

# 黄河源区枯季基流的周期变化规律与成因<sup>\*</sup>

梁四海<sup>1\*\*</sup> 万力<sup>1</sup> 张建锋<sup>1,2</sup> 徐德伟<sup>1</sup>

1. 中国地质大学 水资源与环境学院, 北京 100083; 2. 华北有色工程勘察院, 石家庄 050021

**摘要** 利用小波变换、小波系数方差等方法分析了黄河沿水文站 1955—1999 年枯季 3 月基流量周期变化规律, 同时利用显著周期振幅的不稳定性, 计算同周期枯季基流与气象要素的小波系数的相关系数, 分析了枯季基流变化趋势及显著周期的气象成因, 解释了三次断流的原因. 计算结果表明源区枯季基流量存在一个强趋势项、7—8 年与 3—4 年两个显著周期. 强趋势项决定了枯季基流量的总体变化规律; 受其影响, 20 世纪 50 年代以来, 源区枯季基流量呈现枯丰枯的变化规律. 计算结果还表明枯季基流量的强趋势项为气温所致; 两个显著周期为降水所致. 文章根据地下水、枯季基流及气象要素间的关系, 推知源区地下水位变化也存在强趋势、7—8 年与 3—4 年周期. 50 年代以来, 源区地下水位的经历了低高低的变化规律. 1999 年以后的一段时间内源区地下水位仍然较低.

**关键词** 黄河源 枯季基流 地下水 小波方法 周期

近 20 年来, 黄河源区出现了湖泊萎缩、草场退化、湿地减少和多次断流等一系列环境退化现象, 已引起了社会和学术界广泛重视. 源区四面环山, 形成了一个相对独立的水文与生态单元. 研究表明该单元的地下水位变化对地表植被生长具有直接的影响. 封凌期, 完全来自地下水的枯季 3 月流量的变化规律正是源区区域地下水水位、水量以及排泄条件等重要水文要素的直接反映, 也是植被生长环境变化的反映, 同时源区历史上的三次断流均发生在枯季, 因此开展枯季基流量变化规律的研究对于高寒干旱区的地下水和生态环境变化规律认识与环境恢复以及揭示断流的规律都具有重要的科学价值.

Anderson 等发现枯季流量主要来源于饱和土壤带<sup>[1]</sup>. 枯季流量能够反映植被生长所依赖的浅层地下水. 近年来, 人们已经把基流和枯水作为研究水文生态环境变化的突破口, 并成为研究热点<sup>[2-5]</sup>.

李丽娟在计算海滦河流域生态需水量时, 得出最小月多年平均径流量应为河流基本生态环境需水量的重要结论<sup>[6]</sup>.

对影响枯水径流的影响因素国外研究较早. Chang 等从气候和流域的角度提出了 18 个水文地理影响因素, 并定量分析出流域周长、河道长度、流域形状参数等 5 个主导要素<sup>[7]</sup>. Vogel, Wright 等从水文地质的角度考虑了水力传导率、含水层厚度宽度、土壤孔隙度等因素对枯水径流的影响, 提出用地质指数表征岩层透水性对枯水流量的影响<sup>[8,9]</sup>. Schaake 研究表明气候变化对枯水的影响比洪水大<sup>[10]</sup>. Zhang, Andrés Iroumé 等分析了土地覆盖对地下水和基流的影响<sup>[11,12]</sup>. 国内学者李秀云, 梁虹等对河流的枯水与成因进行了深入研究<sup>[13,14]</sup>. 近几年, 对黄河源区基流已有初步研究. 有的学者利用加里宁基流估算的方法, 计算出唐乃亥上游主要流域的基流量, 并指出降水量决定基流量, 温度升高

2006 12 29 收稿, 2007 03 30 收修稿稿

<sup>\*</sup> 国家自然科学基金重大研究计划中国西部环境和生态科学项目(批准号: 90302003)及国土资源部黄河源区生态环境地质调查研究项目(批准号: 19991230004121)共同资助

<sup>\*\*</sup> E mail: liangsh@cugb.edu.cn

©1994-2018 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>

导致基流量减少,同时指出 90 年代基流量大幅度减小的原因是降水量减少<sup>[15]</sup>.有的学者采用 BFI 计算程序进行基流计算,结果表明黄河源头基流量的多年变化特点是 80 年代最大,90 年代最小,同时指出基流大幅减少的原因主要是人类对环境的破坏活动<sup>[16]</sup>.另有的研究者指出源区水量长期处于负均衡状态是导致地下水位下降、草场退化等生态环境恶化的原因<sup>[17]</sup>.尽管以上研究对源区的基流量的变化规律已有一定认识,但关于基流量的变化规律与成因尚未有明确的结论.

