1978－2011 年呼图壁河径流的变化趋势

王 岚[1,2]，刘志辉[1,2,3,4]，姚俊强[1,2]，张文娜[1,2]，王 元[1,2]

（1. 新疆大学 资源与环境科学学院，新疆 乌鲁木齐 830046；
2. 新疆大学 教育部绿洲生态重点实验室，新疆 乌鲁木齐 830046；3. 新疆大学 干旱生态环境研究所，新疆 乌鲁木齐 830046；4. 干旱半干旱区可持续发展国际研究中心，新疆 乌鲁木齐 830046）

摘 要：[目的] 分析新疆维吾尔自治区呼图壁河径流变化特征与长期变化趋势，为制定科学合理的呼图壁地区水资源供需平衡发展战略提供理论支撑。[方法] 采用变差系数法、距平累积法、Mann－Kendall 非参数秩次相关检验法及 Morlet 连续复小波变换对呼图壁河石门水文站 1978—2011 年实测日流量资料进行分析。[结果] 呼图壁河径流的年内变化主要受降水与气温的影响，其主要径流产生于 5—9 月，汛期为 6—8 月，径流量占全年径流量的 69.4%，枯水期为 12 月至次年 3 月。呼图壁河的 C_v 平均值为 0.149。近 34 a 来径流量整体呈现出不显著的增加趋势，径流量的年际变化小，年际间持续枯水与持续丰水的时间几乎相同。此外，呼图壁河年径流存在 4 个较为显著的周期波动，其中 18 和 29 a 分别为径流量年际变化的第Ⅰ、第Ⅱ主周期。[结论] 呼图壁河近34 a来径流量呈增加趋势，径流量的年际变化呈现出较为显著的周期性，径流量的年内分配很不均匀。

关键词：呼图壁河；实测日流量资料；径流量变化；趋势分析；Morlet 连续复小波变换

文献标识码：A **文章编号**：1000-288X(2015)03-0062-06 **中图分类号**：TV121

DOI:10.13961/j.cnki.stbctb.2015.03.017

Runoff Variation Trend of Hutubi River During 1978－2011

WANG Lan[1,2], LIU Zhihui[1,2,3,4], YAO Junqiang[1,2], ZHANG Wenna[1,2], WANG Yuan[1,2]

(1. *School of Resources and Environment Science, Xinjiang University, Urumqi, Xinjiang* 830046, *China*; 2. *Key Laboratory of Oasis Ecology Ministry of Education, Xinjiang University, Urumqi, Xinjiang* 830046, *China*; 3. *Institute of Arid Ecology and Environment, Xinjiang University, Urumqi, Xinjiang* 830046, *China*; 4. *International Center for Desert Affairs Research on Sustainable Development in Arid and Semi-arid Lands, Urumqi, Xinjiang* 830046, *China*)

Abstract: [Objective] The variation characteristics and long-term trends of Hutubi river were analyzed for providing theoretical support for the development, which is the strategy of supply and demand balance of water resources in Hutubi area of Xinjiang Wei Autonomous Region. [Methods] The measured data of daily runoff from Shimen hydrological station of Hutubi river during 1978—2011 were analyzed by using the methods of coefficient of variation, anomalies accumulation, Man—Kendall nonparametric rank correlation test and continuous complex Morlet wavelet transform. [Results] Changes in the Hutubi river runoff during the year was mainly affected by precipitation and temperature. Its main runoff derived from May to September, and its flood season from June to August accounted for 69.4% of the annual runoff, the low flow season was from December to March of the next year. Hutubi river average coefficient of variation was 0.149 during the 34 years. The annual runoff overall showed slight increasing trend. The annual runoff variation of Hutubi river was small, its continuous low water was almost identical with the duration of the wet among years. Besides, there were four more significant cycle fluctuations of the runoff. The 18-year was the first main cycle of runoff change, and the 29-year was the second. [Conclusion] In recent 34 years, the runoff was increased in Hutubi river. At the same time, the interannual variation of runoff showed obvious periodicity.

