

三峡水库运行前后鄱阳湖洪、枯调控能力变化及其影响因素*

何子灿^{1,2}, 姚仕明^{1,2**}, 栾华龙^{1,2}, 邹宇雄³, 郭小虎^{1,2}, 渠庚^{1,2}, 王丽华², 周炜兴⁴

(1. 长江科学院 水利部长江中下游河湖治理与防洪重点实验室, 武汉 430010)

(2. 长江科学院, 武汉 430010)

(3. 长江勘测规划设计研究有限责任公司, 武汉 430010)

(4. 武汉大学水资源工程与调度全国重点实验室, 武汉 430072)

摘要: 鄱阳湖与长江之间通过水体交换, 共同形成了江湖之间复杂的洪枯调控与蓄泄关系, 在长江中下游水旱灾害防御体系中占据重要地位。本文基于长江-鄱阳湖系统长序列水文数据以及遥感影像解译结果, 结合三峡水库的调度周期, 分阶段阐明了三峡水库运行前后鄱阳湖对长江干流及五河来水的调蓄过程, 揭示了鄱阳湖洪枯调控能力变化特征及其影响因素, 主要结论如下: (1) 无论三峡水库运行前后, 枯水期(12月至次年4月)和集中消落期(5月至6月上旬)鄱阳湖出湖水量普遍小于入湖水量, 日调蓄量大于0, 湖区存蓄水量增加; 汛期(6月中旬至9月上旬)及汛后蓄水期(9月中旬至11月)规律与之相反, 全年出入湖水量基本平衡。此外, 鄱阳湖日调蓄量与长江干流流量及入湖水量呈显著正相关; (2) 三峡水库运行后, 鄱阳湖日调蓄量分布发生变化, 表现为集中消落期日调蓄量正值增加、汛期日调蓄量正负值转换时间提前, 以及汛末日调蓄量负值绝对值增加。受调蓄量变化影响, 长江汛前(6月中旬)鄱阳湖的存蓄水量增长约14.15亿m³, 而汛末(9月上旬)鄱阳湖的存蓄水量减少约85.52亿m³。鄱阳湖自身泄流能力增强、长江及鄱阳湖五河集中消落期流量增加以及汛后蓄水期退水速率加快是导致日调蓄量变化的主要原因; (3) 受长江和鄱阳湖的水文过程与蓄泄能力变化共同影响, 三峡水库运行后汛末及汛后蓄水期鄱阳湖自身蓄水功能减弱, “拉空”与“丰枯急转”现象突出, 导致湖区退水加快, 枯水历时延长, 极枯水位频发。另一方面, 偏枯的存蓄水量导致集中消落期鄱阳湖的剩余湖容增加, 鄱阳湖对五河洪水的调蓄能力增强。相比之下, 长江汛前鄱阳湖的剩余湖容较水库运行前同期减少, 鄱阳湖对长江洪水的调蓄能力下降, 其应对长江极端洪水的能力依然不足; 鄱阳湖在汛末及汛后蓄水期对长江补水能力减弱, 在枯水期其能力则基本保持稳定。研究成果可深化对鄱阳湖洪枯调控机制的认识, 能为江湖系统治理提供科学支撑。

关键词: 调控能力; 调蓄水量; 水库影响; 鄱阳湖; 长江

Variations of the flood and low flow regulation capacity of Lake Poyang in the pre- and post-Three Gorges Reservoir-period: evolution and driving factors

He Zi-can^{1,2}, Yao Shiming^{1,2**}, Luan Hualong^{1,2}, Zou Yu-iong³, Guo Xiao-u^{1,2}, Qu Geng^{1,2}, Wang Li-ua²& Zhou Wei-ing⁴

(1. Key Laboratory of Ministry of Water Resources on River & Lake, Changjiang River Scientific Research Institute, Wuhan 430010, P.R.China)

(2. Changjiang River Scientific Research Institute, Wuhan 430010, P.R.China)

(3. Changjiang Institute of Survey, Planning, Design and Research Corporation, Wuhan 430010, P.R.China)

(4. State Key Laboratory of Water Resources Engineering and Management, Wuhan University, Wuhan 430072, P.R.China)

Abstract: Through complex dynamic water exchanges, Lake Poyang and the Yangtze River constitute the Yangtze-Lake Poyang Flood and Low Flow Regulation System, which plays a crucial role in flood and drought prevention in the middle and lower Yangtze region. Using long-term hydrological data and remote sensing interpretations, this study clarifies the water regulation and storage

*2025-09-12 收稿; 2025-10-30 收修改稿。

国家自然科学基金项目(U2240224, 52409080, 42376166)和中央级公益性院所基金项目(CKSF2024326/HL)联合资助。

**通信作者; E-mail: yzhshymq@163.com

processes of Lake Poyang in response to inflows from the Yangtze River mainstream and the Five Rivers. By incorporating the operational phases of the Three Gorges Reservoir (TGR), we identify changes in the lake's flood and low-flow regulation capacity, along with influencing factors, before and after the TGR's operation. The main findings are as follows: (1) During the dry season (December to April of the following year) and the discharge season (May to early June), the daily regulation volume of Lake Poyang is mostly positive, increasing stored water; during the flood season (mid-June to early September) and the impoundment season (mid-September to November), the opposite occurs, while annual total water inflow and outflow remain largely balanced. The daily regulation volume shows a significant positive correlation with flow from the Yangtze mainstream and incoming water from the Five Rivers; (2) After the Three Gorges Reservoir began operation, the daily regulation volume changed: positive values increased in the discharge season, the shift from positive to negative occurred earlier in the flood season, and negative values intensified late in the flood season. Consequently, the lake's water storage decreased by approximately 1.41 billion m^3 by mid-June (pre-flood season) and by roughly 8.55 billion m^3 by late June (end of flood season). These changes resulted from Lake Poyang's enhanced discharge capacity, increased mainstream and tributary flow during the discharge season, and faster recession during the impoundment season; (3) Affected by hydrological processes and storage-discharge adjustments, Lake Poyang's water storage function weakened in the late flood and discharge seasons. Notable "drawdown" and "rapid flood-drought transition" phenomena led to frequent extreme low water levels and prolonged droughts. Conversely, lower water storage increased Lake Poyang's available capacity during the discharge season, enhancing its regulation of floods from the Five Rivers. By contrast, the lake's smaller pre-flood storage capacity weakened its regulatory effects on Yangtze River floods, making it inadequate for extreme events. Additionally, the lake's capacity to supplement the Yangtze's flow declined at the end of the flood season and impoundment season, but remained stable during the dry season. These findings enhance our understanding of Lake Poyang's regulatory mechanisms and support effective management of the river-lake system.

Keywords: Regulation capacity; Regulated volume; Reservoir impact; the Lake Poyang; the Yangtze River

通江湖泊具有重要的调蓄洪水和保障供水功能, 其汛期可调蓄湖泊上游来水, 分蓄江河干流洪水, 有效削减洪峰并滞缓其发生时间^[1-3]; 枯期则可为江河干流补水, 缓解水位下降趋势, 维持河道基流稳定^[4-6]。这种汛、枯期双向调控机制, 紧密关系湖泊自身及其连通江河的洪枯水情, 历来是江湖关系研究中的热点问题。

作为巨型吞吐型湖泊, 鄱阳湖可存蓄超 350 亿 m^3 的水量^[5,7], 该容量约为三峡防洪库容的 1.6 倍, 洞庭湖调蓄湖容的 2.1 倍, 其与长江通过复杂且强烈的水量交换, 共同构成长江-鄱阳湖江湖洪枯调控系统, 在长江中下游水旱灾害防御体系中占据重要地位。随着人类活动加剧以及极端气候频繁, 尤其三峡水库的运行, 江湖系统的水文情势、冲淤格局与江湖关系均发生较大调整^[8-11], 江湖系统特大洪水与特枯水位事件屡次发生^[6,12-14], 深刻暴露出鄱阳湖调蓄能力的不足。目前研究普遍认为, 湖泊容积是影响湖泊洪枯调控能力的决定性因素^[15-17], 20 世纪 50~90 年代受自然淤积和人为围垦, 鄱阳湖湖容损失超 80 亿 m^3 , 导致其洪水调蓄能力降低, 湖区洪水风险急剧增加^[18]。然而, 近年来研究发现, 水库调蓄下江湖关系改变也会影响湖泊的蓄、排水功能。赖锡军等指出^[19], 鄱阳湖泄流能力与湖口水位呈显著正相关, 湖口水位越低, 鄱阳湖出湖流量越小。姚仕明等认为^[5], 中枯流量级下湖口水位下降致使入江水道水力坡度增加, 进而导致鄱阳湖泄流能力增强。范少英和邓金运等发现^[4,20], 除湖口水位外, 鄱阳湖调蓄能力还受入湖流量和长江干流流量变化影响, 三峡水库运行后来水偏枯导致湖泊调蓄能力降低。上述研究聚焦于水流总量或特定水位变化, 对水文过程改变的影响探讨较少。事实上, 由于不同时段干-支流流量、水位调整存在差异^[21-23], 即便同为低流量低水位情景, 鄱阳湖在汛后蓄水期与枯水期的调节能力及其变化特征也不尽相同。

为表征湖泊调控功能, 现有研究从流量或水位角度出发提出了多种量化指标。李义天和邓金运等^[1,4,20,24]基于湖泊存蓄水量峰值时段出、入湖水量差由正转负的特征, 提出了临界入湖水量和临界水位指标; 吴道喜和谭启富^[25]认为湖泊调蓄能力与次洪水两峰间重复利用的湖容有关, 引入了复蓄量指标; 李荣昉等^[2]则通过洪水演进模型, 以有无湖泊情景下的最高水位差值表征调蓄能力强弱。然而, 上述指标多侧重湖泊高水期的洪水调蓄, 难以全面反映其在整个水文周期内的调控功能。范少英等^[20]尝试将临界水位指标扩展应用于其他调蓄阶段, 并结合既有研究中的水位-湖容曲线, 用以反映鄱阳湖年内调控能力变化过程。然而, 因其理论依据不足、数据来源不一且准确性有限, 该方法在精确刻画鄱阳湖调控效应上仍有差距。