研究基流量变化规律的关键问题是其多年变化是周期性的还是趋势性的;若是周期性的,会存在哪些周期;若是趋势性的,其变化成因何在;影响基流变化的主控因素有哪些;以及 90 年代末源区基流量减少以致断流是一种周期性变化还是一种趋势性环境退化的表现.这些科学问题也正是研究地下水的变化规律及其对环境的影响的关键.

本文利用小波变换和小波系数方差等方法,研究了源区枯季 3 月基流量(以下简称枯季基流量)的周期特征,利用小波系数相关性定量地分析了基流总体变化趋势的主导因素及基流量各周期的气象成因,确定了三次断流的根本原因,判定了源区地下水环境的变化规律与成因.

### 1 黄河源区概况

本文所指的黄河源区位于青藏高原东部,青海省玛多县黄河沿水文站以上的区域(图 1).研究区北到布青山,南至巴颜喀拉山,西至约古宗列,东西长 230 km,南北宽 170 km,海拔均在 4200 m 以上,相对高差为 1000 m 以上.



图 1 黄河源区遥感图

源区属低纬度高海拔区,气温低寒,辐射强烈.据玛多气象站观测(本文所用的气象数据来自玛多气象站),年平均气温在  $-3.89\text{ }^{\circ}\text{C}$ ;多年平均降水量为 312.2 mm.降水集中于暖季,6—9 月降水量占全年的 75.1%(图 2).年潜在蒸发量为 1353.2 mm.降水和蒸发在区域上分布不均,北部地区降水量小蒸发量大;南部降水量大蒸发量小.

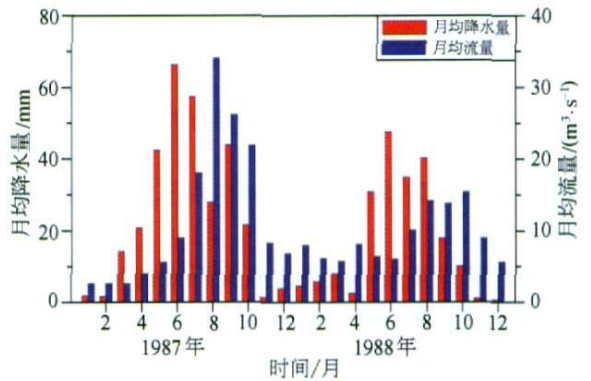


图 2 黄河源区月均流量与月均降水量图(1987, 1988 年)

源区共有湖泊 5300 多个(1988 年).扎陵湖和鄂陵湖是黄河流域内最大的两个外流淡水湖.水域面积分别为  $526.1\text{ km}^2$ ,  $610.7\text{ km}^2$ , 平均水深分别是 8.9 m, 17.6 m<sup>[18]</sup>.区内的地表水和地下水汇入两湖,经鄂陵湖口流出区外(图 1).

### 2 径流、枯季基流与地下水特征

黄河干流自西向东穿过两湖流经黄河沿.黄河沿水文站自 1955 年建站并观测,1968—1975 年停测(本文所用的水文资料为黄河沿水文站观测).本文利用与下游吉迈站枯季基流量的良好线性关系(相关系数为 0.94)差补了缺测的年份(图 3).1999 年 9 月,在鄂陵湖湖口下游建坝蓄水.本文采用自然状态下的枯季基流量.

据黄河沿水文站观测,源区多年平均年径流量  $7.459 \times 10^8\text{ m}^3/\text{a}$ .流量年内分配不均匀,7—10 月的径流量占全年的 56.6%,9 月最大,3 月最小.

