洪泛湖泊水位-流量关系的非线性特征分析*1

张小琳^{1,2,3} 张奇^{1,2*} 王晓龙^{1,2}

(1. 中国科学院南京地理与湖泊研究所, 江苏 南京 210008;

2. 中国科学院流域地理学重点实验室, 江苏 南京 210008;

3. 中国科学院大学,北京 100049)

【摘要】:湖泊的水位-流量关系是湖泊水文特性的重要表征。该关系与湖盆形态、湖泊与周围水系的水力联系 等因素有关。鄱阳湖是长江中游的大型通江湖泊,洪泛特征显著。本文以鄱阳湖为例,研究洪泛湖泊入湖流量-湖 泊水位关系及非线性特征。基于1960~2010 年实测湖泊日水位和流域日径流数据,采用交叉小波和小波相干方法 分析多时间尺度上水位对入湖流量的响应关系。结果表明,鄱阳湖入湖流量-湖泊水位关系存在3个特征阶段:阶 段1中,入湖流量与湖泊水位相位差从0°过渡到45°~90°,水位上升初期与流量同步上升,后期水位对流量的 响应产生迟滞效应,滞后时间为2~9d;阶段2中,入湖流量与湖泊水位相位差在90°左右波动,入湖流量率先下 降,湖泊水位却保持缓慢上升;阶段3中,入湖流量与湖泊水位的相位变化与阶段1相反,从45°~90°过渡到0°, 湖泊水位与入湖流量下降逐渐变为同步。本文提出鄱阳湖入湖流量-湖泊水位关系的3个阶段并分析其产生的主要 原因,概化其水文特征,对通江洪泛湖泊的水文特征有新的认识,为下一步湖泊水文过程的刻画与模拟提供重要理 论基础。

【关键词】: 湖泊水位-流量关系; 非线性水文特征; 交叉小波; 鄱阳湖

【中图分类号】: P343.3 【文献标识码】: A 【文章编号】: 1004-8227(2017)05-0723-07

DOI: 10.11870/cjlyzyyhj201705009

水位-流量关系是水文学研究中的一个重要特征关系。河流中的水位-流量关系通常针对某断面的实测水位、流量数据建立^[1]。 湖泊的水位-流量关系可由湖泊水位和相应的入湖流量观测数据构建。在观测数据缺少时,也可以通过数学模型模拟的方法产生 水位、入湖流量数据^[2]。湖泊的水位-入湖流量关系是湖泊水文特征的重要表征之一,在模拟计算湖泊水位和湖泊蓄水量等方面 具有重要的意义。

¹ 收稿日期: 2016-10-24; 修回日期: 2017-01-02

基金项目: 国家自然科学基金项目(41371062) [National Natural Science Fundation of China (41371062)]; 江西省重大生 态安全问题监控协同创新中心项目(JXS-EW-00)[Major Ecological Security Monitoring Collaborative Innovation Center Project of Jiangxi Province(JXS-EW-00)]

作者简介: 张小琳(1993~),女,硕士研究生,主要研究方向为湖泊水文学. E-mail: zhangx193@qq.com *通讯作者 E-mail: qzhang@niglas.ac.cn

鄱阳湖是长江中游通江湖泊⁽³⁾,受其自身湖盆地形及湖泊与周围水系水量交换的作用影响,该湖泊的水文特征表现出显著的 年内变化。年内水位在 10.23 ~17.83 m之间变化,变幅达 7.6 m;年内入湖流量在 1 200 ~12 000 m³/s 间变化,变幅达 10 倍(图 1)。这种干湿交替使得丰水期湖泊面积可达 4 000 km²;枯水期湖体急剧萎缩,面积减少至 1 000km2^[4],形成了约 3 000 km² 季节性干湿交替的洪泛区。洪泛区对湖泊的水文特征具有重要影响,Zhang和Werner^[5]发现,丰水期洪泛区的储水量占湖泊总水 量的 57%,而永久湖泊水体仅占 43%。他们的研究也发现,类似于鄱阳湖这样的洪泛湖泊,湖泊面积-容积-水位关系的非线性特 征明显,影响因素之一即为洪泛区对水流流速和湖泊水量的影响^[5]。类似于鄱阳湖的湖泊,国际上具有一定代表性的还有柬埔寨 的洞里萨湖和埃塞俄比亚的塔纳湖。洞里萨湖年内洪泛区面积在 7 190~12 720k m²之间变化,占到整个洞里萨湖流域面积的 8.4%~14.8%^[6],这些洪泛区使得洞里萨湖在丰水期具有较强的蓄水泄洪能力,在枯水期则向下游提供较多的径流量。塔纳湖最 大洪泛区面积约为 450km²占湖泊面积的 14.5%^[7],Dessie 等^[8]研究表明入湖流量在流域汇流过程中经过洪泛区受到损耗,导致 最终产流量减少。