本文结合三峡水库运行前后 (1993~2002 年和 2013~2022 年) 长江-鄱阳湖系统的长序列水文数据和遥感影像资料, 提出了表征鄱阳湖蓄、排水功能的描述性指标 V_c (存蓄水量) 和 W_t (调蓄水量), 构建了长江-鄱阳湖蓄泄关系函数, 在此基础上系统揭示了三峡水库运行前后不同调蓄阶段鄱阳湖洪枯调控能力

变化特征及其驱动因素，研究成果可丰富对大型通江湖泊水文过程与调蓄机制的认识，以期为长江中下游水安全保障、鄱阳湖生态保护与治理等提供科学支撑。

1. 数据源介绍

1.1 研究区域概况

研究区域由长江干流段和鄱阳湖湖区段两部分组成，其中长江干流段上起九江水文站，下迄八里江水位站（图1），是鄱阳湖出流强顶托段，受回水效应显著。鄱阳湖湖区段位于长江中下游右岸，具有洪水湖相、枯水河相的特性，高洪水位下其水域面积可达3000 km²，枯水期面积则不足1000 km²[17,26]，水域面积支离破碎，自然形成众多具有特殊水文过程的碟形湖[27]。鄱阳湖承纳赣江、抚河、信江、饶河、修水等五河及博阳河、漳田河、潼津河等支流来水，经调蓄后由湖口汇入（出）长江。据统计，2003~2022年鄱阳湖向长江年均输送水、沙量分别为1498亿 m³和984万 t，约占长江干流大通站年均径流量及输沙量的17.1%和7.6%[28]。

1.2 研究数据

鄱阳湖五河入湖流量由外洲站（赣江），李家渡站（抚河），梅港站（信江），虎山站（饶河），渡峰坑站（饶河），虬津站（修河）以及万家埠站（潦河）7站控制。长江干流来流和鄱阳湖出湖水流由九江水文站和湖口水文站控制。湖区星子和屏峰两站反映鄱阳湖入江水道区域的水位波动，都昌、棠荫、龙口和康山四站则反映鄱阳湖湖盆区域的水位变化。为反映三峡水库运行对鄱阳湖调蓄能力的影响，选取两组系列年进行对照分析：水库运行前的基准期1993~2002年与运行后江湖关系趋于稳定时期2013~2022年。上述两时期长江干流及五河来流的多年平均径流量差异不足10%，且均涵盖特大洪水与极枯水情事件，具有良好的代表性和可比性。鄱阳湖地形数据涵盖1998年及2011年两年测次，数据集中包含有248万个地形高程散点，能高精度反映鄱阳湖入江水道及湖盆形态。遥感影像资料覆盖特大洪水、特枯枯水、以及中水水情发生时段，用于反映湖区水域面积变化过程。遥感影像获取、数据预处理以及水体提取的步骤及方法参考李昕悦等[14]的相关研究。研究河段测站具体位置、测量时间等信息见表1和图1。

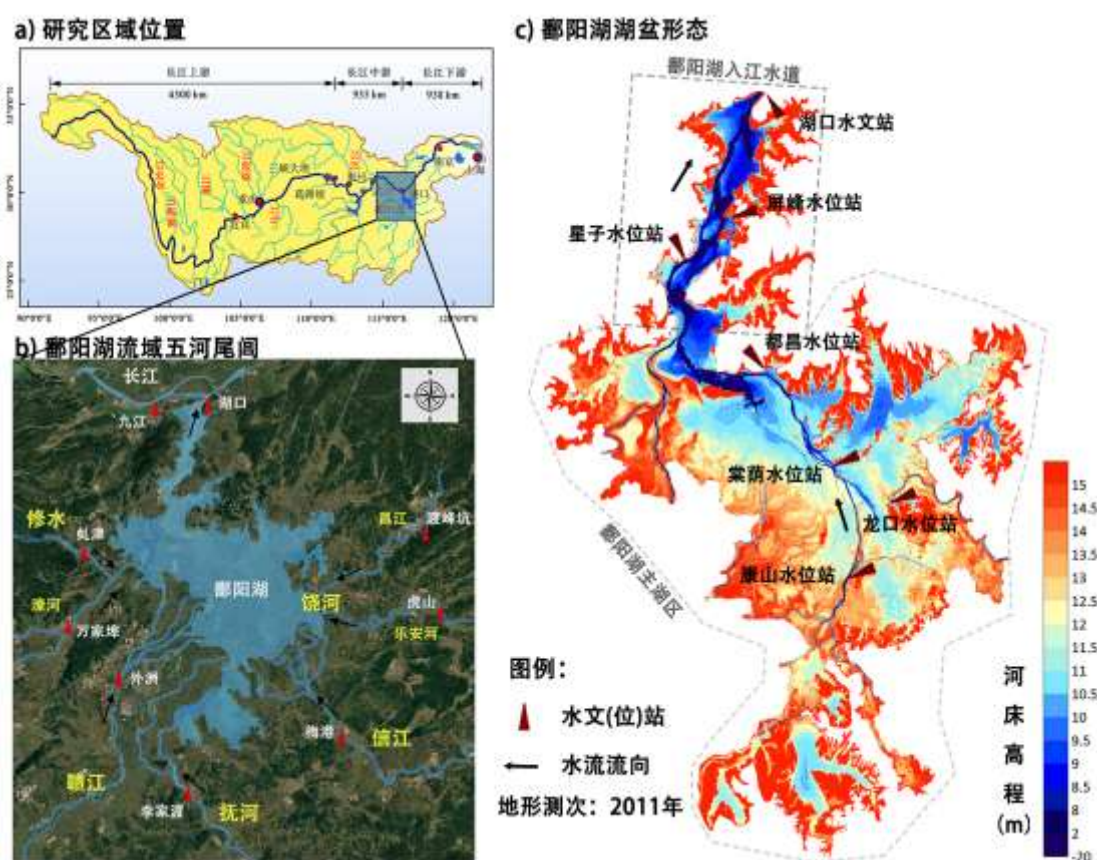


图1 长江-鄱阳湖江湖交汇系统地理位置及河势图

Fig.1 Sketch map of Yangtze-Poyang System (study area) showing the location and morphology

表 1 研究河段地形及水文序列资料

Table 1 Data set of field observations and other specific information

数据类型	测量站点/区域	资料内容	资料长度/年
长江-鄱阳湖 汇流段	九江、湖口	逐日水位、流量	1993~2002, 2013~2022
鄱阳湖五河 尾闾	外洲、李家渡、梅港、虎山、渡峰 坑、虬津、万家埠	逐日流量	1993~2002, 2013~2022
	鄱阳入江水道	散点及断面高程	1998, 2011
	鄱阳湖湖区中部	散点高程	2011
鄱阳湖湖区	星子、屏峰、都昌、棠荫、龙口、康 山	逐日水位	1993~2002, 2013~2022
	鄱阳湖湖区	10m 空间分辨率的雷达影像 (Sentinel-1 卫星)	1993~2002, 2013~2022 共计 15 期遥感影像

2. 研究方法

2.1 湖泊存蓄水量分析

湖泊存蓄水量可反映湖泊对流域来水的消纳能力，考虑鄱阳湖主湖区与碟形湖间“高水位相连、中水位相关、低水位分离”的变化连通性影响^[29,30]，湖区存蓄水量 (V_c) 计算需根据湖区水位分情况讨论。当湖区水位较高，鄱阳湖呈“湖相”特征时，主湖区与碟形湖形成一个整体， V_c 直接基于主湖区水位与湖盆地形计算得出；当湖区水位较低，呈“河相”时， V_c 包括两部分：第一部分为主湖区存蓄水量，计算方法与中高水位情景相同；第二部分为底水存蓄量 v_d ，用于表征碟形湖因退水不及时导致的滞留水量。受碟形湖区域缺乏水位实测数据限制， v_d 需结合遥感影像提取的水域面积，通过多次水位试算确定，其试算步骤见图 2a。 V_c 的计算公式如下：

$$V_c = \begin{cases} v_d + \sum_{k=1}^N \frac{A_k}{3} \times (\max(h_{k1}, 0) + \max(h_{k2}, 0) + \max(h_{k3}, 0)) & Z_{ty} \leq 15.0m \\ \sum_{k=1}^N \frac{A_k}{3} \times (\max(h_{k1}, 0) + \max(h_{k2}, 0) + \max(h_{k3}, 0)) & Z_{ty} > 15.0m \end{cases} \quad (1)$$

$$h_{k1 \sim k3} = Z_{level} - Z_{terrain}$$

式中， Z_{level} 为主湖区水面高程 (m)， $Z_{terrain}$ 为地形高程 (m)， Z_{ty} 为湖心水位站棠荫站水位 (m)，临界水位 15m 基于鄱阳湖“河/湖相”分界水位^[26]以及碟形湖围堤高程 12~15m^[30,31]综合确定。为精细化计算鄱阳湖存蓄水量，将湖区划分为 717158 个三角网格单位，节点个数为 366912 个 (图 2b)。 A_k 为第 k 个三角网格的淹没面积， $h_{k1 \sim k3}$ 为第 k 个网格三角节点处水深。吴道喜和谭启富^[25]指出，湖区水面并非水平，而是受湖水涨落形成曲面，故采用湖区星子、屏峰、都昌、棠荫、龙口、康山六站实时测量水位对湖区水面进行三角插值求取 Z_{level} ，以反映三峡水库蓄水前后湖区真实水面情况。

