

迟光耀,邢立亭,侯新宇,等.基于小波分析与 Mann-Kendall 法的岩溶大泉动态研究[J].中国岩溶,2018,37(4):515-526.
DOI:10.11932/karst20180405

基于小波分析与 Mann-Kendall 法的岩溶大泉动态研究

迟光耀¹,邢立亭^{1,2},侯新宇¹,黄林显^{1,2},杨奕¹,张文静¹

(1. 济南大学 资源与环境学院, 济南 250022; 2. 山东省地下水数值模拟与污染控制工程技术研究中心, 济南 250022)

摘 要:研究地下水动态是认识地下水资源的有效手段。根据 1956—2013 年济南岩溶泉域大气降水及地下水水位动态监测资料,采用小波分析法、Mann-Kendall 趋势检验、突变检验法研究了 58 个水文年泉水位对大气降水的响应,可以看出:(1)大气降水和泉水位呈现出多尺度的变化特征,长时间尺度上两者的变化周期基本相同,变化周期为 16 年和 12 年,说明大气降水对泉水位有直接影响;(2)在 1956—2013 年,济南泉域地下水水位具有 $0.65 \text{ m} \cdot (10\text{a})^{-1}$ 的年际显著下降趋势,但降水具有 $12.65 \text{ mm} \cdot (10\text{a})^{-1}$ 的不显著上升趋势,说明在人为因素影响下泉水动态的影响因素的权重发生了变化;(3)大气降水在 1999 年发生突变,1999 年之后年降水为增加趋势;而地下水水位突变年份为 1967 年,1967 年以后水位持续降低,2004 年以后水位快速上升,泉水位未来趋势应与降水保持一致,呈上升趋势,说明大气降水并非泉水动态的唯一影响因素;(4)通过建立不同时段多元回归模型,表明近 58 年来地下水水位的主要影响因素由大气降水到人工开采之间的转换,同时验证了小波分析和 Mann-Kendall 法研究地下水动态的适宜性和可靠性,也为济南市的保泉提供了参考依据。

关键词:大气降水;泉水位;小波分析;Mann-Kendall 法;济南泉域

中图分类号:P641

文献标识码:A

文章编号:1001-4810(2018)04-0515-12

0 引 言

众所周知,大气降水是地下水动态变化的重要影响因素,降水的周期性使地下水水位具有一定的周期变化^[1-5]。为合理开发利用地下水和保护地下水环境,前人对大气降水与地下水动态的变化规律进行了大量研究,如回归法^[6-7]、时间序列法、频谱分析、人工神经网络、黑箱模型法、灰色分析、系统动态神经网络模式、核函数法等^[8-12],这些研究都提高了地下水动态变化规律的研究精度,促进了地下水科学的发展。但松散岩类孔隙水与岩溶裂隙水动态有较大区别,岩溶含水介质具有高度非均质性和各向异性,其水动力循环过程复杂,岩溶裂隙非均质的水动力场中存在优势水流^[13-14]。因此,近年来,通过室内试验建

立物理模型成为岩溶水流运动研究的热点^[15-16]。然而,受试验装置限制,室内实验很难再现野外实际复杂的水文地质结构及其尺度效应。与此同时,岩溶含水介质的不均一性又不能满足地下水动力学的概化要求,为掌握地下水动态变化规律,人们对岩溶裂隙、岩溶管道、溶孔进行概化,采用数值模拟仿真岩溶水动力特征^[17-19],但地下水数值模拟过程中的水文地质参数是时空坐标的函数,鉴于目前的认知和勘探技术水平的限制,还不能准确地描述参数之间复杂的函数关系,导致参数识别的不确定性,模型参数出现误差反映出我们没有很好的把握岩溶水的动态变化规律,对水文地质结构的认识不到位。因此,为了规避物理模型和数值模型研究非均质含水系统存在的缺陷,采用 Morlet 小波方法^[20]、Mann-Kendall 趋势检

基金项目:国家自然科学基金项目“浅层大陆演化咸水水文地质参数变异机制研究”(41472216);“北方岩溶水系统优势径流通道特征研究”(41772257)

第一作者简介:迟光耀(1993-),男,硕士研究生,研究方向:地下水动态演化。E-mail:1083390795@qq.com。

通信作者:邢立亭(1966-),男,教授,从事水文地质教学研究。E-mail:xlting596@163.com。

收稿日期:2017-07-10

验法^[21]和 Hurst 指数法^[22]来研究降水与地下水水位的趋势性,研究降雨形成的径流流速对地下水的补给总量^[23],研究在气候变化因素影响下的地下水水位动态对降水的时滞特征^[24-25],等等。研究表明,随机理论是研究非均质含水系统地下水动态的有效方法之一,Morlet 连续小波分析方法具有时-频多分辨功能,其优势是能够清晰地揭示出隐藏在时间序列中的多种变化周期,从而反映系统在不同时间尺度下的变化特征,并对系统未来的发展趋势进行定性分析^[26],小波分析可揭示大气降水和泉水位变化的多尺度特征^[27-33]。在时间序列趋势分析中,Mann-Kendall(简称 M-K)检验法是世界气象组织推荐并已广泛使用的非参数检验方法,许多学者成功的应用 M-K 法来分析降水、径流、气温和水质等要素时间序列的趋势变化。M-K 检验不需要样本遵从一定的分布,也不受少数异常值的干扰,适用于水文、气象等非正态分布的数据,计算简便。可采用 M-K 趋势检验和突变检测方法^[34-37]研究降雨与水位序列的影响。

济南泉水闻名于世,趵突泉被誉为“天下第一泉”,泉水是济南的城市名片,是济南历史文化的载体。岩溶水曾是济南主要供水源,随着社会经济的的发展和人口的增加,地下水开采量自上世纪七十年代初剧增,人工开采对济南泉水造成巨大影响。泉水自 1972 年断流以来引起了社会各界的极大关注,为了恢复泉水喷涌,2003 年实施了地下水限采与水源地的禁采的措施,地下水开采量由 $80 \text{ 万 m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$ 降至 $10 \text{ 万 m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$,90% 的城市供水量采用黄河水。虽然目前地下水开采量大幅减少,但是历年枯水期依然存在泉水断流的威胁,依然没有从根本上解决泉水断流的问题,说明在人类活动影响下,泉水动态的影响因素发生了变化。基于此,本文在总结前人研究的基础上,借鉴小波分析和 M-K 非参数检验方法在时间序列分析中的各自优点,对济南市近 58 年来大气降水和泉水位序列进行分析,揭示大气降水和泉水位变化的多尺度特征及水位相对于降水的时滞性,为济南市制定保泉措施提供依据。

1 研究区背景条件

济南泉域位于山东省中西部,研究区属于暖温带大陆性季风气候,多年平均气温 14.3°C ,多年平均蒸发量 $1500 \sim 1900 \text{ mm}$,多年平均降水量 676.94 mm (1956—2013 年),降水年内分配不均,丰水期为 6—9 月,平均降水量 476.24 mm ,占年降水量的 73%。济

南市地处鲁中山地的北缘,地形南高北低,南部为前震旦系片麻岩组成的结晶基底,寒武系—奥陶系地层由老到新向北倾斜出露,燕山期岩浆岩体分布在北部,在这一特定的地形、地质构造条件下,岩溶水在南部山区得到大气降水的补给后,其运动方向与地形坡向和地层倾向方向大体一致,自南向北运移,岩溶水向北运动遇到岩浆岩体而受阻,地下水富集,在适宜的地形和有利构造部位承压水以泉的形式出露(图 1)。同位素资料证实泉域地下水起源于大气降水^[38],地下水水位动态受大气降水、人工开采、地形地貌等多因素影响^[6-7]。