Fig.1 Variation of Multi-annual Average Daily Stage and Input Flow During 1960–2010 in Poyang Lake

在统计鄱阳湖水位、入湖流量数据时,亦发现其入湖流量-湖泊水位关系具有非线性特征(图 2)。图为 2005 年鄱阳湖湖区都 昌水位站逐日实测水位与同期流域实测上游来水量之间的关系。从图 2 中可看出鄱阳湖的入湖流量-湖泊水位关系呈明显的非线 性特征,在不同的时间尺度内存在着不同的复杂的绳套关系。



图 2 2005年鄱阳湖都昌站实测水位-流量图 Fig.2 Curve of Relationship Between Catchment Inflow and Gauged Stage of the Poyang Lake Basin in 2005

考虑到洪泛湖泊入湖流量-湖泊水位关系的复杂性及前期研究的不足,本文拟以鄱阳湖为例,研究其入湖流量-湖泊水位关系的非线性特征。研究主要利用1960~2010年鄱阳湖流域实测入湖流量和湖泊水位资料,采用交叉小波和小波相干等统计方法,揭示湖泊水位对入湖流量的多时间尺度响应关系。本文的研究将深入理解长江中游通江湖泊的入湖流量-湖泊水位关系特征,揭示湖泊年内水文节律变化与影响因素,对丰富洪泛湖泊的水文规律及认识,具有重要意义。

1 数据与方法

1.1 研究区

鄱阳湖流域位于长江中游地区,为我国最大的淡水湖,水系众多,在上更新世便呈现出河网交错的平原地貌,随后经过水体入侵河谷阶地、湖盆构造下沉⁽⁹⁾等地形变化,结合流域内丰沛的降水造就了鄱阳湖湖体积水和冲淤条件^[10],形成了现在鄱阳湖流域独特的"河湖二相性"特性^[11],即在低水位时偏向"河流"水文特征,而高水位时呈现出"湖泊"水文特征。湖体主要接纳五条河流来水:赣江、抚河、信江、饶河和修水,并通过湖泊下游湖口站与长江干流进行水力联系(图 3)。鄱阳湖流域在 4~6月处于丰水期,流域来水量最大,此时鄱阳湖湖体水位较高,鄱阳湖体对长江持续汇流;7~9月份,鄱阳湖流域来水逐渐减少,而长江中上游降水量增大,长江干流径流量增大,水位逐渐抬高甚至超过鄱阳湖湖体水位,在湖口站处产生顶托或倒灌作用^[12]。因此,本文中将处于湖泊中游段的都昌水位站水位数据视为鄱阳湖湖区平均水位状态,在下文不作区分。



1.2 数据

本文采用水文数据为1960~2010年都昌站的实测逐日水位数据以及同期鄱阳湖五河水系7个主要水文控制站(虬津站、万 家埠站、外洲站、李家渡站、梅港站、虎山站及峰坑站)的逐日流量数据。本文所述入湖流量即由五河七站同期逐日实测流量数 据相加而得。以上数据来自江西水文局,并由其进行数据质量控制。各站点具体分布情况及信息见图3。

1.3 计算及分析方法

1.3.1 交叉小波(Cross Wavelet Transform, XWT)

交叉小波变换是一种将小波变换^[13]与交叉谱分析相结合的计算方法,可在多时间尺度上分析鄱阳湖水位与入湖流量两者在 时频域上相互振荡的高值区域,从而揭示两者在不同时间尺度上具有相同变化周期的区域。

本文在连续小波变换(Continuous Wavelet Transform, CWT)¹⁴³的基础上,采用复 Morlet 小波作为母小波,进行交叉小波和小波相干的计算分析。计算原理如下:

将两个时间序列水位 X_a和入湖流量 Y_a的交叉小波谱定义为 W^x= W^yW^{*}, W^{*}表示 W^{*}的复共轭, 故 W^x表示的谱为复数,其模进一步定义为交叉小波功率谱。W^x在复平面上表示的复数角可以看作时间序列 x_a和 y_a在时域上的相对位置即相位关系^[15]。

两个时间序列的背景功率谱分布和由 Torrence 和 Compo^[16]定义为

$$D\left(\frac{\left|W_{n}^{X}(s)W_{n}^{Y*}(s)\right|}{\sigma_{X}\sigma_{Y}} < p\right) = \frac{Z_{\nu}(p)}{\nu}\sqrt{P_{k}^{X}P_{k}^{Y}} \qquad (1)$$

式中 *Z_e(p)*表示概率 *p*下的置信水平。将交叉小波功率谱与红噪声标准谱作比较可得到水位序列和流量序列在不同时间尺度 上的周期变换关系。

1.3.2 小波相干(Wavelet Transform Coherence, WTC)

交叉小波功率谱可揭示水位和流量序列在时频域上具有共同周期变化的部分,但不能度量其在时频域中局部相关的密切程度^[17]。Torrence 等^[18]引入小波相干的概念,揭示相关性对频率的依赖关系,据此可以直观地显示出水位与流量序列在时频域上 相关程度随不同时间尺度和时间后延的变化^[19]。相关计算如下:

定义两个时间序列水位 Xn 和入湖流量 Yn 的小波相干谱为:

$$R_n^2(s) = \frac{\left|S(s^{-1}W_n^{XY}(s))\right|^2}{S(s^{-1}|W_n^X(s)|^2) \cdot S(s^{-1}|W_n^Y(s)|^2)}$$
(2)

小波相干谱表示两个时间序列在时频域上的局部相关系数,是两个时间序列之间相关程度的重要指标。S表示平滑窗口。在 小波相干谱中,采用 Monte Carlo 方法对其进行显著性检验。

2 结果

2.1 入湖流量-湖泊水位的非线性特征

为探究鄱阳湖系统入湖流量-湖泊水位关系的非线性特征,将1960~2010年流域多年平均逐日流量及湖泊多年平均逐日水 位作入湖流量-湖泊水位关系曲线,如图4。从图中可以看出,该系统的入湖流量-湖泊水位曲线呈明显的逆时针绳套关系,且与 洞庭湖狭长的水位-流量关系不同^[20],根据入湖流量、湖泊水位的涨落关系可分为具有明显特征的3个阶段。





阶段1(红色上三角部分)以最低水位(点 A)为起始点,最大流量(点 B)为终止点,持续时间共172d。此阶段中,入湖流量 总体处于上升趋势,在某些时间段内有所下降,其波动变化较为明显,而水位基本处于稳定上升趋势。阶段1中入湖流量增加 速率为68 m³/s/day,湖泊水位上升速率为0.034 m/day。在阶段1后期,大约6月6日到6月21日期间,入湖流量从6800 m³/s 快速上升至12000 m³/s,增加速率约为320 m³/s/day。

阶段 2(绿色空心圆部分)位于最大流量(点 B)和最高水位(点 C)之间,持续时间为 25d。在此阶段湖泊水位持续缓慢上升至峰值,而流量虽有波动上升但总体处于迅速减少的趋势。阶段 2 中入湖流量减少速率为 280 m³/s/day,湖泊水位上升速率为 0.067 m/day。

阶段3(蓝色下三角部分)处于最高水位(点C)和最低水位(点A)之间,持续时间为168d。在此阶段内湖泊水位快速下降(下降速率为0.045 m/day),入湖流量缓慢减少(减少速率为22 m³/s/day)。在阶段3后期,约从10月1日至12月31日,入湖流量变化趋于平缓,变化速率仅4.6 m³/s/day,仅占该阶段入湖流量总变化速率的20%。

这3个阶段构成鄱阳湖洪泛湖泊系统入湖流量-湖泊水位关系的绳套变化。第2个阶段中流量迅速下降而湖区水位缓慢升高 反映了该系统中湖泊水位对入湖流量变化的响应具有一定的迟滞效应。因此,采用交叉小波和小波相干方法进一步探讨鄱阳湖 中入湖流量-湖泊水位关系在不同时间尺度上的响应和相关程度。

