

鄱阳湖洪泛湿地水热通量模拟研究*

彭晨^{1,2,3}, 储小东⁴, 李云良^{1,3**}, 邢子康^{1,3}, 陈婷⁴, 杨扬⁴, 杨美^{1,2,3}

(1:中国科学院南京地理与湖泊研究所湖泊与流域水安全重点实验室, 南京 210008)

(2:中国科学院大学, 北京 100049)

(3:中国科学院南京地理与湖泊研究所鄱阳湖湖泊湿地综合研究站, 九江 332899)

(4:江西省煤田地质勘察研究院, 南昌 330001)

摘要: 鄱阳湖是长江中游洪泛型湖泊湿地的典型代表, 高变幅水位波动改变了热通量过程, 深刻影响着地表生态水文过程与局地气候特征。为研究鄱阳湖热通量对洪泛过程的响应机理, 本文基于 Variable Infiltration Capacity (VIC) 陆面模式, 改进其 Lake 模块, 定量模拟了鄱阳湖洪泛湿地的水文和能量过程, 探究了鄱阳湖洪泛湿地水热通量的季节尺度变化特征, 解析了洪泛过程对热通量时空分布的驱动机制。结果表明: ①模型在鄱阳湖洪泛动态与热通量模拟中表现出良好的性能。水文模拟上, 月均水位模拟结果与实测值高度吻合, 相关系数 ($R > 0.9$)、纳什效率系数 ($NSE > 0.8$) 均达到较高水平。热通量模拟上, 波文比的模拟值与参考值相关系数 R 达到了 0.81, NSE 在 0.7 以上, 能够可靠反映鄱阳湖水文节律与洪泛空间分异, 为气候变化下湖泊湿地生态水文过程研究提供了有效工具; ②时间尺度上, 鄱阳湖洪泛过程对能量分配的季节动态具有显著调控作用。丰水期大面积淹没时, 水体主导的下垫面将 68% 的净辐射分配至潜热通量, 驱动能量分配向“高潜热-低感热”的状态转变 (波文比由非淹没期 0.38 降至淹没期 0.09), 枯水期洲滩裸露后, 潜热通量占比降至 56%; ③空间分布上, 湖区与周边陆域能量分配有显著差异, 湖区潜热通量较周围区域高 29%, 湖区感热通量较周围区域低 59%。湖区东北部高频淹没区因地势低洼而形成持续性高潜热通量中心 (年均值 89 W m^{-2}), 较西南低频淹没区高出 80%。湖区潜热通量呈现“东北高-西南低”空间格局; ④能量分配与土壤水分/水位具有三阶段耦合关系。当湿地土壤表层体积含水量小于 17% 时, 蒸发比随含水量的增长较为缓慢; 土壤水分超过 17% 后, 蒸发比与含水量呈线性正相关; 而当土壤水分超过 32% 时, 积水状态下蒸发比与土壤水分解耦, 不受土壤水分限制。该现象表明了土壤水分对蒸发比具有明显的阶段性调控作用。本研究揭示了鄱阳湖洪泛过程对区域能量平衡的调控机制, 为揭示洪泛湿地水热交换机制提供了新方法, 对深入理解气候变化背景下洪泛湿地生态水文过程具有重要科学意义。

关键词: 洪泛湿地; 鄱阳湖; 能量平衡; 热通量; VIC 模型

Simulations of Water and Heat Flux in the Lake Poyang Floodplain Wetland

Peng Chen^{1,2,3}, Chu Xiaodong⁴, Li Yunliang^{1,3**}, Xing Zikang^{1,3}, Chen Ting⁴, Yang Yang⁴, Yang Mei^{1,2,3}

(1: Key Laboratory of Lake and Watershed Science for Water Security, Nanjing Institute of Geography and Limnology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, P. R. China)

(2: University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, P. R. China)

(3: Poyang Lake Wetland Research Station, Nanjing Institute of Geography and Limnology, Chinese Academy of Sciences, Jiujiang, 332899, P. R. China)

*2025-05-14 收稿; 2025-08-03 收修稿。

国家自然科学基金项目 (42071036、42401049)、中国科学院青年创新促进会优秀会员项目 (Y2023084)、江西省双千计划人才项目 (jxsq2023101105)、鄱阳湖关键带美丽湖泊地下水和地表水数字环境监管体系技术研究项目、江西省自然科学基金重点项目 (20242BAB26044)、中科院南京地理与湖泊研究所十四五揭榜挂帅项目 (NIGLAS2022GS08)、中国博士后科学基金面上资助项目 (2024M76336)、“一带一路”水与可持续发展科技基金面上项目 (2023490611) 联合资助。

**通讯作者; E-mail: yunliangli@niglas.ac.cn。

(4: Jiangxi Institute of Coal Geology for Exploration Research, Nanchang 330001, P. R. China)

