
鄱阳湖区地下水位动态 及其与湖水侧向水利联系分析

李云良¹ 张小林² 赵贵章³ 姚静¹ 张奇^{1,4}

(1. 中国科学院南京地理与湖泊研究所,

流域地理学重点实验室, 江苏 南京 210008;

2. 中国科学院大学, 北京 100049;

3. 华北水利水电大学, 河南 郑州 450045;

4. 江西师范大学, 鄱阳湖湿地与流域研究教育部重点实验室,

江西 南昌 330022)

【摘要】 基于野外定点监测数据, 运用统计学方法解析鄱阳湖区地下水位年内分布特征和动态变化, 辨析湖水和典型区地下水之间的侧向水力联系与程度。统计结果表明, 不同洲滩地下水埋深变化范围约-8.1~-0.1 m, 洲滩地下水和湖水在 6~9 月份保持完全水力连通。湖水位和洲滩地下水位动态变化呈现高度一致性, 表明了洲滩地下水和湖水具有密切的侧向水力联系。湖岸带不同典型区的地下水埋深变化范围介于-10~-2.2 m。湖岸带地下水位与湖水位并不具有日时间尺度变化上的高度一致性, 但两者却很好呈现了月尺度上的较好一致性, 表明了湖岸带地下水与湖水之间具有一定的相互关系和水力联系。小波分析得出, 湖水位和洲滩、湖岸带不同典型区的地下水位均在 60 d 尺度的周期上存在着极大可能的显著相关, 总体上两者呈正相关关系变化, 表明湖水和洲滩地下水具有密切的水力联系, 但与湖岸带地下水的侧向水力联系可能体现在个别典型时段。为今后鄱阳湖地下水方面的相关研究奠定基础, 也为鄱阳湖湿地生态环境保护、水资源评价等方面提供科学依据和参考。

【关键词】 湖水位; 地下水位; 水力联系; 小波分析; 鄱阳湖

收稿日期: 2016-05-04; 修回日期: 2016-07-19

基金项目: 国家重点基础研究发展计划(2012CB417003); 国家自然科学基金项目(41401031); 江西省重大生态安全问题监控协同创新中心项目(JXS-EW-00); 中国科学院流域地理学重点实验室开放基金(WSG2015004)

作者简介: 李云良(1983~), 男, 助理研究员, 博士, 主要从事湖泊流域系统水文水动力过程研究. E-mail:yunliangli@niglas.ac.cn

DOI:10.11870/CJLYZYHJ201612013

地下水与地表水相互作用研究对于水资源统一管理、水污染防治、河湖生态环境保护十分重要,一直是水资源管理、水文地球化学、生物地球化学和生态水文学等多个领域的研究热点和重点^[1~3]。地下水已经成为干旱-半干旱以及高海拔地区广大河流与湖泊的主要补给来源,地下水对河湖系统的贡献直接影响着该地区河湖生态环境甚至生命^[4, 5]。地下水对河湖系统水量平衡以及水质变化有直接贡献和影响作用,但在河流与湖泊分布相对广泛的湿润区,由于充沛的降雨及丰富的地表水资源,广大学者的研究视角更多集中于地表水资源量和水质方面,地下水的影响作用与贡献往往被忽视。地下水与地表河湖系统之间的水力联系与补排量研究是当前地表水-地下水联合研究中的核心内容^[6, 7]。

鄱阳湖是长江中下游代表性的大型通江湖泊,也是我国乃至国际重要湿地,在涵养水源、调节气候、提供生物栖息地等方面发挥着重要作用^[8, 9]。鄱阳湖季节性水位变化幅度约8~22 m^[8],其显著的“河湖相”转换洪泛特性将会给湖泊洲滩以及湖岸带地下水系统带来直接影响。尽管已有学者意识到地下水及其季节性动态变化在鄱阳湖湿地水循环和生态环境中的重要地位^[10, 11],但专门围绕湖泊-地下水的相关研究几乎没有,对湖泊-地下水之间的水力联系仍停留在主观认识上。目前地表水(湖水)-地下水关系的研究方法主要有水文学方法、示踪法和数值模型法。水文学方法是一种基于原位监测的量化湖水与地下水相互作用的常规方法,该方法的局限性表现在仅能反映监测时段内监测点附近的结果^[12],且该方法只能评估两者之间总的交换量,无法刻画其内部详细过程,只能提供湖水-地下水相互作用的一般性认识^[13]。随着湖水与地下水相互作用研究的精细化与定量化,示踪法和数值模型法成为目前国内较为流行的研究手段^[14, 15]。示踪法包括人工示踪法、水化学、环境同位素及温度示踪法,可用于揭示地下水与湖水的水力联系,估算两者的交换量,但水化学和同位素示踪法只能得到半定量的结果^[16]。数值模型可定量计算湖水与地下水之间的交换量,精细刻画两者的相互作用过程与动态变化,但数值模型通常基于大量水力学参数,结果具有较大的不确定性^[17, 18]。可见,不同研究方法均存在一定的不足之处。

本文研究区定位于鄱阳湖及其洲滩湿地和湖岸带等典型区,依托湖水位、湖区典型洲滩和湖岸带地下水位观测数据,主要目标为采用统计学方法来分析鄱阳湖地下水位的年内分布特征和动态变化,探求不同典型区地下水位对湖水位变化的响应,进一步揭示地下水和湖水之间的侧向水力联系。本文首次尝试开展鄱阳湖水文学研究,期望通过常规的水文学方法来辨析湖水和地下水之间的水力联系状况,进而来深入认识地下水在鄱阳湖水系统中的重要性,为今后开展鄱阳湖地下水的相关研究奠定基础,也为鄱阳湖湿地生态环境保护、水环境与水资源评价等方面提供科学依据。

