

长江大通水文站径流量的时间系列分析*

张 瑞**, 汪亚平, 潘少明

(南京大学海岸与海岛开发教育部重点实验室, 南京, 210093)

摘 要: 为了研究长江入海径流量的变化规律, 用小波分析方法和 Hilbert-Huang 变换分别对长江大通水文站 1950—2004 年的逐月平均径流量时间序列进行了分析, 得到了长江入海径流量的长时间的演变特征和突变特征。结果显示, 其月径流量具有 10 年以上、8 年、4 年、1~2 年左右以及 1 年以下的周期性变化。这些周期震荡主导着长江入海径流量的变化, 对长江入海径流量的变化规律的分析及短时预测具有十分重要的实际意义。

关键词: 墨西哥帽小波, Hilbert-Huang 变换, 径流量, 人类活动, 长江

中图分类号: P 339

Analyses with Wavelet and Hilbert-Huang Transform on Monthly Water Discharges at Datong Station, Yangtze River

Zhang Rui, Wang Ya-Ping, Pan Shao-Min

(Ministry of Education Key Laboratory of Coastal and Island Development,
Nanjing University, Nanjing, 210093, China)

Abstract: Wavelet analyses and Hilbert-Huang transform have been performed on the monthly water discharge data sets at Datong Hydrological Station in Yangtze River from 1950 to 2004. The result shows that the discharge has periods of over 10 years, and about 8, 4, 1~2 years and 3 months, which are the main patterns of the water discharges into the sea from Yangtze River. Thus, both methods have the capability on the analyses for long-term time-series water discharges and the potential on forecasting of water fluxes into the sea from Yangtze River.

Key words: Mexico-Hat wavelet, Hilbert-Huang Transform, water discharge, human activity, Yangtze River

小波分析(子波分析)由 Morlet 于 1980 年在分析地震资料时提出^[1], 是 Fourier 分析发展史上的一个里程碑式的进展, 具有时、频同时局部化的优点, 因此被誉为数学“显微镜”。在随后的 20 年里, 小波分析成为国际研究热点。小波分析是一种强有力的信号分析工具,

它是傅立叶分析、样条理论、数值分析等多个学科相互交叉的结果。小波分析是一种多尺度的信号分析方法, 它既能分析出信号的概貌, 又能分析出信号的细节, 所以其应用涉及语音信号处理、图像分析、地震信号分析、数据压缩等诸多领域。近年来, 许多学者将该方法引入水文

* 基金项目: 国家重点基础研究发展规划项目(2002CB412101), 国家自然科学基金项目(40106009)

收稿日期: 2006-05-15

** 通讯联系人, E-mail: rzhang_838@163.com

学、气象学等其他学科的分析中^[2~8]。

虽然小波分析在分析信号的时域特征的同时,也有一定的频域分辨率,但小波分析的结果受所选的小波基限制,只有相对于所选择的小波基其分析的结果才有意义,并且不确定性原理限制了其在时域和频域分析精度的提高^[9]。为了对非线性非平稳过程进行合理的解释,Huang 等人提出了一种新的数据处理方法:希尔伯特-黄变换(Hilbert-Huang Transform,简称 HHT)^[10]。HHT 方法的核心部分称为经验模态分解(Empirical Mode Decomposition,简称 EMD)。EMD 能够对非线性、非平稳过程的数据^[11,12],进行线性化和平稳化的处理,并在分解过程中保留了数据本身的特点,使分解出的分量具有明显的物理意义。继而对模分量进行 Hilbert 变换,可得到各自的瞬时频率和瞬时振幅,即分布在时间域上的频谱—Hilbert 谱,它能够显示出由非线性引起的高频段谱值的性质和谱值、频率随时间变化的三维特点。

本文采用小波分析和 EMD 方法分别探讨大通水文站月平均流量的时间序列的变化特征及其规律。

1 数据资料和方法

1.1 数据资料 安徽大通是海洋潮汐上涨所能到达的河流上界,其下游为感潮河段,它也是长江流域最下游的一个具有长期观测资料的水文站。本文采用长江大通水文站 1950—2004 年共计 55 年的月均流量资料(其中 1950—1987 年流量来自中华人民共和国水文年鉴^[13]),来研究其径流变化,以期对径流入海通量研究有借鉴意义。

1.2 时间序列的数据分析方法

1) 墨西哥帽小波:

墨西哥帽小波表示为:

$$\psi(t) = (1 - t^2) \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{t^2}{2}} \quad (-\infty < t < +\infty) \quad (1)$$

在实数域,(1)式的离散表达式为:

$$W_f(a, b) = |a|^{-\frac{1}{2}} \Delta t \sum_{i=1}^N f(i\Delta t) \Psi \left[\frac{i\Delta t - b}{a} \right] \quad (2)$$

其中, a 代表时间, b 代表时间尺度, Δt 为样本间隔, N 为样本量,文中研究的 $f(i\Delta t)$ 是长江大通水文站月均流量时间序列。通过小波变换(2), $f(t)$ 由一维要素序列换成了以 a 、 b 为坐标的波幅 W 的图形。整个时间序列的小波特征通过垂直截取波幅图来考察,每种周期的小波随时间的变化通过水平向波幅图来考察。在波幅 W 的图形中,等值线的闭合中心对应于径流量变化中心(正值表示升高,负值表示降低),小波系数的零点对应于径流量突变点。

小波方差图与傅里叶分析中的方差谱密度图的功能相似,能识别序列的主周期。因此,可以采用小波方差图来分析时间序列变化的主要尺度(周期)。将时间域上关于 a 的所有小波系数的平方进行积分,即为小波方差,表示为:

$$\text{Var}(a) = \int_{-\infty}^{+\infty} |W_f(a, b)|^2 db \quad (3)$$

小波方差随尺度变化的过程,称为小波方差变化图,该图能反映水文时间序列中所包含的各种尺度(周期)的波动及其强弱随尺度变化的特性。因此,通过此图可得到一个时间序列中起主要作用的尺度(周期)。