Abstract: Lake Poyang represents a typical floodplain lake-wetland system in the middle reaches of the Yangtze River. Its high-amplitude water-level fluctuations significantly alter heat flux processes, profoundly affecting surface eco-hydrological processes and local climate. To investigate the response mechanisms of heat fluxes in Lake Poyang to flooding processes, this study applied an improved Variable Infiltration Capacity (VIC) land surface model incorporating a lake module to quantitatively simulate hydrological and energy processes in the Lake Poyang floodplain wetland. We examined the seasonal variations in water-heat fluxes and analyzed the driving mechanisms of flooding on the spatiotemporal distribution of heat fluxes. The results demonstrated that: (1) The model performed robustly in simulating flood dynamics and heat fluxes. For hydrological simulation, monthly averaged water levels agreed well with observations, exhibiting high correlation coefficients ($R > 0.9$) and Nash-Sutcliffe Efficiency coefficients ($NSE > 0.8$). For thermal fluxes, the simulated Bowen ratio closely matched reference values, with a correlation coefficient of 0.81 and NSE exceeding 0.7, indicating the framework reliably captures hydrological rhythms and inundation heterogeneity, providing an effective tool for studying lake-wetland eco-hydrological processes under climate change; (2) Floodplain dynamics significantly regulate seasonal energy partitioning. During inundation (wet seasons), the water-dominated surface allocated 68% of net radiation to latent heat flux, reducing the Bowen ratio from 0.38 (non-inundated) to 0.09, establishing a "high latent heat–low sensible heat" regime. In dry seasons with exposed mudflats, the latent heat proportion decreased to 56%; (3) Marked contrasts in energy partitioning existed between the lake and surrounding land: latent heat flux over the lake was 29% higher than adjacent land, while sensible heat flux was 59% lower. Persistent high latent heat flux centers (annual mean: 89 W m^{-2}) formed in the frequently inundated northeastern zone due to low-lying topography, exceeding values in the southwestern zone by 80%, creating a northeast-high to southwest-low spatial pattern; (4) Energy partitioning exhibited a three-stage coupling with soil moisture/water level: when volumetric soil water content was below 17%, the evaporative fraction increased slowly with moisture; above 17%, it showed a linear positive correlation; beyond 32% under inundation, the evaporative fraction decoupled from soil moisture, indicating distinct phased regulatory effects. By coupling the VIC model with underwater terrain inundation analysis, this study reveals the regulatory mechanism of Lake Poyang's floodplain processes on regional energy balance, offering a novel approach to understanding water-heat exchange mechanisms in floodplain wetlands and providing important scientific insights into their eco-hydrological processes under climate change.

Keywords: Floodplain Wetland; Lake Poyang; Energy Balance; Heat Flux; VIC Model

全球气候变化背景下, 内陆水体作为气候系统典型下垫面和关键组成部分, 其与大气之间的物质能量交换对区域乃至全球的气候变率具有重要影响^[1,2]。河湖洪水周期性作用下形成的洪泛湿地, 约占内陆水体总面积的 15%^[3], 是水陆间的水文水力和生态联系的纽带, 同时也是地表-大气间能量转化和分配的关键界面系统。高变幅水位影响下洪泛湖泊湿地具有季节性干湿交替的特征, 尤其是水位变化引起的淹没动态导致其具有动态变化的下垫面物理性质, 如热容量、反照率、热传导率等。因此, 与相对静态的湖泊湿地不同, 洪泛湖泊湿地的热通量不但受到气象和环境要素的影响, 还受到季节性水文过程的调控^[4]。然而, 当前对于洪泛湖泊湿地的热通量时空分布仍缺乏系统的量化手段, 对其关键驱动机制仍缺少深入认识^[5,6]。

热通量的研究方法主要分为直接测定法和模型估算法两类^[7]。其中直接测定法虽然可以提供站点尺度的原位通量观测数据 (如涡度相关系统)^[8], 但是存在设备维护成本高、受环境因素影响大、受限于测站选址、空间覆盖范围有限等局限性, 难以获取热通量的空间分布特征。目前, 陆面模式的快速发展使得热通量时空过程精细化模拟成为可能。在众多模型中, 以 Noah Multi-Physics Land Surface Model (Noah-MP)^[9]、Nutrient-Phosphorus Model (NP) 模型^[10]、Variable Infiltration Capacity (VIC)模型^[6]等为代表的陆面-水文模型因其较为完善的物理过程描述, 成为热通量模拟领域学者的常用工具。其中, VIC 模型同时考虑了陆面水分和能量平衡, 已被广泛应用于大尺度陆面水热过程模拟。多项实证研究着重探讨了 VIC 模型及其湖泊模块 (VIC-Lake) 在该领域的应用性能与局限性。例如, VIC 模型对美国五大湖 (苏必利尔湖、休伦湖、密歇根湖、安大略湖、伊利湖) 的模拟揭示了该地区潜热通量增加与感热通量减少的整体趋势^[11]。其

适用性在不同空间尺度上也有所验证：在全球尺度上，Malgorzata Golub 等^[12]的模拟结果证实了 VIC-Lake 能够有效刻画湖泊内部动量、热量及溶解气体的交换过程；而在区域尺度上，如针对阿拉斯加北极沿海平原河流流域的水热平衡分析，则进一步检验了该模型在特定环境下的表现^[13]。然而，部分研究结果也揭示了模型在水量平衡估算中可能存在的不足，例如模拟的夏季湖泊蓄水量与实际水文过程间存在偏差，原因是该模型未能完全考虑网格外部地表水输入引起的水量变化^[13]。总之，VIC 模型尽管在陆面水热模拟方面具有明显优势，但其本身的湖泊/湿地模块仅适用于单一网格内的小型湖泊，对于大型洪泛湿地的分布式模拟仍存在一定的局限性，尤其对洪泛湿地周期性淹没动态的参数化表征仍不够确切。为此，本研究在 VIC 模型基础上，构建了耦合洪泛动态淹没过程的水热通量模拟模块。相较于传统陆面模型在过渡性下垫面模拟的机制瓶颈，改进后的 VIC-Lake 模型可以考虑到湖泊的动态变化，拓展了 VIC 模型对洪泛湿地淹没动态的刻画能力，为揭示洪泛过程对湖泊湿地的热通量过程驱动机制提供了方法支撑。