收稿日期：2014-04-18 **修回日期**：2014-05-18

资助项目：水利部公益性行业科研专项经费项目“内陆干旱区实施最严格水资源管理关键技术”(201301103)；国家自然科学基金面上项目“天山北坡典型流域积雪—冻土水热耦合中融水产汇流机制研究”(41171023)

第一作者：王岚(1989—)，女(汉族)，陕西省宝鸡市人，硕士研究生，研究方向为水文水资源。E-mail:chulan123456@126.com。

通信作者：刘志辉(1957—)，男(汉族)，新疆石河子市人，博士，教授，主要从事水文水资源、资源环境与空间决策支持、GIS 等研究。E-mail:lzh@xju.edu.cn。

In addition, the runoff annual distribution was serious uneven.

Keywords: Hutubi river; measured daily runoff data; runoff variation; trend analysis; continuous complex Morlet wavelet transform

天山北麓是新疆经济最发达的地区,天山北麓经济带在全疆有着举足轻重的影响,但水资源短缺、水环境退化以及人类活动空间的不连续性,使得此区域的水资源承载力相对较低。据施雅风[1]研究,新疆天山西部地区在全球气候变暖背景下气候转向暖湿,径流量连续多年增加。同时有研究证明 1987—2000 年间,新疆主要 26 条河流中有 77%径流量增加,而其中的 65%分布于新疆北部[2]。与此同时,秦大河[3]提出在西北地区,即使未来降水增加 20%也不可能改变干旱缺水的状况。这就迫切要求我们实现水资源的统一管理,实现水资源的优化配置和可持续发展。

呼图壁河是天山北麓中段第二大河流,它既是呼图壁县、自治区种牛场、农六师芳草湖总场及兵团 3 个团场农业灌溉和人民群众生活用水的重要保证,同时还是维系该地区生态环境稳定和促进社会经济可持续发展的根本性水资源基础。因此,研究呼图壁河径流变化特征与趋势,对制定科学合理的呼图壁地区水资源供需平衡发展战略以实现该地区水资源可持续利用与发展具有重要意义。鉴于此,本文采用距平累积法、Mann—Kendall 非参数秩次相关检验法及 Morlet 连续复小波变换法等分析方法对呼图壁河石门站 1978—2011 年日径流、气温、降水资料进行分析,得出呼图壁河该时期的径流变化特征及长期变化趋势,以期对天山北麓河流的径流研究提供参考。

1　材料与研究方法

1.1　研究区概况

新疆呼图壁河流域位于天山北坡中段、准噶尔盆地南缘,介于 86°05′—87°06′E,43°07′—45°20′N。呼图壁河发源于喀拉乌成山,自南向北流动,最终消失于沙漠中,全长 258 m,流域面积 10 254.68 km^2[2,4-5]。呼图壁河共有一级支流 20 多条,其中除 10 条支流有冰川和永久积雪分布外,其他支流都以冬、春季季节性积雪消融和夏季降水为主要补给来源。据统计,全流域有大小冰川 239 条,年消融量达 5.24×10^7 m^3,冰川补给量占全年径流量的 11.5%[4]。

呼图壁河流域属于典型的大陆性气候,气候干燥,冬冷夏热,日温差大,光照充足,雨量稀少,蒸发量大,既有中温带大陆性干旱气候特征,又有垂直气候特征。呼图壁河主河道在中山区形成后,经中山区、戈壁平原区,在冲积扇缘、泉水溢出带的芨芨坝处再分为 2 条河,即西河和东河,这 2 条河上分别建有大、小海子水库。流域自上而下有石门水文站、青年渠首及芨芨坝分水闸站。其中石门站以上河道纵比降达 23.16%,该站集水面积 1 840 km^2,平均高程 2 984 m,年径流量 4.71×10^8 m^3,占全流域年径流量的93.16%[5]。呼图壁河流域水系及主要控制站分布见图 1。