源区主要 3 条支流多曲、卡日曲、勒那曲均分布南岸,加之南部降水量大蒸发量小,3 条支流流量之和相当于黄河沿流量的 80%,其中多曲(流域面积  $6085\text{ km}^2$ )流量最大,相当于黄河沿流量的 50%<sup>[18]</sup>,是鄂陵湖的地表水主要补给源,2004 年 8

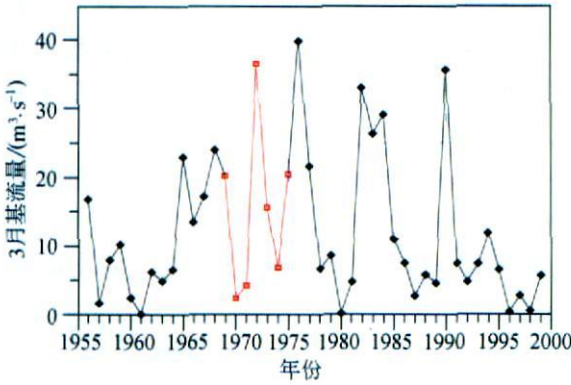


图 3 1955—1999 年黄河源区枯季基流量图

月调查发现扎陵湖向黄河的排泄量不足多曲的排泄量的 1/30.

源区落差较大, 由降水直接形成的地表径流滞后于降水的时间一般只在几天, 而实际上黄河沿流量峰值滞后于降水峰值 2 个月(图 2). 径流的滞后期长, 表明降水不是以形成地表径流为主, 而是形成的流速缓慢的地下水径流.

源区内的多年冻土构成了区域隔水层. 河湖周边与断裂带附近的融区是冻结层上水和冻结层下水的补给和排泄区. 冻结层上水含水层的厚度、水位和相态随季节变化, 分布不稳定且水量很小. 冻结层下水含水层分布广泛, 厚度大, 水量丰富, 其变化特点代表了区域地下水的变化特征.

2001 年钻探和 2004 年专项调查发现, 两湖南部勒那河汤岔玛为约 400 km<sup>2</sup> 厚度约 60 m、透水性好孔隙度大的砂砾洪积扇. 扇体西部地势高多曲等河流发育为主要补给区, 在东部溢出带地下水补给鄂陵湖, 并形成沼泽(图 1). 夏季是扇体地下水的主要补给期. 多曲约 60% 出山口流量补给该含水层; 南部多条较小支流流经该扇体时成为断头河, 扇体成为地下水的主要储集空间. 封凌期, 鄂陵湖未有地表水和冻结层上水的补给, 作为断陷盆地来自基岩湖岸的裂隙水的补给也是极少的, 其主要补给源是来自扇体的地下水, 此时湖口排泄量约等于该扇体的补给量, 并受扇体地下水位的制约(图 4), 3 月枯季基流量随时间的变化特征集中地反映了以扇体为主的区域地下水位的变化特征.

1956—1999 年间, 枯季基流量总体上呈现枯丰枯的变化规律(图 3). 80 年代以前枯季基流量呈

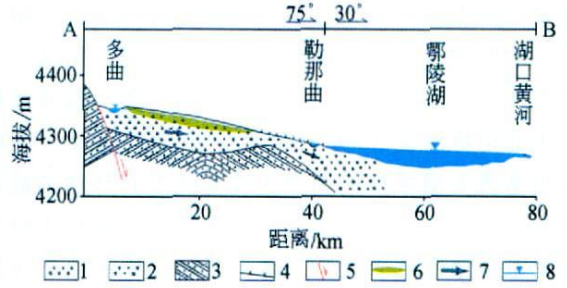


图 4 黄河源区水文地质剖面图(剖面位置见图 1)

- 1. 砾石, 2. 砂砾, 3. 砂岩, 4. 沼泽, 5. 断裂,
- 6. 永久冻土 7. 地下水流向, 8. 水位

现增加的趋势, 而后处于连续减小. 1976 年枯季基流量为历史最高峰, 其次为 1972 年和 1990 年. 1961, 1980, 1996 和 1998 年枯季基流量近于 0, 是自观测以来的三次断流期(1996 与 1998 年两次断流时间间隔短, 可视为一个断流期). 40 多年枯季基流量的变化, 表明了地下水位呈现低高低的总体变化规律.