鄱阳湖是我国最大的淡水湖泊，对长江中下游地区的水资源供给、气候调节和生态服务具有重要意义^[14]。鄱阳湖洪泛湿地在长江中下游众多洪泛湖泊湿地中极具代表性，受复杂水系结构和季风气候的叠加影响，鄱阳湖平均年内水位变幅达到 11 m，高水位时水域面积达 3400 km²，低枯水位时水域面积缩小至 600 km²，形成了超过 2000 km² 的洪泛湿地^[15]，为研究大型洪泛湖泊湿地热通量过程及驱动机制提供了天然场所。近年来由于三峡水库蓄水和极端高温干旱事件的显著增加，鄱阳湖水文情势发生了剧烈变化，导致湖区能量收支平衡发生了巨大改变，进而影响了鄱阳湖的气候调节和生态服务功能^[16,17]。目前对鄱阳湖洪泛湿地水热交换过程仍缺乏精细化模拟和定量分析，对能量平衡的驱动机制尚未完全理解，相关研究工作甚少。因此，识别鄱阳湖洪泛湿地的热通量时空分布格局，揭示洪泛型水文系统干湿交替变化对热通量的影响机制，对气候变化下湿地微气候保护和湿地生态功能维持具有切实意义。

本研究聚焦于长江中游鄱阳湖洪泛湿地，基于 VIC 大尺度陆面模型，构建适应于鄱阳湖洪泛过程驱动下的湿地动态淹没模块，定量刻画洪泛过程对鄱阳湖湿地水文要素的影响模式，模拟分析鄱阳湖季节性淹没动态下洪泛湿地热通量的时空分布格局，解析湖泊洪泛过程对陆气界面能量平衡过程的驱动作用。相关结果有助于深入理解陆气界面水热平衡对洪泛过程的响应机理，为湖泊湿地气候服务功能的维持和生态系统保护提供理论依据。

1 研究区概况

鄱阳湖流域（24°29'N~29°04'N，113°34'E~118°28'E）位于中国东南部、长江中游南岸，流域总面积约为 16.22 万 km²（图 1a），涉及五大入湖河流（赣江、抚河、信江、饶河和修水），北部通过湖口与长江保持自然水文连通^[18]，形成独特的江-湖-河系统（图 1b）。本文以鄱阳湖及其洪泛湿地为主要研究区域，该区域洪泛范围广、频率高，是热通量动态变化的重要控制区域（图 1）。鄱阳湖水体总体上较浅，85% 的湖区在丰水季节水深不足 6 m，湖盆地形具有主槽、滩地、岛屿、沟汊等复杂结构。鄱阳湖水体温度年内变化范围为 6~30 °C，年均温约 18 °C。湖区年蒸发量为 800~1200 mm^[19]，多年平均蒸发量为 1003 mm，其中 7-10 月蒸发最强，约占全年蒸发量的 50%^[20]。湖区年均降水量为 1400~1900 mm，受亚热带季风气候控制，其中降水大部分集中于 4-9 月，占全年 75% 以上，与长江干流洪峰叠加形成了“江湖顶托”效应。高度动态的湖区水位生消变化基本介于 8~22 m 之间，湖区水体面积随季节性变化显著。鄱阳湖是长江流域洪泛效应最显著的洪泛湖泊水文系统，丰水期（每年 6 月到 9 月）洲滩湿地通常被完全淹没，湖泊水域面积最大超过 3000 km²，而枯水期（11 月到次年 3 月）湖泊水域面积缩小至不足 1000 km²（图 1c-d）^[21]。

为了揭示不同淹没情势对鄱阳湖洪泛湿地能量分配的影响，分别在长期淹没区、干湿交替区与长期出露区选择典型区域进行对比分析。其中，长期淹没区（29°10'N，116°30'E）位于主湖区深槽带（棠荫站东北侧），常年水体覆盖；干湿交替区（29°10'N，115°45'E）位于湖区西部（吴城国家级自然保护区附近），受季节性水位波动控制，多年平均淹没时长为 127 日，是典型的干湿交替区；长期出露区（29°10'N，115°40'E）位于西部湖岸带高地（吴城镇以北），不发生淹没。所选典型区域位于同一纬度，保证具有相同的入射辐射，以分离淹没时长对能量平衡的独立影响（具体位置详见图 1b）。