2 数据与方法

2.1 数据资料

选取济南市 1956—2013 年年降水和 1959—2013 年的年均泉水位为数据源。降水部分数据来源于中国气象数据网(<http://data.cma.gov.cn/>)站号为 54823 的济南站观测数据,站点位于济南泉域径流区。水位数据采用人工观测数据和自动监测仪观测。开采量采用各个水源地实际生产数据。

2.2 周期检验方法

以 Morlet 小波作为基小波,运用连续小波变换分析,济南市年降水和地下水水位的多时间尺度特征,并对泉域未来大气降水和泉水位的发展趋势进行定性估计。该方法是 Morlet 在 1980 年进行地震资料分析时引入的一种在时域和频域都具有良好局域性的分析方法,本方法对任意的 $f(t) \in L^2(R)$,定义为:

$$W_f(a, b) = |a|^{-1/2} \int_R f(t) \bar{\psi}\left(\frac{t-b}{a}\right) dt \quad (1)$$

式中: $W_f(a, b)$ 为小波变换系数; $f(t)$ 为一个信号或平方可积函数; a 为伸缩尺度; b 为平移参数; $\bar{\psi}\left(\frac{x-b}{a}\right)$ 为 $\psi\left(\frac{x-b}{a}\right)$ 的复共轭函数。地学中观测到的时间序列数据大多是离散的,设函数 $f(k\Delta t)$, ($k=1, 2, \dots, N$; Δt 为取样间隔),则式(1)的离散小波变换形式为:

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

小波分析首先通过增加或减小伸缩尺度 a 来得到信号的低频或高频信息,然后分析信号的概貌或细节,实现对信号不同时间尺度和空间局部特征的分析。

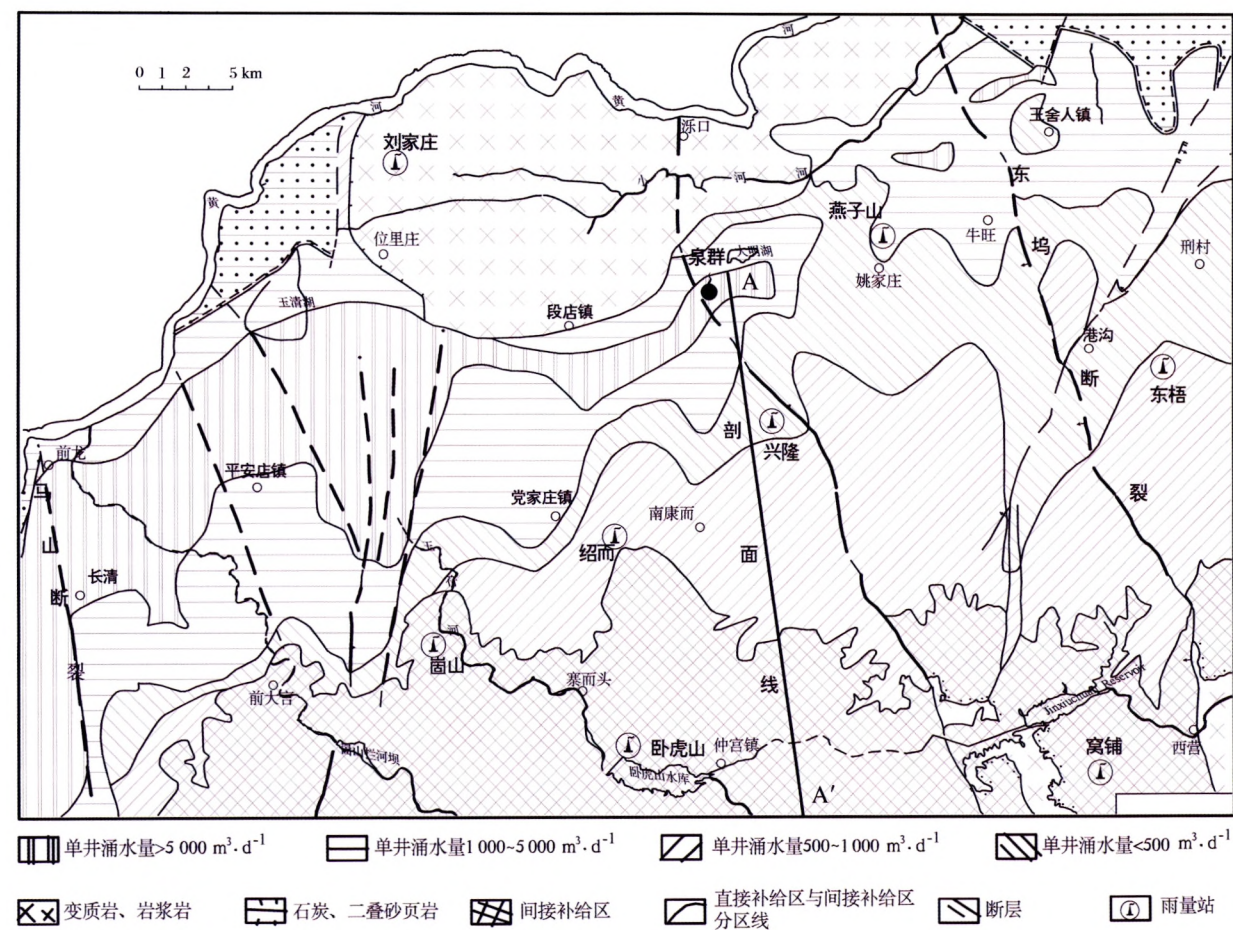


图 1 济南泉域水文地质略图

Fig. 1 Hydrogeologic map of Jinan spring area

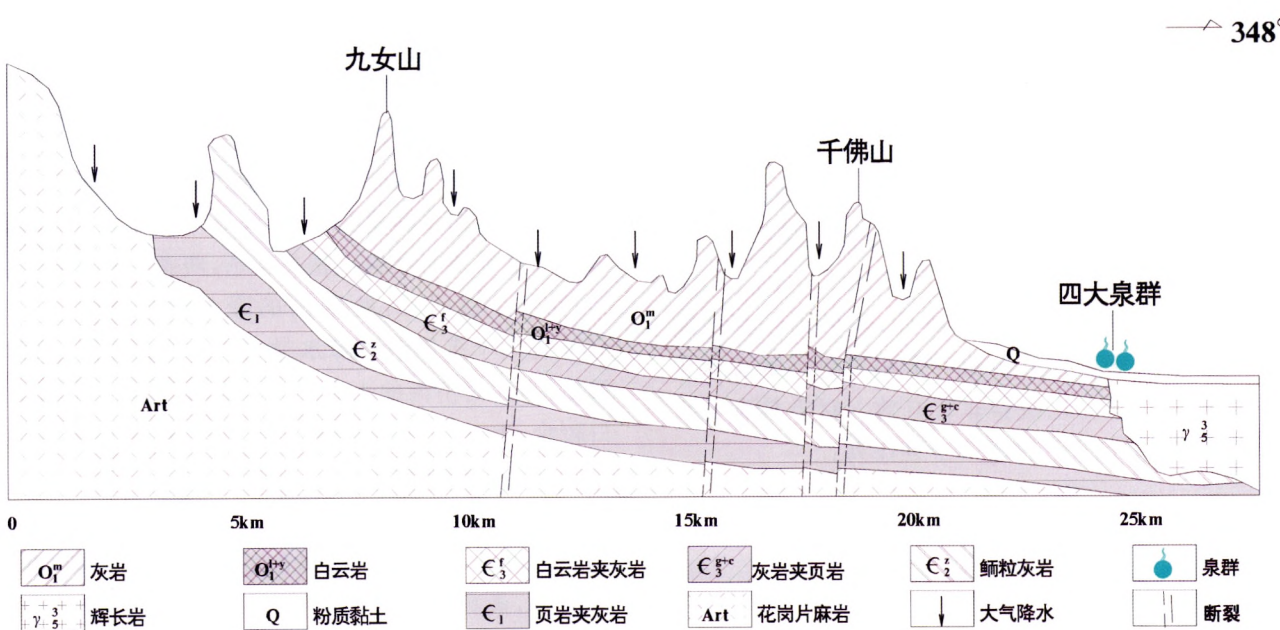


图 2 济南泉域地质剖面示意图

Fig. 2 Schematic geological profile of Jinan spring basin

2.3 趋势检验方法

在用 M-K 检验进行趋势分析时,假设 H_0 表示时间序列 $(x_1, x_2, \dots, x_n)$ 是数据样本独立同分布,不存在趋势;备择假设 H_1 是双边检验:对于所有的 $i, k \leq n$, 且 $i \neq k$, x_i 和 x_k 的分布是不同的,检验的统计变量 S 计算如下式:

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{k=i+1}^n \text{sgn}(x_k - x_i) \quad (3)$$

式中:

$$\text{sgn}(\theta) = \begin{cases} 1, & \theta > 0 \\ 0, & \theta = 0 \\ -1, & \theta < 0 \end{cases} \quad (4)$$

S 为正态分布,均值为 0,方差为:

$$\text{var}[S] = [n(n-1)(2n+5) - \sum_t t(t-1)(2t+5)]/18 \quad (5)$$

式中: t 为任意给定节点的范围,当 $n > 10$ 时, Z_c 收敛于标准正态分布,并通过下式计算:

$$Z_c = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{var}(S)}}, & S > 0 \\ 0, & S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{var}(S)}}, & S < 0 \end{cases} \quad (6)$$

在双边的趋势检验中,在给定的 α 置信水平上,若 $|Z_c| > Z_{1-\alpha/2}$, 拒绝原假设 H_0 , 即在 α 置信水平上,时间序列数据存在明显的上升或下降趋势。其中, $\pm Z_{1-\alpha/2}$ 为标准正态分布的 $(1-\alpha/2)$ 分位数, α 为检验的置信水平。其中,变化趋势的大小可用 Kendall 倾斜度 β 来表示,其计算公式如下:

$$\beta = \text{Median}\left(\frac{x_i - x_j}{i - j}\right), \forall j < i \quad (7)$$

式中: $1 < j < i < n$, β 所代表的是斜率,正的则是上升,负的代表下降,值的大小代表趋势明显与否。

2.4 突变检验方法

M-K 方法除用于趋势分析外,还可用于突变检验。该方法对于变化要素从一个相对稳定状态变化到另一个状态的变化检验非常有效。对于具有 n 个样本量的时间序列 x , 构造一个秩序列:

$$S_k = \sum_{i=1}^k r_i (k=2, 3, \dots, n) \quad (8)$$

式中:

$$r_i = \begin{cases} +1, & x_i > x_j \\ 0, & x_i \leq x_j \end{cases} (j=1, 2, \dots, i) \quad (9)$$

可见,秩序列 S_k 是第 i 时刻数值大于 j 时刻数值个数的累计数。

在时间序列随机独立的假定下,定义统计量:

$$UF_k = \frac{[s_k - E(s_k)]}{\sqrt{\text{Var}(s_k)}} (k=1, 2, \dots, n) \quad (10)$$

式中: $UF_1 = 0$, $E(s_k)$ 、 $\text{Var}(s_k)$ 是累计数 s_k 的均值和方差,在 $x_1, x_2, \dots, x_n$ 相互独立,且有相同连续分布时,可由下式算出:

$$E(s_k) = \frac{n(n-1)}{4} \quad (11)$$

$$\text{Var}(s_k) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{72} \quad (12)$$

UF_i 为标准正态分布,它是按时间序列 x 顺序 $x_1, x_2, \dots, x_n$ 计算出的统计量序列,给定显著性水平 α ,查正态分布表,若 $UF_i > U_\alpha$, 则表明序列存在明显的趋势变化。把此方法引用到时间序列的逆序序列中,按 $x_n, x_{n-1}, \dots, x_1$, 再重复上述过程,同时使 $UF_k = -UB_k, k=n, n-1, \dots, 1, UB=0$ 。给定显著性水平 α , 将 UF_k 和 UB_k 两个统计量曲线和显著性水平线绘在同一个图上,若 UF_k 和 UB_k 的值大于 0, 则表明序列呈上升趋势,小于 0 则呈下降趋势。当超过临界直线时,表明上升或下降趋势显著,超过临界线的范围确定为突变的时间区域。如果 UF_k 和 UB_k 两条曲线出现交点,且交点在临界线之间,那么交点对应的时刻便是突变开始的时间。

3 结果与讨论

3.1 大气降水与泉水位总体特征

1959—2013 年济南泉群多年平均地下水水位为 27.75 m, 多年平均降水量为 676.94 mm。地下水序列明显分为以下四个阶段(图 3):

(1) 1959—1964 年,泉水处于大流量、高水位阶段。地下水水位标高在 30~32 m 之间,地下水水位与降水量呈现明显的正相关关系,两者的相关系数为 0.701 6。原因是:此阶段的降水量年均值为 862 mm, 远大于多年平均降水量 676.94 mm, 属于降雨偏丰年,此时济南的工农业发展缓慢,城市规模小、人口较少,地下水开采量不足 $5 \text{ 万 m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$, 因而地下水水位处于较高位置。

(2) 1965—1989 年,泉流量衰减、地下水水位明显的下降阶段。地下水水位的最低值为 1989 年的 24.1 m, 最高值为 1965 年的 30.7 m, 地下水水位年均下降 0.275 m。其中 1965—1972 年地下水水位下降趋势最为明显,年均下降 0.386 m。1965—1972 年年均降水量为 558 mm 低于济南多年平均降水量,

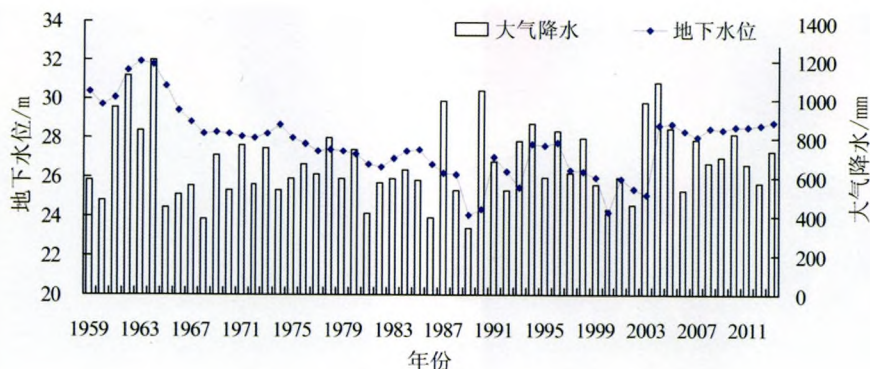


图 3 1959—2013 年降水量及泉水水位对比曲线

Fig. 3 Comparison curve between precipitation and spring water level from 1959 to 2013

属于降雨偏枯年,此时泉域的开采量由 1965 年的 $9.61 \text{ 万 m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$ 增加到 1972 年的 $42.36 \text{ 万 m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$, 人工开采量的增加也导致了地下水水位的降低,1972 年枯水期趵突泉出现停喷。从 1973 年开始到 1982 年地下水水位均出现雨季短时回升、枯水期水位持续下降的循环交替缓慢下降阶段,地下水水位降至 26.5 m。从 1983—1989 年,调整了地下水开采布局,泉群周边的水源地不再开采,地下水水位在开始几年有所上升而后持续下降,地下水水位降至 24.1 m。1973—1989 年降水量的年均值为 609.1 mm,这种水位的短暂回升而后又下降的趋势与降水量的周期性有关,表现为水文气象对地下水水位的影响,而地下水水位的持续下降与降水量的偏少以及人工开采量的持续增加有着必然关系。