### 3 小波方法

小波方法是在 20 世纪 80 年代初发展起来的, 是时间窗和频率窗均可改变的有效时频分析新工具. 目前已在很多领域得到广泛的应用<sup>[19-21]</sup>. 本文采用小波计算方法如下.

设连续函数  $f(t)$ , 则它的连续小波变换为

$$W_f(a, b) = (1/\sqrt{a}) \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \bar{\psi}((t-b)/a) dt \quad (1)$$

其中,  $\bar{\psi}(x)$  是  $\psi(x)$  的共轭,  $\psi(x)$  为

$$\psi(x) = \left[ \frac{2}{\sqrt{3}} \pi^{-1/4} \right] (1-x^2) e^{-x^2/2} \quad (2)$$

(1), (2) 式中的  $a, b$  为实数, 且  $a > 0$ ,  $a$  为伸缩尺度,  $b$  为平移因子. 其中, 伸缩尺度  $a$  与周期  $T$  的关系为  $T = 3.974 a^{1/2}$ .

对长度为  $N$  的时间序列  $x(n)$ , (1) 式变化为

$$W(a, b) = 1/\sqrt{a} \sum_{n=1}^N x(n) \bar{\psi}(n-b/a) \quad (3)$$

将  $b$  域上的所有小波系数的平方积分即得小波方差, 即

$$W_p(a) = \int_{-\infty}^{\infty} |W_p(a, b)|^2 db \quad (4)$$

它可以确定一个时间序列中存在的主要周期. 计算公式为

$$W_p(a) = \sum_{b=1}^N |W_p(a, b)|^2 \quad (5)$$

本文还采用反褶法延长数据长度, 以减小数据在起止端处小波函数跃出数据外而造成的失真现象<sup>[23]</sup>.

小波变换后只保留原数据的小波系数. 将尺度  $b$  变成观测时间作为横坐标, 利用尺度  $a$  与周期  $T$  的关系计算出的周期为纵坐标, 即得到枯季基流量周期变化图(小波系数等值线). 该图表示出基流量可能存在的显著周期, 周期的长度及其振动随时间的变化等. 将周期做横坐标, 对应小波系数的平方和为纵坐标, 即得到小波系数方差图. 小波系数方差是通过突出小波系数的大小的差异性, 分析出显著周期振动强弱的方法<sup>[23]</sup>.

## 4 枯季基流量的周期特征与影响因素

### 4.1 枯季基流量的周期特征

根据(4)式作出枯季基流量小波系数方差图(图 5). 根据式(1)的小波变换方法, 作出枯季基流量小波系数等值线图, 并以不同的颜色表征小波系数的大小(图 6). 小波系数方差计算结果表明, 枯季基流量存在一个显著的趋势项和 7—8 年显著周期(图 5). 同时在图 6 中, 仍可发现 3—4 年的较弱周期.