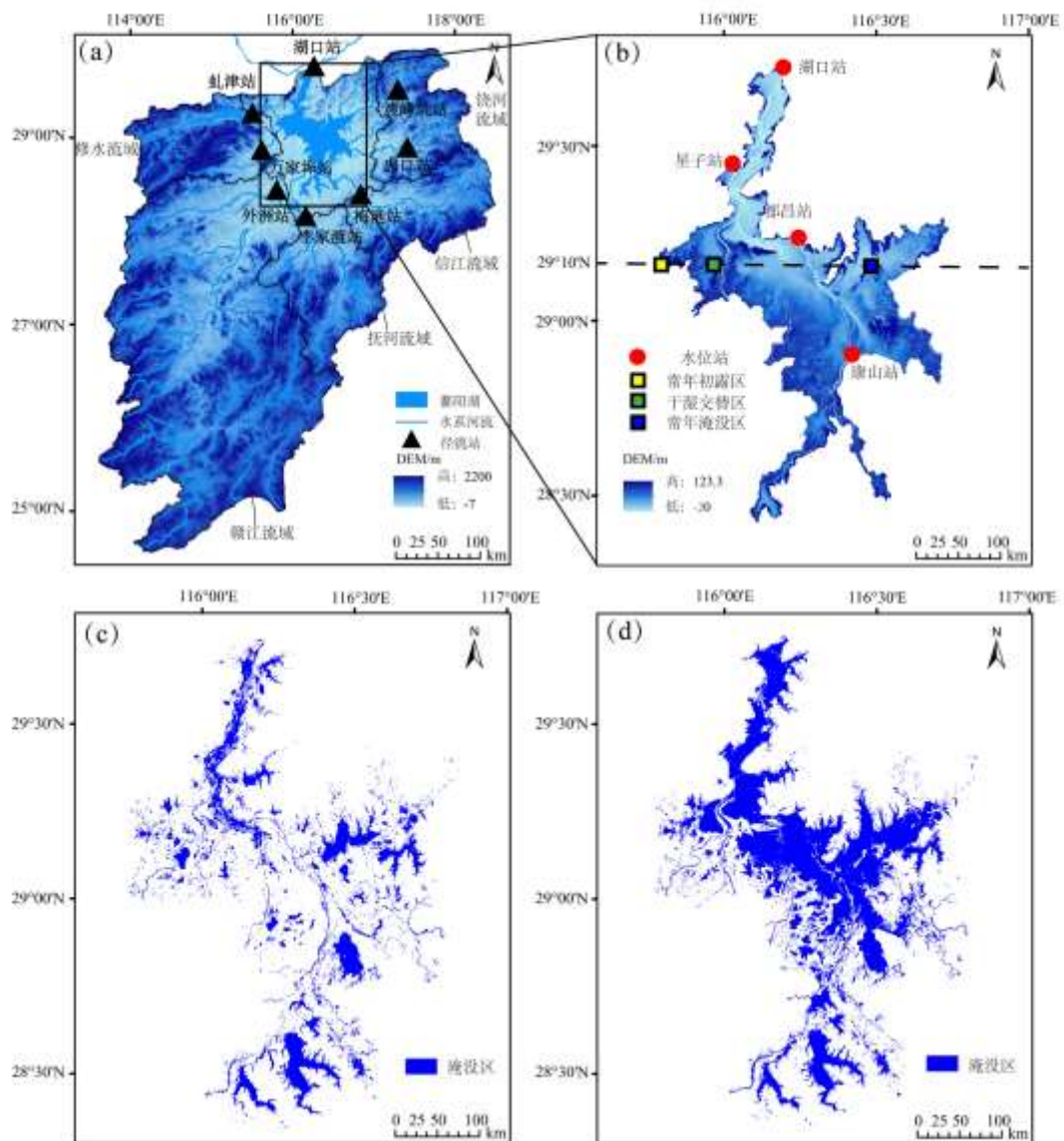


图1 鄱阳湖流域地形、主要水系分布 (a)；鄱阳湖湖盆地形及典型研究区域位置 (b)；鄱阳湖枯水期 (c) 和丰水期 (d) 淹没范围

Fig. 1 Topography and major river distribution in the Lake Poyang basin (a), the bathymetry map of Lake Poyang (b), Lake Poyang water area during the dry season (c), and flooding season (d)

2 数据与方法

2.1 数据资料

数据资料主要包括气象驱动数据、数字地形数据、土壤数据和植被数据，用于模型构建和参数率定。气象驱动数据来源于 ERA5-Land，是由欧洲中期天气预报中心（ECMWF）提供的高分辨率气候再分析数据集^[22]，包括降水、风速、气压、饱和水汽压、长波辐射、短波辐射、气温，空间分辨率为 0.1°，时间步长为日，时间范围为 1980–2023 年。

数字地形数据包括鄱阳湖流域高程数据和鄱阳湖区湖盆地形数据，其中鄱阳湖流域高程数据来自

Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) 数据集^[23]；土壤数据来自第二次全国土地调查的 1:100 万土壤质地数据^[24]，空间分辨率为 0.05°。基于土壤质地数据，进一步采用 Soil-Plant-Air-Water (SPAW) 模型的 soil water characteristics 模块^[25]，计算了土壤的饱和导水率、田间持水量、凋萎含水量、饱和含水量等参数，为模型提供土壤水力学参数；植被数据来自 The Global Land Cover by National Mapping Organizations (GLCNMO) v3 数据集^[26]，该数据集基于 MODIS 卫星数据，空间分辨率为 500 m。利用 ArcGIS 软件计算了每个网格单元各植被类型的面积比，为模型提供植被参数信息。

此外，本文收集了水文观测数据和再分析热通量数据用于模型验证。水文数据包括入湖河流径流量，来自 8 个入湖径流站（湖口、万家埠、外洲、李家渡、梅港、渡峰坑、虎山和虬津站，见图 1a），以及鄱阳湖区水位站水位观测数据，来自 4 个湖区水位站（星子、湖口、康山和都昌站，见图 1b），时间步长为日，时间范围为 1980–2023 年。热通量验证数据来自 ERA5-Land 再分析数据集^[22]，包括感热通量和潜热通量，空间分辨率为 0.1°，时间步长为日，时间范围为 1980–2023 年。

2.2 研究方法

2.2.1 VIC 模型及 Lake 模块简介

VIC (Variable Infiltration Capacity) 模型是基于网格单元的大尺度分布式陆面过程模型，可对水循环过程中的水量平衡和能量平衡进行模拟，弥补了大部分流域水文模型对能量过程考虑不足的问题。VIC 模型可模拟不同土地覆盖的地表热力过程（辐射及热交换过程）、动量交换过程（如摩擦及植被的阻抗等）、水文过程（降水、蒸散发及径流等）以及地表以下的热量和水分输送过程^[27,28]。在水文过程上，VIC 模型考虑了次网格内降水和土壤特性的变化，同时采用了蓄满产流和超渗产流两种产流机制。在汇流过程上，VIC 模型基于单位线汇流算法将网格径流转化为流域出口的流量过程。在能量平衡模拟上，VIC 模型采用不同阻抗参数化方案区分了冠层与非冠层的能量过程，从而有效体现不同土地覆被类型对能量通量的影响。本研究构建了鄱阳湖流域 VIC 模型，为后续 Lake 模块提供入湖径流输入。鄱阳湖流域 VIC 模型分辨率为 0.05°×0.05°，模拟时段为 1980–2023 年，时间步长为日。