2) 经验模态分解方法

经验模态分解方法是用波动上、下包络的平均值来确定瞬时平均位置,进而提取出内在模函数(Intrinsic Mode Function) $I(t)$ ^[14]。

内在模函数 $I(t)$ 的求取:

① 找出原序列 $X(t)$ 的各个局部极大值,为了更好地保留原序列的特性,局部极大值定义为时间序列中的某个时刻值,其前一时刻的值和后一时刻的值都不比它大。然后用三阶样条函数进行插值,得到原序列 $X(t)$ 的上包络序列值 $X_{\max}(t)$ 。反之,可以得到下包络序列值 $X_{\min}(t)$ 。

② 对每个时刻的 $X_{\max}(t)$ 和 $X_{\min}(t)$ 取平均,得到瞬时平均值 $m(t)$:

$$m(t) = (X_{\max}(t) + X_{\min}(t))/2 \quad (4)$$

③用原序列 $X(t)$ 减去瞬时平均值 $m(t)$, 得到类距平值序列 $h(t)$:

$$h(t) = X(t) - m(t) \quad (5)$$

对于不同的序列, $h(t)$ 可能是内在模函数, 也可能不是. IMF 的判断标准是, $h(t)$ 中的极值点的数目和跨零的数目相等或只相差一个, 且各个瞬时的平均值 $m(t)$ 都等于零, 那么 $h(t)$ 就是内在模函数. 否是, 再把 $h(t)$ 当作原序列, 重复上述做法, 直到满足内在模函数的定义为止, 求出内在模函数.

④ 经验模态分解: 求出第一个内在模函数 $I_1(t)$, 即从原序列中分解出第一个分量. 然后. 用原序列减去 $I_1(t)$, 得到剩余序列 $r_1(t)$:

$$r_1(t) = X(t) - I_1(t) \quad (6)$$

到此, 完成了第一个内在模函数的提取过程. 然后, 把 $r_1(t)$ 作为新的原序列, 按照以上步骤, 依次提取第二、第三、……、直至第 n 个内在模函数 $I_n(t)$. 直到 $r_n(t)$ 变成一个单序列, 再也没有内在模函数能够被提取出来了.

若把分解后的各个分量合并起来, 就会得到原序列 $X(t)$:

$$X(t) = \sum_{i=1}^n I_i(t) + r_n(t) \quad (7)$$

一般说来, 第一个内在模函数 $I_1(t)$ 是 $X(t)$ 中频率最高, 振幅最大, 波数最多的分量. 最后的剩余 $r_n(t)$ 或是一个常序列或是一个单调函数, 反映数据序列 $X(t)$ 的整体趋势.

3) Hilbert 变换和 Hilbert 谱

经过经验模态分解后, 可对每个内在模函数做 Hilbert 变换, 求出瞬时频率的 Hilbert 谱. Hilbert 变换是一种线性变换, 如果输入的信号是平稳的, 那么输出信号也应该是平稳的. Hilbert 变换强调了局地属性, 可以得到瞬时频率, 这就避免了用 Fourier 变换时为拟合原序列所产生的实际上并不存在的高、低频成分. 对内在模函数做 Hilbert 变换:

$$Y(t) = \frac{1}{\pi} p \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{I(\tau)}{t - \tau} d\tau \quad (8)$$

式中: p 为柯西主值, 并定义 $I(t)$ 的解析信号 $Z(t)$ 为:

$$Z(t) = I(t) + iY(t) = a(t)e^{i\theta(t)} \quad (9)$$

其中,

$$a(t) = \sqrt{I(t)^2 + Y(t)^2}, \theta(t) = \arctan\left(\frac{Y(t)}{I(t)}\right) \quad (10)$$

分别为解析信号 $Z(t)$ 的瞬时振幅和瞬时位相. 在此基础上定义瞬时频率 $\omega(t)$ 为:

$$\omega(t) = d\theta(t)/dt \quad (11)$$

所以, 经 Hilbert 变换得到的振幅和频率都是时间的函数, 而 Fourier 变换中的谱值(振幅)和频率都与时间无关. 由于经 Hilbert 变换的振幅和频率的瞬时性和局地性, 在很大程度上提高了对数据特性的分辨率, 如果把振幅显示在频率—时间平面上, 就可得到较为直观的 Hilbert 谱图.

2 结 果

2.1 长江入海流量的小波分析 图 1 表示长江大通水文站 1950—2004 年的逐年月平均流量和流量距平曲线图. 可以看出总体的变化趋势是流量大体经过升—降—升—降 4 个阶段. 从 20 世纪 50 年代初到 50 年代中期流量升高; 从 20 世纪 50 年代中期开始, 流量呈下降趋势, 一直到 70 年代中期存在一个极小值; 从 70 年代中期以来流量逐步升高, 在 90 年代后期出现一个极大值, 此后又持续降低.

2.1.1 月均流量时间序列的墨西哥帽小波分析 图 2 是月均流量时间序列的小波系数等值线图. 可以看出, 径流量的周期变化是通过小波系数的正值(实线)和负值(虚线)的交替来表现的. 由图 2 可知, 大通水文站逐月平均径流时间序列主要存在 10 年左右的大周期震荡、4~6 年左右的中尺度震荡、1~3 年左右的小尺度震荡及 1 年以下的 2 个月的次小尺度震荡. 沈焕庭等^[15]应用谱分析对长江大通水文站径流变化规律分析结果表明, 大通水文站的径流量变化存在着 4~8 年、2~3 年、1.5 年、1 年以及年内的 30~60 d、20 d 的周期变化. 王盼成、贺松林^[16]利用最大熵谱法也得到了同样的结论, 大通水文站径流量具有长周期的 16 年和短周期 7 年的变化. 王文圣等^[4]对长江

宜昌水文站 1890—1987 年的年均流量序列进行了 Marr 小波和 Morlet 小波变换,分析表明,宜昌站径流量有 15 年的年代际变化和 8~9 年、3~4