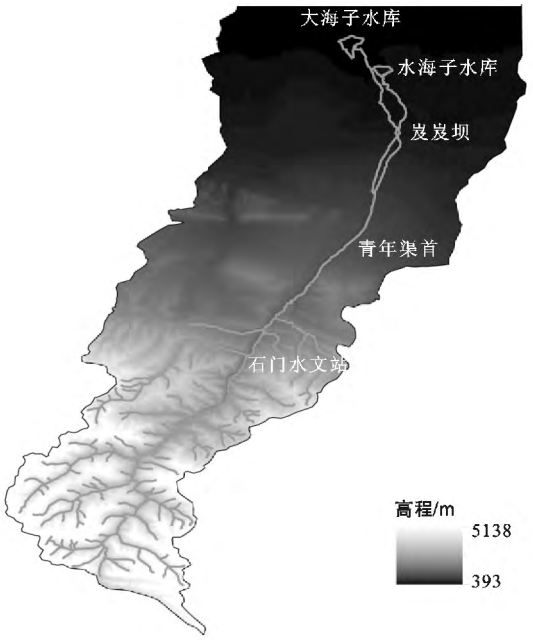


图 1　呼图壁河流域水系及高程分布

1.2　数据来源

本文选用呼图壁河出山口水文站——石门水文站 1978—2011 年的实测日流量资料为数据来源,该资料来自新疆维吾尔自治区水文水资源局信息中心,对原始资料进行了严格的质量控制,可认为是基本消除了人为因素对河流径流量影响的实测资料。

1.3　研究方法

河流径流特征变化包括径流量变化、径流分配特征变化和径流演变特征与趋势变化[6]。本文以上述数据为研究资料,采用变差系数 C_v[7] 分析呼图壁河年径流量变化特征,并采用距平累积方法划分时段,运用 Mann—Kendall 非参数秩次相关检验法分析径流量年际变化趋势,同时选用 Morlet 连续复小波变换来分析径流时间序列的多时间尺度特征。

变差系数 C_v 是水文统计中的一个重要参数,用来说明水文变量长期变化的稳定程度。年径流量的

C_v值反映年径流量总体系列的离散程度，C_v值大，年径流的年际变化剧烈，易发生洪涝灾害，对于水资源的利用不利；C_v值小，年径流量的年际变化小，有利于径流资源的利用。其计算公式如下：

$$C_v=\frac{\sqrt{\frac{1}{n-1}\sum(x_i-\bar{x})^2}}{\bar{x}} \tag{1}$$

式中：x_i——年径流量；$\bar{x}$——多年平均年径流量(m^3)；n——年数。

距平累积法[8]要求先计算每年的径流量距平，然后按年序依次累加，得到距平累积序列，最后按时间序列绘制变化曲线。现有理论[9]认为，当距平累积值持续增大(即曲线呈连续上升趋势)时，表明该时段内径流量距平持续为正；当距平累积值保持不变(曲线与横坐标基本平行)时，表明该时段内径流量距平持续为零即保持平均；当距平累积值持续减小(曲线呈连续下降趋势)时，表明该时段内径流量距平持续为负。

非参数 Mann—Kendall 趋势检验法(简称 M—K 法)[10-12]是用来评估水文要素时间序列趋势的常用检验方法之一。在时间序列随机独立的假定条件下，其检验统计量公式为：

$$UF_k=\frac{[s_k-E(s_k)]}{\sqrt{\mathrm{var}(s_k)}}\quad(k=1,2,\cdots,n) \tag{2}$$

式中：$UF_1=0$，$E(S_k)$和 $\mathrm{var}(S_k)$分别为 S_k 的均值和方差；UF_i——标准正态分布，它是按时间序列 x_1，x_2，…，x_n 计算出的统计量序列，给定显著性水平 α，若$|UF_i|>\alpha$，则表明序列存在明显的趋势变化。用 M-K 检验进行突变分析时，只需按时间序列 x 逆序 x_n，…，x_2，x_1，再重复上述过程，同时使 $UF_k=-UB_k$ $(k=n,n-1,\cdots,1)$，分析绘出的 UF_k，UB_k 曲线，当它们超过临界线时，表明上升或下降趋势显著。如果 UF_k，UB_k 两条曲线出现交点，且交点处于临界线之间，那么交点对应的值便是突变开始的时间。