VIC 模型中包含湖泊和湿地计算方案（VIC-Lake 模块），已被跨行业影响模式比较计划 (ISIMIP) 的湖泊部分收录。VIC-Lake 模块可用于网格内小型湖泊湿地水热过程的模拟，主要考虑了湖泊湿地的入流、蒸发、出流、下渗等水量平衡过程和湖泊表层及内部能量平衡过程。VIC-Lake 通过在网格单元内创建一个湖泊/湿地次网格来模拟特定湖泊或湿地的水热过程。基于用户指定的深度-面积关系曲线，湖泊/湿地面积可以根据当前湖泊水量变化而改变，因此可以直接用于单网格洪泛湖泊湿地的模拟。默认情况下，湖泊/湿地次网格仅接收来自网格单元内其他土地覆被次网格的产流量作为输入。为了考虑网格外其他区域径流流入对湖泊水量的补给，VIC-Lake 定义了输入变量 *CHANNEL_IN*，通过输入逐时间步长的外部来水量，实现了湖泊/湿地次网格与网格外部水量动态交换的模拟。

但是，VIC-Lake 模块尚存在明显的局限性，仅可模拟单个网格内的湖泊水体，无法模拟跨越多个网格的大型湖泊，特别是对水体面积季节性变化大、与外界水量交换频繁的大型洪泛湖泊湿地缺乏模拟手段^[31]。因此，为了还原大型洪泛湖泊湿地（如鄱阳湖）的水热通量时空变化格局，本文对 VIC-Lake 模块进行了改进，适应跨多网格洪泛湖泊湿地的模拟需求。

2.2.2 VIC-Lake 模块改进方案

为了实现跨网格大型湖泊的动态模拟，首先将鄱阳湖划分为 0.05°×0.05° 网格（分辨率与 VIC 流域模型保持一致），共 220 个湖泊网格，为每个湖泊单元计算参数（主要参数包括深度-面积曲线、初始水深、最大深度、最大面积，通过水下 DEM 提取），每个网格中 Lake 模块均可独立运行；其次通过 *CHANNEL_IN* 变量为每个湖泊网格的水量输入提供驱动，从而实现每个单元内湖泊水量、水深与淹没范围的动态模拟。其中关键在于如何计算每个网格的 *CHANNEL_IN* 变量，通过两个步骤进行计算：第一步首先计算外部网格与鄱阳湖的交换水量 *CHANNEL_IN_{total}*。对于鄱阳湖，*CHANNEL_IN* 即为五大入湖河流（赣江、抚河、信江、饶河和修水）与湖口站长江-鄱阳湖交换水量之和：

$$CHANNEL_IN_{total} = R_{in} + R_{ex} \quad (1)$$

式中， R_{ex} 是长江与鄱阳湖的水量交换（正值为长江流入鄱阳湖，负值为鄱阳湖流入长江），数据来源于湖口站观测流量 (m^3)； R_{in} 是五河（赣江、抚河、信江、饶河和修水）入湖流量 (m^3)。

第二步将 *CHANNEL_IN_{total}* 分配至每个湖泊网格 i ，即计算每个湖泊网格从外部交换水量中所获取的

部分 $CHANNEL_IN_i$ 。在忽略湖泊内部水动力过程的前提下，假设每个网格的 $CHANNEL_IN_i$ 与其湖泊水储量成正比，可得 $CHANNEL_IN_i$ 的计算公式如下：

$$CHANNEL_IN_i = \frac{S_i}{S} CHANNEL_IN_{total} \quad (2)$$

式中， S_i 为湖泊网格 i 在任意时间步长的水储量； S 为鄱阳湖总水储量。

其中，总水储量 S 可根据鄱阳湖水量平衡方程计算：

$$S_t = S_{t-1} + R_{in} + R_{ex} - ET + P \quad (3)$$

式中， S_t 为时间 t 时鄱阳湖总水储量 (m^3)； P 为湖区降水量 (m^3)； ET 为湖区蒸发量 (m^3)。

每个湖泊网格的水储量 S_i 采用基于湖盆地形的淹没分析计算，基于每个时段的 S_t ，对整个湖盆地形进行无源淹没分析^[29]，得到鄱阳湖区淹没范围与水位，结合水下地形，即可划分每个湖泊网格的水储量。本文所采用的湖盆 DEM 分辨率为 5 m，基于以下公式 (4) 将 5 m 分辨率的水储量聚合至湖泊模型网格分辨率：

$$S_i = \sum_{x=1}^n (z_x - h_x) A_x \quad (4)$$

其中， S_i 是任意时段内第 i 个湖泊网格的水储量 (m^3)， z_x 是湖泊网格 i 中 DEM 栅格 x 处的水位 (m)，通过淹没分析获取； h_x 是 DEM 栅格 x 的高程 (m)， A_x 是 DEM 栅格 x 的面积 (m^2)， n 为湖泊网格 i 中 DEM 栅格数量。

根据以上步骤即可获得 $CHANNEL_IN_i$ ，从而在空间上合理地将总水储量分配至各湖泊网格单元，独立驱动每个湖泊网格的 lake 模块，实现大型湖泊跨网格的分布式水量平衡模拟。鄱阳湖 VIC-Lake 模型改进与构建示意图详见图 2。