1 材料与方法

1.1 研究区水文地质概况

鄱阳湖处于江西省北部,长江中游南岸,是我国最大的淡水湖泊。鄱阳湖地处东亚季风区,气候温和,雨量充沛,属于亚热带温暖湿润气候^[19]。鄱阳湖四面被群山环绕,中部多为丘陵、谷地和盆地,地势整体上由南向北逐渐降低,构成一个向北开口的箕状盆地格局。湖区内地层发育比较完整,除泥盆系下统、中侏罗系和上第三系缺失外,其余各系地层均有出露。按沉积构造特征,大体可分北区(修水-都昌以北)、南区(西山-瑞洪-鄱阳以南)和中区(南北区之间)3个沉积区^[20]。研究区经历多次复杂的构造运动,导致了区内强烈的断块升降运动。构造强度具有自北向南,从西向东由强变弱以及湖盆中央沉降,周边上升的特征。第四纪以来的断裂构造,绝大部分属继承性活动断裂,新生断裂不发育。按空间展布特征,大体分为北东、北北东向、近东西向和北西向4组断裂^[20]。根据地下水的赋存条件、水理性质与水力特征,鄱阳湖地区地下水类型有松散岩类孔隙水、红色碎屑岩溶裂隙水、碳酸盐岩类岩溶裂隙水、岩浆岩类和变质岩类裂隙水等主要5类(图1)。其中,松散岩类孔隙水和碳酸盐岩类岩溶裂隙水是区内主要的供水水源,含水层富水性能良好。总体而言,环鄱阳湖地区地下水埋深约小于10 m(图1),表明具有较为丰富的地下水资源量。

