上升0.25m/a;2003—2012年水位又再次下降了3.21m,平均每年下降0.32m/a。水位年内变化曲线呈现出双峰特征,1—4月水位逐渐升高,然后至6月逐渐下降;6—8月又升高形成第二个峰值,此后水位开始回落,11月达到最低值。

(2) 年水位序列Mann-Kendall趋势分析结果显示,1956—2012年博斯腾湖水位总体表现为显著的下降趋势,通过了 $\alpha=0.05$ 时的显著性检验。

(3) 水位变化小波分析结果表明,水位存在18a和38a时间尺度的周期变化规律,其中在10~30a的时间尺度上,周期振荡比较明显,表明年均水位存在18a的主周期,而38a的周期由于水位资料序列有限难以确定,因此,需要更长的资料序列进行分析验证。

(4) 博斯腾湖水位变化是气候和人类活动共同影响的结果。气候变化的影响主要表现在气温的升高引起开都河径流量的增加以及博斯腾湖湖面蒸发量的上升,而人类活动的影响主要表现在农业灌溉用水量的增减以及湖泊出水量的控制。

参考文献:

- [1] 胡汝骥,姜逢清,王亚俊,等.论中国干旱区湖泊研究的重要意义[J].干旱区研究,2007,24(2):137-140.
- [2] 王亚俊,孙占东.中国干旱区的湖泊[J].干旱区研究,2007,24(4):422-427.
- [3] Li Y, Morrill C. Lake levels in Asia at the Last Glacial Maximum as indicators of hydrologic sensitivity to greenhouse gas concentrations[J]. Quaternary Science Reviews, 2013, 60: 1-12.
- [4] Bai J, Chen X, Li J, et al. Changes in the area of inland lakes in arid regions of central Asia during the past 30 years[J]. Environmental Monitoring and Assessment, 2011, 178(1/4): 247-256.
- [5] 李卫红,陈跃滨.博斯腾湖环境与资源的保护和可持续利用[J].干旱区地理,2002,25(3):225-230.
- [6] Deus D, Gloaguen R, Krause P. Water balance modeling in a semi-arid environment with limited in situ data using remote sensing in Lake Manyara, East African Rift, Tanzania[J]. Remote Sensing, 2013, 5(4): 1651-1680.
- [7] Gibson J J, Prowse T D, Peters D L. Partitioning impacts of climate and regulation on water level variability in Great Slave Lake[J]. Journal of Hydrology, 2006, 329(1): 196-206.
- [8] 于浩.基于时间序列的延河流域水沙周期分析及趋势预测[D].陕西杨凌:西北农林科技大学,2008.