(3)1990—2002 年,泉水季节性出流、低水位波动阶段。最高水位出现在 1996 年为 27.8 m,最低水位出现在 1990 年为 24.4 m。其中 1990—1996 年降水量年均值为 751.88 mm,出现了一个降雨偏丰期,地下水水位出现一个波动上升阶段。1997—2002 年降水量年均值为 578.97 mm,出现一个降雨偏枯期,地下水水位呈波动下降趋势。地下水水位由 1990 年的最低值 24.4 m,上升到 1996 年的最高值 27.8 m,而后又下降到 2002 年的 25.4 m。此阶段地下水水位处于低水位阶段,若单从降水量来看,此阶段降水量年均值为 678.4 mm,比上一阶段年均降水量高,但地下水水位却没有明显的上升趋势,此时的地下水每天的开采量均值为 $47.32 \text{ 万 m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$,显然此时人为因素对地下水水位的影响较为明显。

(4)2003 年至今,人工补源、泉水持续喷涌阶段。2003 年以来实施回灌补源和限制开采地下水等措施,枯水期地下水水位控制在 27.5 m 以上,维持泉水不断流。此阶段济南降水量的多年平均值为

765.63 mm,降水量较为丰富,使得地下水水位保持在一个高水位水平,此时的人工开采不再是影响地下水水位的主要因素。

从上述四个阶段知,济南泉域地下水水位的影响因素是动态变化的,由上世纪 60 年代初的大气降水转变为人工开采,进入 2003 年以来由于实施回灌补源和限制地下水开采等措施,大气降水、人工开采、回灌补源、地下水减采等多因素使地下水水位动态变化更加复杂化。

3.2 大气降水与泉水水位呈相似的周期性变化

虽然济南市年际降水分布不均匀(图 3),但泉水水位与降水之间存在着一定的联系。选用 Morlet 连续复小波变换来分析大气降水和泉水水位时间序列的多时间尺度特征。计算结果表明,大气降水和泉水水位历时过程中存在多时间尺度特征,即在大气降水时间序列中存在着 25~32 年、10~15 年以及 3~9 年的 3 类尺度的周期变化规律(图 4a)。其中,在 25~32 年尺度上出现了枯—丰交替的准三次震荡;在 10~15 年时间尺度上存在准五次震荡,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 3~9 年尺度的周期变化,在 1985 年以后表现的较为稳定。泉水位存在着 25~32 年和 10~18 年 2 类尺度的周期变化规律(图 4b),其中,在 25~32 年尺度上出现了丰—枯交替的准二次震荡,在 10~18 年尺度上准二次震荡,同时这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。

Morlet 小波系数的模值是不同时间尺度变化周期所对应的能量密度在时间域中分布的反映,系数模值愈大,表明其所对应时段或尺度的周期性就愈强。在泉域年降水演化过程中,25~32 年时间尺度模值最大,在此时间尺度下周期变化最明显,10~20 年时间尺度的周期变化次之,其他时间尺度的周期性变化

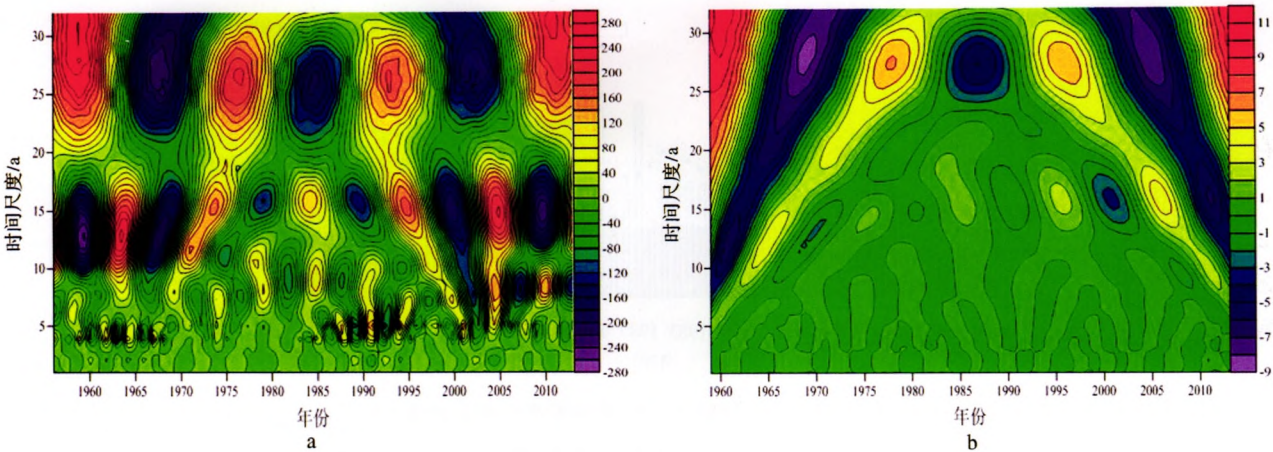


图 4 小波系数等值线图
Fig. 4 Contour map of wavelet coefficients

较小(图 5a);在泉域泉水位演化过程中,25~32 年时间尺度模值最大,在此时间尺度下周期变化最明显,10~18 年时间尺度的周期变化次之(图 5b)。

小波系数的模方相当于小波能量谱,可以分析出不同周期的震荡能量。泉域大气降水在 25~32 年时

间尺度的能量最强、周期最显著,几乎占据整个研究时域;而 10~15 年时间尺度能量较弱,而且周期变化具有局部性(图 6a)。泉域泉水位在 25~32 年时间尺度的能量最强、周期最显著,几乎占据整个研究时域(图 6b)。