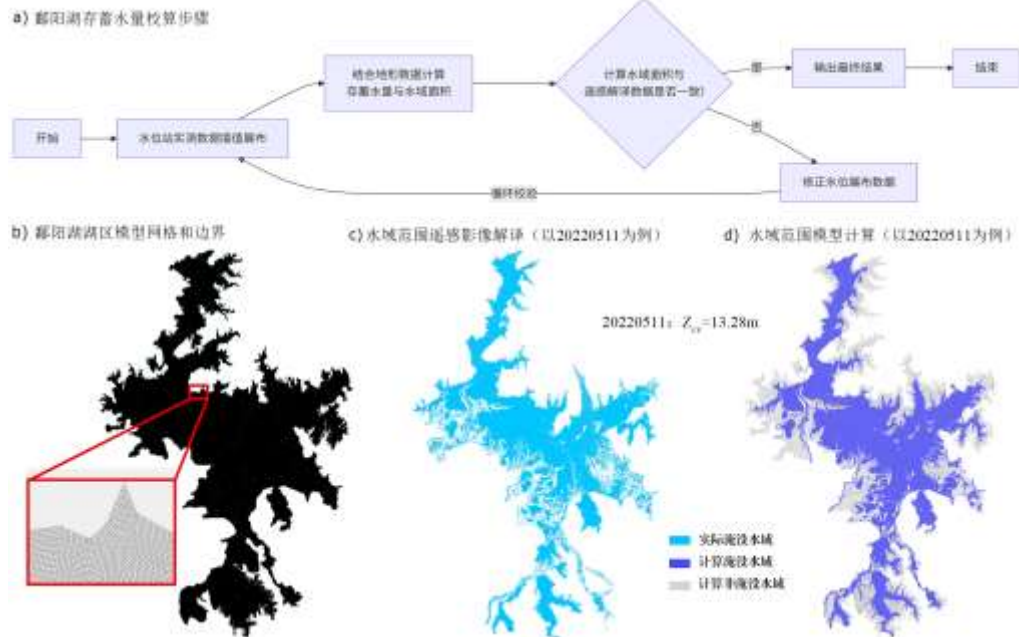


图 2 鄱阳湖存蓄水量计算步骤及结果验证

Fig.2 Calculation procedures and result validation of water storage capacity in Lake Poyang

值得注意的是，基于实测地形散点插值所获得的 $Z_{terrain}$ 中，入江水道区域分别采用 1998 年和 2011 年两测次数据，用以反映三峡运行前、后的地形变化，区域范围见图 1c。相比之下，湖区主湖区因测量难度大，有效测次较少，故假设三峡水库运行前后其地形保持不变，统一采用 2011 年测次地形，忽略冲淤变化影响，区域范围见图 1c。事实上，1993~2002 年鄱阳湖年均微淤 479.3 万 t/a，2003 年后湖区年均微冲 559.7 万 t/a，且冲刷主要集中在入江水道区域，湖区中部冲淤交替^[28]。三峡水库蓄水前后的年均冲淤量若折合为湖容损失（或补充）量，约在 0.02~0.03 亿 m^3/a ，相较于极枯水情总湖容 7.82 亿 m^3 错误！未找到引用源。和洪水满蓄总湖容 350 亿 m^3 ^[5]，其值可忽略不计，故该假设成立。结合实测水位、地形数据以及遥感影像解译成果，可有效推求 V_c 值，图 2c 和 2d 给出了多次试算后的计算淹没水域和实测水域，两者面积大小和分布特征基本一致，验证了 V_c 值的准确性。

2.2 湖泊调蓄水量分析

(1) 日调蓄量

湖泊调蓄量是指特定时段内湖泊入流与出流水量的差值，既可表征湖泊对入湖水流的调蓄作用强弱，也能反映湖泊存蓄水量的变化速率。参考已有研究经验^[1,15]，建立了鄱阳湖日调蓄量公式：

$$W_t = (Q_{wh} + Q_{qj}) \times \Delta t - Q_{hk} \times \Delta t + (P - Z) \times F \quad (2)$$

式中， W_t 为湖泊日调蓄量（ m^3 ）， Q_{wh} 为鄱阳湖五河逐日平均入湖流量（ m^3/s ）， Q_{qj} 为鄱阳湖日区间汇流量（ m^3/s ）， Q_{hk} 为湖口逐日平均出湖流量（ m^3/s ）， Δt 长度为 1 天。 P 和 Z 为分别为时段内降雨量（ m ）和蒸发渗漏量（ m ）， F 为时段内鄱阳湖水域面积变化均值（ km^2 ），假设时段内降雨量 P 与蒸发渗漏量 Z 数值相当^[1,15]，故 $(P - Z) \times F \approx 0$ 。

为分析三峡水库运行前后鄱阳湖调控能力年内变化过程，根据三峡水库的不同调度阶段，将 1~12 月划分为四个时期：枯水期（12 月至次年 4 月）、集中消落期（5 月至 6 月上旬）、汛期（6 月中旬至 9 月上旬）以及汛后蓄水期（9 月中旬至 11 月）。利用三峡水库蓄水运行前后 1993~2002 年和 2013~2022 年的实测逐日水文资料，分别计算各调蓄阶段鄱阳湖日调蓄量和旬累计调蓄量。

(2) 入湖水量校正

鄱阳湖入湖水量（ Q_{rh} ）由五河入湖流量（ Q_{wh} ）和区间汇流量（ Q_{qj} ）构成。由于区间汇流实际测量难度大、资料缺乏，已有研究普遍通过对五河入湖流量引入修正系数来推求鄱阳湖入湖总水量。基于不同假设条件，如出入湖水量周期性平衡假设、产流面积占比理论^[25]等，现有修正系数取值各异，但普遍在[1.19~1.25]区间。实际上，鄱阳湖区间汇流与五河总入流在年内过程上并非呈简单线性关系，由于湖泊存蓄水量逐日变化值即为日调蓄量，本文基于湖泊存蓄水量变化推求入湖水量，建立以下关系式：

$$V_{c_{i+1}} - V_{c_i} = W_{ti} \quad (3)$$

$$Q_{rh} = Q_{wh} + Q_{qj} = \frac{V_{c_{i+1}} - V_{c_i}}{\Delta t} + Q_{hk} \quad (4)$$

式中， V_{c_i} 和 W_{ti} 分别为第 i 天的湖泊存蓄水量以及日调蓄量，通过式（4）则可反推获取鄱阳湖逐日入湖水量。

3. 研究结果

3.1 长江-鄱阳湖系统洪枯水情变化

3.1.1 鄱阳湖出入湖流量变化

图 3 显示了三峡水库运行前、后各 10 年长江干流流量（ Q_{jj} ）和鄱阳湖出入湖流量（ Q_{hk} ， Q_{rh} ）的分布特征。在枯水期，三峡水库运行前 Q_{jj} ， Q_{hk} 和 Q_{rh} 均值分别约为 12600 m^3/s ，4060 m^3/s 以及 4390 m^3/s ；三峡水库运行后 Q_{jj} 值分布特征发生明显改变，其均值增至约 15100 m^3/s 。相比之下，出入湖水量分布特征变幅较小， Q_{hk} 和 Q_{rh} 均值变化量不足 250 m^3/s ；在集中消落期，三峡水库运行前 Q_{jj} 和 Q_{hk} 均值分别约为 25300 m^3/s 和 7740 m^3/s 。该时段五河正处于丰水期， Q_{rh} 最大值接近 45000 m^3/s ；三峡水库运行后， Q_{jj} 值， Q_{hk} 值与 Q_{rh} 值均呈整体增加态势，以 5 月中旬至 6 月上旬的增幅最为明显，其中大于 10000 m^3/s 的 Q_{rh} 值占比由水库运行前的约 26.3%增加至约 41.7%，但 Q_{rh} 值最大值减少至约 37800 m^3/s 。

在汛期，三峡水库蓄水运行前 Q_{jj} ， Q_{hk} 和 Q_{rh} 均值分别约为 42300 m^3/s ，8320 m^3/s 以及 9060 m^3/s ，其中约 13.5%的 Q_{jj} 值分布在 60000 m^3/s 以上高洪流量区间，约 2.8%的 Q_{hk} 值小于 0。三峡水库运行后，

Q_{jj} 、 Q_{hk} 和 Q_{rh} 均值均明显减小, 60000 m³/s 以上 Q_{jj} 值出现频率减少至不足 5%, 负值 Q_{hk} 的出现频率降低至 0.1%; 在汛后蓄水期, 三峡水库蓄水运行前 Q_{jj} 均值约为 25300 m³/s, 近 40%的 Q_{hk} 值大于 5000 m³/s, 约 1.5%的 Q_{hk} 值小于 0, 约 89%的 Q_{rh} 值小于 5000 m³/s。三峡水库运行后, Q_{jj} 、 Q_{hk} 和 Q_{rh} 值均显著减少, 其中 Q_{jj} 均值显著减小至约 21600 m³/s, 大于 5000 m³/s 的 Q_{hk} 值占比减少至 13.7%, 负值 Q_{hk} 的占比增长至 2.6%, 小于 5000 m³/s 的 Q_{rh} 值占比增长至 92%以上。

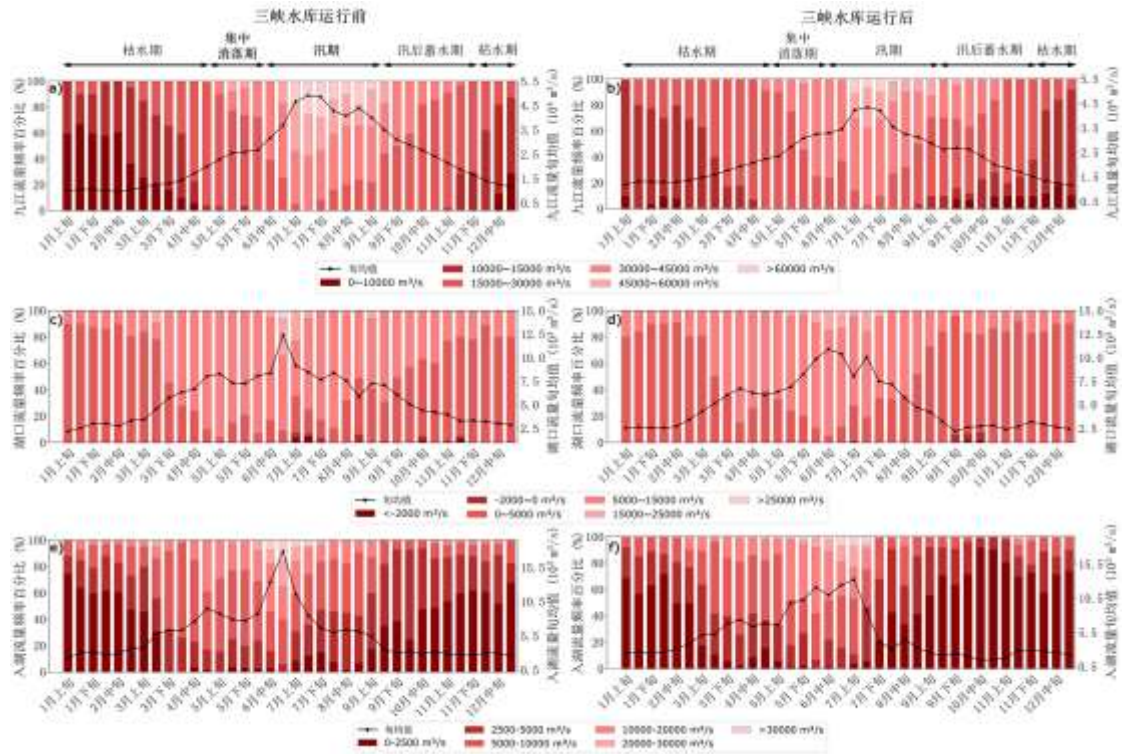


图 3 三峡水库运行前后长江-鄱阳湖系统多年旬均流量过程

Fig.3 Annual mean ten-day discharge process of the Yangtze River-Lake Poyang system in pre- and post- TGR operation