年的年际变化。因此,用小波变换来分析大通水文站月均流量序列得到了基本一致结论。

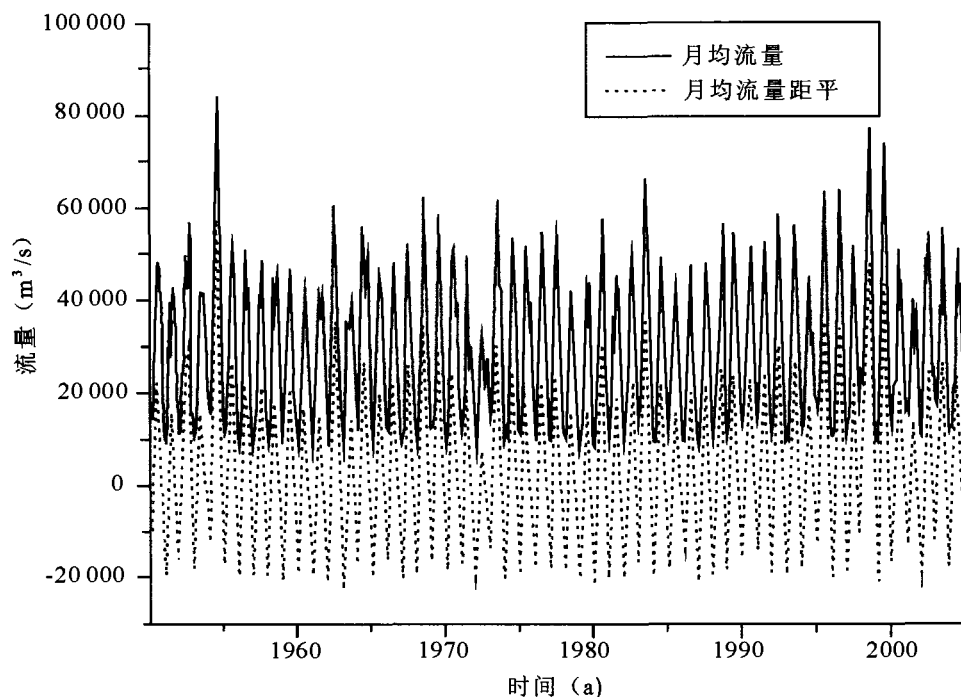


图 1 大通水文站 1950—2004 年逐月平均流量和流量距平

Fig. 1 Monthly and deviation mean discharge of Datong Hydrological Station

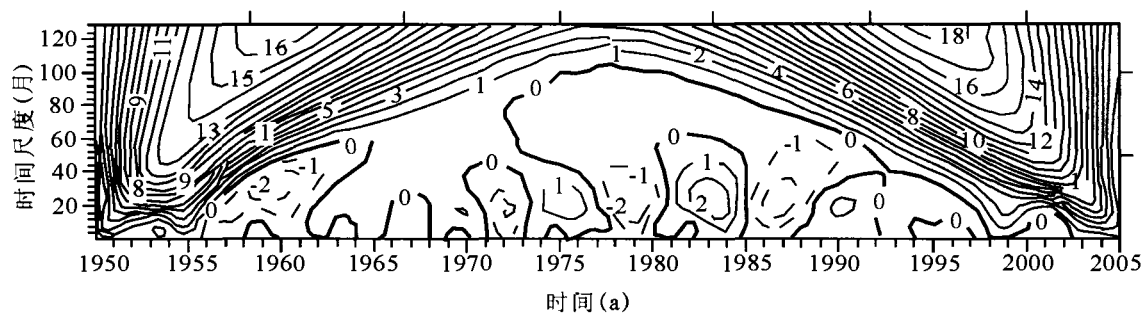


图 2 大通水文站月均流量序列的小波变换系数($\times 10^7$)等值线图

Fig. 2 The contour of wavelet transform coefficient of monthly mean discharge of Datong Hydrological Station

大尺度震荡周期上,1961 年前后、1980 年前后和 1998 年前后是突变点,20 世纪 50 年代初到 60 年代初径流量有升高趋势,但从 1960 年开始到 1980 年左右,径流量处于相对较低的

数值。从 1981 年前后,径流量持续升高,并且在 1998 年达到极大值。沈焕庭^[17]对大通水文站 1923—2000 年的年均径流量序列进行了径流通量的阶段性分析,分析表明,1955 年和

1986年是径流量变化的跳跃点,并将整个序列分为二个阶段,1923—1955年是丰水年段,径流变幅大;1956—1988年是平水年段;1989—2000年径流有上升的趋势。由此看来,通过小波分析知道1961年前后、1980年前后和1998年前后是径流变化的突变点,与前人得到了类似的结论。在大尺度下嵌套小周期的震荡,对于中尺度周期,径流量的突变点有1957年、1962年、1967年、1973年、1979年、1988年、1992年、1997年,可以知道1950—1956年为偏多期,1957—1961年为偏少期,1962—1967年为偏多期,1968—1973年为偏少期,1974—1978年为偏多期,1979—1988年为偏少期,1988—1992年为偏多期,1993—1996年为偏少期,1997—2000年为偏多期,2000年以后流量呈减少的趋势。在小尺度周期下1950—1952年径流量处于偏少期,1953—1955年处于偏多期,1956—1959年处于偏少期,1960—1965年处于偏多期,1966—1968年处于偏少期,1969—1970年处于偏多期,1971—1973年处于偏少期,1974—1976年处于偏多期,

1977—1980年处于偏少期,1980—1984年处于偏多期,1984—1988年为偏少期,90年代后有升高的趋势,但其中1993—1996年处于偏少期,并且1952年、1955年、1959年、1965年、1968年、1970年、1973年、1976年、1980年、1984年、1988年、1992年、1996年是径流量变化的突变点。通过图2得知,20世纪50年代以大周期的震荡为主,60年代和70年代以30~40月周期为主,并且表现得很明显,80年代以小尺度的震荡为主,并且震荡中心有上移的趋势,整个90年代主要受大周期变化控制,在数值上表现为流量持续升高。对于1年以下的微尺度,周期震荡明显,变化过程平稳,并且以5~8月的周期为主。图3表示的是 $a=3$ 时的小波变换系数曲线图,表明一年之中均存在一个震荡周期,一个偏少期和一个偏多期;同时,震荡周期的波幅逐渐变小。50年代波幅最大,尤其是20世纪50年代中期,出现了整个系列的波幅最大值;60年代的波幅变化小于50年代,70年代波幅变化最为平稳,到80年代波幅变化又变大的趋势,并在90年代末波幅出现极大值。