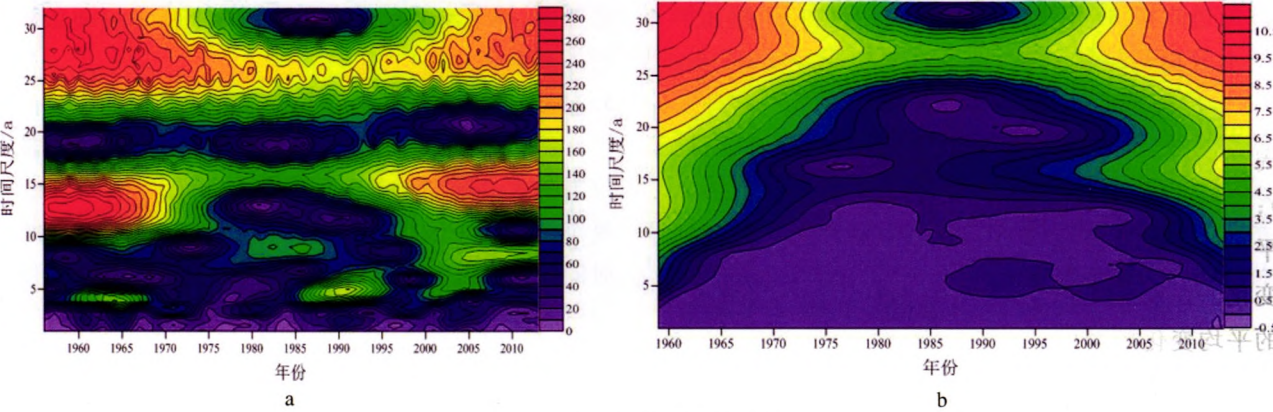


图 5 小波系数模等值线图
Fig. 5 Contour map of wavelet coefficient modulus

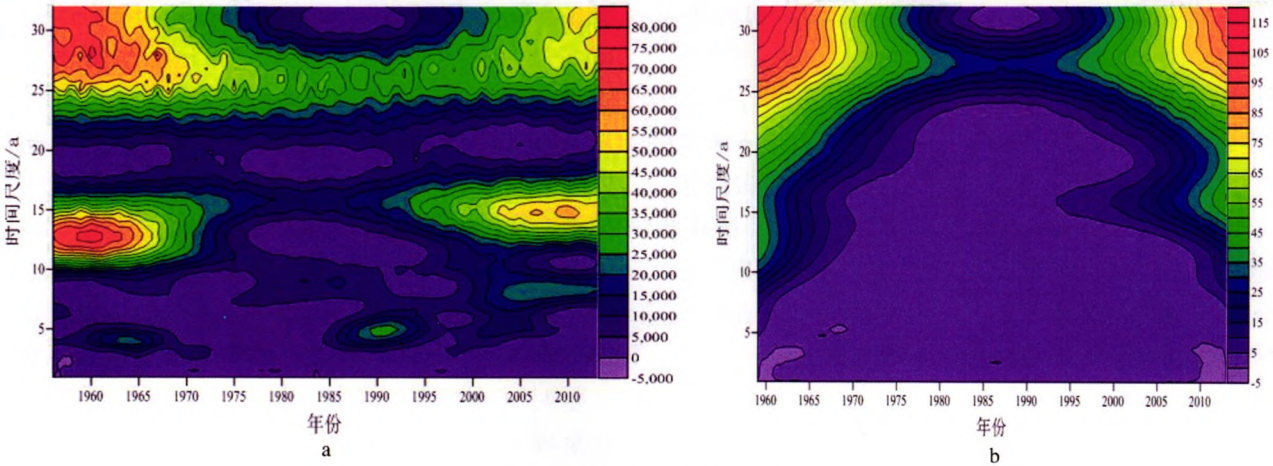


图 6 小波系数模方等值线图
Fig. 6 Contour map of wavelet coefficient modulus square

小波方差图能反映大气降水和泉水水位的时间序列的波动能量随时间的分布情况,可用来确定两者演化过程中存在的主周期。泉域年降水的小波方差图中存在 4 个较为明显的峰值(图 7a),依次对应着 27 年、15 年、8 年和 5 年的时间尺度,其中最大峰值对应着 27 年的时间尺度,即 27 年左右的周期震荡最强,为泉域年降水变化的第一主周期;15 年时间尺度对应着第二峰值,为年降水变化的第二主周期,第三、第

四峰值分别对应着 8 年和 5 年的时间尺度,它们依次为泉域年降水的第三和第四主周期,这 4 个周期的波动控制着泉域年降水在整个时间域内的变化特征。在泉域泉水位的小波方差图中存在两个明显的峰值(图 7b),依次对应着 27 年、15 年的时间尺度,27 年为泉水位变化的第一主周期,15 年为泉水位变化的第二主周期。

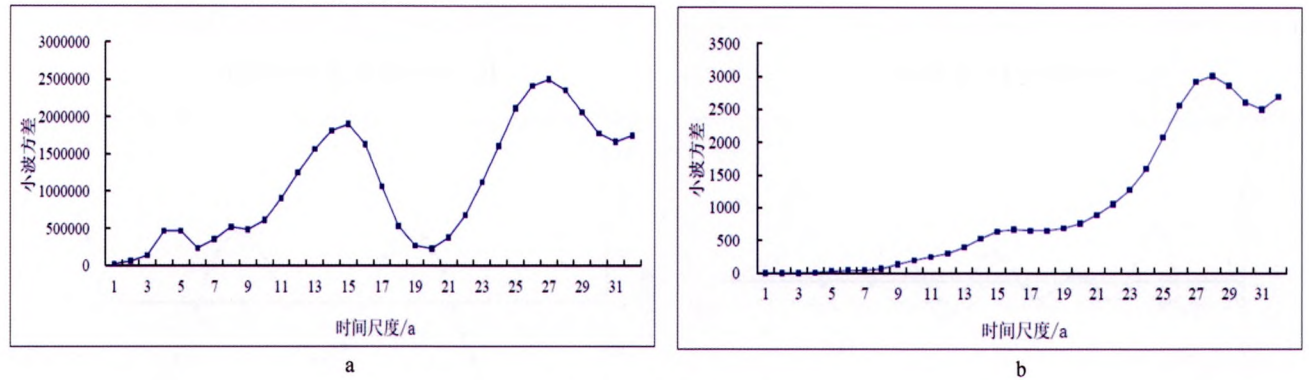


图 7 小波方差图

Fig. 7 Wavelet variance graph

在 15 年特征时间尺度上,泉域年降水变化的平均周期为 10 年左右,大约经历 5 个丰—枯转换期(图 8a);而在 27 年特征时间尺度上(图 8b),泉域年降水的平均变化周期为 18 年左右,大约 3 个周期的丰—枯变化。在泉水位 15 年特征时间尺度上,泉域泉水位的平均变化周期为 12 年(图 8c),在 27 年特征时间尺度上泉水位变化的平均周期为 16 年左右。

由连续小波分析表明,大气降水和泉水位变化具有相同的时间尺度,为 27 年和 15 年,即两者的典型周期为 16 年和 12 年(图 7),在大尺度周期下,济南泉域大气降水和泉水位都会呈现增加的趋势;小波分析的时频局部特性能分析出长时间序列不同尺度上大气降水和泉水位的变化特征^[30],揭示隐含的周期振荡以及多时间尺度下两者的波动变化,并且小波变换可以对不同的时间序列进行综合分析,得出两者的相关性,但是其缺陷在于母小波函数的选取直接影响小波变换结果,影响结果的可靠性。

3.3 大气降水与泉水位变化趋势的差异性

一般情况下,当地下水水位动态存在显著的多阶自相关性,而降水序列不存在自相关性,不需要进行预处理。根据计算,地下水水位序列的变异系数为 0.062 7,不需进行预置白处理($C_v < 0.1$),M-K 突变

检验同样依此进行。

1959—2013 年济南泉群地下水水位下降速率为 $0.65 \text{ m} \cdot (10\text{a})^{-1}$,年均地下水水位 $U < 1.96$,具有显著($\alpha = 0.05$)下降趋势。1956—2013 年降水年均增长速率为 $12.65 \text{ mm} \cdot (10\text{a})^{-1}$ (表 1)。年降水 $U = 0.2047 < 1.96$,没有通过了 $\alpha = 0.05$ 水平的显著性检验,增长趋势不显著。

表 1 M-K 趋势检验结果一览表

Table 1 M-K trend test results

项目	U	β
年地下水水位	0.999 6	-0.065
年大气降水	0.204 7	1.264 7

注:水位 β 值单位为 $\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$,降水 β 值单位为 $\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$ 。

根据 M-K 趋势分析法得出大气降水和泉水位的变化趋势,大气降水在 1999 年以后增加趋势不显著,而泉水位具有显著的下降趋势,说明降水量的减少不是地下水下降的主因,但由于济南市从 2003 年以后采取回灌补源和限制开采泉域地下水等措施,使得泉水位呈现上升的趋势,这将与大气降水的变化趋势相同。