小波分析[13]的基本思想是用一簇小波函数系来表示或逼近某一信号或函数。因此，小波函数是小波分析的关键，它是指具有震荡性、能够迅速衰减到零的一类函数，即小波函数 $\psi(t)\in L^2(R)$且满足：

$$\int_{-\infty}^{+\infty}\psi(t)\mathrm{d}t=0 \tag{3}$$

式中：$\psi(t)$——基小波函数，它可通过尺度的伸缩和时间轴上的平移构成一簇函数系：

$$\psi_{a,b}(t)=|a|^{-1/2}\psi(t-b/a)\quad(a,b\in R,a\neq 0) \tag{4}$$

式中：$\psi_{a,b}(t)$——子小波；a——尺度因子，反映小波的周期长度；b——平移因子，反应时间上的平移。

若 $\psi_{a,b}(t)$是由式(4)给出的子小波，对于给定的能量有限信号 $f(t)\in L^2(R)$，其连续小波变换为：

$$W_f(a,b)=|a|^{-1/2}\int_R f(t)\bar{\psi}(t-b/a)\mathrm{d}t \tag{5}$$

式中：$W_f(a,b)$——小波变换系数；$f(t)$——信号或平方可积函数；a——伸缩尺度；b——平移参数；$\bar{\psi}(x-b/a)$——$\psi(x-b/a)$的复共轭函数。在实际应用中，$f(t)$大多是离散序列，为方便处理，相应的小波变换表示为离散小波变换形式：

$$W_f(a,b)=|a|^{-1/2}\Delta t\sum_{k=1}^{N}f(k\Delta t)\bar{\psi}(\frac{k\Delta t-b}{a}) \tag{6}$$

设函数 $f(k\Delta t)$，$(t=1,2,\cdots,N)$，Δt——取样间隔。将小波系数的平方值在 b 域上积分，就可得到小波方差，即

$$\mathrm{var}(a)=\int_{-\infty}^{\infty}|W_f(a,b)|^2\mathrm{d}b \tag{7}$$

小波方差随尺度 a 的变化过程，称为小波方差图。由式(7)可知，它能反映信号波动的能量随尺度 a 的分布。因此，小波方差图可用来确定信号中不同种尺度扰动的相对强度和存在的主要时间尺度，即主周期。

2 结果与分析

2.1 径流量变化特征

2.1.1 年径流变化特征 通过计算得到石门站同时期 C_v平均值为 0.149，处于较低水平。由于中国内陆河流域除山地外 C_v值一般在 0.2～0.3，由此表明呼图壁河年径流量的年际变化小。呼图壁河 C_v值偏小的原因是呼图壁河是以高山冰雪融水和降水混合补给的河流，在气温较高降水偏少的年份，冰雪融水补给量增加，降水补给量减少；相反，在气温较低降水偏丰的年份，冰雪融水补给量减少，降水补给量增加。而呼图壁河年径流量的年际变化小，更有利于河流水资源的有效开发利用。

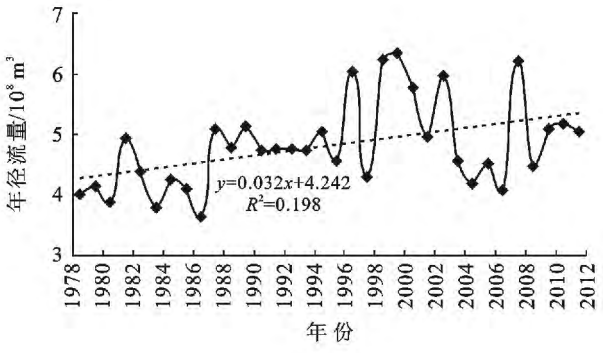


图 2 1978－2011 年石门站年径流量变化

图 2 给出了 1978—2011 年 34 a 间呼图壁河石门站天然径流量变化过程。从图中可看出呼图壁河流域

34 a 间年径流量变化的总体特征有不显著的增加趋势。分阶段来看，1978—1997 年 20 a 间径流变化较平稳，有微弱的增加趋势；1998—2002 年 5 a 间径流增加趋势最明显；2003—2011 年 9 a 间径流经过 2003—2006 年 3 a 的短暂减少后，从 2008 年开始又呈现出增加趋势。其中径流量最大值、最小值分别出现在 1998 和 1986 年，具体值为 6.23×10^8 和 3.63×10^8 m^3。