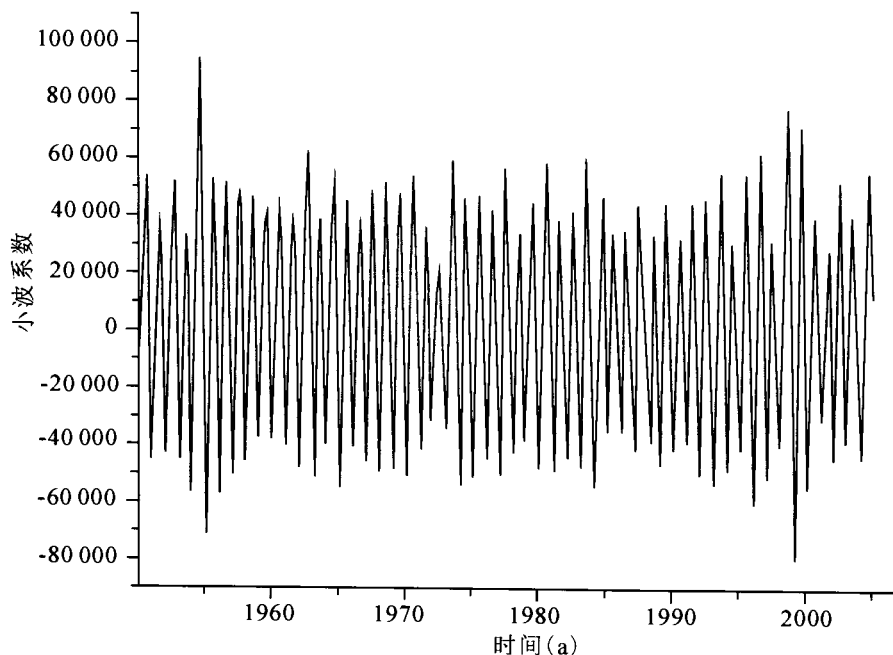


图3 $a=3$ 时的小波系数曲线

Fig. 3 The graph of wavelet transform coefficient ($a=3$)

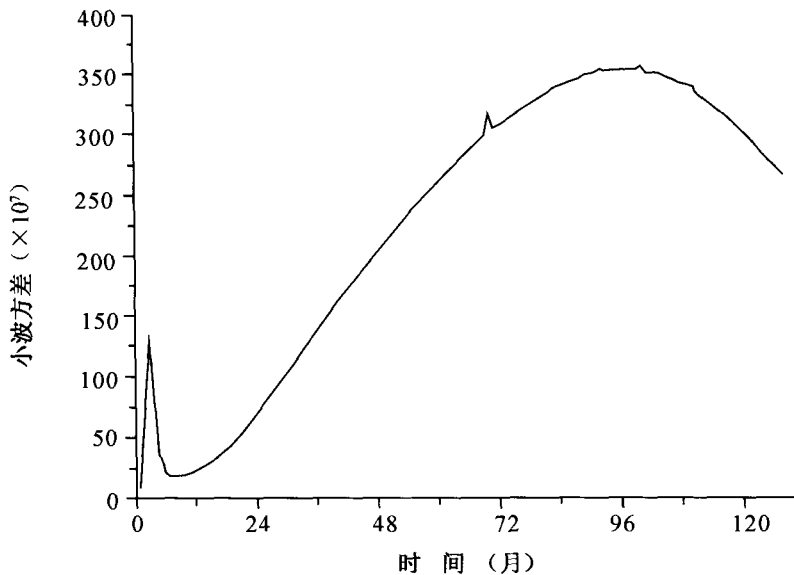


图 4 大通水文站月均流量序列的小波变换方差图

Fig. 4 Wavelet variance of monthly mean discharge of Datong Hydrological Station

由图 4 可以得出,长江大通水文站月均流量序列小波变换方差以 10 年以上、8 年、6 年以及 1 年以下尺度的极值表现最为显著. 这说明大通水文站月均流量序列存在着 10 年以上、8 年、6 年以及 1 年以下年内变化的主要周期,这些周期的波动决定着长江入海流量在整个时间域内变化的特性.

2.2 长江入海流量的 HHT 分析

2.2.1 端点抑制 数据边界问题是 HHT 方法进行样条插值的关键所在. 由于时间序列的有限性,对于两端点的边界数据点不能获得足够的信息. 如果不进行端点处理,则在 EMD 分解过程中,会出现端点飞翼(swing)现象,使得 EMD 分解效率变低,对 IMF 分量产生误差,甚至使其失去原来的意义. 因此,端点抑制是 EMD 的重点所在. 本文的抑制方法,是在端点附近数据变化的“平衡位置”附上两条平行线段,再进行外延而成^[18]. 由于两条直线段上的点即为极大值,也是极小值,使得端点处的上、下包络线向直线段集中,从而实现抑制. 此抑制方法,也解决了 Hilbert 变换中需要处理的

端点效应.

2.2.2 Hilbert-Huang 变换 经过 EMD 分解后可以得出,长江大通站径流量系列包含有 7 个内在模函数(图 5a~g)和一个趋势项 Re (图 5h). 内在模函数经过 Hilbert 变换后,得到了频率、周期、振幅等统计结果(表 1).

从图 5 中可以看出,第一个内在模函数 IMF1 是振幅最大,频率最高,波长最短的一个波动,依次下去的其他内在模函数振幅逐渐变小,频率逐渐变低,波长逐渐变大. 但是,出现了 IMF2 振幅比前一个内在模函数大的现象,这种异常情况是经验模态分解经常出现的,不会对整体的变化趋势产生影响. 从表 1 得到,第一个模态到第七个模态的中心频率是逐渐变低的,分别是 0.29, 0.08, 0.04, 0.02, 0.01, 0.006, 0.004; 而平均周期由短变长,分别是 0.30, 1.01, 2.08, 4.62, 8.01, 15.02, 20.62; 除第二模态 IMF2, 振幅也是逐渐变小. 图 5 中(h)是经验模态分解得到序列的趋势项 Re , 长江大通站的径流量变化有先减小再升高的趋势,这与用小波分析得到的结果是相一致的.