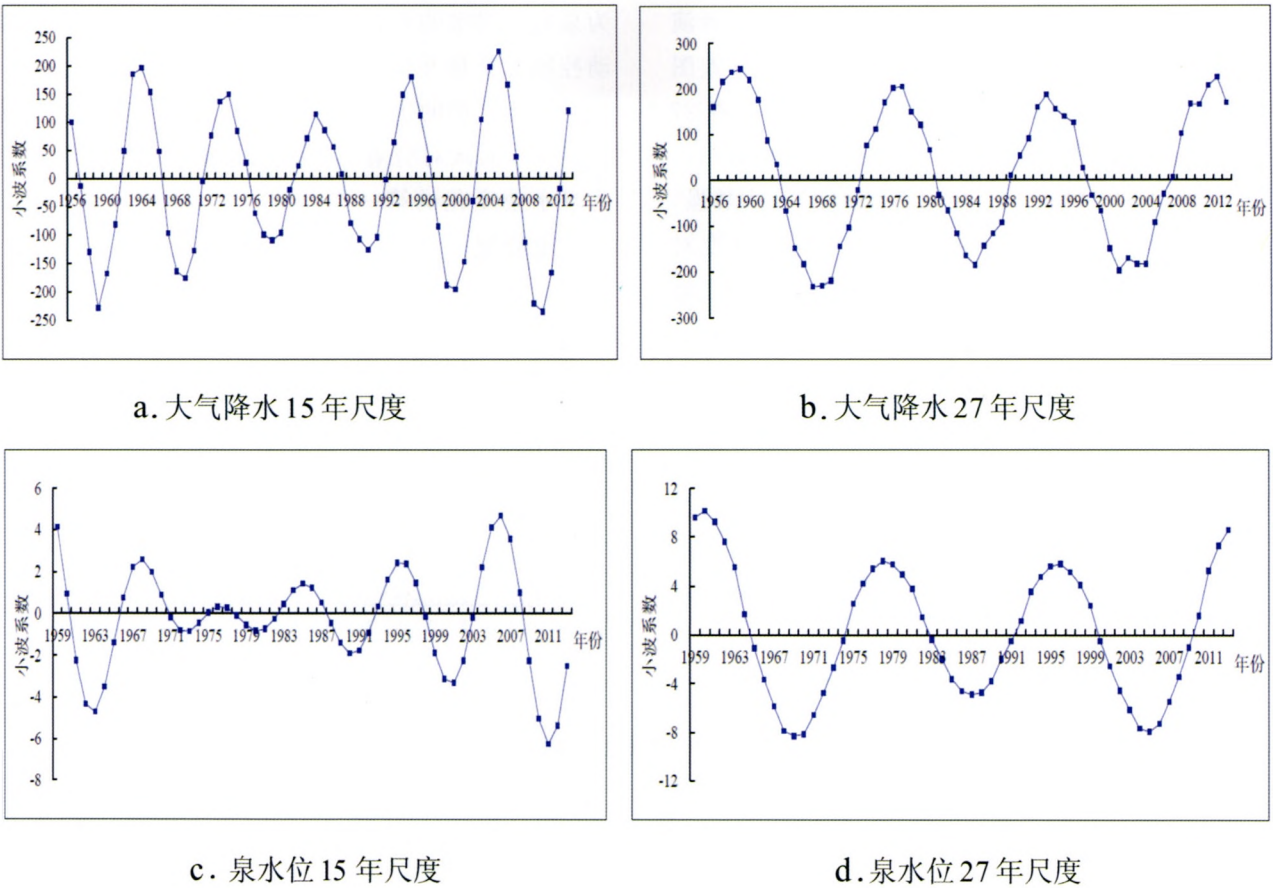


图 8 小波系数主周期图

Fig. 8 Main cycle graph of wavelet coefficients

3.4 大气降水与泉水位突变检测

对济南泉域年均降水及年均地下水水位序列进行 M-K 突变检验表明,大气降水序列 UF 的波动情况比地下水水位更为复杂(图 9a)。大气降水在 1962—1967 年 $UF>0$,处于大气降水较多时期,1967 年 $UF=0$,之后直至 1995 年,这期间 UF 均小于 0,大气降水总体处于较少时段。1996 年以后,只有 2002 年 $UF<0$ 外其余年份均大于 0,且逐渐增大,1996 年以后大气降水呈现增加的趋势。 UF 与 UB 线在 1999 年有交点,并且在 2 信度线内,说明 1999 年出现突变,之后大气降水为增加趋势。

泉群地下水水位动态在 1962—1966 年 UF 均大于 0(图 9b),为地下水水位高水位期,但未通过 $\alpha=0.05$ 的显著性检验。1967 年以后 UF 均小于 0,表示地下水水位长期处于低水位期,同时也是水位下降期。 UF 与 UB 线在 1967 年出现唯一的交点,且交点位于 $\alpha=0.05$ 的 2 条信度线以内,说明 1967 年为水

位突变年份。1959—1966 年地下水水位均值为 30.69 m,1967 年以后为 27.25 m,差异性显著。1972 年以后 UF 均小于 -1.96 ,且 UF 在 2004 年之前持续减小的趋势很明显,表明地下水位的下降幅度更加显著。2004 年以后 UF 快速变大,水位回升迅速,2004 年以后多年平均水位为 28.55 m。

根据 M-K 突变检验法分析得出泉水位在 1967 年出现突变,1967 年以后泉水位持续下降,一直持续到 2004 年。建立 1960—1967 年和 1968—1989 年两个不同时段的不同平均水位与当年降水量、市区开采量、外围开采量、前一年降水量的多元回归模型:

$$Y = 30.417 + 0.002X_1 - 0.278X_2 + 0.002X_3 + 0.0004X_4 \tag{13}$$

$$Y = 27.362 + 0.002X_1 - 0.002X_2 - 0.05X_3 + 0.001X_4 \tag{14}$$

式中: X_1 、 X_2 、 X_3 、 X_4 分别表示当年降水量、市区开采量、外围开采量、前一年降水量。

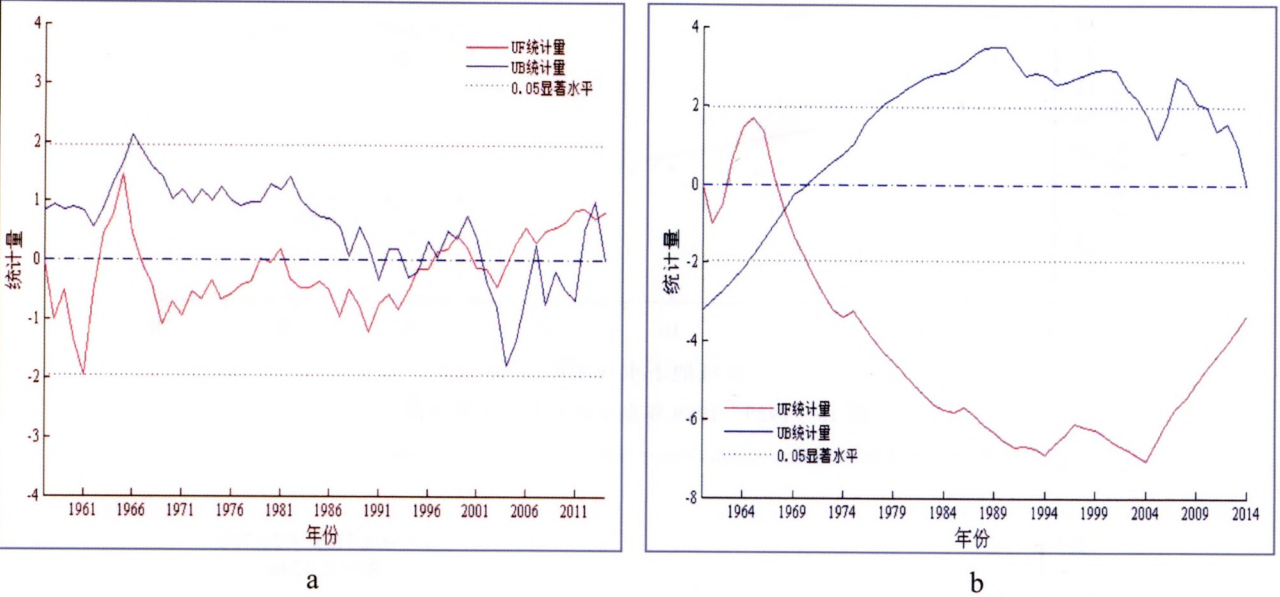


图 9 M-K 突变检验图
Fig. 9 M-K mutation test

回归分析计算结果表明(表 2),从上世纪 60—90 年代,影响地下水水位的主要因素由降水量转变为人工开采量,外围开采量的影响已超过市区开采的影响,开采条件下,降水量成为影响市区地下水水位的次要因素,故回归分析法与 M-K 突变检验法,均揭示泉水位在 1967 年发生突变的。