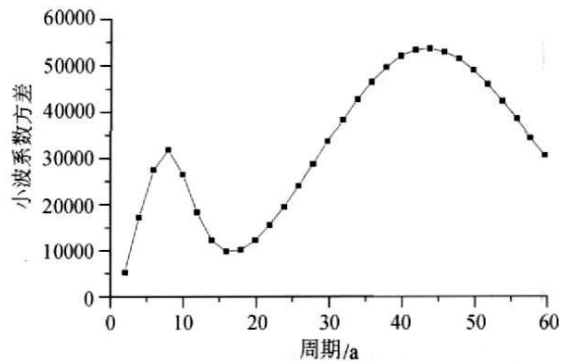


图 5 1955—1999 年黄河源枯季基流量小波系数方差图

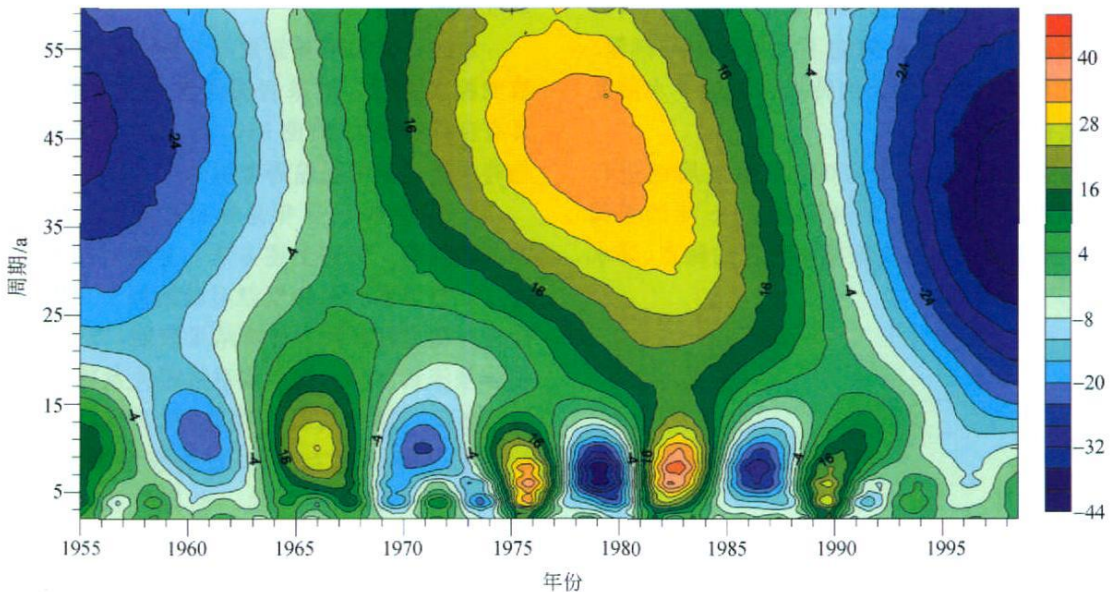


图 6 1955—1999 年黄河源区枯季基流量周期图

分析结果还表明, 枯季基流量的趋势项的振动幅度最显著, 在 45 年间呈现低值 高值 低值的变化规律(1960 年前为低值, 1975—1985 年为高值, 1995 年后进入低值阶段(图 6)). 此变化规律与

1976 年为历史的枯季基流量最高峰, 1960 年前与 1995 年后为枯季基流量低谷期一致(图 3). 说明此趋势项决定了源区枯季基流量的总体变化规律. 此变化规律与总径流量变化一致, 说明地下水位与地

表水位具有一致性的变化规律。1999 年后趋势项为未闭合的低值区, 表明在以后的相当的时间内源头的枯季基流量仍将很小, 地下水位较低。

7—8 年周期的振幅明显地表现出弱—强—弱变化规律, 即振幅不稳定(图 6)。1975—1990 年间, 振荡最强烈。虽然此期间处于强趋势的高值期, 但是受到 7—8 年周期的强振幅的影响, 1980 年枯季基流量很小发生断流。3—4 年周期也具有振幅变化的特征(图 6)。

1960 年初断流和 1996—1998 年 3 年两次断流, 是由于处于强趋势的低值期(图 6), 枯季基流量很小, 黄河断流。1976, 1972, 1990 和 1982 年 4 个枯季基流量高峰, 是处于高值期的强趋势项与强振幅期的 7—8 年和 3—4 年周期的波峰期共同作用的结果(图 3, 6)。总之, 强趋势项与两个周期的叠加是枯季基流丰枯变化的本质, 也是历史上三次断流的原因。

#### 4.2 枯季基流量的周期成因

源区属寒旱区, 降水是地下水的直接或间接来源; 同时在寒区气温通过影响降水的形态、冰雪的消融、蒸发量的大小而影响地下水的补给与排泄。研究表明在旱区, 蒸发量大的特点将对地下水的变化有着重要的影响。

利用小波方法对 1953—2001 年降水周期进行分析, 发现源区降水存在 3—4 年和 7—8 年的强周期(图 7)。显著周期也具有振幅不稳定的特点(降水周期图略)。