第一模态 IMF1 的平均周期是 0.30 a,说明大通站径流量变化存在明显的年内变化. 1 年以上的变化主要是由 IMF2 和 IMF3 所主导, IMF2 和 IMF3 的平均周期是 1.01 a 和 2.08 a. IMF4 平均周期是 4.26a,说明 IMF4 主导着径流量变化的 3~4 年的变化,则从 1950 年到 1954 年流量剧增的过程是由 IMF4 主导的. IMF5 平均周期 8.01 a,主导着 7~8 年的变化,从 20 世纪 50 年代中期一直到 60 年代末的径流量的升降变化是由 IMF5 控制的. IMF6 和 IMF7 平均周期为 15.02 a 和 20.62 a,主导着大尺度范围的径流变化; Re 是趋势项,可以看出整个径流变化呈升高的趋势,在未来的一段时间内径流量会有所上升,但其中也存在着小尺度的波动.

表 1 长江大通站径流量 Hilbert 变换后内在模函数的统计特征值

Table 1 Statistic characteristics of Intrinsic Mode Function of discharge of Datong Hydrological Station after Hilbert transform

变量	模态	中心频率/Hz	平均周期/a	平均振幅/mm
	IMF1	0.29	0.30	5 775.23
	IMF2	0.08	1.01	18 443.57
径	IMF3	0.04	2.08	3 351.06
流	IMF4	0.02	4.26	2 755.01
量	IMF5	0.01	8.01	2 505.97
	IMF6	0.006	15.02	1 500.58
	IMF7	0.004	20.62	553.99

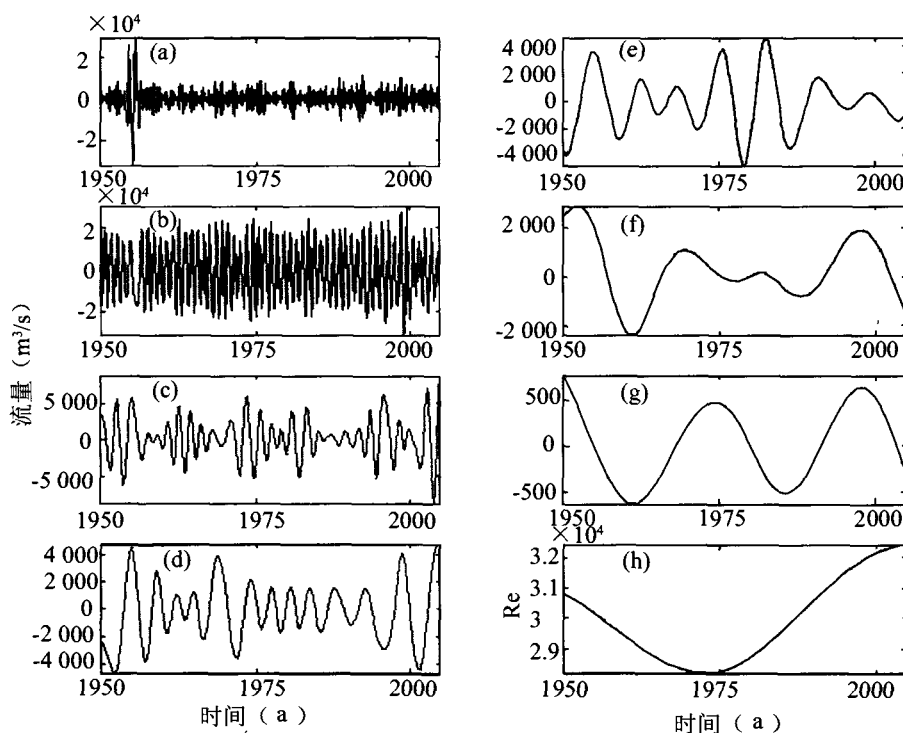


图 5 大通站月均径流的经验模态分解. (a)~(g)7 个内在模函数(IMF1-7), (h)趋势项 Residue

Fig. 5 Empirical mode decomposition of discharge of Datong Hydrological Station.

(a)~(g) Intrinsic Mode Function and (h) residue

图 6 是各个内在模函数的 Hilbert 谱,可以看出,各内在模函数不是一个定常量,而是围绕中心频率波动,并且频率越高,波动的幅度越

大,尽管内在模函数的频率是围绕中心频率波动的,但其波动范围是有限的,互相之间很少有交叉重叠现象,保持了一定的清晰分布.

图 6 像点以色标来表示能量的大小, Hilbert 谱右边的标尺表示从下向上能量从弱到强. 它们都表明波动的能量基本上都集中在频率 $0.001 \sim 0.1$ 范围内, 也就是说, 22 年、15 年、8 年、4 年、2 年、1 年波动是长江大通站径流量的变化的重要模式. 此外, 也有一部分较高的能值集中在频率 $0.25 \sim 0.45$ 范围内, 即表明年内的季节变化对大通站径流变化也会有重要

的影响. 第一个模态的时间—频率关系散乱, 在整个时间序列中呈无序的点分布, 说明年内变化是径流量变化的重要波动. 从第二模态到第六模态有明确的时间—频率关系, 在谱图上表现为清晰的变化轨迹, 并且都贯穿整个时间序列, 表明了这些波动对大通站径流量变化有重要影响.