表 2 各影响因素与地下水水位的偏相关系数对照表
Table 2 Partial correlation coefficients between various factors and groundwater levels

影响因素	1960—1967 年	1968—1989 年
当年降水量与地下水水位	0.959	0.285
前一年降水量与地下水水位	0.95	0.094
前两年降水量与地下水水位	0.479	
市区开采量与地下水水位	−0.873	−0.017
外围开采量与地下水水位		−0.572

人工补源之前,泉水位与开采量的相关较好^[39],随着开采量的增加,泉水位呈现下降趋势(图 10)。为了恢复泉水喷涌,2003 年减少地下水开采量、同时进行回灌补源,泉水位与地下水开采量的相关性明显降低(图 11),可以认为地下水开采量较小且稳定的情况下,开采量不再是影响泉水位变化的主要因素。文献[6]也指出 1990 年以后地下水水位与开采量关系不显著。

M-K 趋势分析法不仅可以识别大气降水和泉水位序列统计显著的升降趋势以及突变特性,而且明确指出发生突变的时刻,但是降水量和水位的影响因素

错综复杂,地下水开采量、降水量、雨量站位置、人工补源量等因素都对地下水动态产生影响,因此,若应用 M-K 分析突变年份的特征,并建立适当的预测模型,将提高地下水水位预测的精度。

4 结 论

(1)对济南泉域大气降水和地下水水位时间序列进行 Morlet 小波变换的结果表明,大气降水和地下水水位时间序列存在着多时间尺度,且大时间尺度包含着小时间尺度,不同时间尺度隐含着不同的变化规

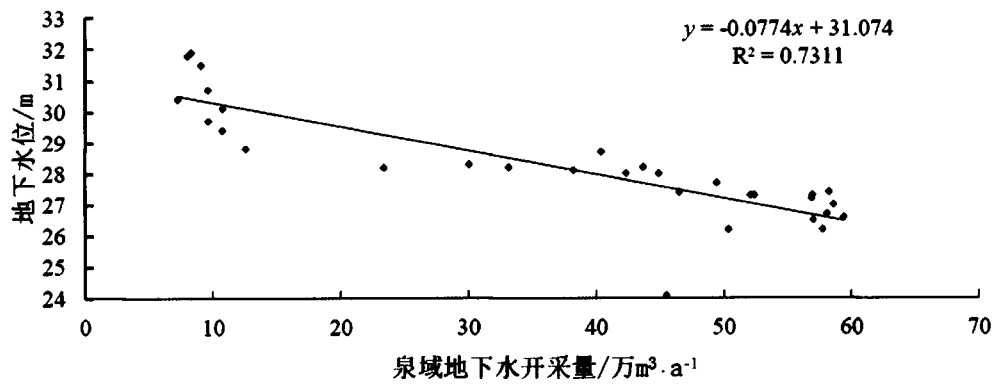


图 10 1959—1989 年泉水位与开采量关系图

Fig. 10 Relationship between spring water level and mining volume from 1959 to 1989

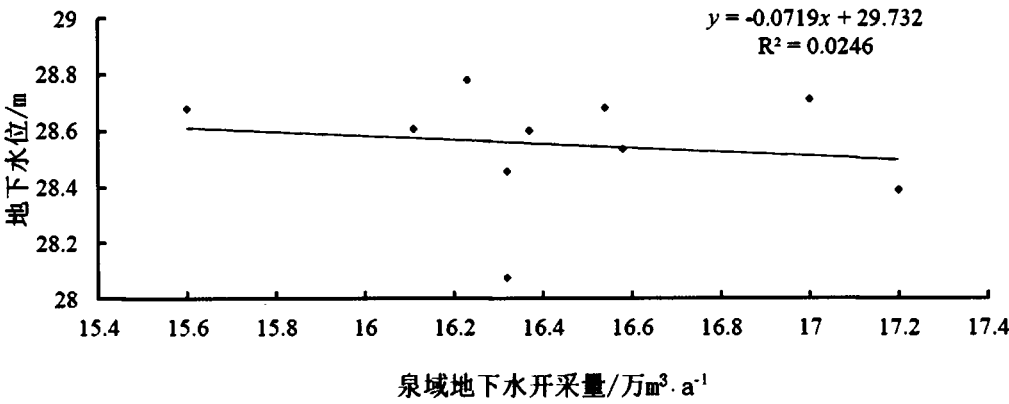


图 11 2003—2012 年地下水开采量与泉水位关系图

Fig. 11 Relationship between spring water level and mining volume of groundwater from 2003 to 2012

律。大气降水存在着 27 年、15 年、8 年和 5 年的时间尺度的周期变化规律,其中 27 年、15 年对应的变化周期为 16 年、12 年;泉水位存在着 27 年、15 年的时间尺度,其变化周期分别为 16 年、12 年,两者在大尺度时间特征下,具有相同的变化周期。

(2)泉域 1956—2013 年降水年均增长速率为 $12.65 \text{ mm} \cdot (10\text{a})^{-1}$,增长趋势不显著;1959—2013 年地下水水位下降速率为 $0.65 \text{ m} \cdot (10\text{a})^{-1}$,具有显著下降趋势。1999 年出现突变,之后降水为增加趋势,1967 年为水位突变年份,之后水位明显降低。通过建立不同时段的多元回归模型,济南市近 58 年来地下水水位的主要影响因素由大气降水转为人工开采,从 2003 年实施回灌补源和限制地下水开采等措施后,未来水位变化趋势应与降水相一致,为上升趋势。

(3)小波分析法和 M-K 法各有所长,将两种方法的研究结果互相验证,互为补充,对于揭示非均质性

的岩溶含水系统地下水动态变化规律是可行的。

参考文献

[1] 祁晓凡,杨丽芝,韩晔,等. 济南泉域地下水位动态及其对降水响应的交叉小波分析[J]. 地球科学进展,2012,27(9):969-978.

[2] 祁晓凡,蒋忠诚,罗为群. 典型表层岩溶水系统降水量与泉流量的交叉小波分析[J]. 地球与环境,2012,40(4):561-567.

[3] 郭琳,宫辉力,朱锋,等. 基于小波分析的地下水水位与降水的周期性特征研究[J]. 地理与地理信息科学,2014,30(2):35-38, 127.

[4] Tremblay L, Larocque M, Anctil F, et al. Teleconnections and interannual variability in Canadian groundwater levels[J]. Journal of Hydrology,2011,410(3):178-188.

[5] Nakken M. Wavelet analysis of rainfall-runoff variability isolating climatic from anthropogenic patterns[J]. Environmental Modelling & Software,1999,14(4):283-295.

[6] 张建芝,邢立亭. 回归分析法在地下水动态分析中的应用[J]. 地下水,2010,32(4):88-90.