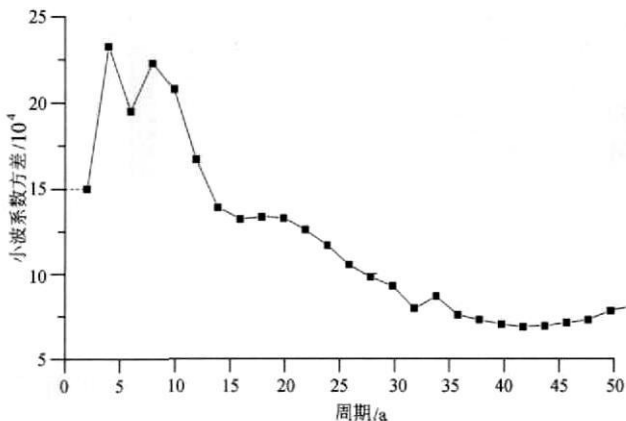


图 7 1953—2001 年黄河源区降水方差图

小波分析结果表明, 气温存在一个振动幅度最显著的 trend 项、7—8 年和 3—4 年显著周期(图 8)。分析结果表明, trend 项振动最强烈, 成为影响源区气温变化的显著因素。两个显著周期具有振幅不稳定的特点(气温周期图略)。

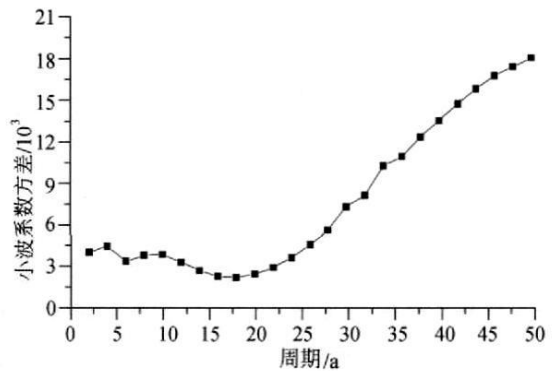


图 8 1953—2001 年黄河源区气温方差图

本文利用显著周期振幅的不稳定性, 通过分析显著周期小波系数的相关性, 判定枯季基流量周期成因。这是在具有相同周期的相关要素中, 判定周期成因的关键。

通过计算枯季基流量与气温强趋势项的小波系数的相关系数, 结果表明两者相关系数为  $-0.94$ , 具有良好的相关性(图 9(a)); 说明枯季基流量的强趋势项受气温的强趋势项制约。

3—4 年和 7—8 年是枯季基流量、降水和气温的共同周期。依照上述方法, 分别对枯季基流量与降水、枯季基流量与气温对映的两个周期的小波系数进行相关性分析。计算结果表明, 7—8 年周期的枯季基流量与降水的小波系数相关系数为  $0.65$ , 相关性较好, 而与气温不相关(图 9(b))。3—4 年周期的枯季基流量与降水的小波系数相关系数为  $0.49$ , 有一定的相关性, 也与气温不相关(图 9(c))。

综合上述, 枯季基流量的强趋势项为气温的强趋势项所致, 而 7—8 年和 3—4 年周期为降水所致。

降水和气温等水文气象要素是影响地下水变化的直接因素, 其变化趋势和周期将体现在地下水中; 并将体现在枯季基流中。计算结果表明枯季基流量与主要气象要素具有相同的变化趋势与周期证明了此推论是正确。据计算结果, 可推知源区地下