3.1.2 鄱阳湖入江水道及湖区水位

图 4 显示了三峡蓄水前、后年内不同时期鄱阳湖区水位分布特征, 其中湖口站 (Z_{hk})、都昌站 (Z_{dc}) 和棠荫站 (Z_{ty}) 观测值分别代表鄱阳湖入江水道段出、入口以及主湖区中心的水位。由图 4a, c 和 d 可见, 在三峡水库蓄水运行前, 枯水期湖区 Z_{dc} 值和 Z_{ty} 值明显高于江湖交汇处的 Z_{hk} 值, 最大水位落差可达 5m; 集中消落期 Z_{hk} 、 Z_{dc} 和 Z_{ty} 值落差减小, 其最高频数分布均出现在 13~16m 区间; 汛期 Z_{hk} 、 Z_{dc} 和 Z_{ty} 值大小以及分布特征已基本一致, 其主要波动范围和最高频数出现区间分别为 13~19.5m 和 16~19m; 在汛后蓄水期, Z_{hk} 值减幅明显快于 Z_{dc} 值与 Z_{ty} 值, 其水位快速从峰值回落至 10m 左右。

三峡水库蓄水运行后, 枯水期湖口水位略有抬升, 都昌和棠荫水位则明显降低, Z_{hk} 、 Z_{dc} 和 Z_{ty} 均值分别增加 0.2m, 减少 1.5m 以及减少 0.58m (图 4b, d 和 f)。在枯水位分布特征方面, Z_{hk} 值分布相对稳定, 主体部分仍分布在 7~10m 区间。相比之下, Z_{dc} 值和 Z_{ty} 值的分布趋于离散, 其中, Z_{dc} 和 Z_{ty} 的最小值分别由 9.27m 和 11.16m 减小至 7.41m 和 10.14m; 在集中消落期, Z_{hk} 、 Z_{dc} 和 Z_{ty} 值分布呈一致性变化特征 (图 4b, d 和 f), 表现为 13~16m 原峰值区间内水位出现频率显著降低, 而其两侧 10~13m 区间及 16~19m 区间水位出现频率增加, 表明该时段湖区涨水速率增快。此外, 湖区 19m 以上的超保证水位出现频率减少; 汛期 Z_{hk} 、 Z_{dc} 和 Z_{ty} 值显著降低, 其均值分别减小 1.55m, 1.60m 和 1.58m, 其最小值则由原 12~13m 分别减小至 7.64m、7.72m 和 9.69m, 出现“汛期特枯”的特殊现象。相比之下, Z_{hk} 、 Z_{dc} 和 Z_{ty} 最大值略有增加, 大于 22.5m 以上的超警戒水位出现频率无明显变化, 但 19m 以上的超保证水位出现频率明显降低, 由约 40%降低至约 15% (图 4b, d 和 f); 在汛后蓄水期, Z_{hk} 、 Z_{dc} 和 Z_{ty} 值均明显降低, 其均值减幅均超 2m, 湖区退水速率明显增快 (图 4b, d 和 f)。

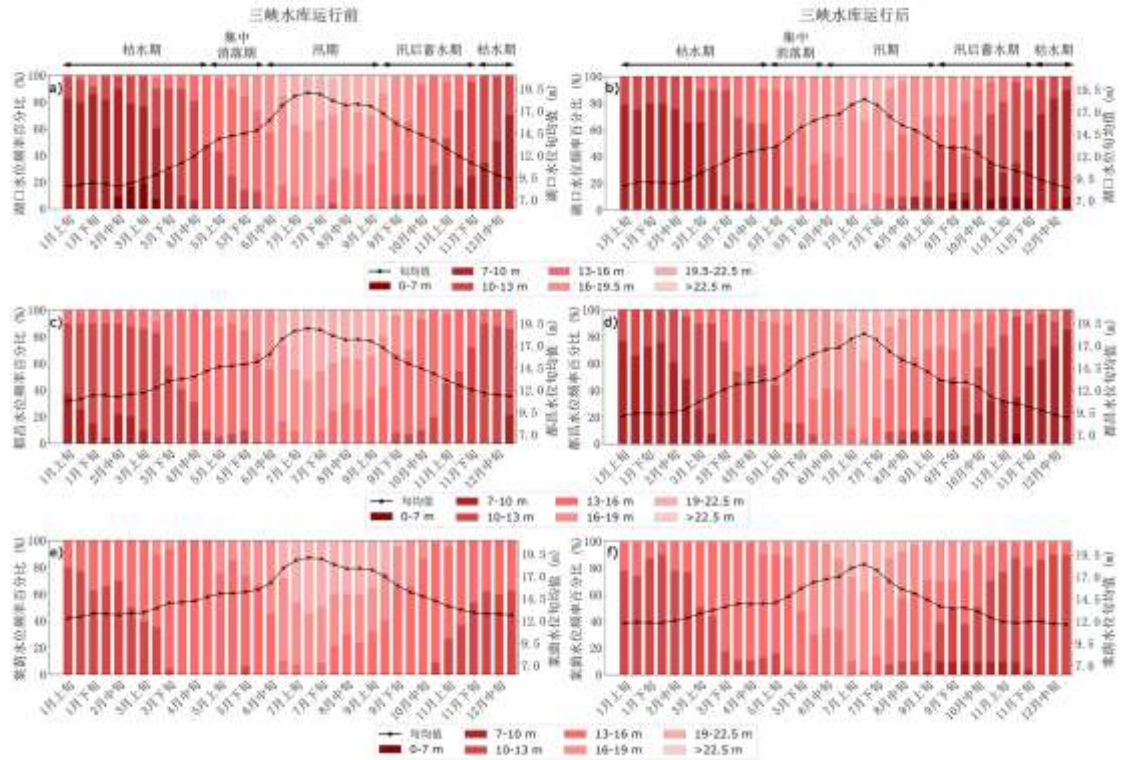


图 4 三峡水库运行前后长江-鄱阳湖系统多年旬均水位过程

Fig. 4 Annual mean ten-day water level process of the Yangtze River-Lake Poyang system in pre- and post- TGR operation

3.2 鄱阳湖对洪枯水量的调蓄作用变化

3.2.1 鄱阳湖日调蓄量年际年内波动

图 5 为鄱阳湖日调蓄量年际变化箱型图，箱型内部矩形中心代表鄱阳湖年内日调蓄量平均值，箱型外部须线代表日调蓄量主体分布的范围。由图可见，鄱阳湖日调蓄量年内波动明显，但无论三峡水库蓄水前后，各年份鄱阳湖入湖总水量与出湖总水量基本相同，年内日调蓄量 W_t 均值于 0 附近波动。较三峡水库运行前，鄱阳湖年内日调蓄量分布更为集中，须线范围明显缩窄，由 $\pm(4.0\sim 7.0)\times 10^8\text{ m}^3$ 减小至 $\pm(1.5\sim 6.0)\times 10^8\text{ m}^3$ 。

结合鄱阳湖流域洪枯水情可见，日调蓄量 W_t 的波动幅度与长江及五河来水量大小和峰值呈正相关，在 1998 年、2016 年、2020 年等特大洪水年份，鄱阳湖 W_t 主体波动范围普遍超过 $\pm 5.0\times 10^8\text{ m}^3$ ，而在 2018 年、2022 年等偏枯或特枯水年， W_t 主体集中在 $\pm 3\times 10^8\text{ m}^3$ 区间内。此外，受三峡水库汛期削峰作用影响，2016 年、2020 年的鄱阳湖 W_t 主体波动范围普遍小于 1998 年和 2002 年。

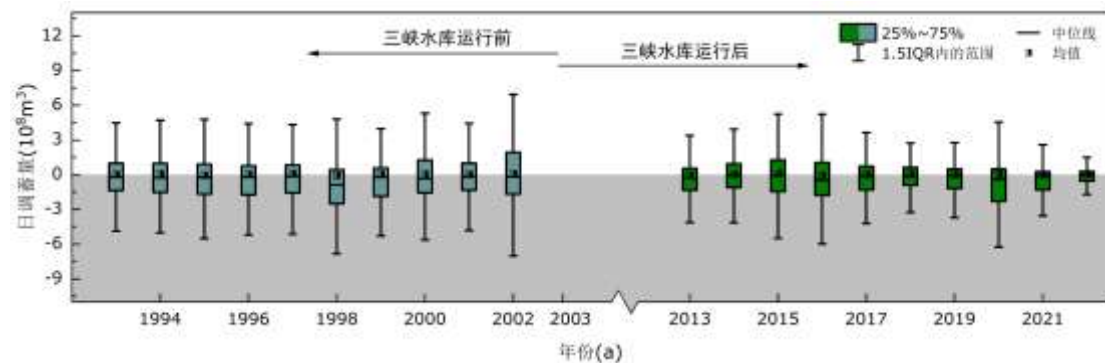


图 5 鄱阳湖日调蓄量年际变化及年内分布

Fig.5 Interannual variation and seasonal distribution characteristics of the daily regulated volume of the Lake Poyang