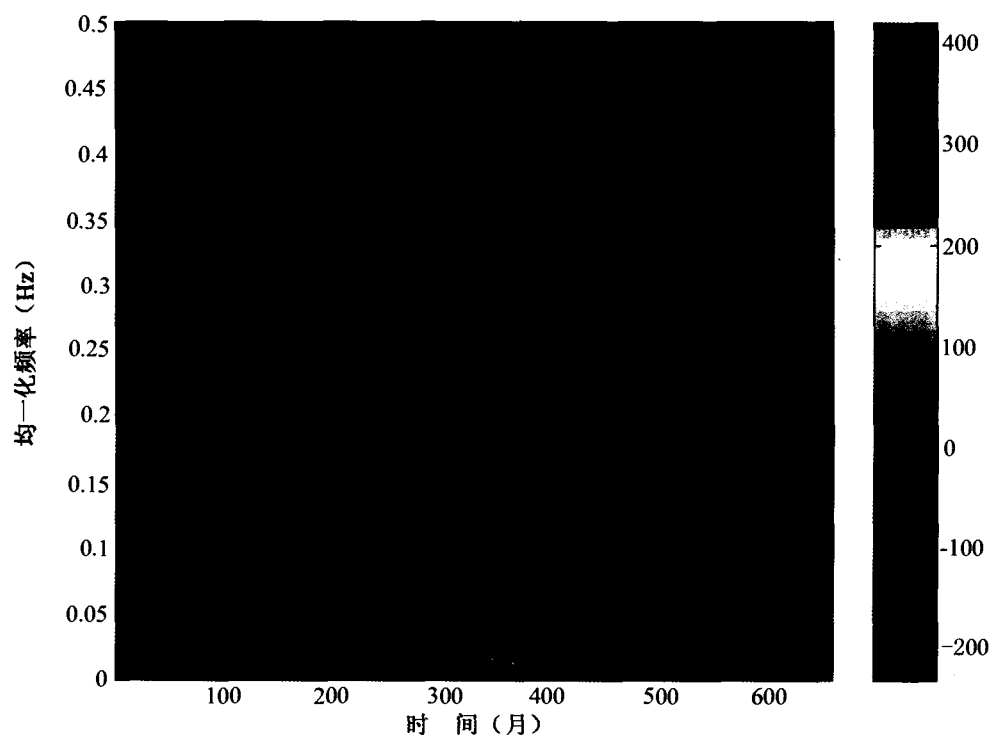


图 6 内在模函数的 Hilbert 谱

Fig. 6 Hilbert spectrum of Intrinsic Mode Function

3 讨 论

大尺度的周期震荡控制整个流量变化的全局, 中小尺度的震荡在整个序列中比大尺度的周期震荡更加明显. 在 20 世纪 50 年代和 90 年代主要以大尺度的周期震荡为主, 60 年代和 70 年代以 4~6 年周期为主, 80 年代也主要以中小尺度为主, 但从墨西哥帽小波分析来看, 80 年代的震荡中心有上移的趋势.

径流与降水存在着密切的关系. 对于长序列而言, 降水的波动是影响径流变化的最主要

的因子. 林承坤、吴小根^[19]用最小二乘法建立了径流与降水的相关关系式, 其相关系数达到 0.99, 说明长江流域的径流量与降水关系十分密切, 径流量的变化主要受降水控制. 通过小波分析和 HHT 分析, 大通水文站径流量存在着 10 年以上、8 年、4 年、1~2 年的主要周期. 对于径流量出现 10 年以上的大周期来说, 这个周期长度与太阳黑子的活动周期(11 年)基本相符合, 这是由于太阳活动的变化引起气候的变化, 进而影响降水量、径流量的周期变化. 严华生等^[20]用正交小波分析了我国近百年来

水变化,指出我国的降水存在着小于 3.5 年、3.5~7 年和 7~14 年的周期变化。大通水文站径流量的 10 年以上的大周期与 7~14 年的降水量的周期变化相符合,4~6 年的中尺度也与降水量 3.5~7 年的周期变化相一致。有资料显示,厄尔尼诺存在着 3.5 年、4~8 年的准周期变化,无论厄尔尼诺事件强弱都会引起全球大气环流和天气气候的异常,大通水文站径流量的 1~3 年和 4~6 年的波动周期与厄尔尼诺准周期变化相一致,这说明厄尔尼诺事件与长江入海径流量的变化有着密切的关系。张德二、薛朝晖^[21]指出厄尔尼诺事件出现的当年,我国降水的典型分布是:全国大范围降水偏少,干旱少雨的中心地带在内蒙古—甘肃和长江中下游地区,而多雨区位于东北、黄淮地区和广东沿海;但是厄尔尼诺事件结束后的第一个非厄尔尼诺年,我国降水的典型分布与前者相反,全国大范围降水量偏多,原内蒙古—甘肃的干旱少雨区范围缩小,且部分地区转变为多雨区,东北、广东沿海则为干旱少雨区。陆端军、张先恭^[22]在 1951—1990 年中确定了 10 个 ENSO 事件年份,进行了降水和气温与 ENSO 事件的响应分析,指出江南区、长江中下游区和华北区是降水响应最明显的地区。1951—1990 年 ENSO 事件年是 1951、1953、1957、1963、1965、1969、1972、1976、1983、1987 年,这与本文分析获得的径流量突变点年代基本一致,其中 1953 年是厄尔尼诺年,当年年均径流量为 $28\,300\text{ m}^3/\text{s}$,而 1954 年是非厄尔尼诺年,年均径流量为 $43\,100\text{ m}^3/\text{s}$ 。

苗娟、林振山^[23]利用 Morlet 小波对我国 9 个大区的 160 个测站 1951—1995 年月平均降水资料进行了多尺度分析,研究表明,西南地区存在着 3 年、6 年、11 年、21 年以及 32 年的降水准周期震荡,而长江中下游地区具有 3 年、8 年以及 22 年的准震荡周期。长江大通水文站是长江流域最后一个高等级控制站,因此大通水文站的径流变化应该是西南区和长江中下游区的叠合。

长江大通水文站径流量变化 1 年以下的周

期震荡主要是年内径流丰枯变化造成的。长江入海径流年内分配不均匀,有明显的季节变化,6、7、8 三个月的径流占全年径流量的 39%,5~10 月为洪季,其径流量占全年的 71.1%,11 月至翌年 4 月为枯季,其径流量占全年的 28.9%,并且年内径流分布形式以单峰和双峰为主。