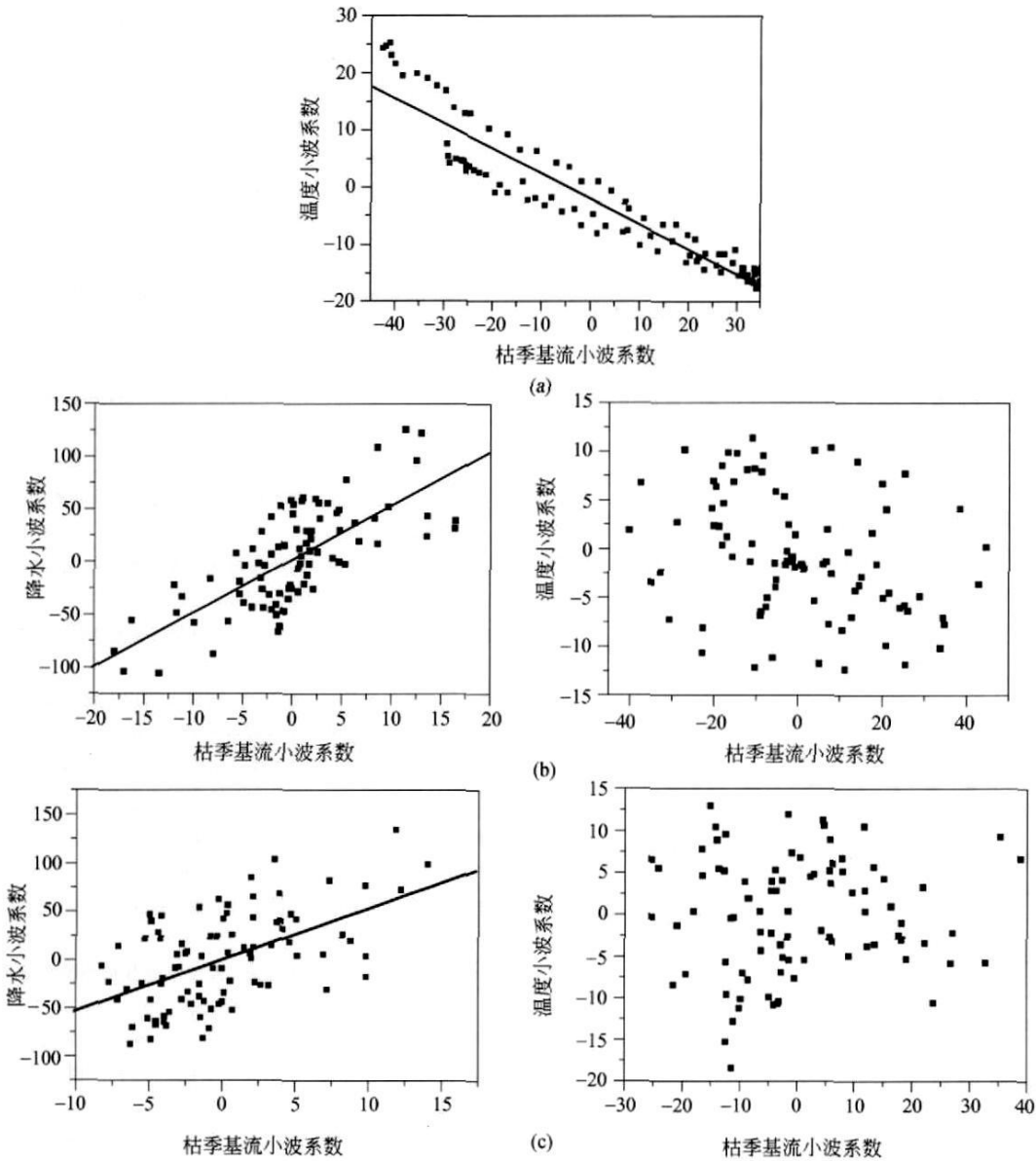


图 9 枯季基流与温度、降水小波系数关系图

(a) 枯季基流与温度趋势项; (b) 7—8 年周期的枯季基流与降水、枯季基流与温度;  
(c) 3—4 年周期的枯季基流与降水、枯季基流与温度

水的变化也具有强趋势项、7—8 年和 3—4 年周期; 强趋势项决定了地下水位的总体变化规律. 50 年代以来, 源区地下水位呈现低高低的变化规律, 1999 年以后的相当的时间内源头的地下水位仍将很低. 地下水位的强趋势项与两个周期的叠加是导致枯季基流量变化和历史上三次断流的根本原因. 强趋势项为气温所致, 7—8 年和 3—4 年周期为降水

所致. 值得指出的是, 在其他条件不变的情况下, 枯季基流量的变化即排泄区水位的变化, 将体现 5—10 倍的地下水位变化, 即地下水文环境变化更剧烈.