3.2.2 鄱阳湖不同时期调蓄水量变化

图6显示了三峡水库蓄水前后, 枯水期、集中消落期、汛期, 以及汛后蓄水期鄱阳湖日调蓄作用变化特征。由图可见, 在三峡工程蓄水运行前, 枯水期和集中消落期鄱阳湖日调蓄量 W_t 分布在0值左右, 其中枯水期47.1%的 W_t 值为正值, 集中消落期55.9%的 W_t 值为正值。枯水期和集中消落期 W_t 均值分别为 $0.28 \times 10^8 \text{ m}^3$ 和 $1.78 \times 10^8 \text{ m}^3$, 表明时段内鄱阳湖入湖总流量大于出湖总流量。汛期和汛后蓄水期日调蓄量普遍小于0, 其中汛期负值占比62.1%, 汛后蓄水期负值占比78.5%, 汛期和汛后蓄水期 W_t 均值分别为 $-0.26 \times 10^8 \text{ m}^3$ 和 $-1.35 \times 10^8 \text{ m}^3$, 表明时段内鄱阳湖出湖总流量大于入湖总流量。对比各时段鄱阳湖的调控能力可见, 集中消落期鄱阳湖的调蓄作用最为明显, 日均调蓄量最大值超过 $2.5 \times 10^9 \text{ m}^3$, 枯水期调蓄作用最弱, 日调蓄量分布集中在 $\pm 1 \times 10^9 \text{ m}^3$ 流量区间。

三峡水库运行后, 枯水期、集中消落期以及汛期鄱阳湖日调蓄量均呈现减小趋势。其中, 枯水期 W_t 值分布无明显变化, 集中消落期 W_t 值分布趋于集中; 汛期 W_t 值显著降低, 负值占比增长至73.7%, W_t 均值减小至 $-0.95 \times 10^8 \text{ m}^3$, 表明同时段出入湖水量差异增加, 湖泊调蓄作用减弱。相比之下, 汛后蓄水期 W_t 值呈明显增加趋势, 时段内负值占比减小至70.2%, W_t 均值增长至 $-0.72 \times 10^8 \text{ m}^3$, 表明同时段出入湖水量差异减小, 湖泊调蓄作用增强(图6)。

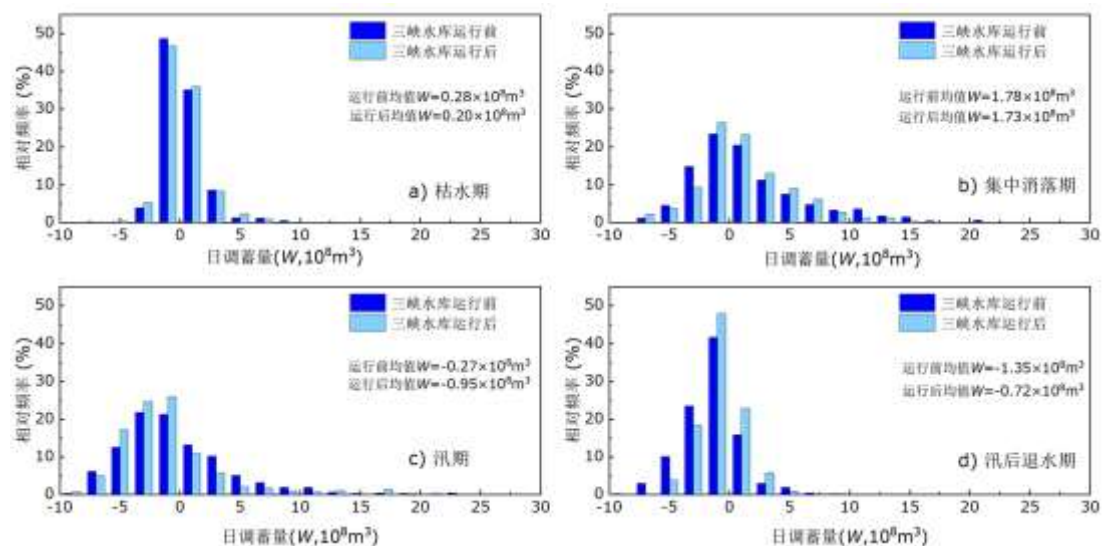


图6 三峡水库运行前后鄱阳湖日调蓄量频数分布变化

Fig.6 Variations in frequency distribution of daily regulated volume of the Lake Poyang in pre- and post- TGR operation

3.3 洪枯调控下鄱阳湖存蓄水量变化

3.3.1 鄱阳湖存蓄水量-水位关系

鄱阳湖的存蓄水量大小反映出鄱阳湖消纳水量的能力, 作为季节性吞吐型湖泊, 鄱阳湖汛、枯期水域面积与存蓄水量差异极大。图7a和c显示三峡水库运行前, 鄱阳湖存蓄水量和淹没面积呈分段式变化特征, 以荣荫水位10m和15m为界。当水位低于10m时, 湖区呈“河相”特征, 水域面积在100~500 km^2 范围内波动, 湖区存蓄水量不足10亿 m^3 且随水位抬升的增幅有限; 10~15m水位为湖区淹没面积快速扩张区间, 同时段湖泊存蓄水量随水位抬升快速增加, 单位水位抬升对应的存蓄增量由不足10亿 m^3 逐渐增长至30亿 m^3 以上; 当水位超过15m时, 湖区呈“湖相”特征, 此时淹没面积随水位抬升的增幅有限, 单位水位对应的存蓄增量稳定在35亿 m^3 左右。

三峡水库运行后, 因湖区地形变幅有限, 鄱阳湖存蓄水量-水位的相关关系相对稳定, 但受鄱阳湖出入湖水量遭遇模式变化影响, 相同中、高水位下的湖泊存蓄水量波动范围增大, 即 R^2 值有所减小。图7b还显示, 鄱阳湖8亿 m^3 以下 V_c 值出现频次显著增加, 而300亿 m^3 以上 V_c 值的出现频次减少, 但后者峰值有所增加。

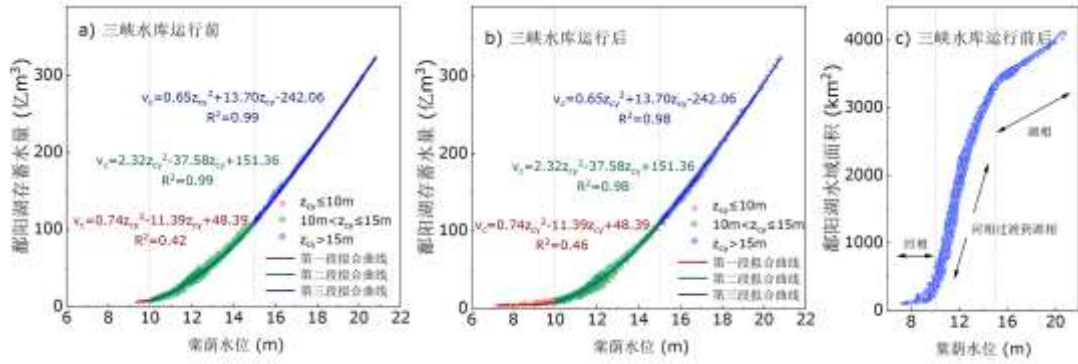


图7 三峡水库运行前后鄱阳湖存蓄水量及水域面积与水位的相关关系

Fig.7 Correlation between water storage, surface area, and water level of the Lake Poyang in pre- and post- TGR operation

3.3.2 鄱阳湖不同时期存蓄水量变化

图8显示了1993~2002年与2013~2022年两时段存蓄水量旬均值的年内分布，用以表征三峡水库运行前、后湖区存蓄水量的变化过程。由图8a可见，三峡水库运行前，鄱阳湖存蓄水量呈现先增加后减小的变化特征，具体表现为：1月至3月上旬维持在较低值（14~25亿 m^3 ）；自3月中旬起，呈现明显上升趋势，且于6月中旬后增幅急剧增加，于7月中旬达到峰值；7月下旬到9月上旬，略有下降但仍保持在高值（约150亿 m^3 ）；9月起进入快速减小期，并于12月回落至约20亿 m^3 的年初水平。三峡水库运行后，由图8b可见， V_c 值大小及年内分布出现较大调整（图8）。除5月下旬至6月中旬 V_c 值增加外， V_c 值普遍呈现减小态势，以8~9月减幅最为明显。其中，9月上旬 V_c 值减小约85.52亿 m^3 ，减幅高达57.6%。此外，旬均 V_c 值峰值由蓄水前的194.5亿 m^3 降低至171.4亿 m^3 。相比之下，汛前6月上旬 V_c 值增加，由99.6亿 m^3 增长至113.7亿 m^3 ，增幅近15%，汛期调蓄洪水的剩余湖容相应减少。

结合日调蓄量的旬均值和旬累积值变化过程，图8c和d进一步显示了不同时段 V_c 值的增(减)速率。三峡水库运行前，日调蓄量旬均值的年内变化呈现先为正值后为负值的分布特征，其“由正转负”的转折点出现在汛期。日调蓄量旬均值的正、负绝对值最大值分别出现在6月（正值）和9月（负值），旬累积值的分布特征与其一致，表明在上述两时段内 V_c 值分别快速增加和减小。三峡水库运行后，日调蓄量5~6月的旬累积值较历史同期值明显增大，其中5月上旬累积调蓄量由原48亿 m^3 明显增加至252亿 m^3 。汛期依然是日调蓄量“由正转负”的关键时期，但该现象的发生时间明显提前，由原7月下旬提前至7月中旬。此外，旬累积负值的绝对值最大值出现时间也提前至8月上旬，其值也由-313亿 m^3 减小至-365亿 m^3 。上述变化表明， V_c 值自汛末开始提前减小，且减小速率明显增快。

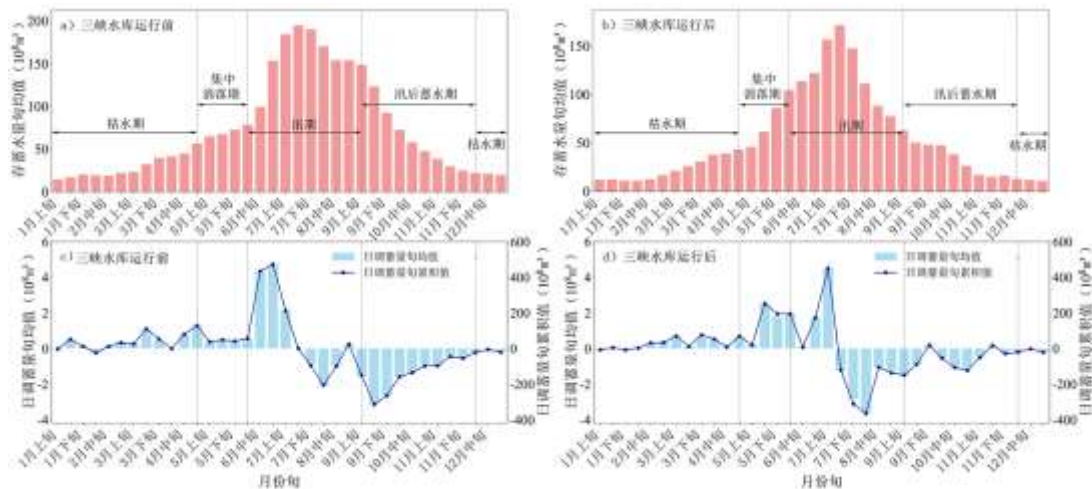


图8 三峡水库运行前后鄱阳湖存蓄水量变化过程

Fig.8 Temporal variations in water storage capacity of the Lake Poyang in pre- and post- TGR operation