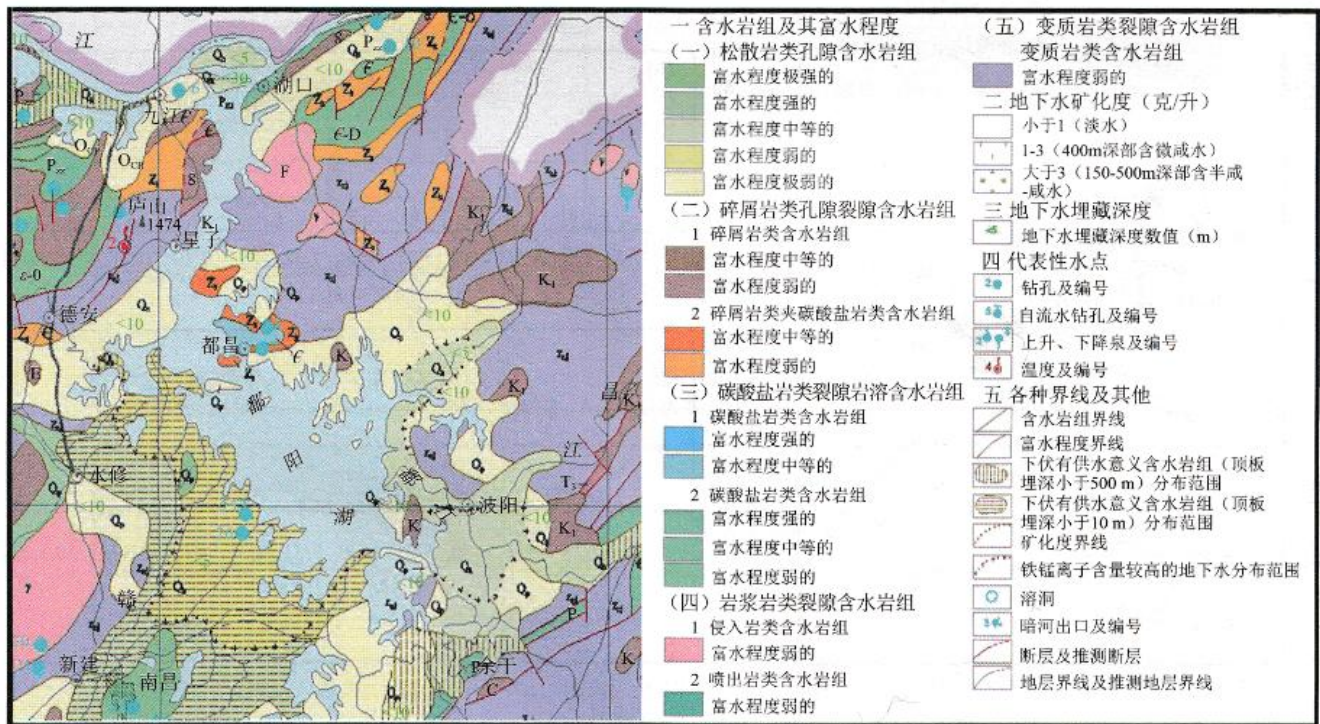


图1 环鄱阳湖地区水文地质概况图
Fig.1 Hydrogeology Map of Poyang Lake Area

1.2 野外观测与数据获取

湖水位的观测数据来要来源于江西省水文局和长江水利委员会，观测点位主要有湖口、星子、都昌、崇阴和康山五大常规水文站(图 2)，综合反映鄱阳湖空间上的日水位动态变化。鉴于鄱阳湖的空间尺度较大，难以大面积覆盖洲滩和湖岸带等不同类型典型区地下水位的野外实时监测，本研究选取了一些典型区开展自行观测(图 2)。洲滩地下水监测点主要位于蚌湖洲滩(钻孔深约 15 m; 116.015° E, 29.208° N)、南矾洲滩(钻孔深约 15 m; 116.335° E, 28.927° N)和康山洲滩(钻孔深约 10 m; 116.509° E, 28.921° N)，采用加拿大生产的 Solinst Levellogger 水位仪进行地下水埋深实时观测，以此反映这些重点湖区洲滩地下水位的日变化情况。湖岸带地下水监测点主要考虑局部水文地质条件(见图 1)，布设点分别位于吴城镇(井深约 25 m; 116.030° E, 29.209° N)、南矾乡(井深约 22 m; 116.350° E, 28.950° N)和康山乡(井深约 30 m; 116.424° E, 28.885° N)等湖岸周边区域(图 2)，这些民用水井基本属于潜水泵。将 Solinst 水位仪放置水井底部进行地下水埋深的自动观测，进而获取鄱阳湖湖岸周边区域的日地下水位变化过程。鉴于所获取的湖水位和地下水位数据(用埋深表示)序列长度有所不同，为了便于分析，本文选取 2014 年的日时间序列资料进行统计分析。鄱阳湖 2014 年降雨量主要集中在 3~7 月份，约占全年降雨量的 77%，而湖区气温变化介于-0.3~32.9℃，最高气温出现在 7 月份，最低气温出现在 2 月份。

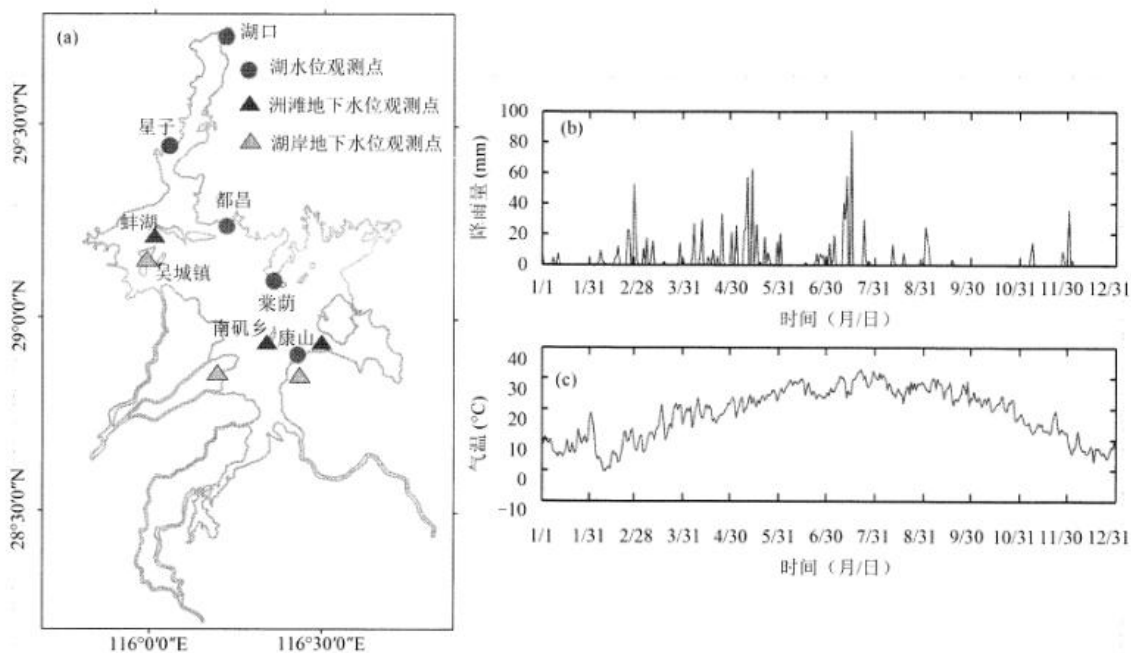


图 2 (a)鄱阳湖水位、地下水位空间观测点分布和(b)星子降雨、(c)气温变化图

Fig.2 (a) Observation Points of Lake Water Level and Groundwater Level across Poyang Lake and (b) Variations in Precipitation and (c) Air Temperature at Xingzi Gauging Station

2 数据分析与方法

主要采用互相关函数^[21]、交叉小波^[22~24]和小波相干^[25, 26]等信号分析技术对获取的基础序列数据开展统计分析,虽然所得结果是一种统计学的关系,但 these 方法能较为系统的揭示各种变量之间的内在联系。互相关函数是信号分析技术中表示两个时间序列之间的相关程度,即描述两个不同的信号之间相关性的函数,其中,响应时间或滞后时间通常对应于滞后相关图中互相关系数的最大值。交叉小波变换将小波变换与交叉谱分析相结合的一种信号分析技术,交叉小波功率谱密度值越大,表明两者具有共同的高能量区以及彼此相关显著,将交叉小波功率谱与红噪声标准谱作比较可得到其显著相关程度。交叉小波功率谱揭示两个时间序列在时频域上具有共同高能量区的部分,但不能度量两个时间序列在时频域中局部相关的密切程度。对于两个时间序列而言,共同高能量区中的相关性可能不显著,而在交叉小波功率谱的低能量值区却可能有显著的相关性。因此, Torrence 等^[26]引入小波相干的概念。小波相干谱的定义与传统意义上的相关系数的定义相似,表示序列在时频域上的局部相关系数,并采用 Monte Carlo 方法对小波相干谱的显著性进行检验。

3 结果与分析

3.1 不同典型区地下水位年内动态及其对湖水位变化的响应

图 3 直观给出了 2014 年鄱阳湖五站水位、洲滩地下水和湖岸带地下水埋深的日变化曲线图,充分表明了地下水位的年内动态特征及其对湖泊水位变化的响应。对比图 3a 和图 3b 不难得出:(1)随着湖水位明显的季节性变化(8~18 m),洲滩不同典型区的地下水埋深在-8.1~-0.1 m 之间变化。同蚌湖洲滩地下水埋深相比(-8.1~-0.1 m),南矶和康山洲滩地下水埋深较浅且年内变化要相对稳定(-1.0~-0.1 m)。该结果除了表明鄱阳湖洲滩储藏着较为丰富的地下水,也体现了洲滩地下水储量空间分布的异质性;(2)枯水季节埋藏较深的洲滩地下水随着湖水位的不断上涨,地下水埋深逐渐减小,直至高洪水季节地下水出露至洲滩地表(埋深为正值),且随着湖泊退水过程的持续地下水埋深也逐渐增加;(3)对于洲滩不同典型区,枯水季节的地下水埋深(可