2.2 湖泊水位-入湖流量多时间尺度响应关系

图 5 为入湖流量与都昌站水位交叉小波(a)及小波相干图(b)。图中, "→"键头表示正相位,即入湖流量与湖泊水位同时 变化,或领先湖泊水位一个周期变化,简言之,流量与水位同大同小。"←"箭头表示负相位,入湖流量与湖泊水边变化间相 差半个周期,即入湖流量变化过程与湖泊水位变化过程相反。"↓"箭头表示入湖流量领先湖泊水位四分之一相位,相反,"↑" 箭头表示入湖流量领先湖泊水位四分之三相位变化。



图 5 入湖流量与都昌站水位交叉小波(a)及小波相干图(b) Fig.5 CWT Power Spectra (a) and WTC (b) of Input Flow and Water Levels of the Duchang Station

从交叉小波频谱图看,在高频区即短时间尺度上,入湖流量与湖泊水位不具备共同的明显周期信号,因此在此区域内小波 谱能量很弱。在低频区约 120d 时间尺度上拥有共同的强周期信号,这与鄱阳湖流域水位、流量的季节性周期变化有关。交叉小 波频谱图揭示湖泊水位、入湖流量两者在高频区没有共同的周期变化过程,但这不能够解释两者之间的相关关系。根据小波相 干频谱图所示,年内不同时期的入湖流量与湖泊水位之间在不同时间尺度上的相关关系不同;不同时频域上入湖流量与湖泊水 位的关系十分复杂,在高频区有显著的正相关关系。同时,小波相干频率谱的变化可进一步解释 3 个阶段中湖泊水位对入湖流 量的响应。

阶段1中1~50d,入湖流量与湖泊水位有显著的相关能量区,时间尺度从1d跨越到52d,在25d时间尺度左右的维持时间最长,两者相位差为0或整数周期,此时间段内的入湖流量与湖泊水位是同时变化的,不存在领先或滞后的关系,与绳套关系阶段1前期湖泊水位和入湖流量均显著上升的过程相符合。50~75d内湖泊水位与入湖流量的相关关系不显著,未通过检验,说明湖泊水位对入湖流量的响应开始受到其他因素严重的干扰。后期75~173d内,入湖流量与湖泊水位显著的相关关系随着时间变化从10d的时间尺度逐渐扩大到39d的时间尺度,入湖流量领先湖泊水位的相位差在45°~90°变化,即入湖流量的升高提前湖泊水位2~9d,体现出湖泊水位对入湖流量变化响应的迟滞效应,湖泊水位变化受其他因素影响。

阶段 2 位于 173~197 内,入湖流量与湖泊水位的相关关系在 10~40d 的时间尺度上都是显著相关的,且两者相位差稳定在 90°左右即 1/4 周期,入湖流量变化领先湖泊水位变化近 10d。结合入湖流量和湖泊水位的年内分布图(图 1)可知,这种领先关 系使得入湖流量首先达到峰值,在入湖流量消退期间湖泊水位才达到峰值,与绳套关系中的第 2 个阶段入湖流量快速减少而湖 泊水位仍在持续缓慢上升的过程相符合。

阶段 3 中 197~330d 内入湖流量和湖泊水位均开始消退,小波相干图上显示的两者间的响应关系较复杂。入湖流量与湖泊 水位之间的相位差变化幅度大,但总体表现为入湖流量与湖泊水位共同减少,此时的水位消退不仅与入湖流量减少有关,更受 到其他因素的影响;后期 330d 后,两者显著的相关关系从 14~40d 时间尺度扩大到 1~53d 时间尺度,与阶段 1 开始呼应,两 者的相位差为 0 或整数周期,入湖流量与湖泊水位又开始共同消退,这与绳套关系中的第 3 个阶段较低水位时入湖流量与湖泊 水位均减少的过程相符合。

3 讨论

都阳湖作为大型通江洪泛湖泊,其入湖流量-湖泊水位关系呈现出明显的非线性特性。洪泛区独特的水文调节作用及长江与 都阳湖之间的复杂相互作用促成该种绳套关系,并加剧了各阶段内部变化的复杂性。根据入湖流量、湖泊水位的变化趋势及速 率可将鄱阳湖入湖流量-湖泊水位曲线概化为3个阶段。