4. 讨论

4.1 长江-鄱阳湖蓄泄关系变化

长江-鄱阳湖系统蓄泄关系与江湖水量交换紧密相关，调蓄量作为出入湖水量差，可表征鄱阳湖对五河洪水的调蓄作用强弱。湖口出流大小与长江洪枯水情紧密相关，已有研究指出湖口流量变化同时受长江干流流量(Q_{jj})、鄱阳湖入湖流量(Q_{rh})以及湖口水位(Z_{hk})影响，基于落差指数法建立有鄱阳湖出流经验公式^[4,20]:

$$Q_{hk} = c_0 + c_1 Z_{hk}^\alpha + c_2 Q_{jj} + c_3 Q_{rh} \quad (5)$$

式中， α 为入江水道水位落差指数，取值介于 1.5 至 2 之间； $c_0 \sim c_3$ 为经验系数，受水文系列差异和地形变化影响。为反映三峡水库蓄水前后不同水文特征和地形调整，分别选取 1993~2002 年和 2013~2022 年的实测水文数据 ($Q_{hk}, Q_{jj}, Q_{rh}, Z_{hk}$) 开展系数求解。基于差分进化算法以平均绝对误差最小化为目标推求相关系数，确定两时期湖口出流计算式，即式 (6) 和式 (7)。其 R^2 分别达到 0.88 和 0.92 (图 9)，公式模拟效果良好。结合式 (5)，即可推求三峡水库蓄水前后日调蓄量公式为：

三峡水库蓄水前：

$$Q_{hk} = 1121.47 + 188.78 Z_{hk}^{1.80} - 0.55 Q_{jj} + 0.29 Q_{rh} \quad (6)$$

$$w_t = -1121.47 - 188.78 Z_{hk}^{1.80} + 0.55 Q_{jj} + 0.71 Q_{rh} \quad (7)$$

三峡水库蓄水后：

$$Q_{hk} = 3314.80 + 239.53 Z_{hk}^{1.79} - 0.75 Q_{jj} + 0.21 Q_{rh} \quad (8)$$

$$w_t = -3314.80 - 239.53 Z_{hk}^{1.79} + 0.75 Q_{jj} + 0.79 Q_{rh} \quad (9)$$

结合式 (6) 和 (8) 可见，无论三峡水库蓄水前后，鄱阳湖出湖流量(Q_{hk})与入湖流量(Q_{rh})呈正相关而与长江干流流量(Q_{jj})负相关，即长江来流量越大，越不利于鄱阳湖经湖口宣泄洪水。式 (6) 和 (8) 还显示，控制 Q_{hk} 值增长 100 m^3/s 条件下， Z_{hk} 值越高，所需的 Z_{hk} 值的变化量越小，当 Z_{hk} 值为 5m 时， Z_{hk} 需增加 0.081m，而当 Z_{hk} 值为 20m 时， Z_{hk} 仅需增加 0.029m；式 (7) 和 (9) 则显示， W_t 值与 Q_{jj} 值、 Q_{rh} 值均呈正相关，即长江干流和鄱阳湖入湖流量极值越大（或越小），日均调蓄量的波动幅度则更为显著，与图 5 所示现象一致。

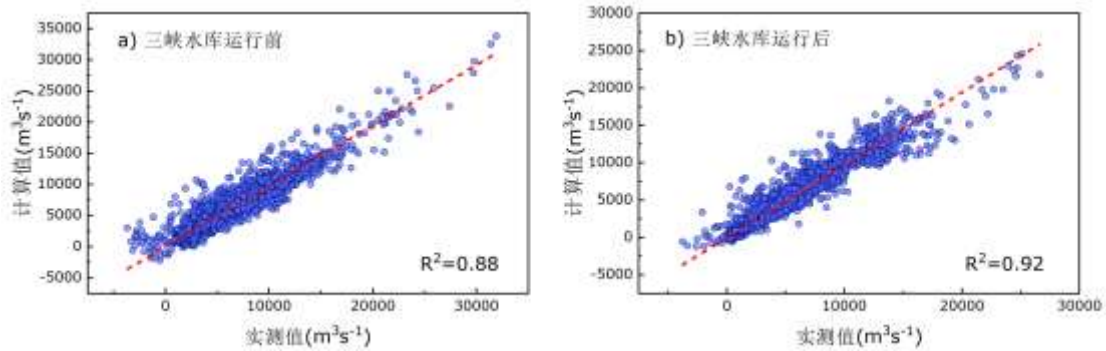


图 9 三峡水库运行前后湖口站实测与计算流量

Fig.9 Measured and calculated discharge at Hukou Station in pre- and post- TGR operation

对比式 (6) 和 (8) 可见，三峡水库运行后湖口出湖流量对长江干流来流变化的敏感性增强，对入湖流量变化的敏感性减弱。当控制 Q_{jj} 值、 Q_{rh} 值和 Z_{hk} 值一致时，三峡水库蓄水后 Q_{hk} 值普遍增大，表明湖区泄流能力增强，当前研究普遍认为该现象与鄱阳湖入江水道自然冲刷和人工采砂有关^[31,32]。随着泄流能力的增强，相同来流条件下的湖区蓄水能力相应减弱（式 (7) 和 (9)）。

4.2 鄱阳湖对五河来流的洪枯调控能力变化

鄱阳湖五河洪水发生时间集中在每年的 4 月至 6 月，其流量在 6 月底或 7 月初出现峰值后快速降低，这一洪水过程与长江汛期（6 月中旬至 9 月上旬）存在部分时间重叠。在 4 月至 6 月上旬，湖区水位低、

存蓄水量少, 剩余湖容大, 为五河洪水提供了充足的调蓄空间。图 6 显示, 三峡水库运行前该时段日调蓄量 (W_t) 正值普遍位于 $(0.5\sim 4.0)\times 10^8 \text{ m}^3$ 区间, 最大值超过 $2\times 10^9 \text{ m}^3$ 。鄱阳湖对五河洪水的消纳率 ($W_t/(Q_{rh}\times \Delta t)$) 最大可达 95%, 即五河来水中仅 5% 的水量经湖口排入长江, 剩余部分均存蓄于湖盆中。随着湖区水量的增加, 湖区水位快速抬升, 棠荫站水位多年平均增幅约 0.06m/d (图 4e); 在 6 月中旬至 9 月上旬, 五河来流持续入湖但其水量明显降低 (图 3), 湖区水位缓慢抬升 (图 4)。同时期长江干流进入主汛期, 其流量骤增导致水位快速抬升, 致使江湖汇流段水位与湖区水位差异减小, 入江水道水力坡降趋缓。然而, 由式 (6) 和 (8) 可见, 水位的抬升同时增大了过流面积, 进而导致湖口出流量增加。当出湖流量大于入湖流量时, W_t 转为负值, 湖区存蓄水量开始递减, 通过向长江排水遏制湖区水位增长, 进而降低洪水风险, 缓解湖区高水位压力; 在三峡水库汛后蓄水期 (9 月中旬至 11 月), 五河及区间入湖流量维持在约 $2500\text{m}^3/\text{s}$ 的较低水平 (图 3), 但由于湖口水位仍维持在较高值, 鄱阳湖出湖流量依然较大, W_t 普遍为负值。随着湖区存蓄水量的持续减少, 湖区水位明显下降 (图 4), 多年平均减幅约 0.05m/d ; 而在随后枯水期, 五河及区间入流量、长江干流流量以及湖口水位均较小, 故 W_t 值和 Q_{hk} 值均维持在较低水平, 出湖水量与入湖水量基本一致, 日调蓄量均值不足 $0.3\times 10^8 \text{ m}^3$ (图 6), 表明该时段鄱阳湖对五河来流的调蓄作用甚微。

三峡水库运行后, 枯水期湖区各主要控制站水位低水出现频率增加, 最低水位值减小明显 (图 4), 导致 1~4 月鄱阳湖存蓄水量明显降低。长期维系低水位和低存蓄水量意味着, 与三峡运行前同期相比, 鄱阳湖具有更大的剩余湖容, 这有利于其存蓄下阶段的五河洪水及区间来流, 但也对当前湖区取水及生态安全造成严重影响。在三峡水库集中消落期, 若保持三峡水库运行前原干、支流流量过程不变, 基于当前湖泊蓄泄关系 (式 (8) 和 (9)), 湖泊对入湖洪水的调蓄作用减小。然而, 三峡水库运行后干支流水流过程发生显著调整, 以 5 月下旬至 6 月上旬入湖水量和干流九江站水量增加最为突出 (图 3), 其增量分别约为 $2610 \text{ m}^3/\text{s}$ 和 $4090 \text{ m}^3/\text{s}$ 。由于日调蓄量与入湖水量及干流量之间存在呈明显正相关关系, 故该时段日调蓄水量增加 (图 6)。在两者共同作用下, 相较于三峡水库运行前, 鄱阳湖存蓄水量增速加快 (图 8), 同期水位涨幅明显。