2.1.2　径流变化的阶段性　呼图壁河 34 a(1978—2011 年)序列天然径流量距平累积年际变化过程如图 3 所示。按径流量年际变化过程，呼图壁河 1978—2011 年天然径流序列可分为如下几个阶段：2 个显著的枯水期即 1978—1986，2002—2006 年；1 个显著的平水期即 1986—1995 年；2 个显著的丰水期即 1995—2002，2006—2011 年。这 5 个时期平均径流量分别为 4.12×10^8，4.66×10^8，4.72×10^8，5.52×10^8 和 5.01×10^8 m^3，各时期平均径流量较多年平均变率分别为 −14.33%，−3.08%，−1.88%，14.68% 和 4.16%。从图 3 中还可看出，呼图壁河天然年径流量年际间持续枯水与持续丰水的时间几乎相同。

2.2　径流年内分配特征

从呼图壁河年内月径流量的分布状况图中(图 4)可看出呼图壁河径流量的年内分配很不均匀，主要径流产生于 5—9 月，汛期为 6—8 月，占全年径流量的 69.4%，最枯季为 12 月至次年 3 月。同时呼图壁河流域降水也主要集中在 4—8 月，降水极大值出现在 7 月，5—7 月降水量占全年降水量的 49.3%，最枯季为 12 月至次年 2 月。此外，流域年内月均温 6，7，8 月最高，12 月至次年 2 月最低。由此可见，呼图壁河流域月径流量的年内分布特征与降水量及气温的年内分布类似，这是由于呼图壁河的天然径流主要来源于夏季降水和高山冰雪融水，其径流的年内变化主要受降水与气温的影响。

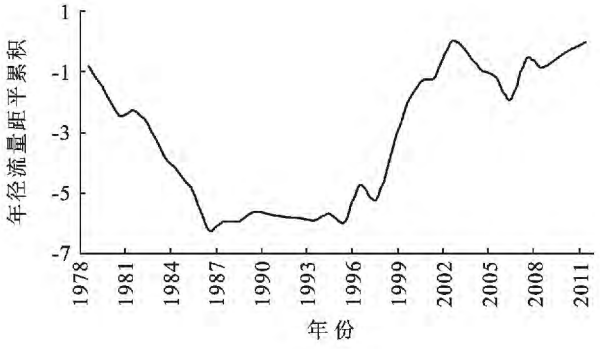


图 3　石门站年径流量距平累积趋势

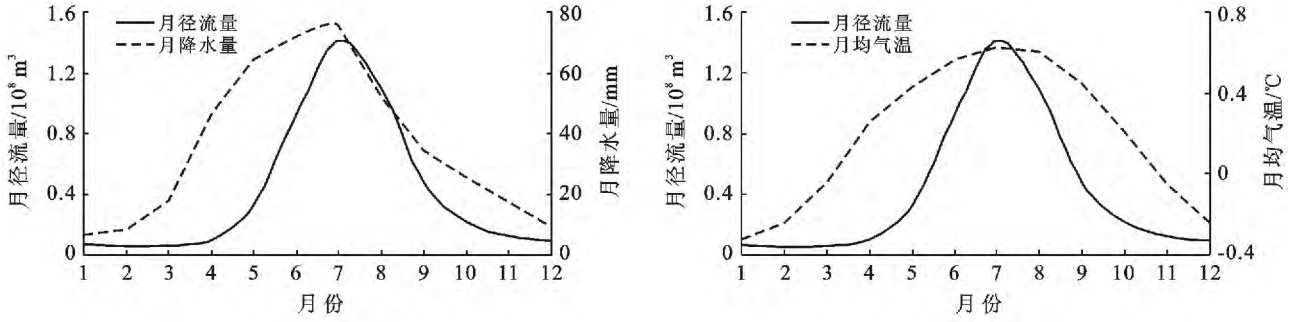


图 4　石门站年内月径流量、月降水量、月均气温分布

2.3　径流变化趋势

运用 M—K 趋势检验法对呼图壁河 1978—2011 年年径流变化趋势和突变特征进行分析，结果如图 5 所示：

从图 5 中可以看出，34 a 间呼图壁河径流量呈增加趋势，增加幅度为 3.26×10^7 m^3，这种变化趋势在整个时间序列上存在阶段性特征。20 世纪 70 年代末至 80 年代中期呼图壁河径流变化趋势在波动中保持平稳，从 80 年代开始呈现明显上升趋势，20 世纪 90 年代末这种上升趋势超过 0.001 显著性水平($U_{0.001}=2.56$)的临界值。从 UF 和 UB 曲线看年径流量在 1987 年发生突变，表现出明显增加态势，随后这种态势逐渐变缓，1998—2004 年增加趋势更加明显，2005 年以后这种增加态势又有所减弱。