阶段1大约在1~6月中旬,在这段时间内入湖流量逐渐增加,五河径流集中期为5月末6月初^[21],湖泊水位上升主要受流 域来水量影响,故前期入湖流量-湖泊水位曲线变化较为单一,水位及入湖流量均显著上升;后期随着水位上升洪泛区开始蓄水 ^[5],其独特的调蓄作用可能使得湖泊水位变化逐渐对入湖流量变化产生滞后效应。

阶段2在6月末7月初期间(图6阴影部分),该阶段内尽管五河来水量迅速减少,但湖泊水位仍缓慢上升,说明湖泊蓄水 量保持上升,入湖流量仍大于出湖流量,是一个重要的水文过程。此阶段内,长江上游来水量逐渐增大,两者峰现时间差异(图 6红色部分)加剧了湖泊水位变化的复杂性,长江来水在湖口出产生的"壅水"作用,在入湖流量急剧减少的情况下使得湖泊水 位仍缓慢保持上升,形成了独特的阶段2。





阶段 3 从 7 月中旬开始,鄱阳湖流域五河来水量已大幅减少,鄱阳湖流域处于枯水期,流域径流主要来自地下水^[22],加上 长江上游来水的影响,鄱阳湖与长江相互作用,水位对入湖流量的响应虽总体呈现下降趋势,但在短时间尺度内比较复杂;后 期 9~10 月长江上游降水量减少,同时受三峡水库蓄水影响^[23],长江对鄱阳湖作用减小处于"弱长江作用期"^[24],湖体水量持 续向长江汇流,洪泛区面积萎缩,此时水位下降主要受入湖流量控制,两者的下降逐渐同步。

小波相干图显示在阶段1和阶段3中各有一段时期水位与入湖流量的相关关系不显著,两者之间的相位差变化复杂。对单

独的湖泊系统而言,此阶段过程中水位上升或下降至一定高度使得湖泊水体受到洪泛区的调控作用。洪泛区的调蓄作用与其植被类型有关,植被不仅改变陆地地表糙率进而对地表面产汇流产生影响,还由于其植被根系作用影响土壤水,进而影响到地下水与地表水的补给状态^[25],而地下水补给在 7~8 月是鄱阳湖径流的主要补给方式^[22]。湖泊洪泛区这种水量调节能力与其水文特性兼具河川径流调节、湿地土壤性质、湿地动植物分布等方面的特征^[26]有关。鄱阳湖在地理演变过程中形成的湖盆形状为洪泛区的形成奠定基础,加剧湖泊水文特征的非线性特征变化。因此,整个涨落水过程在洪泛区的参与下变得极为复杂,但关于洪泛区调蓄作用的分析作用在本文中仅做了定性描述,其定量分析即洪泛区在湖泊水量变化中的作用将会是以后工作的重点。

由此可见,鄱阳湖上下游变化巨大的湖盆形状、上游承接流域五河来水、下游与长江相互作用、季节性干湿变化的洪泛区 对地表和地下径流的调节作用和洪泛区与永久性水体在水位变化时的水量交换过程均可能对鄱阳湖水文非线性关系产生影响。 本文仅研究了鄱阳湖平均水位与流域河流径流之间的响应关系,对入湖流量-湖泊水位的非线性关系进行概化和初步的解释,而 湖泊入湖流量-湖泊水位关系对其他因素响应的程度将作为下一阶段的研究重点,从而进一步刻画和解释该类通江洪泛湖泊的水 文过程。

4 结论

湖泊的入湖流量-湖泊水位关系是探究湖泊水文特征的重要关系,对认识湖泊年内水文节律有重要意义。鄱阳湖作为长江中游地区通江湖泊,同时受湖盆形状影响拥有大面积季节性干湿交替变化的洪泛区,湖泊水文特征变化复杂。对其入湖流量-湖泊水位关系进行分析有助于拓展对该类湖泊水文规律的认识,并为该类型湖泊水位、蓄水量、面积等模拟提供重要依据。