在长江汛期, 由于鄱阳湖 6 月存蓄水量较三峡水库运行前显著增加, 致使同时期湖区水位抬升、剩余湖容减少 (图 8), 进而削弱了其对该时段内入湖流量以及长江倒灌洪水的调蓄作用。由于五河来流量显著减少, 即使出湖流量减少, 湖泊调蓄量也呈减小态势, 湖区存蓄水量增长速率趋缓, 鄱阳湖区高水位出现频率降低, 棠荫站 19m 以超保水位出现频率由三峡水库运行前的 38.5% 降低至 14.6%。然而, 若遭遇极端洪水水情, 即使日调蓄量减小, 存蓄水量的增长趋势减缓, 但由于剩余湖容较小, 在超额洪量的情况下鄱阳湖水位仍可逼近或超过历史最高值。如 2020 年, 湖区各站高水位均突破历史极值^[6], 主湖区存蓄水量高达 341 亿 m^3 (图 7), 该现象导致湖区水流漫溢以及部分圩堤垮塌, 鄱阳湖面临巨大防汛压力。值得注意的是, 达到峰值流量后, 鄱阳湖入湖流量与九江流量均快速减少, 且减少起始时段由原 9 月下旬提前至 7 月下旬, 减小速率也明显加快 (图 3)。在此过程中, 鄱阳湖日调蓄量“由正转负”发生时间提前, 且调蓄负值的绝对值较三峡水库运行前明显增大 (图 8)。在九江与五河洪水退水速率加快的联合影响下, 鄱阳湖泄水能力显著增强, 引发所谓“拉空”以及“丰枯急转”现象, 湖区水位明显降低, 该现象在 2022 特枯水年尤为明显。2022 年汛末 (7 月下旬至 8 月下旬) 九江流量均值约为 $20500 \text{ m}^3/\text{s}$, 仅为三峡水库运行前多年平均值的 45.2%, 同期出湖流量平均值约为 $3940 \text{ m}^3/\text{s}$, 为同时期鄱阳湖入湖流量 (约 $1950 \text{ m}^3/\text{s}$) 的 2 倍, 湖区水位快速下降, 汛末水位较同期值减小近 8.0 m , 跌破历史极值。

在汛后蓄水期, 较三峡水库运行前, 同期入湖水量和九江流量显著降低 (图 3)。受起始水位偏低、自身蓄流能力减弱以及干支流水流过程改变多重影响, 鄱阳湖日调蓄量保持负值 (图 8), 湖区存蓄水量进一步降低, 导致当前以及下阶段 (即来年枯水期) 湖区水位一直处于低位, 严重威胁湖区取水及生态安全。值得注意的是, 汛后蓄水期湖口水位 (Z_{hk} 值) 同步减小 (图 4b), 但干支流流量减小对调蓄作用的影响明显占主导地位。

4.3 鄱阳湖对长江来流的洪枯调控能力变化

鄱阳湖对长江流量的调蓄作用强弱与湖口出流量大小紧密相关, 在一个完整水文年中, 均以鄱阳湖

出流为主, 但不同调蓄阶段出湖流量大小存在差异。在三峡水库运行前, 枯水期日均出湖流量约 4000 m^3/s , 其量级约为长江干流流量的 10~25%, 对长江水位的顶托作用较小; 在集中消落期, 由式 (6) 可见, 随着五河流量增加以及湖口水位的抬升, 即使干流流量增大不利于鄱阳湖泄流, 但湖口出流量依然增加 (图 3d), 对长江干流水位的顶托作用增强, 江湖交汇段水位出现明显壅高^[8,20]; 在长江汛期, 湖水依然以外排形式为主补给长江, 湖口出流多年平均值约为 8230 m^3/s (不含倒灌), 其量级约占长江洪水来量的 18.2%, 鄱阳湖出流对长江干流水位的顶托作用减弱^[8]。当长江水位高、洪量大时, 长江水则倒灌流入鄱阳湖, 据实测资料显示, 最大倒灌流量可达 13700 m^3/s ^[34], 而同时段长江九江站洪峰流量 52100 m^3/s , 这意味着经调蓄鄱阳湖能削减 20%~30%的干流洪峰。然而, 受倒灌发生条件高且年内出现频次少 (0~47d/a) 限制^[28,34], 倒灌总水量仅占汛期总洪量的 0.1%; 在汛后蓄水初期, 由于湖口水位仍保持较高值, 湖口出流量依然较大, 但其后随着水位与入湖流量的同步减少, 湖口出流量显著递减。值得注意的是, 由于该时段江对湖起消落作用, 鄱阳湖出流一定程度延缓了干流水位的下降速率, 有利于缓解中下游地区水资源短缺和航运压力。

三峡水库运行后, 根据蓄泄关系式 (8~9) 可见, 若保持三峡水库运行前原干支流流量过程不变, 鄱阳湖泄流能力增强。对比三峡水库运行前同期值, 枯水期湖口水位抬升同时九江流量增加, 受三者共同作用影响, 湖口出流量变幅有限, 相较于三峡水库补水调度带来的流量增量, 其变化可忽略不计; 在集中消落期, 湖口水位的抬升以及入湖流量的增加均有利于鄱阳湖出流, 该时段湖口出流量增加得益于流量过程变化与其自身泄流能力提升的双重影响。随着出湖水量的增加, 鄱阳湖对长江干流水位的顶托效应增强; 在汛期, 受三峡水库和五河水库群的调蓄作用影响, 湖口水位与五河流量均显著减小, 致使湖口出流多年平均值显著减小至约 7180 m^3/s (不含倒灌), 长江干流面临高洪水位压力似乎较水库运行前有所减小, 实测资料也显示, 2013~2022 年九江站超警戒水位发生频率由 7.15 % 降低至 2.61 %。然而, 该现象并不意味着鄱阳湖对汛期长江洪水的调蓄作用增强, 实际上, 一旦气候异常导致长江及五河流域同时遭遇极端洪水时, 如 2020 年, 湖口出流量仍然可达 25000 m^3/s 以上, 长江干流段水位将持续承受高水位压力。此外, 因长江-鄱阳湖水流遭遇特征改变, 江湖系统倒灌发生几率减小, 且发生时期延后至汛后蓄水期^[28,33,34], 这意味着汛期长江难以向鄱阳湖宣泄洪水。综上可见, 鄱阳湖对汛期长江洪水的调蓄作用呈减弱态势, 应对极端大洪水的调蓄能力仍显不足; 在汛后蓄水期, 湖口水位和入湖水量的同时下降导致湖口出流量相应减小, 鄱阳湖对长江干流的补水能力降低、顶托效应减弱^[8], 不利于维持长江航道通航所需的最低水位及沿岸取水需求。

5. 结论

本文基于长江-鄱阳湖江湖系统长序列水文数据以及遥感影像解译结果, 提出了表征鄱阳湖蓄、排水功能的描述性指标 V_t (存蓄水量) 和 W_t (调蓄水量), 进而阐明了鄱阳湖对长江干流及五河来水的调蓄过程。此外, 通过构建长江-鄱阳湖蓄泄关系, 系统揭示了三峡水库运行前后鄱阳湖洪枯调控能力变化特征及其影响因素, 可为未来长江-鄱阳湖系统综合治理提供理论依据与技术支持, 主要结论如下:

(1) 在枯水期和集中消落期, 鄱阳湖日调蓄量普遍大于 0, 即为入湖水量大于出湖, 湖区存蓄水量增加; 而在汛期和汛后蓄水期, 日调蓄量则普遍小于 0, 湖区存蓄水量减少, 经江湖调蓄, 年内出入湖总水量基本平衡。日调蓄量与长江干流流量及入湖水量呈显著正相关; 径流量越小、流量过程越坦化, 日调蓄量年内正负波动幅度则越小, 鄱阳湖存蓄水量变化越平缓。

(2) 三峡水库运行后, 鄱阳湖日调蓄量年内分布变化主要表现为集中消落期日调蓄量正值增加、汛期日调蓄量正负值转换时间提前, 以及汛末日调蓄量负值绝对值增加。受调蓄量变化影响, 对比三峡水库运行前的同期值, 长江汛前 (6 月中旬) 鄱阳湖的存蓄水量增长约 14.15 亿 m^3 , 增幅近 15%, 而汛末 (9 月上旬) 鄱阳湖的存蓄水量减少约 85.52 亿 m^3 , 减幅近 58%; 汛后蓄水期存蓄水量因初始水量较低、日调蓄量持续为负, 其值显著低于同期水平。鄱阳湖自身泄流能力增强、集中消落期干支流流量增加, 以及汛末和汛后蓄水前期干支流退水速率增快是导致日调蓄量变化的主要原因。

(3) 受水库调蓄下江湖系统水文过程改变以及湖区自身蓄泄能力调整的共同影响, 与三峡水库运行前同期相比, 汛末及汛后蓄水期鄱阳湖蓄水功能明显削弱, 湖区出现“拉空”及“丰枯急转”现象,

导致该时段与下阶段（即来年枯水期）湖区极枯水位屡创新低，枯水历时延长。另一方面，偏枯的存蓄水量导致集中消落期鄱阳湖剩余湖容增加，湖泊对五河洪水的调蓄能力增强；相比之下，由于长江汛前时段鄱阳湖的剩余湖容较水库运行前同期值减少，鄱阳湖对汛期长江洪水的调蓄能力呈减弱态势。随着长江洪水的极端性和不稳定性增加，其应对极端大洪水的调蓄能力仍显不足；在汛后蓄水期，鄱阳湖对长江干流的补水能力减弱，不利于长江低流量水位的维系；而在枯水期，其对干流的补水能力无明显变化。