2.4　径流时间序列的多时间尺度特征

采用 Morlet 小波分析法对呼图壁河年径流进行周期性检验，Morlet 复数小波在时域和频域都有较好局部性。图 6 是将其与上述年径流序列的距平过程代入到小波变换公式中，用不同的 a，b 来计算 $W_f(a,b)$，最终得到的关于 $W_f(a,b)$ 的二维等值线图。

在小波变化域中以等值线的形式将反映年径流波动的能量曲面投影到($a-b$)平面上，波动曲面上的点值与等值线上的点值将一一对应，可以用小波变换系数 $W_f(a,b)$ 实部的值来反映其大小，波动曲面上凹

凸顶点在$(a-b)$平面上的投影即为波动极值点[14]。图 6 展示了在小波变化域中小波变换系数 $W_f(a,b)$ 的实部围绕基准面上下波动的变化情形，也反映了在不同尺度下小波系数所表征的年径流随时间丰、枯交替的变化特性以及突变点的具体位置。

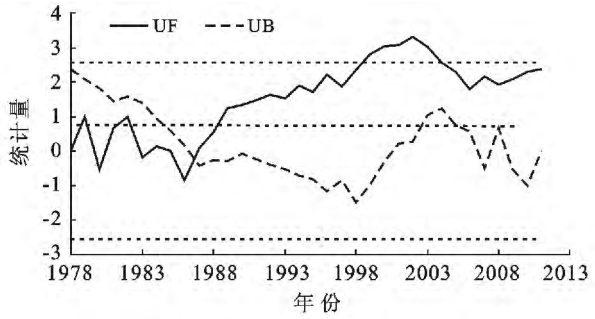


图 5 1978－2011 年石门站年径流量的 M－K 检验

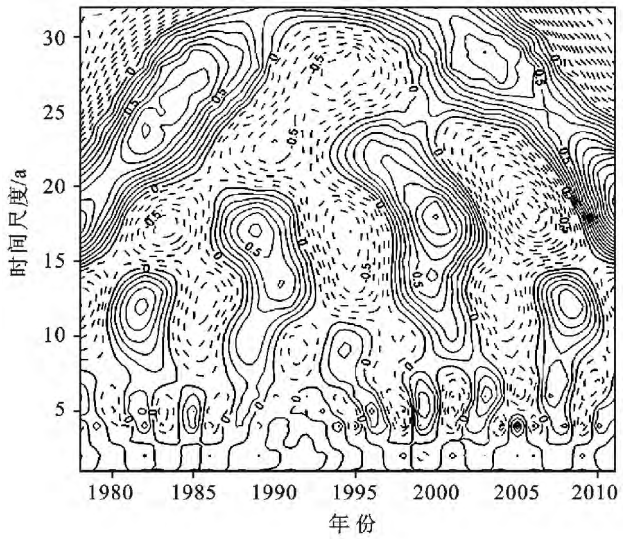


图 6 石门站年径流小波系数等值线

由图 6 可以清楚的看到径流演化过程中存在的多时间尺度特征。总的来说，在呼图壁河径流演变过程中存在着 23～29，12～18 以及 4～6 a 的 3 类尺度的周期变化规律。其中，在 23～29 a 尺度上出现了枯—丰交替的准一次震荡；在 12～18 a 时间尺度上存在准 4 次震荡。同时，还可以看出以上两个尺度的周期变化在整个分析时段表现的非常稳定，具有全域性；而 4～6 a 尺度的周期变化，在 1980—1987 和 1998—2005 年这两个时期表现的较为稳定。

将不同时间尺度下的小波系数代入式(7)可得径流变化的小波方差，以小波方差为纵坐标，时间尺度 a 为横坐标，绘制出石门站年径流小波方差图(图 7)。小波方差图能反映径流时间序列的波动能量随尺度 a 的分布情况，用来确定径流演化过程中存在的主周期[15]。