另外,人类活动也可能影响径流量的变化。围湖造田、建库筑坝、南水北调、毁林烧荒、陡坡开垦等一系列的人为活动改变了长江流域的自然地理面貌,必定对长江的径流变化产生影响。建库筑坝可以改变流域径流的时间分配,使得径流变幅变小,变化和缓,使得水资源进行空间的再分配,在径流总量上会有所变化。研究表明,长江流域水利建设对径流变化的影响可以分为三个阶段,第一个阶段(1950—1965 年)长江流域未兴建大型水利工程,基本处于自然状态下,这个时段径流变幅比较大,径流量也大;第二个阶段(1966—1979 年)长江干流及其主要支流开始兴建大型水利工程,主要有下荆江人工裁弯工程,汉水与乌江干流和岷江、嘉陵江、沅江、资水等支流均修建了大型水库,并且绝大多数的水库都分布在长江流域的中游和下游径流片,对中下游片的径流起到了较大的调节作用,径流变幅变小;第三个阶段(1980 年以来)长江干流修建了葛洲坝工程,同时年径流量大于 $135\text{ 亿 m}^3/\text{s}$ 的主要支流均兴建了大型水库,这些水利设施对长江径流起到了重要的调节作用,对径流进行时空再分配。

一些大的湖泊对长江径流也起到重要的调节作用。湖泊可以蓄水分洪,在枯季时又可以倒灌、补给江河,使得径流变化和缓。洞庭湖三口分流的荆江径流进入洞庭湖一方面对长江径流起到调节作用,另一方面又使洞庭湖水系的径流量增加^[24]。此外,长江径流通过倒灌进入鄱阳湖来调节长江下游的径流量的^[25]。同时长江中下游的大湖受到人类活动的强烈干扰,围湖造田、围垸造田都会减小湖泊的容积,使得湖泊调节江河的能力下降。由于洞庭湖四口分洪道的衰减,使得洞庭湖分流作用减退。在 30

年代,四口分流,尚能分走荆江年径流量约 43.1%,洪峰流量约 52.7%,以后逐渐衰减,到八、九十年代,三口分流仅能分走年径流量 15.5%,洪峰流量约 29.4%^[26],对长江洪峰的消减作用不明显. 长江流域历来是我国富饶之地,是我国南方农业丰产区和商品粮基地,工农业发达. 随着经济的发展,人类对自然的影响也日趋加剧. 20 世纪 50 年代和 60 年代长江中下游地区全民大办农业,开垦荒地,表层植被受到了严重的破坏,水土流失严重,因此这一时段径流量和径流变幅都比其它时段大,在小波系数图上也可以看到,这个时段径流量处于偏多期.

5 结 论

本文采用小波分析和 HHT 分析的方法,分别对长江大通水文站 55 年(1950—2004)的逐年的月平均径流时间序列进行分析,研究结果显示:

1) 大通站径流量在 1950—2004 年的长期变化中,存在着 10 年以上、8 年、4 年、2 年和 1 年以及年内变化的主要变化周期,是长江入海径流量变化的主要特性.

2) 长江大通站径流量变化过程包含 7 个内在模函数和一个增加的趋势项. 大部分的波动能量集中在频率 0.001~0.1 范围内,有一部分能量集中在频率 0.25~0.45 范围内.

3) 在大周期尺度中,1961 年、1980 年和 1998 年是径流量变化的突变点;中尺度下,径流量的突变点有 1957 年、1962 年、1967 年、1973 年、1979 年、1984 年、1988 年、1998 年;小尺度下,1952 年、1955 年、1959 年、1965 年、1968 年、1970 年、1973 年、1976 年、1980 年、1984 年、1988 年、1992 年、1998 年、2000 年是径流量变化的突变点;同时,径流量的年内变化明显.

4) 对于 10 年以上的大周期变化,主要与太阳活动导致的长周期气候变化(如降水)有关;对于 8 年、4 年、1~3 年的中小尺度变化,可能与厄尔尼诺事件及相关气候变化有关;而 1

年以下主要是径流量年内降水分配不均(与中国季风气候有关^[27])造成的.

致 谢 恽才兴教授、高建华副教授对本文提出了宝贵建议,一并致谢!

References

- [1] Charles K C. An introduction to wavelets. Xian: Xian Jiaotong University Press, 1955, 1~20. (Charles K C. 小波分析导论. 西安:西安交通大学出版社,1995,1~20).
- [2] Wang W S, Ding J, Xiang H L. Application and prospect of wavelet analysis in hydrology. *Advance in Water Science*, 2002, 13(4): 515~520. (王文圣,丁 晶,向红莲. 小波分析在水文学中的应用研究及展望. 水科学进展, 2002, 13(4): 515~520).
- [3] Xue X J, Jiang X H, Huang Q, *et al.* The Application of wavelet analysis in hydrological sequence trend analysis. *Journal of Applied Sciences*, 2002, 20(4): 426~428. (薛小杰,蒋晓辉,黄 强等. 小波分析在水文序列趋势分析中的应用. 应用科学学报, 2002, 20(4): 426~428).
- [4] Wang W S, Ding J, Xiang H L. Multiple time scales analysis of hydrological time series with wavelet transform. *Journal of Sichuan University (Engineering Science Edition)*, 2002, 34(6): 14~17. (王文圣,丁 晶,向红莲. 水文时间序列多时间尺度分析的小波变换法. 四川大学学报(工程科学版), 2002, 34(6): 14~17).
- [5] Zhang S W, Ding J, Liao J, *et al.* Analysis of natural annual flow time series in the upper reach of the Yellow River based on wavelet transform. *Journal of Sichuan University (Engineering Science Edition)*, 2002, 34(3): 32~37. (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), 2002, 34(3): 32~37).
- [6] Liu J P, Tian F W, Huang Q, *et al.* The change rule of run-off the Yellow River based on wavelet transform. *Progress in Nature Science*, 2003, 13(4): 383~387. (刘俊萍,田峰巍,黄 强等. 基