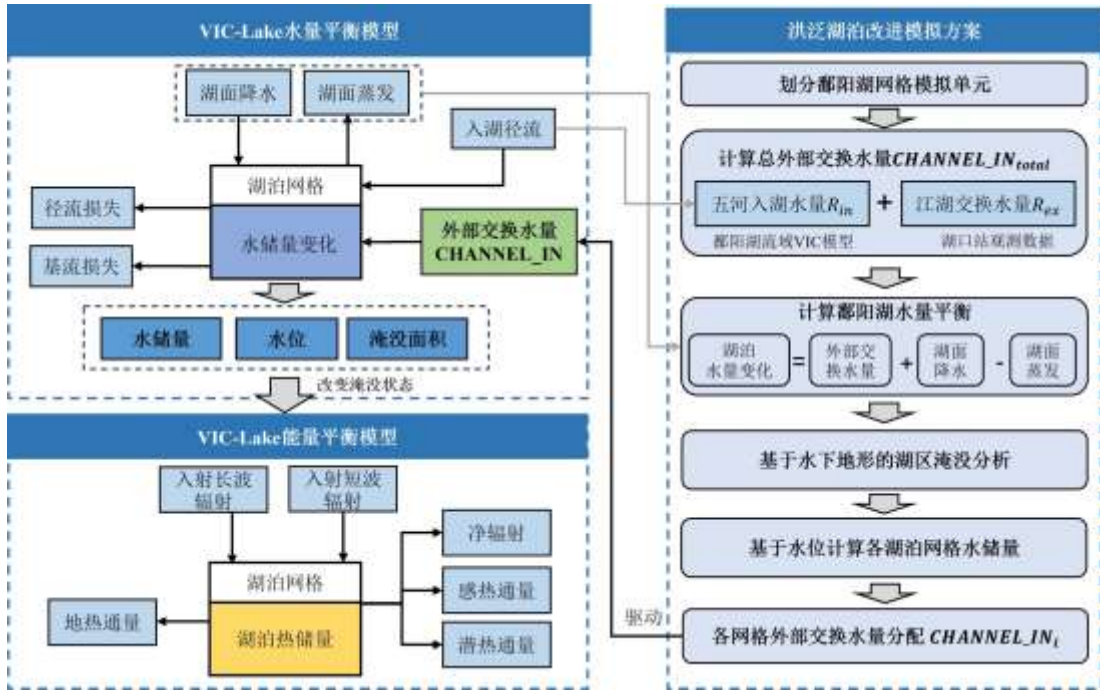


图 2 鄱阳湖 VIC-Lake 模型改进与构建示意图

Fig. 2 VIC-Lake Model Improvement Framework for Lake Poyang

2.2.3 VIC-Lake 能量平衡模拟 VIC 模型描述洪泛湿地热量收支的基本能量平衡方程表述为：

$$R_n = H + \rho_w \lambda_v E + G \quad (5)$$

其中， R_n 为净辐射通量 ($W m^{-2}$)， H 为感热通量 ($W m^{-2}$)， $\rho_w \lambda_v E$ 为潜热通量 ($W m^{-2}$) (其中 ρ_w 为液态水密度， $kg m^{-3}$ ； λ_v 是水的汽化潜热， $J kg^{-1}$ ； E 为蒸发水深速率， $m s^{-1}$)， G 为地热通量 ($W m^{-2}$)。

如果地表是平坦且均匀状态条件时，与地表相邻的一层空气的能量平衡可表示为：

$$R_n = H + \rho_w \lambda_v E + G + \Delta H \quad (6)$$

其中， ΔH 代表该空气层中能量储存速率的变化（ W m^{-2} ）。净辐射通量、感热通量和潜热通量来自地表界面，而地热通量来自地表以下土壤层。能量储存变化率 ΔH 根据下式计算：

$$\Delta H = \frac{\rho_a c_p (T_5^+ - T_5^-) z_a}{\Delta t} \quad (7)$$

其中， ρ_a 为空气密度（ kg m^{-3} ）， c_p 为常压下空气的比热（ $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ ）， T_5^+ 和 T_5^- 分别为时间步骤结束时和开始时地表温度（ K ）， z_a 为湍流交换参考高度（ m ）。

输入到网格的净辐射通量，即地表吸收的短波辐射净值与净长波辐射的和，由以下公式（8）给出：

$$R_n = (1 - \alpha) R_S + \varepsilon (R_L - \sigma T_5^4) \quad (8)$$

其中， α 为该土地覆盖类型的地表反照率（%）， R_S 为向下短波辐射（ W m^{-2} ）， ε 为该土地覆盖类型的表面发射率（%）， R_L 为向下长波辐射（ W m^{-2} ）， σ 为 Stefan-Boltzmann 常数（通常取 $5.67 \times 10^{-8} \text{W m}^{-2} \text{K}^{-4}$ ）， T_5 是地表温度（ K ），当土地覆盖类型为湖泊时， T_5 是水体表面温度（ K ）。

感热通量由如下公式（9）计算得出：

$$H = \frac{\rho_a c_p}{r_h} (T_s - T_a) \quad (9)$$

其中， r_h 为热流的空气动力阻力（ s m^{-1} ）， T_a 是地表空气温度（ K ）。

顶层土壤的地热通量可描述为：

$$G = \frac{k}{D_1} (T_5 - T_1) \quad (10)$$

其中， k 为土壤热导率（ $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ ）， T_1 为第一和第二土壤层之间的土壤温度（ K ）， D_1 为第一土壤层的厚度（ m ）。

2.2.4 模型精度评估 本研究采用皮尔逊相关系数(R)、Nash-Sutcliffe 效率系数(NSE)、均方根误差($RMSE$)三个指标来评估模拟精度。Nash-Sutcliffe 效率系数(NSE)用于评价模型预测值与观测值之间的拟合优度。 NSE 的取值范围通常为 $(-\infty, 1]$ ，其中 NSE 越接近1表示模型模拟效果越好。均方根误差($RMSE$)的值越小，表示预测值与实际值之间的差异越小，即预测模型的准确性越高。具体计算公式如下：