6 参考文献

- [1] Li YT, Deng JY, Sun ZH, et al. Sediment deposition and changes in the regulating capacity of Dongting Lake. *Journal of Hydraulic Engineering*, 2000, (12): 48-52.[李义天, 邓金运, 孙昭华等. 泥沙淤积与洞庭湖调蓄量变化. 水利学报, 2000, (12): 48-52.]
- [2] Li RF, Wu DY, Liu Y, et al. Analysis of Poyang Lake's flood regulation function for the Yangtze River. *Hydrology*, 2003, (06): 12-17.[李荣昉, 吴敦银, 刘影,等. 鄱阳湖对长江洪水调蓄功能的分析. 水文, 2003, (06): 12-17.]
- [3] Deng H, Xu GB, Fan XL, et al. Study on flood regulation capacity of Hongze Lake. *Journal of Water Resources and Water Engineering*, 2019, 30(02): 149-153.[邓恒, 徐国宾, 樊贤璐等. 洪泽湖洪水调蓄能力研究. 水资源与水工程学报, 2019, 30(02): 149-153.]
- [4] Lai XJ, Huang Q, Zhang YH, et al. Analysis of the discharge capacity of Poyang Lake. *Journal of Lake Sciences*, 2014, 26(04): 529-534.[赖锡军, 黄群, 张英豪等. 鄱阳湖泄流能力分析. 湖泊科学, 2014, 26(4): 529-534.]
- [5] Deng JY, Fan SY, Pang CN, et al. Changes in the regulation capacity of lakes in the middle Yangtze River during the impoundment period of the Three Gorges Reservoir. *Journal of Yangtze River Scientific Research Institute*, 2018, 35(05): 147-152.[邓金运, 范少英, 庞灿楠等. 三峡水库蓄水期长江中游湖泊调蓄能力变化. 长江科学院院报, 2018, 35(05): 147-152.]
- [6] Yao SM, Hu CW, Qu G, et al. Research progress on evolution and impacts of Yangtze River-connected lakes. *Journal of Yangtze River Scientific Research Institute*, 2022, 39(9): 15-23.[姚仕明, 胡呈维, 渠庚等. 长江通江湖泊演变及其影响效应研究进展. 长江科学院院报, 2022, 39(9): 15-23.]
- [7] Yao SM, Fan DF, Luan HL, et al. Analysis of recent extreme flood and drought conditions in Poyang Lake and response strategies. *Journal of Yangtze River Scientific Research Institute*, 2024, 41(12): 171-179.[姚仕明, 范达福, 栾华龙等. 鄱阳湖近年极端洪枯情势分析及应对策略. 长江科学院院报, 2024, 41(12): 171-179.]
- [8] 李国文, 喻中文, 陈家霖. 鄱阳湖动态水位~面积、水位~容积关系研究. 江西水利科技, 2015, 41(01): 21-26+34.
- [9] Yang CR, Deng JY, Chen L, et al. Variation of backwater effects of Yangtze-connected lakes in the middle Yangtze River. *Advances in Water Science*, 2024, 35(1): 98-111.[杨春瑞, 邓金运, 陈立等. 长江中游通江湖泊对干流顶托作用变化规律. 水科学进展, 2024, 35(1): 98-111.]
- [10] Song JP, Gong LQ, Wang XL, et al. Hydrological and ecological changes of Poyang Lake before and after the Three Gorges Project: Review and prospects. *Journal of Lake Sciences*, 2025, 37(3): 716-733.[宋继鹏, 龚磊强, 王晓龙等. 三峡工程建设运行前后鄱阳湖水文情势变化与生态环境演变特征: 回顾与展望. 湖泊科学, 2025, 37(3): 716-733.]
- [11] Dai X, Wan RR, Yang GS, et al. Hydrological rhythm changes of Poyang Lake and their relationship with water exchange between the Yangtze River and the lake. *Scientia Geographica Sinica*, 2014, 34(12): 1488-1496.[戴雪, 万荣荣, 杨桂山等. 鄱阳湖水文节律变化及其与江湖水量交换的关系. 地理科学, 2014, 34(12): 1488-1496.]
- [12] Zhang Q, Li L, Wang YG, et al. Has the Three-Gorges Dam made the Poyang Lake wetlands wetter and drier?. *Geophysical Research Letters*, 2012, 39(20)
- [13] Xue C, Zhang Q, Jia Y, et al. Intensifying drought of Poyang Lake and potential recovery approaches in the dammed middle Yangtze River catchment. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 2023, 50: 101548
- [14] Li XY, Xie T, Ma RH. An all-weather daily water level-area dataset of Poyang Lake (2014-2023). *Journal of Lake Sciences*, 2025, 37(2): 689-704.[李昕悦, 谢涛, 马荣华. 鄱阳湖全天候水位-面积逐日数据集(2014-2023年). 湖泊科学, 2025, 37(2): 689-704.]
- [15] Li YT, Deng JY, Sun ZH, et al. Changes in the regulating capacity of Dongting Lake and its influencing factors. *Journal of Sediment Research*, 2001, (06): 1-7.[李义天, 邓金运, 孙昭华等. 洞庭湖调蓄量变化及其影响因素分析. 泥沙研究, 2001, (06): 1-7.]

- [16] Huang Y, Deng JY, Sun ZH. Impact of reclamation and sedimentation on the regulating capacity of Dongting Lake. *Engineering Journal of Wuhan University*, 2002, (2): 30-35.[黄颖, 邓金运, 孙昭华. 围垦和淤积对洞庭湖调蓄量的影响. 武汉大学学报(工学版), 2002, (2): 30-35.]
- [17] Dou HS, Min Q, Shi FX. Impact of reclamation on flood level of Poyang Lake and countermeasures. *Journal of Lake Sciences*, 1999, (1): 20-27.[窦鸿身, 闵騫, 史复祥. 围垦对鄱阳湖洪水水位的影响及防治对策. 湖泊科学, 1999, (1): 20-27.]
- [18] Min Q. Changes in morphology and hydrological regime of Poyang Lake in recent 50 years and their relationship with reclamation. *Advances in Water Science*, 2000, (1): 76-81.[闵騫. 近 50 年鄱阳湖形态和水情的变化及其与围垦的关系. 水科学进展, 2000, (1): 76-81.]
- [19] Lai XJ, Huang Q, Zhang YH, et al. Analysis of the discharge capacity of Poyang Lake. *Journal of Lake Sciences*, 2014, 26(04): 529-534.[赖锡军, 黄群, 张英豪等. 鄱阳湖泄流能力分析. 湖泊科学, 2014, 26(04): 529-534.]
- [20] Fan SY, Deng JY, Wang XP, et al. Impact of Three Gorges Reservoir operation on the regulating capacity of Poyang Lake. *Advances in Water Science*, 2019, 30(4): 537-545.[范少英, 邓金运, 王小鹏等. 三峡水库运用对鄱阳湖调蓄能力的影响. 水科学进展, 2019, 30(4): 537-545.]
- [21] Guo P, Chen XL, Liu Y. Analysis of water and sediment changes and trends at three stations in Poyang Lake (1955-2001). *Journal of Lake Sciences*, 2006, (5): 458-463.[郭鹏, 陈晓玲, 刘影. 鄱阳湖湖口、外洲、梅港三站水沙变化及趋势分析(1955-2001 年). 湖泊科学, 2006, (5): 458-463.]
- [22] Hu Q, Feng S, Guo H, et al. Interactions of the Yangtze river flow and hydrologic processes of the Poyang Lake, China. *Journal of Hydrology*, 2007, 347(1-2): 90-100.
- [23] You ZQ, Yuan D, Li CW. Impact of five-river controlling reservoirs on hydrological regime of Poyang Lake during dry season. *Yangtze River*, 2021, 52(3): 53-57.[游中琼, 袁迪, 李昌文. 五河控制性水库对鄱阳湖枯水期水文情势的影响. 人民长江, 2021, 52(3): 53-57.]
- [24] Li YT, Sun ZH, Deng JY. Changes in critical flood inflow of Dongting Lake and its impact on flood control. *Journal of Safety and Environment*, 2001, (1): 13-18.[李义天, 孙昭华, 邓金运. 洞庭湖临界入湖洪量变化及对防洪的影响. 安全与环境学报, 2001, (1): 13-18.]
- [25] Wu DX, Tan QF. Discussion on real-time calculation of regulating capacity of Dongting and Poyang Lakes. *Yangtze River*, 1996, (4): 29-32.[吴道喜, 谭启富. 洞庭、鄱阳两湖实时调蓄量计算的探讨. 人民长江, 1996, (4): 29-32.]
- [26] Lei S, Zhang XP, Xu XF. Dynamic monitoring and analysis of water area and volume of Poyang Lake based on remote sensing technology. *Water Resources and Hydropower Engineering*, 2010, 41(11): 83-86+90.[雷声, 张秀平, 许新发. 基于遥感技术的鄱阳湖水体面积及容积动态监测与分析. 水利水电技术, 2010, 41(11): 83-86+90.]
- [27] Chen J, Li YL, Zhou JF, et al. Surface water-groundwater interactions in the dish-shaped lake wetland system of Poyang Lake floodplain. *Journal of Lake Sciences*, 2021, 33(03): 842-853.[陈静, 李云良, 周俊锋等. 鄱阳湖洪泛区碟形湖湿地系统地表地下水交互作用. 湖泊科学, 2021, 33(03): 842-853.]
- [28] Yao SM, He ZC. Evolution patterns and impact effects of river-lake systems in the middle and lower Yangtze River. *Journal of Yangtze River Scientific Research Institute*, 2025, 42(01): 1-10.[姚仕明, 何子灿. 长江中下游江湖演变规律及其影响效应. 长江科学院院报, 2025, 42(01): 1-10.]
- [29] Tao SY, Zhang X, Xia JQ, et al. Stable isotope variations and implications in dish-shaped lakes and rivers of Poyang Lake wetland. *Journal of Lake Sciences*, 2024, 36(2): 487-498.[陶士勇, 张翔, 夏军强等. 鄱阳湖湿地碟形湖-河流水稳定同位素变化特征及其指示意义. 湖泊科学, 2024, 36(2): 487-498.]
- [30] Liu XG, Tan ZQ, Fan HX. Seasonal distribution characteristics of water bodies in dish-shaped lakes at the tail of Ganjiang River. *Yangtze River*, 2021, 52(5): 66-72.[刘星根, 谭志强, 范宏翔. 赣江尾闾碟形湖水体季节性分布特征. 人民长江, 2021, 52(5): 66-72.]
- [31] Niu HL, Wang MX, Shi YB, et al. Analysis of the number, spatial distribution and influencing factors of dish-shaped lakes in the Poyang Lake floodplain. *Journal of Lake Sciences*, 2025.[牛汇林, 王明星, 施以兵, 等. 鄱阳湖洪泛区碟形湖数量、空间分布及其影响因素探析. 湖泊科学, 2025.]

- [32] Lai X, Shankman D, Huber C, et al. Sand mining and increasing Poyang Lake's discharge ability: A reassessment of causes for lake decline in China. *Journal of Hydrology*, 2014, 519: 1698-1706.
- [33] Li Y, Xu QX. Characteristics of Yangtze River backflow into Poyang Lake after the operation of Three Gorges Reservoir. *Advanced Engineering Sciences*, 2017, 49(6): 10-18.[李雨, 许全喜. 三峡水库运用后长江倒灌鄱阳湖特性研究. *工程科学与技术*, 2017, 49(6): 10-18.]
- [34] Wang ZH, Fan HX, Zhu LJ et al. Review of research progress on backflow effects of Yangtze River floods on Poyang Lake and micro-model studies. *Journal of Sediment Research*, 2019, 44(1): 59-66.[王志寰, 范红霞, 朱立俊等. 长江洪水对鄱阳湖倒灌影响及微模型研究进展综述. *泥沙研究*, 2019, 44(1): 59-66.]