达-8.1 m)要明显大于洪水季节的埋深(接近地表)。此外,在鄱阳湖高水位季节,大部分洲滩被上涨湖水所淹没,洲滩地下水与湖水保持完全水力连通,连通期长达4个月之久(约6~9月),这也充分体现了鄱阳湖独特的洪泛水力特征。总的来说,空间不同典型区的湖水位和地下水埋深变化呈现高度的一致性和相关性(r 在0.91~0.99之间, $p < 0.05$),表明了鄱阳湖洲滩地下水位对湖水位变化有着极为显著的动态响应过程。

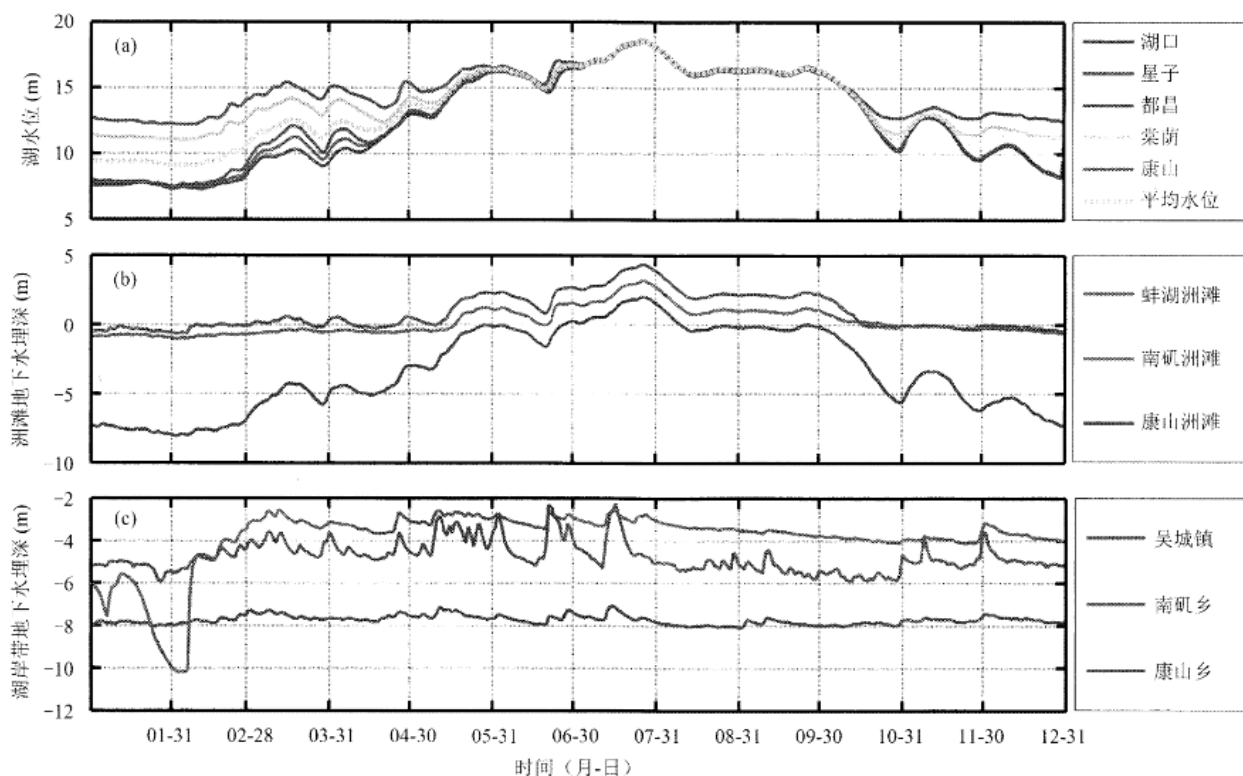


图3 鄱阳湖水位、洲滩和湖岸带地下水埋深时间序列变化图

Fig.3 Time-Series Variations of Lake Water Level, Groundwater Depth of Delta Wetland and Lakeshore

对比图 3a 和图 3c 可见: (1)湖岸带不同典型区的地下水埋深在-10~-2.2 m 之间变化,该变幅也与先前野外水文地质调查结果保持一致(埋深 < 10 m; 见图 1); (2)总的来看,湖岸带地下水埋深呈明显季节性动态变化,即春夏季节的地下水位较高,秋冬季节的地下水位相对较低,尤其是南矶乡和康山乡两个地下水位监测点。而吴城镇地下水埋藏相对较深(约8 m),其年内变化也较为稳定。上述结果说明了湖岸带不同典型区的富水性差异很大程度上影响了地下水位动态变化特征; (3)尽管湖岸带地下水埋深与湖水位变化并不具有日时间尺度上的高度一致性,但两者却很好呈现了月尺度上的较好吻合度或相关性(r 在0.59~0.74之间, $p < 0.05$),表明了湖岸带地下水位动态对湖水位变化具有一定的响应时间或滞后。不同于鄱阳湖洲滩地下水埋深和湖水位之间的实时动态响应(图 4a),湖岸带地下水埋深与湖水位变化之间的滞后响应(图 4b)很可能与地下水径流路径有关。此外,湖岸带地下水埋深的动态变化也可能与上游流域地下水的直接补给以及降雨入渗补给等诸多因素有关(图 2b-c)。