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2}} \quad (11)$$

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - X_i)^2}{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2} \quad (12)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - Y_i)^2}{n}} \quad (13)$$

其中， X 指观测值， Y 指模拟值， \bar{X} 表示观测值平均值， \bar{Y} 表示模拟值平均值， n 表示序列数。

3 结果与讨论

3.1 模拟结果评价

3.1.1 水文过程模拟 图3展示了1980–2015年期间湖区6个径流站点实测和模拟月平均径流量过程线，6个径流站的 R 值均大于0.95， NSE 值均大于0.78，表明模型能够有效捕捉入湖径流量的长期演变特征。在平水期，模型模拟结果基本与观测结果相符；而在丰水期和枯水期时，模型在万家埠站、李家渡站、虎山站和渡峰坑站低估了丰水期时的径流量，高估了枯水期时的径流量，模型在外州站可以捕捉大部分年份的丰水期枯水期的径流量，对少数年份丰水期模拟效果有偏差，梅港站对枯水期模拟结果与观测结果相符，丰水期模拟效果略有偏差。

图4展示了1980–2023年期间湖区4个水位站点实测和模拟月平均水位过程线。总体而言，4个水位站模拟与观测的 R 值均大于0.9， NSE 值均大于0.8， $RMSE$ 值则基本小于1m，表明模型能够有效捕捉湖

区水位的长期动态特征。水位月过程线的模拟结果表明，模拟结果与观测结果的总体趋势吻合，基本还原了不同水文年的年内季节水位变化（图4）。模型对平水期水位的模拟效果优于丰水和枯水期，具体来说，在平水期，模型模拟结果基本与观测结果相符；在丰水期，除康山站外，模型略微低估了其余3个站在丰水期的水位峰值，最大偏差为-0.82 m；在枯水期，模拟结果较好，最大偏差为-0.76 m。比较4个站点的水位模拟精度，发现都昌站模拟精度最高，而康山站模拟效果相对较差。都昌站水位模拟精度的相关系数 R 为 0.97， NSE 为 0.92， $RMSE$ 为 0.82 m，模拟整体平均值也低于实测结果。康山站水位模拟与实测的相关系数 R 为 0.93， NSE 为 0.84， $RMSE$ 为 0.98 m，丰水期模拟结果与实测水位高度一致，但枯水期时误差相对较大。多年平均月水位值呈单峰形态，水位在 1-7 月上升，7 月达到最高值，从 8-12 月持续下降，在 1 月达到最低值。综合而言，模型还原了水位年际变幅与年内季节性变化观测结果，总体上能够较好地反映鄱阳湖水位的年际变化以及年内季节性动态变化特征。