- 于小波分析的黄河河川径流变化规律研究. 自然科学进展, 2003, 13(4): 383~387).
- [7] Yao D R, Qian K. Wavelet transforms and their application to precipitation variations in the Xi-nan Jiang River during last one hundred years. Bulletin of Science and Technology, 2001, 17(3): 17~21. (姚棣荣, 钱 恺. 小波变换在新安江流域近百年降水变化分析中的应用. 科技通报, 2001, 17(3): 17~21).
- [8] Li Z L, Chen F X. Wavelet analysis of temperature data for over 80 years in HUHHOT. Journal of Inner Mongolia Normal University (Natural Science Edition), 2004, 33(1): 81~85. (李占玲, 陈飞星. 呼和浩特市 80 余年气温序列的小波分析. 内蒙古师范大学学报(自然科学(汉文)), 2004, 33(1): 81~85).
- [9] Shi C X, Luo Q F. Hilbert-Huang Transform and wavelet analysis of time history signal. Acta Seismologica Sinica, 2003, 16(4): 422~429.
- [10] Norden E H, Shen Z, Long S R, *et al.* The empirical moded ecomposition and the Hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis. Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 1998, 454: 899~955.
- [11] Derek A T C, Rafael A I, Norden E H, *et al.* Travelling waves in the occurrence of dengue haemorrhagic fever in Thailand. Nature, 2004, 427: 344~347.
- [12] Veltcheva A D, Soares C G. Identiflcation the components of wave spectraby the Hilbert Huang transform method. Applied Ocean Research, 2004, 26: 1~12.
- [13] Ministry of Water Resources P. R. China. The Hydrological Yearbook of P. R. China, 1950—1987(6). (中华人民共和国水利部. 中华人民共和国水文年鉴, 1950—1987(6)).
- [14] Liang H L, Bressler S L. Empirical mode decomposition: amethod for analyzing neural data. Neurocomputing, 2005, 65~66, 801~807.
- [15] Shen H T, Wang X C, Yang Q S, *et al.* The spectrum analysis of discharge and salinity in the Changjiang Estuary. Acta of Ocenologica Sinica, 2000, 22(4): 17~23. (沈焕庭, 王晓春, 杨清书等. 长江河口径流与盐度的谱分析. 海洋学报, 2000, 22(4): 17~23).
- [16] Wang P C, He S L. The basic characer on process of run-off and sediment discharge at Datong Station of the Changjiang River I. Analysis of run-off progress. Journal of East Normal University (Natural Sciences), 2004, (6): 72~79. (王盼成, 贺松林. 长江大通站水沙过程的基本特征 I. 径流过程分析. 华东师范大学学报(自然科学), 2004, (6): 72~79).
- [17] Shen H T. Material flux of the Changjiang Estuary. Beijing: China Ocean Press, 2001, 14~28. (沈焕庭. 长江河口物质通量. 北京: 海洋出版社, 2001, 14~28).
- [18] Xiong X J, Guo B U, Hu Y M, *et al.* Application and discussion of Empirical Mode Decomposition method and Hilbert spectral analysis method. Advance in Marine Science, 2002, 20(2): 12~21. (熊学军, 郭炳火, 胡筱敏等. EMD 方法和 Hilben 谱分析法的应用与探讨. 海洋科学进展, 2002, 20(2): 12~21).
- [19] Lin C K, Wu X G. A study on characteristics of runoff amount and its important significance at the Yangtze. Ziran Zazhi, 1999, 21(4): 200~205. (林承坤, 吴小根. 长江径流量特性及其重要意义的研究. 自然杂志, 1999, 21(4): 200~205).
- [20] Yan H S, Wan Y X, Deng Z W, *et al.* Orthogonal wavelet analysis Of the varimion of the recent 100-years precipitation in China. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 2004, 28(1): 151~156. (严华生, 万云霞, 邓自旺等. 用正交小波分析近百年来中国降水气候变化. 大气科学, 2004, 28(1): 151~156).
- [21] Zhang D R, Xue C H. Relationship between the El Nino and precipitation patterns in China since 1500 AD. Quarterly Journal of Applied Meteorology, 1994, 5(2): 168~175. (张德二, 薛朝辉. 公元 1500 年以来 El Nino 事件与中国降水分布型的关系. 应用气象学报, 1994, 5(2): 168~175).
- [22] Lu D J, Zhang X G. The response of precipitation and temperature in China to ENSO. Quarterly Journal of Applied Meteorology, 1995, 6(1):

- 118~123. (陆端军, 张先恭. 中国降水和温度对 ENSO 响应的特征. 应用气象学报, 1995, 6(1): 118~123).
- [23] Miao J, Lin Z S. Study on the characteristics of the precipitation of nine regions in China and their physical causes—The analysis of basic character. *Journal of Tropical Meteorology*, 2003, 19(4): 377~388. (苗 娟, 林振山. 我国 9 大气候区降水特性及其物理成因的研究 I—基本特性分析. 热带气象学报, 2003, 19(4): 377~388).
- [24] Lin C K, Gao X Z. Effect of water conservancy project on the changes of run-off and sediment in Dongting Lake. *Journal of Lake Sciences*, 1994, 6(1): 33~45. (林承坤, 高锡珍. 水利工程兴建后洞庭湖径流与泥沙的变化. 湖泊科学, 1994, 6(1): 33~45).
- [25] Lin C K, Xu D Q, Wu X G. Regulating effect of Dongting Lake and impacts on run-off in the Jingjiang Reaches of the Yangtze River. *Journal of Lake Sciences*, 2000, 12(2): 105~110. (林承坤, 许定庆, 吴小根. 洞庭湖的调节作用对荆江径流的影响. 湖泊科学, 2000, 12(2): 105~110).
- [26] Huan Q W. Changes of flood Situation along the Middle Yangtze River. *Journal of Sediment Research*, 1999, (5): 1~5. (韩其为. 江湖流量分配变化导致长江中游新的洪水形势. 泥沙研究, 1999, (5): 1~5).
- [27] Shi L, Ni Y Q, Yin Y H. Valley and its relationship with the global mid-low latitude sea surface temperature anomaly. *Journal of Nanjing University (Natural Sciences)*, 2001, 37(3): 358~368. (史 历, 倪允琪, 殷永红. 江淮流域夏季降水异常及全球中低纬海温异常关系的诊断研究. 南京大学学报(自然科学), 2001, 37(3): 358~368).