- [9] 艾尼瓦尔·米热古力,依米提·海米提,麦麦提吐尔逊·艾则孜,等.基于小波分析的伊塞克湖水位变化特征[J].水土保持研究,2014,21(1):168-172.
- [10] Percival D B, Wang M, Overland J E. An introduction to wavelet analysis with applications to vegetation time series[J]. Community Ecology, 2004, 5(1):19-30.
- [11] 夏库热·塔依尔,海米提·依米提,麦麦提吐尔逊·艾则孜,等.基于小波分析的开都河径流变化周期研究[J].水土保持研究,2014,21(1):142-146.
- [12] Mann H B. Nonparametric tests against trend[J]. Econometrica: Journal of the Econometric Society, 1945:245-259.
- [13] Hamed K H. Trend detection in hydrologic data: the Mann-Kendall trend test under the scaling hypothesis[J]. Journal of Hydrology, 2008, 349(3):350-363.
- [14] 莫淑红,沈冰,季瑞瑞,等.西安市区地表供水水源径流变化规律分析[J].干旱区研究,2006,23(1):183-188.
- [15] 郑红星,刘昌明.黄河源区径流年内分配变化规律分析[J].地理科学进展,2003,22(6):585-590.
- [16] 王杰,王俊,申金玉.新疆博斯腾湖入湖水量变化及其对湖水位的影响分析[J].水资源与水工程学报,2013, 24(4):199-202.
- [17] 王润,高前兆.近期博斯腾湖水位变化及其原因分析[J].冰川冻土,2003,25(1):60-64.
- [18] 吴敬禄,马龙,曾海鳌.新疆博斯腾湖水质水量及其演化特征分析[J].地理科学,2013,33(2):231-237.
- [19] 邱辉,赵巧华,朱伟军,等.博斯腾湖水位变化特征及其可能影响机制分析[J].气象科学,2013,33(3):289-295.
- [20] 马丽娟,赵景峰,张宏俊,等.气候变化背景下冰川积雪融水对博斯腾湖水位变化的影响[J].干旱区地理, 2010, 3(2):210-216.
- [21] 王维霞,王秀君,姜逢清,等.开都河流域上下游过去50 a气温降水变化特征分析[J].干旱区地理,2012,35(5):746-753.
- [22] 刘丽梅,赵景峰,张建平,等.近50 a博斯腾湖逐年水量收支估算与水平衡分析[J].干旱区地理,2013,36(1):33-39.
- [23] 高华中,姚亦锋.近50 a来人类活动对博斯腾湖水位影响的量化研究[J].地理科学,2005,25(3):305-309.
- [24] 陈亚宁,杜强,陈跃滨.博斯腾湖流域水资源可持续利用研究[M].北京:科学出版社,2013.

~~~~~

(上接第51页)

- [12] 闫业超,张树文,李晓燕,等.黑龙江克拜黑土区50多年来侵蚀沟时空变化[J].地理学报,2005,60(6):1015-1020.
- [13] 范昊明,顾广贺,王岩松,等.东北黑土区侵蚀沟发育与环境特征[J].中国水土保持,2013,10:75-79.
- [14] 阎百兴,杨育红,刘兴土.东北黑土区土壤侵蚀现状与演变趋势[J].中国水土保持,2008(12):26-30.
- [15] 范昊明,王铁良,蔡强国,等.东北黑土漫岗区侵蚀沟发展模式研究[J].水土保持研究,2007,14(6):328-330.
- [16] 张永光,伍永秋,刘洪鹄,等.东北漫岗黑土区地形因子对浅沟侵蚀的影响分析[J].水土保持学报,2007,21(1):35-38.
- [17] 胡刚,伍永秋,刘宝元,等.东北漫川漫岗黑土区浅沟和切沟发生的地貌临界模型探讨[J].地理科学,2006,26(4):4449-4454.
- [18] 杨勤科,郭伟玲,张宏鸣,等.基于GIS和DEM的流域坡度坡长因子计算方法初报[J].水土保持通报,2010, 30(2):203-206.
- [19] 张宏鸣,杨勤科,李锐,等.流域分布式侵蚀学坡长的估算方法研究[J].水利学报,2012,43(4):437-443.
- [20] 谢云,章文波,刘宝元.侵蚀性降雨标准研究[J].水土保持学报,2000,14(4):6-11.
- [21] 张旭,顾广贺,范昊明,等.东北黑土区降雨侵蚀力与侵蚀沟发育关系研究[J].沈阳农业大学学报,2014,45(2):249-252.
- [22] 章文波,谢云,刘宝元.利用日雨量计算降雨侵蚀力的方法研究[J].地理科学,2002,22(6):705-711.
- [23] 刘艳,王东梅.我国降雨侵蚀力计算方法研究进展[J].水土保持应用技术,2007,3(5):45-47.
- [24] 郭明航,杨勤科,王春梅.中国主要水蚀典型区侵蚀地形特征分析[J].农业工程学报,2013,29(13):81-89.
- [25] 胡世雄,靳长兴.坡面土壤侵蚀临界坡度问题的理论与试验研究[J].地理学报,1999,54(4):1-9.
- [26] 孔亚平,张科利.黄土坡面侵蚀产沙沿程变化的模拟试验研究[J].泥沙研究,2003,3(1):33-38.