本文得到如下认识:鄱阳湖入湖流量-湖泊水位关系在一个水文年中经历3个阶段的变化:(1)流量和水位均显著上升期、 (2)流量迅速减少水位缓慢上升期、(3)流量缓慢减少水位快速下降期。这种3阶段过程可为洪泛湖泊独特的水文过程提供概化。 阶段2反映了鄱阳湖水文过程中重要的阶段:在入湖流量快速减少的情况下,受长江流量与入湖流量峰现时间差异影响和洪泛 区独特的水文调节作用影响,湖泊水位仍保持缓慢上升。与小波相干结果相吻合。阶段1和阶段3分别显示,在低水位时湖泊 水位对入湖流量响应较好,小波相干图中两者亦基本不存在时滞效应,且入湖流量带动湖泊水位的变化。在高水位时,两者之 间的响应关系受到其他因素影响,变化较为复杂,此时主要考虑长江顶托及洪泛区蓄水作用影响。

若忽视此类入湖流量-湖泊水位关系的非线性特征,在进行湖泊水位、蓄水量等模拟时必将产生误差。本文对鄱阳湖入湖流 量-湖泊水位关系变化及其影响因素作了初步解释,旨在丰富通江洪泛湖泊水文规律的认识,为水文过程的刻画和模拟提供支撑。

说明: 该篇文章小波计算部分主要基于由 Aslak Grinsted 于

http://noc.ac.uk/using-science/crosswavelet-wavelet-coherence 提供的 Matlab 代码。

参考文献:

[1] 谢悦波. 水信息技术[M]. 北京: 中国水利水电出版社, 2009.

[2] LI Y L, ZHANG Q, YAO J, et al. Hydrodynamic and hydrological modeling of the Poyang Lake catchment system in China[J]. Journal of Hydrologic Engineering, 2014, 19(3): 607-616.

[3] 万荣荣,杨桂山,王晓龙,等.长江中游通江湖泊江湖关系研究进展[J].湖泊科学,2014,26(1):1-8.

[WAN R R, YANG G S, WANG X L, et al. Progress of research on the relationship between the Yangtze River and

its connected lakes in the middle reaches[J]. Journal of Lake Sciences, 2014, 26(1): 1-8.

[4] FENG L, HU C M, CHEN X L, et al. Assessment of inundation changes of Poyang Lake using MODIS observations between 2000 and 2010[J]. Remote Sensing of Environment, 2012, 121: 80-92.

[5] ZHANG Q, WERNER A D. Hysteretic relationships in inundation dynamics for a large lake - floodplain system[J]. Journal of Hydrology, 2015, 527: 160 - 171.

[6] KUMMU M, TES S, YIN S, et al. water balance analysis for the Tonle Sap Lake-floodplain system[J]. Hydrological Processes, 2014, 28(4):1722-1733.

[7] DESSIE M, VERHOEST N E C, ADMASU T, et al. Effects of the floodplain on river discharge into Lake Tana (Ethiopia)[J]. Journal of Hydrology, 2014, 519: 699 - 710.

[8] DESSIE M, VERHOEST N E C, PAUWELS V R N, et al. Water balance of a lake with floodplain buffering: Lake Tana, Blue Nile Basin, Ethiopia[J]. Journal of Hydrology, 2015, 522: 174-186.

[9] 谭其骧, 张修桂. 鄱阳湖演变的历史过程[J]. 复旦学报(社会科学版),1982(2): 42-51.

【TAN Q X, ZHANG X G. The historical process of the evolution of Poyang Lake[J]. Fudan Journal (Social Sciences Edition), 1982(2):42-51.】

[10] 刘志刚, 倪兆奎. 鄱阳湖发展演变及江湖关系变化影响[J]. 环境科学学报, 2015, 35(5): 1265-1273.

[LIUZG, NIZK. The rules and the effects of varing river-lake relationships on the evolution of Poyang Lake[J].
Acta Scientiae Circumstantiae, 2015, 35(5): 1265 - 1273.]

[11] 徐德龙, 熊 明, 张 晶. 鄱阳湖水文特性分析[J]. 人民长江, 2001, 32(2): 21-22, 27.

[XU D L, XIONG M, ZHANG J. Analysis on hydrologic characteristics of Poyang Lake[J]. Yangtze River, 2001, 32(2): 21-22,27.]

[12] 郭 华, HU Q, 张 奇. 近 50 年来长江与鄱阳湖水文相互作用的变化[J]. 地理学报, 2011, 66(5): 609-618.