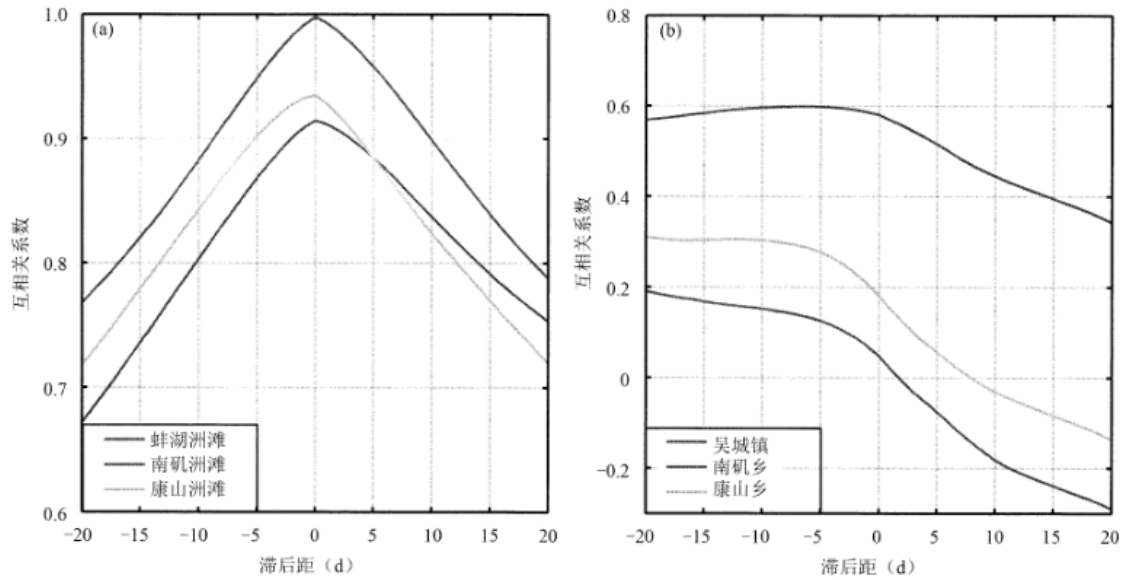
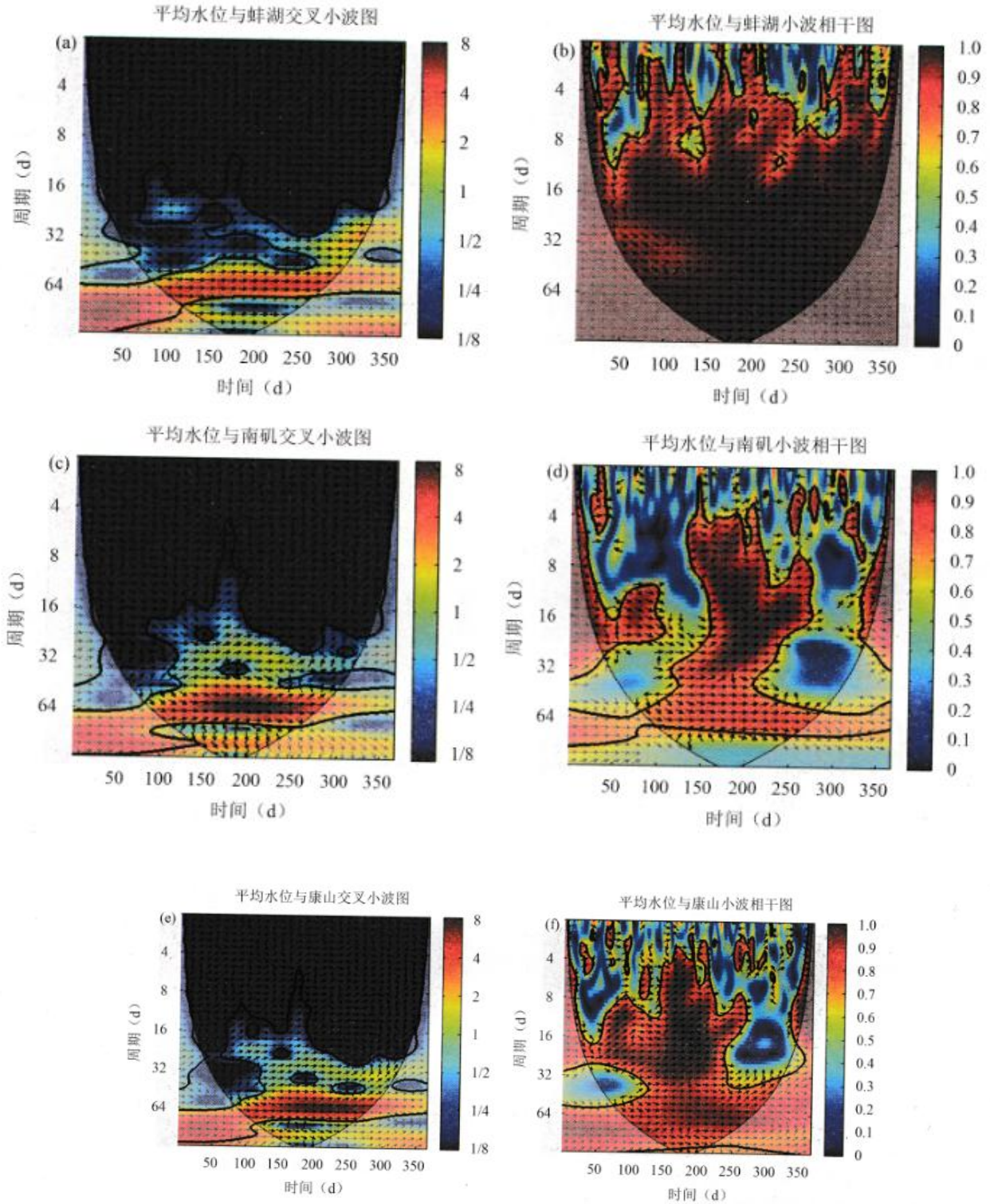