图 7 中存在 4 个较为明显的峰值，它们依次对应着 29，18，13 和 5 a 的时间尺度。其中，最大峰值对应着 18 a 的时间尺度，说明 18 a 左右的周期震荡最强，为流域年径流变化的第一主周期；29 a 时间尺度对应着第二峰值，为径流变化的第二主周期，第三、第三峰值分别对应着 13 和 5 a 的时间尺度，它们依次为流域径流的第三和第四主周期。这说明上述 4 个周期的波动控制着流域径流在整个时间域内的变化特征。

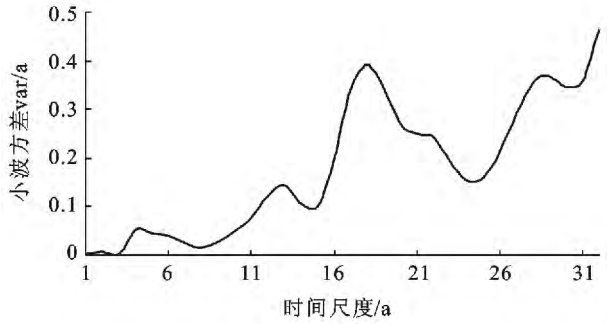


图 7 石门站年径流小波方差

为了详细说明石门站年径流丰、枯交替变化的波动特性，通过在图 6 上固定尺度 $a(a=13,a=18,a=29)$的值，作小波变换系数 $W_f(a,b)$的实部随时移 b 变化的过程线[16]，如图 8(a—c)所示。图 8b 与图 8c 可被分别称为第一、第二主周期趋势图。图 8b 显示，在 18 a 特征时间尺度上，流域径流变化的平均周期为 12 a 左右，大约经历了 3 个丰—枯转换期；而在 29 a特征时间尺度上如图 8c 所示，流域的平均变化周期为 17 a 左右，大约 2 个周期的丰—枯变化

3 结论与讨论

1978—2011 年，呼图壁河年径流量整体呈现出不显著的增加趋势，在 1987 年发生突变，表现出增加态势，随后这种态势逐渐显著起来。同时其年际变化较小，年际变化过程可分为 2 个显著的枯水期、1 个显著的平水期和 2 个显著的丰水期。呼图壁河径流的年内变化主要受降水与气温的影响，年内分配很不均匀，集中于 5—9 月，汛期为 6—8 月，枯水期为 12 月至次年 3 月，该特点与降水量及气温的年内分布类似。呼图壁河年径流还表现出较为显著的周期性，且第Ⅰ、第Ⅱ主周期为 18，29 a，但受气候变化与人类活动的影响，存在一定的不确定性。

河流径流变化趋势通常都与降水、洪水或者其他气候因子相结合进行分析，文中仅从水文学角度对呼图壁河径流变化趋势进行系列分析，其中关于年径流量 C_v 平均值、丰枯水期的划分、年径流量的增加趋势与耿峻岭[4]、白东明[5]、普宗朝[17]等的研究结果一

致。而文中对于呼图壁河径流量变化周期的研究采用在研究水文水资源时间序列变化特征上得到广泛应用的小波分析法,较为详尽地分析并初步确定了第一、第二主周期及主周期尺度上的丰枯转换周期。但由于其他研究者对于该河径流量变化周期的研究很少,因此文中的研究结果还有待进一步验证。另外,文中研究采用的数据资料虽然从 1978 年至 2011 年跨越了 34 a 的时间序列,但为了提高研究结论的可靠性,必须进一步获取更长时间序列和更多站点的径流资料。