【GUO H, HU Q, ZHANG Q. Changes in hydrological interactions of the Yangtze River and the Poyang Lake in China during 1957 - 2008[J]. Acta Geographica Sinica, 2011, 66(5): 609 - 618. 】

[13] FOUFOULA-GEORGIOU E, KUMAR P. Wavelets in geophysics[M]. San Diego, CA: Academic Press, 1994.

[14] 王文圣, 丁 晶, 李跃清. 水文小波分析[M]. 北京: 化学工业出版社, 2005.

[WANG W S, DING J, LI Y Q. Hydrological wavelet analysis[M].Beijing: Chemical Industry Press, 2005.]

[15] GRINSTED A, MOORE J C, JEVREJEVA S. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series [J]. Nonlinear Processes in Geophysics, 2004, 11(5/6): 561 - 566.

[16] TORRENCE C, COMPO G P. A practical guide to wavelet analysis[J].Bulletin of the American Meteorological Society, 1998, 79(1): 61-78.

[17] 余丹丹, 张 韧, 洪 梅, 等. 基于交叉小波与小波相干的西太平洋副高与东亚夏季风系统的关联性分析[J]. 南京气象学院学报, 2007, 30(6): 755 - 769.

【YU D D, ZHANG R, HONG M, et al. Correlation analysis between the west pacific subtropical high and the east Asian summer monsoon system based on cross wavelet and wavelet coherence[J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology, 2007, 30(6): 755 - 769.】

[18] TORRENCE C, WEBSTER P J. Interdecadal changes in the ENSO-Monsoon system[J]. Journal of Climate, 1999, 12(8): 2679 - 2690.

[19] 孙卫国, 程炳岩. 交叉小波变换在区域气候分析中的应用[J]. 应用气象学报, 2008, 19(4): 479-487.

【SUN W G, CHENG B Y. Application of cross wavelet transformation to analysis on regional climate variations[J]. Journal of Applied Meteorological Science, 2008, 19(4): 479 - 487. 】

[20] 何 征, 万荣荣, 戴 雪, 等. 近 30 年洞庭湖季节性水情变化及其对江湖水量交换变化的响应[J]. 湖泊科学, 2015, 27(6): 991-996.

[HE Z, WAN R R, DAI X, et al. Characteristics of the changing seasonal water regime in Lake Dongting and their response to the change of river-lake water exchange in recent 30 years[J]. Journal of Lake Sciences, 2015, 27(6): 991-996.]

[21] 叶许春, 张 奇, 刘 健, 等. 鄱阳湖流域天然径流变化特征与水旱灾害[J]. 自然灾害学报, 2012, 21(1): 140-147.

【YE X C, ZHANG Q, LIU J, et al. Natural runoff change characteristics and flood/drought disasters in Poyang Lake catchment basin[J]. Journal of Natural Disasters, 2012, 21(1): 140-147.】

[22] 郭 华, HU Q, 张 奇, 等. 鄱阳湖流域水文变化特征成因及旱涝规律[J]. 地理学报, 2012, 67(5): 699-709.

[GUO H, HU Q, ZHANG Q, et al. Annual variations in climatic and hydrological processes and related flood and drought occurrences in the Poyang Lake basin[J]. Acta Geographica Sinica, 2012, 67(5):699-709.]

[23] GUO H, HU Q, ZHANG Q, et al. Effects of the Three Gorges Dam on Yangtze River flow and river interaction with Poyang Lake, China:2003-2008[J]. Journal of Hydrology, 2012, 416-417: 19-27.

[24] LI Y L, ZHANG Q, WERNER A D, et al. Investigating a complex lake-catchment-river system using artificial neural networks: Poyang Lake (China)[J]. Hydrology Research, 2015, 46(6): 912 - 928.

[25] RUDORFF C M, MELACK J M, BATES P D. Flooding dynamics on the lower Amazon floodplain: 2. Seasonal and interannual hydrological variability[J]. Water Resources Research, 2014, 50(1): 635-649.

[26] 翟金良,邓伟,何岩. 洪泛区湿地生态环境功能及管理对策[J].水科学进展, 2003, 14(2): 203-208.

【ZHAI J L, DENG W, HE Y. Flood-plain wetland ecoenvironmental functions and its management countermeasures[J]. Advances in Water Sciences, 2003, 14(2): 203 - 208.】