图 4 鄱阳湖水位与洲滩和湖岸带地下水埋深之间的互相关分析(注: 互相关系数的最大值对应响应时间)

Fig.4 Cross-Correlation Analysis for Groundwater Depth of Delta Wetland and Lakeshore Responses to Poyang Lake Water Level (the Maximum Cross-Correlation Coefficient Indicates the Time Lag)

3.2 不同典型区地下水与湖水的侧向水力联系分析

图 5 反映了鄱阳湖水位(用 5 站平均水位表示)和洲滩 3 个典型区地下水位交叉小波和小波相干的综合分析结果。从图 5a, c, e 的交叉小波图上可以看出, 鄱阳湖水位和洲滩 3 个典型区的地下水位均在较长时间尺度上有共同的高能量信号, 两者的相互影响主要集中在约 60 d 左右的主周期上, 表明它们在 60 d 尺度的周期上显著性很高。但在短时间尺度上两者的共同信号较弱, 说明在短时间尺度上湖水对地下水位变化具有一定的调节作用; 从图 5b, d, f 的小波相干图可以看出, 湖泊水位与洲滩 3 个典型区的地下水位基本上都是呈正位相变化(箭头向右), 平均水位要先于洲滩地下水位变化, 且大多时间两者呈正相关关系, 这说明湖水位变化是影响洲滩地下水位变化的主要因素, 主要归因于鄱阳湖洪泛过程对洲滩地下水的影响。就不同典型区而言, 湖泊水位与蚌湖洲滩地下水位的关系最为明显, 基本上全年都具有相关关系且主要呈正相关性, 这说明湖水对蚌湖洲滩地下水位的影响可能是持续的、稳定的。对于南矶和康山洲滩, 在较长时间尺度上湖水和地下水之间的正相关关系可以维持全年, 在较短时间尺度上, 两者仅在全年的部分时间段内具有相互关系。这是因为南矶和康山洲滩处于湖盆地势相对较高的南部湖区, 整体上由南向北的湖泊水流可能并没有在该区域形成稳定的地下水补给源。总体来看, 湖水位和不同类型典型区地下水位某些位相信号变化复杂, 但湖泊水位与洲滩地下水位变化主要呈正相关关系。上述结论与图 3b 和图 4a 得出的分析结果基本一致, 很大程度上表明了湖水和洲滩地下水之间具有密切的侧向水力联系。