## 5 结论与推论

(1) 小波变换和小波系数方差计算结果表明,

黄河源区枯季基流量存在强趋势项、7—8 年和 3—4 年两个显著周期。

(2) 强趋势项的振动幅度最显著, 决定了源区枯季基流量的总体变化规律。受其影响, 50 年代以来, 源区枯季基流量呈现枯丰枯的变化规律, 1999 年以后的相当的时间内源头的枯季基流量仍将很小。强趋势项与两个显著周期的叠加是枯季基流丰枯变化的本质, 也是历史上三次断流的原因。

(3) 计算结果表明, 枯季基流量的强趋势项为气温所致, 7—8 年和 3—4 年周期为降水所致。

(4) 源区降水、温度的周期变化将直接影响地下水的变化, 进而体现在枯季基流的变化中, 由此可推知源区地下水也存在强趋势项、7—8 年和 3—4 年显著周期。50 年代以来, 源区地下水位呈现低高低的变化特征, 1999 年后以后的一段时间内源头的地下水位仍将很低。

### 参 考 文 献

- Anderson MG, Burt TP. Interpretation of recession flow. *Hydrology*, 1980, (46): 89—101
- 殷福才, 王在高, 梁虹. 枯水研究进展. *水科学进展*, 2004, 15(2): 249—254
- 黄国如, 陈永勤. 枯水径流若干问题研究进展. *水电能源科学*, 2005, 23(4): 61—64
- 刘静玲, 杨志峰, 肖芳, 等. 河流生态基流量整合计算模型. *环境科学学报*, 2005, 25(4): 436—441
- 陈利群, 刘昌明, 李发东. 基流研究综述. *地理科学进展*, 2006, 25(1): 1—15
- 李丽娟. 海滦河流域河流系统生态环境需水量计算. *地理学报*, 2000, 55(4): 495—500
- Chang W, Boyer DG. Estimates of low flows using watersheds and climatic parameters. *Water Resources Research*, 1977, 13(6): 997—1001
- Vogel RM, Charles N, et al. Regional geohydrologic geomorphic relationships for the estimation of lowflow statistics. *Water Resources Research*, 1992, 28(9): 2451—2458
- Wright E. Catchment characteristics influencing low flows. *Water and Water Engineering*, 1970, 74(11): 468—471
- Schaake JC, Chunzhen L. Development and application of simple water balance models to understand the relationship between climate and water resources. New directions for surface water modeling. Proceedings of a Baltimore Symposium, IAHS Publication 1989(181). 343—352
- Zhang YK, Schilling KE. Effects of land cover on water table, soil moisture, evapotranspiration, and groundwater recharge: A field observation and analysis. *Journal of Hydrology*, 2006, (319): 328—338
- Andrés Iroumé, Anton Huber, Kurt Schulz. Summer flows in experimental catchments with different forest covers. Chile. *Journal of Hydrology*, 2005, (300): 300—313
- 李秀云, 汤奇成, 傅肫性, 等. 中国河流的枯水研究. 北京: 海洋出版社, 1993
- 梁虹, 王剑. 喀斯特地区流域岩性差异与洪、枯水特征性相关分析. *中国岩溶*, 1998, 17(1): 67—73
- 陈利群, 刘昌明, 郝芳华. 黄河源区基流变化及影响因子分析. *冰川冻土*, 2006, 28(2): 142—148
- 钱云平, 金双彦, 蒋秀华. 黄河兰州以上河川基流量变化对黄河水资源的影响. *水资源与水工程学报*, 2004, 3(5): 20—23
- 张士锋, 贾绍凤, 刘昌明, 等. 黄河源区水循环变化规律及影响. *中国科学, E 辑*, 2004, 34(增刊 1): 117—125
- 韩荣. 黄河源区. 见: 马万里. 青海省志(七). 郑州: 黄河水利出版社, 2000, 239—241
- 徐长发, 李国宽. 实用小波方法. 武汉: 华中科技大学出版社, 2001
- 王文圣, 李跃清, 向红莲. 基于小波分析的组合随机模型及其在径流预测中的应用. *高原气象*, 2004, 23(增刊): 146—149
- 张少文, 丁晶, 廖杰, 等. 基于小波的黄河上游天然年径流变化特性分析. *四川大学学报(工程科学版)*, 2004, 36(3): 32—37
- 纪忠萍, 谷德军, 谢炯光. 广州近百年来气候变化的多时间尺度分析. *热带气象学报*, 1999, 15(1): 48—55
- 邓自旺, 林振山, 周晓兰. 西安市近 50 年来气候变化多时间尺度分析. *高原气象*, 1997, 2: 81—93