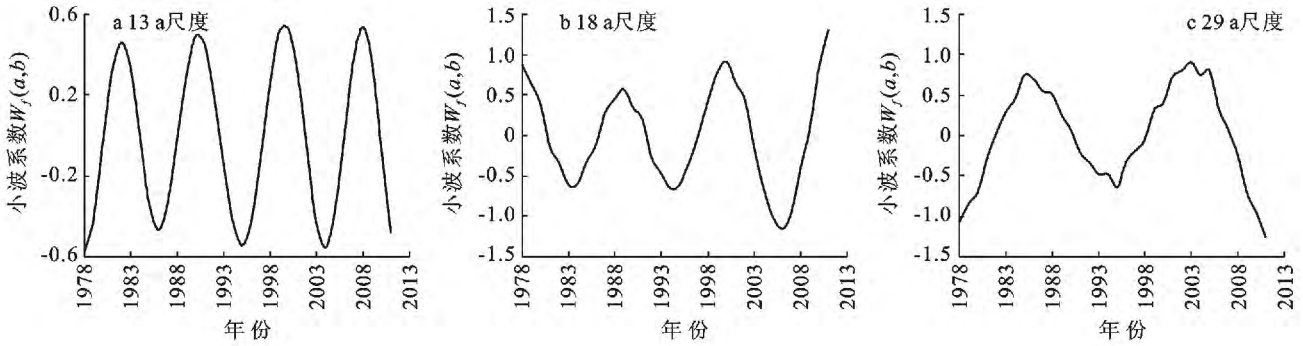


图 8　不同时间尺度下石门站年径流小波系数实部时移变换过程线

河流径流变化趋势除受气候变化影响较大外,还受到人类活动的影响。随着全球变暖,人类活动影响更加的广泛与深入,如大力兴修水库、水电站,对于河流天然径流变化趋势及周期性分析的不确定性增大,因此,在未来的研究中要充分考虑人类活动的影响,明确其程度,合理对河流水资源进行配置和保护。

[参 考 文 献]

[1] 施雅风,沈永平,胡汝骥. 西北气候由暖干向暖湿转型的信号、影响和前景初步探讨[J]. 冰川冻土,2002,24(3):219-226.

[2] 迪丽努尔·阿吉,艾克巴尔. 新疆主要河流径流量变化的时空特征研究[J]. 干旱区资源与环境,2009,23(11):100-104.

[3] 秦大河,丁一汇,王绍武,等. 中国西部生态环境变化与对策建议[J]. 地球科学进展,2002,17(3):314-319.

[4] 耿峻岭,高玲,陈建江,等. 新疆呼图壁河流域水文特征分析[J]. 干旱区研究,2005,22(3):371-376.

[5] 白东明,李卫红,郝兴明,等. 新疆呼图壁河流域径流时序变化特征[J]. 中国水土保持科学,2007,5(3):19-23.

[6] 刘晓黎,黄强,吕玉洁,等. 洮河流域径流变化特征分析[J]. 干旱区资源与环境,2008,22(9):97-101.

[7] 王振龙,陈玺,郝振纯,等. 淮河干流径流量长期变化趋势及周期分析[J]. 水文,2011,31(6):79-85.

[8] 曹建延,秦大河,罗勇. 长江源区年径流量变化分析[J]. 水科学进展,2007,18(1):29-33.

[9] 穆兴民,李靖,王飞,等. 黄河天然径流量年际变化过程分析[J]. 干旱区资源与环境,2003,17(2):1-5.

[10] 郭小芹,刘明春,钱莉. 从 Mann—Kendall 特征看石羊河流域降水量的演变规律[J]. 干旱区地理,2010,33(4):593-599.

[11] 宋小燕,穆兴民,高鹏,等. 松花江哈尔滨站近 100 年来径流量变化趋势[J]. 自然资源学报,2009,24(10):1803-1809.

[12] 秦年秀,姜彤,等. 长江流域径流趋势变化及突变分析[J]. 长江流域资源与环境,2005,14(5):589-594.

[13] 吕静渭,马孝义,高文强. 近 70 年来泾河年径流量周期变化的小波分析[J]. 人民黄河,2010,32(2):49-51.

[14] 蒋艳,周成虎,程维明. 新疆阿克苏河流域年径流时序特征分析[J]. 地理科学进展,2005,24(1):87-96.

[15] 蒋晓辉,刘昌明,黄强. 黄河上中游天然径流多时间尺度变化及动因分析[J]. 自然资源学报,2003,18(2):142-147.

[16] 刘冀,董晓华,李帅. 基于小波消噪的径流趋势变化对比分析[J]. 水电能源科学,2009,27(9):4-7.

[17] 普宗朝,张山清,李景林,等. 气候变化对呼图壁河径流量的影响[J]. 沙漠与绿洲气象,2007,1(5):44-47.