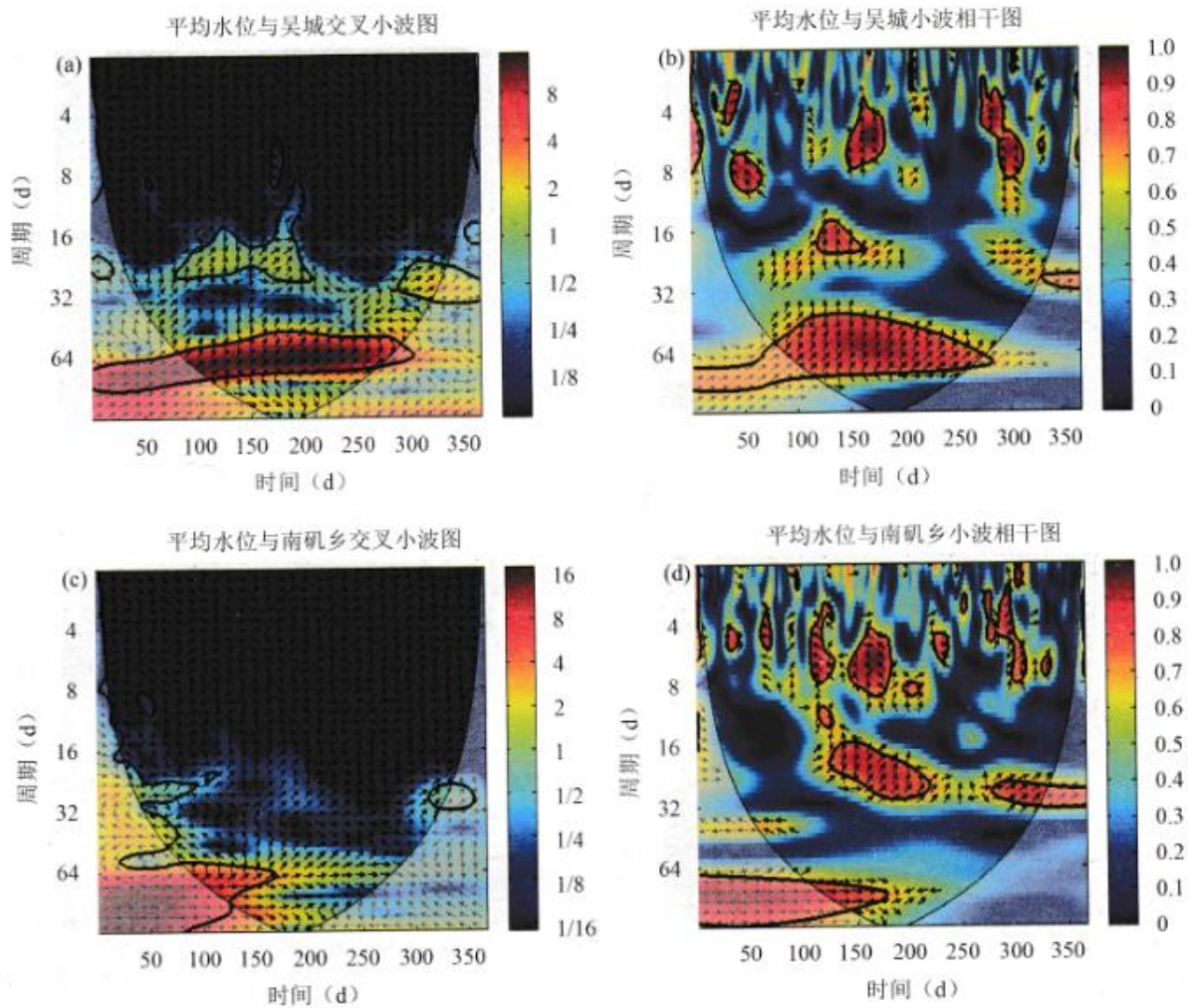


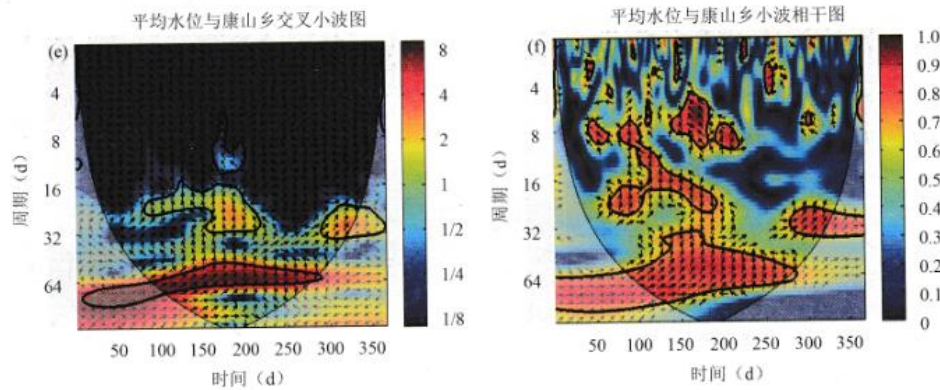
注：箭头表示相对位相差，向右箭头表示两者变化位相一致，向左箭头表示变化位相相反，细黑线为影响锥曲线COI

图 5 鄱阳湖湖水位和洲滩地下水位的小波变换

Fig.5 Wavelet Transform of Poyang Lake Water Level and Groundwater Depth of Delta Wetland (the Arrows Represent Relative Phase Differences the Thin Black Lines Represent the Cone of Influence)

图 6 给出了鄱阳湖平均水位和湖岸带地下水位的交叉小波和小波相干分析结果。从图 6a, c, e 的交叉小波分析结果来看,除了南矶乡地下水位, 吴城镇和康山乡地下水位在两个月的时间尺度上(约 60 d)与湖泊水位有共同强烈的信号, 由此表明它们在 60 d 尺度的周期上极有可能存在着显著的相关性; 通过图 6b, d, f 相应的小波相干结果可见, 湖水和湖岸带地下水的显著区域分布较为分散, 两者关系也比较复杂。主要表现为: 就吴城镇和康山乡而言, 在两个月的较长时间尺度上, 一年中绝大部分时间(前 280 d 左右)湖水位都领先地下水一定位相的变化。对于南矶乡, 较长时间尺度上的这种水位领先地下水关系仅在一年中的前 170 d 左右比较显著, 而下半年在 30 d 左右的时间尺度上两者相关关系比较显著。上述结果与图 3c 和图 4b 所得结论基本一致, 表明湖水和湖岸带地下水之间具有一定的侧向水力联系, 但两者之间密切的水力联系可能仅体现在年内个别典型时段。这些典型时期可能是鄱阳湖春季涨水和夏季高洪水位时期(见图 3c), 不同典型区地下水与湖水可能存在着很大程度上的补给或排泄, 这种复杂的补排关系与作用机制仍需要进一步分析。





注：箭头表示相对位相差，向右箭头表示两者变化位相一致，向左箭头表示变化位相相反，细黑线为影响锥曲线COI

图 6 鄱阳湖湖水位和湖岸带地下水位的小波变换

Fig.6 Wavelet Transform of Poyang Lake Water Level and Groundwater Depth of Lakeshore (the Arrows Represent Relative Phase Difference the Thin Black Lines Represent the Cone of Influence)

4 结论与展望

本文基于野外定点观测数据，采用统计学方法分析鄱阳湖洲滩湿地和湖岸带地下水位年内分布特征及其对湖水位变化的动态响应，辨析了鄱阳湖湖水和不同典型区地下水之间的侧向水力联系与程度，为今后鄱阳湖湿地生态环境保护、水环境与水资源评价等方面提供科学依据和参考。

(1) 鄱阳湖不同洲滩地下水埋深变化范围约-8.1~-0.1 m。枯水季节洲滩地下水埋深可达-8.1 m，地下水和湖水保持约 4 个月(6~9 月)的完全水力连通。湖水位和地下水位动态变化呈现高度一致性，表明了洲滩地下水和湖水具有密切侧向水力联系。小波分析表明，湖水位和洲滩地下水位变化主要呈正相关性，湖水位和洲滩 3 个典型区地下水位在 60 d 左右的主周期上可能存在着显著相关性，湖水位变化是影响洲滩地下水位动态的主要因素。

(2) 湖岸带不同典型区地下水埋深变化范围约-10~-2.2 m。湖岸带地下水埋深与湖水位变化呈现了月尺度上较好的一致性，表明了湖岸带地下水位对湖水位变化不具有日时间尺度上的实时动态响应。小波分析表明，湖岸带地下水和湖水之间的侧向水力联系与作用关系较为复杂，两者密切的水力联系可能仅在年内典型时期。