- [7] 迟光耀,邢立亭,主恒祥,等. 大气降水与济南泉水动态变化的定量关系研究[J]. 地下水,2017,39(1):8-11.
- [8] Lu W X,Zhao Y,Chu H B,et al. The analysis of groundwater levels influenced by dual factors in western Jilin Province by using time series analysis method[J]. Applied Water Science, 2014,3(4):251-260.
- [9] Jan C D,Chen T H, Huang H M. Analysis of rainfall-induced quick groundwater-level response by using a Kernel function [J]. Paddy Water Environment, 2013(11): 135-144.
- [10] Chang F J, Chen P A, Liu C W, et al. Regional estimation of groundwater arsenic concentrations through systematical dynamic-neural modeling[J]. Journal of Hydrology, 2013, 499: 265-274.
- [11] 胡克桢,张建芝,邢立亭. 基于时间序列分析的地下水动态研究[J]. 水科学与工程,2011(5):32-34.
- [12] Mao X M,Shang S H,Liu X. Groundwater level predictions using artificial neural networks[J]. Tsinghua Science and Technology,2002,7(6):574-579.
- [13] Schulze-Makuch D, Douglas A, Carlson, D Scherkauer, et al. Scale dependency of hydraulic conductivity in heterogeneous media[J]. GroundWater,1999,37(6):904-919.
- [14] Eric K,Webb and Mary P,Anderson. Simulation of preferential flow in three-dimensional heterogeneous conductivity fields with realistic internal architecture[J]. Water Resources Research,1996,32(3):533-545.
- [15] 孙晨,束龙仓,鲁程鹏,等. 裂隙-管道介质泉流量衰减过程试验研究及数值模拟[J],水利学报,2014,45(1): 50-57,64.
- [16] Faulkner J,Hu B,Kish S,et al. Laboratory analog and numerical study of groundwater flow and solute transport in a karst aquifer with conduit and matrix domains[J]. Journal of Contaminant Hydrology,2009,110(1-2):34-44.
- [17] 宫辉力,赵文吉,诸云强. 裂隙-岩溶介质空间水流数值仿真与流场优化[J]. 系统仿真学报,2002,14(2): 186-188.
- [18] Gallegos J J. Modeling groundwater flow in karst aquifers;an evaluation of MODFLOW-CFP at the laboratory and sub-regional scales[D]. Tallahassee:Florida State University,2011.
- [19] Shoemaker B W, Kuniandy E L, Steffen B. Documentation of a conduit flow process (CFP) for MODFLOW - 2005[M]. Virginia :U S Geological Survey , 2007 :1 -50.
- [20] 祁晓凡,李文鹏,李传生,等. 济南岩溶泉域地下水位与降水的趋势性与持续性[J]. 灌溉排水学报,2015,34(11):98-104.
- [21] 吴小玲,张斌,艾南山,等. 基于小波变换的上海市近 10 年 SO_2 污染指数的变化[J]. 环境科学,2009,30(8):2193-2198.
- [22] Torrence C,Compo G. A practical guide to wavelet analysis [J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 1998, 79(1):61-78.
- [23] Orhan Gunduz,Celalettin Simsek. Influence of Climate Change on Shallow Groundwater Resources; The Link Between Precipitation and Groundwater Levels in Alluvial Systems[J]. Climate Change and its Effects on Water Resources,2011,3:225-233.
- [24] 董婕,周淑艳,卢斌. 富平县地下水位与降水量变化动态分析[J]. 西北师范大学学报(自然科学版),2008,44(6):98-101.
- [25] Noam Zach Dvory, Yakov Livshitz, Eilon Adar, et al. The effect of hydrogeological conditions on variability and dynamic of groundwater recharge in a carbonate aquifer at local scale[J]. Journal of Hydrology,2016,535:480-494.
- [26] 徐建华,现代地理学中的数学方法[M]. 北京:高等教育出版社,2002.
- [27] 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):295-300,306.
- [28] 姜晓艳,刘树华,马明敏,等. 东北地区近百年降水时间序列变化规律的小波分析[J]. 地理研究,2009,28(2):354-362.
- [29] Xu J H,Chen Y N,Lu F,et al. The nonlinear trend of runoff and its response to climate change in the Aksu River, western China[J]. International Journal of Climatology, 2011, 31(5): 687-695.
- [30] 申倩倩,束炯,王行恒. 上海地区近 136 年气温和降水量变化的多尺度分析[J]. 自然资源学报,2011,26(4):644-654.
- [31] 刘宇峰,孙虎,原志华. 基于小波分析的汾河河津站径流与输沙的多时间尺度特征[J]. 地理科学,2012,32(6):764-770.
- [32] Van B G, Hughes J P. Nonparametric tests for trends in water quality[J]. Water Resources Research,1984,20(1):127-136.
- [33] HAMED K. Exact distribution of the mann-kendall trend test statistic for persistent data[J]. Journal of Hydrology,2009,365(1):86-94.
- [34] Zhang Q,Xu C Y,Tao H,et al. Climate changes and their impacts on water resources in the arid Regions: A case study of the tarim river basin, China[J]. Stochastic Environmental Research and Risk Assessment,2010,24(3):349-358.
- [35] 于延胜,陈兴伟. 基于 Mann-Kendall 法的水文序列趋势成分比重研究[J]. 自然资源学报,2011,26(9):1585-1591.
- [36] 刘叶玲,翟晓丽,郑爱勤. 关中盆地降水量变化趋势的 Mann-Kendall 分析[J]. 人民黄河,2012,34(2):28-30+33.
- [37] 祁晓凡,王雨山,杨丽芝,等. 近 50 年济南岩溶泉域地下水位对降水响应的时滞差异[J]. 中国岩溶,2016,35(4):384-393.
- [38] 王珺瑜,王家乐,靳孟贵. 济南泉域岩溶水水化学特征及其成因[J]. 地球科学,2017,42(5):821-831.
- [39] 周娟,邢立亭,滕朝霞,等. 制约济南岩溶大泉持续喷涌的主因素阈值研究[J]. 华东师范大学学报(自然科学版),2015(3): 146-156.

Study of large karst springs using the wavelet analysis and Mann-Kendall methods

CHI Guangyao¹, XING Liting^{1,2}, HOU Xinyu¹, HUANG Linxian^{1,2}, YANG Yi¹, ZHANG Wenjing¹

(1. School of Water Conservancy and Environment, University of Jinan, Jinan, Shandong 250022, China;

2. Shandong Provincial Engineering Technology Research Center for Groundwater Numerical

Simulation and Contamination Control, Jinan, Shandong 250022, China)

Abstract The study of groundwater dynamics is one of the most effective ways to understand the nature of groundwater resources. According to the monitoring data of precipitation and groundwater level in the Jinan karst spring area from 1956 to 2013, this work studies the spring water level response to atmospheric precipitation during these 58 years using the wavelet analysis, Mann-Kendall trend test and mutation test. The results show that, (1) the precipitation and spring water level show a feature of multi-scale variation, and the change cycle is basically the same on a long-term scale, which are 16 years and 12 years, respectively. It means that atmospheric precipitation has a direct impact on the spring water level. (2) From 1956 to 2013, the groundwater level in the Jinan spring area had a significant downward trend of $0.65\text{m} \cdot (10\text{a})^{-1}$, while the precipitation had an upward trend of $12.65\text{mm} \cdot (10\text{a})^{-1}$, which is not significant, indicating that the weight of the influencing factors of spring dynamic has changed under the influence of human factors. (3) Furthermore, there has been a mutation of atmospheric precipitation which occurred in 1999, and the annual precipitation increased after 1999. However, the groundwater level mutation appeared in 1967, while the water level continued to decrease after 1967 and then increased rapidly after 2004. The future trend of the spring water level should be kept consistent with the precipitation and show an upward trend, indicating that atmospheric precipitation is not the sole factor affecting the dynamics of the spring. (4) The results from multivariable regressions for different periods of time suggest that the main influencing factors of groundwater level in the past 58 years are the transition from precipitation to artificial mining; at the same time, it validates the suitability and reliability of wavelet analysis and the Mann-Kendall method to study groundwater dynamics, and also provides a reference for the protection of the spring in Jinan City.

Key words atmospheric precipitation, spring water level, wavelet analysis, Mann-Kendall method, Jinan spring domain

(编辑 张玲)