本文选择不同典型区的定点观测数据来解析湖水和地下水之间的侧向水力联系与影响程度，为了获取对鄱阳湖地下水的全面认识，未来研究工作应尝试拓展到更大的空间尺度，并采用示踪方法来深入研究湖水和地下水之间的季节性补排关系和补给量，为采用具有较强物理机制的数值模型开展湖水-地下水相互作用与模拟提供借鉴。

参考文献

- [1] EDWARDSON K J, BOWDEN W B, DAHM C, et al. The hydraulic characteristics and geochemistry of hyporheic and parafluvial zones in Arctic tundra streams, north slope, Alaska[J]. Advances in Water Resources, 2003, 26 (9): 907 - 923.
- [2] SALEHIN M, PACKMAN A I, PARADIS M. Hyporheic exchange with heterogeneous streambeds: laboratory experiments and modeling[J]. Water Resources Research, 2004, 40 (11): W11504, doi:10.1029/2003WR002567.

-
- [3] 滕彦国, 左锐, 王金生. 地表水-地下水的交错带及其生态功能[J]. 地球与环境, 2007, 35 (1): 1 - 8
- [4] URBANO L D, PERSON M, HANOR J. Groundwater-lake interactions in semi-arid environments[J]. Journal of Geochemical Exploration, 2000, 69-70 : 423 - 427.
- [5] 李均力, 胡汝骥, 黄勇, 等. 1964-2014 年柴窝堡湖面积的时序变化及驱动因素[J]. 干旱区研究, 2015, 32 (3): 417 - 427
- [6] ECKHARDT K, ULBRICH U. Potential impacts of climate change on groundwater recharge and streamflow in a central European low mountain range[J]. Journal of Hydrology, 2003, 284 (1/4): 244 - 252.
- [7] MEIXNER T, MANNING A H, STONESTROM D A, et al. Implications of projected climate change for groundwater recharge in the western United States[J]. Journal of Hydrology, 2016, 534 : 124 - 138.
- [8] SHANKMAN D, KEIM B D, SONG J. Flood frequency in China's Poyang Lake region:trends and teleconnections[J]. International Journal of Climatology, 2006, 26 (9): 1255 - 1266.
- [9] KANAI Y, UETA M, GERMOGENOV N, et al. Migration routes and important resting areas of Siberian cranes (*Grus leucogeranus*) between northeastern Siberia and China as revealed by satellite tracking[J]. Biological Conservation, 2002, 106 (3): 339 - 346.
- [10] 许秀丽, 张奇, 李云良, 等. 鄱阳湖典型洲滩湿地土壤含水量和地下水位年内变化特征[J]. 湖泊科学, 2014, 26 (2): 260 - 268
- [11] 陈建生, 彭青, 詹沪成, 等. 鄱阳湖流域河水、湖水及地下水同位素特征分析[J]. 水资源保护, 2015, 31 (4): 1 - 7
- [12] LANDON M K, RUS D L, HARVEY F E. Comparison of instream methods for measuring hydraulic conductivity in sandy streambeds[J]. Ground Water, 2001, 39 (6): 870 - 885.
- [13] CHRISTENSEN S, RASMUSSEN K R, MOLLER K. Prediction of regional ground water flow to streams[J]. Ground Water, 1998, 36 (2): 351 - 360.
- [14] HARE D K, BRIGGS M A, ROSENBERRY D O, et al. A comparison of thermal infrared to fiber-optic distributed temperature sensing for evaluation of groundwater discharge to surface water[J]. Journal of Hydrology, 2015, 530 : 153 - 166.
- [15] KARAN S, KIDMOSE J, ENGESGAARD P, et al. Role of a groundwater-lake interface in controlling seepage of water and nitrate[J]. Journal of Hydrology, 2014, 517 : 791 - 802.
- [16] CONSTANTZ J, COX M H, SU G W. Comparison of heat and bromide as ground water tracers near streams[J]. Ground Water, 2003, 41 (5): 647 - 656.

-
- [17] 陈崇希, 裴顺平, 王逊. 非完整河的数值模拟方法及建模中的若干问题——读“数值模拟方法在评价地下水资源时区内河流的处理方法”一文随笔[J]. 勘察科学技术, 1999 (4): 3 - 6
- [18] PARKIN G, BIRKINSHAW S J, YOUNGER P L, et al. A numerical modelling and neural network approach to estimate the impact of groundwater abstractions on river flows[J]. Journal of Hydrology, 2007, 339 (1/2): 15 - 28.
- [19] 胡春华, 童乐, 万齐远, 等. 环鄱阳湖浅层地下水水化学特征的时空变化[J]. 环境化学, 2013, 32 (6): 974 - 979
- [20] 曾昭华. 江西省鄱阳湖地区地下水中 SiO₂ 的分布特征及开发评价[J]. 地质与勘探, 1999, 35 (2): 37 - 40
- [21] BOX G E P, JENKINS G M, REINSEL G C. Time series analysis: forecasting and control[M]. Englewood Cliffs, New Jersey, USA: Prentice Hall Inc, 1994:
- [22] FOUFOULA-GEORGIU E, KUMAR P. Wavelets in geophysics[M]. San Diego: Academic Press, 1994:
- [23] 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.
- [24] TORRENCE C, COMPO G P. A practical guide to wavelet analysis[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 1998, 79 (1): 61 - 78.
- [25] TORRENCE C, COMPO G P. A practical guide to wavelet analysis[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 1998, 79 (1): 61 - 78.
- [26] TORRENCE C, WEBSTER P J. Interdecadal changes in the ENSO-monsoon system[J]. Journal of Climate, 1999, 12 (8): 2679 - 2690.