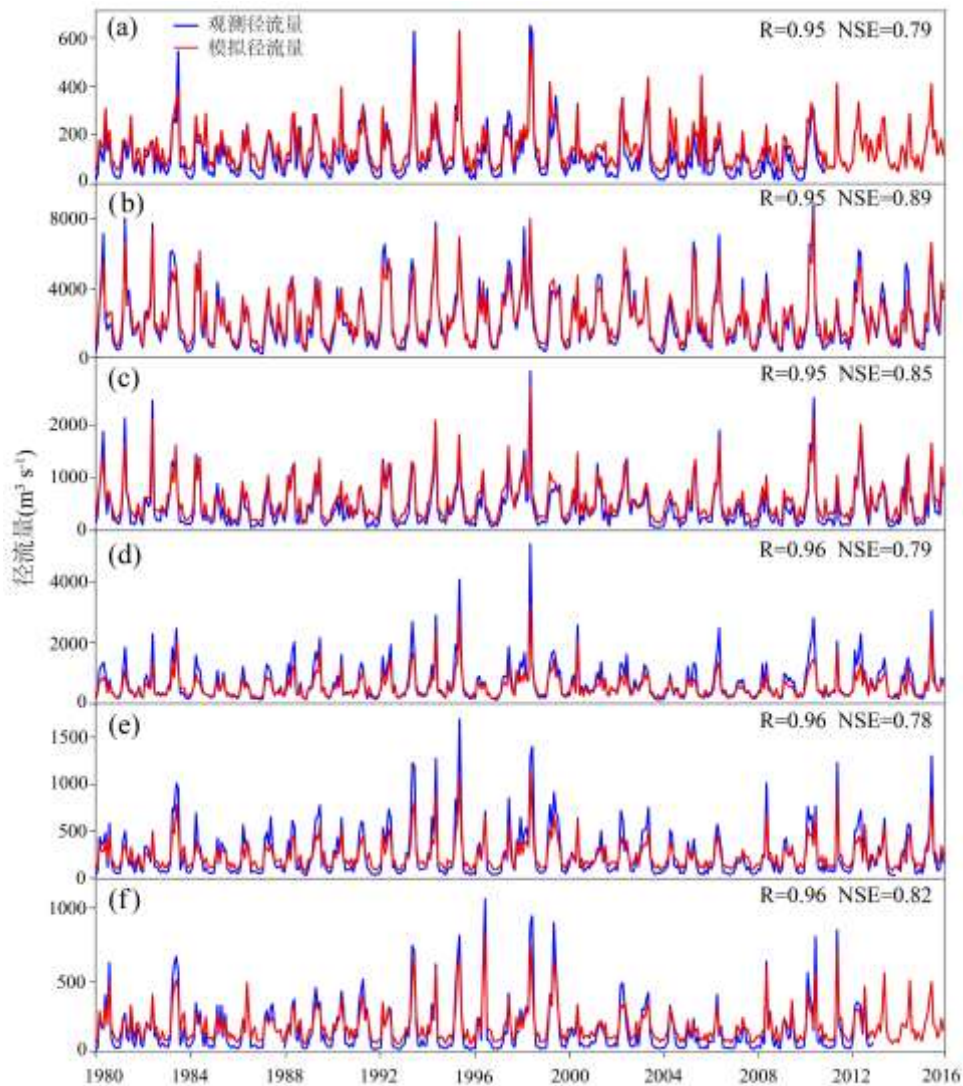


图3 鄱阳湖区 1980–2015 年不同径流站实测与模拟径流量月过程线：(a) 万家埠站，(b) 外州站，(c) 李家渡站，(d) 梅港站，(e) 虎山站，(f) 渡峰坑站

Fig. 3 Observed and simulated monthly runoff time series of 1980–2016 at various gauging stations in the Lake Poyang region: (a) Wanjiabu Station, (b) Waizhou Station, (c) Lijiadu Station, (d) Meigang Station, (e) Hushan Station, and (f) Dufengkeng Station

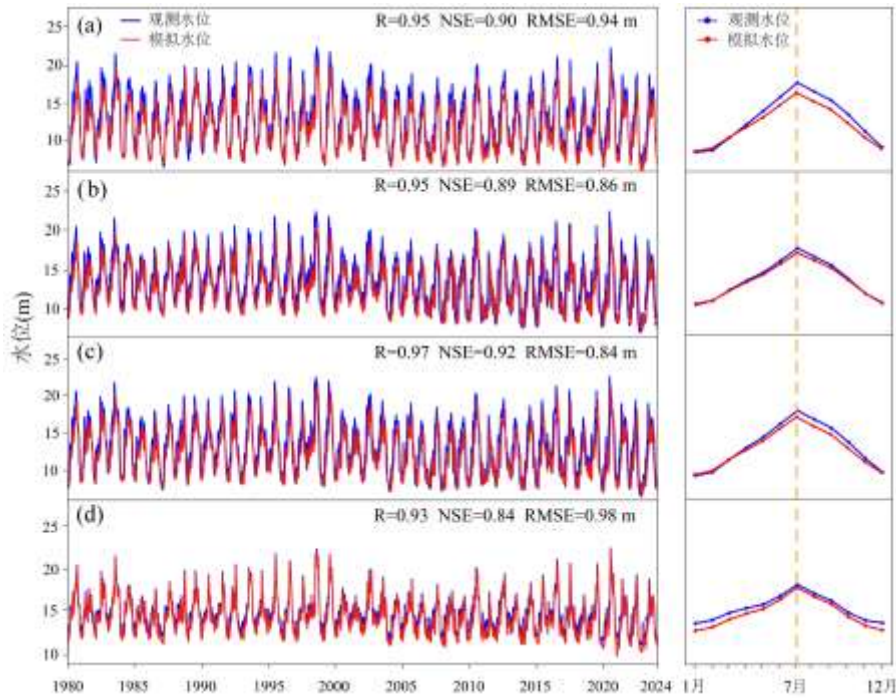


图4 鄱阳湖区 1980-2023 年不同水位站实测与模拟水位月过程线和多年平均月水位值：(a) 湖口站，(b) 都昌站，(c) 星子站，(d) 康山站

Fig. 4 Observed and simulated monthly water level time series of 1980–2023 at various gauging stations in the Lake Poyang region: (a) Hukou Station, (b) Duchang Station, (c) Xingzi Station, and (d) Kangshan Station

为评价模型对洪泛动态过程的空间模拟效果，图 5 对比了模拟淹没频率与遥感监测淹没频率（淹没频率定义为模拟期内各网格平均每年淹没时长，单位为日）。遥感监测淹没频率来源于基于 Landsat 卫星影像的 1984–2020 年全球地表水面积产品^[30]，以 30 m 的分辨率量化全球地表水体变化。通过图 5 可见，鄱阳湖区淹没频率总体呈现东北高，西南低的空间分布特征，主要由鄱阳湖湖盆地形决定。1984 至 2020 年鄱阳湖区年平均淹没日数为 227 日，与遥感监测值（217 日）相差仅 5%，模型模拟淹没频率与遥感监测相比，具有较高的一致性。为直观对比，将遥感监测重采样为与模型相同的空间分辨率，结果显示模型模拟与遥感监测的淹没频率空间分布高度相似，特别是淹没频率在 300 日以上的区域，如湖区东北部的乌山南部和西北部的松山东侧高频淹没区高度重合。水体淹没频率较高的区域主要集中在主湖区，特别是东北湖湾区，年平均淹没日数达 323 日，局部达到永久淹没状态。模型捕捉到了湖区西南部的高频率淹没区域，该处存在金溪湖、青岚湖等孤立的子湖，接近于永久淹没状态。淹没频率较低的区域主要位于湖泊东南、西南部入湖河流三角洲前缘地带的洪泛湿地。总之，改进后的模型对于鄱阳湖区淹没频率空间分布具有较好的模拟效果，能够还原洪泛湿地的季节性淹没动态。

3.1.2 能量平衡模拟 为验证热通量模拟结果的可靠性，图 6 采用 ERA5-Land 再分析数据作为参考值，展示了模型对鄱阳湖区能量平衡过程的模拟效果。图 6a~c 为 1980–2023 年湖区潜热通量、感热通量以及 Bowen 比（Bowen ratio）模拟值与参考值的月均值散点图。潜热通量模拟结果的相关系数为 0.73，模型倾向于低估潜热通量高值，且高估潜热通量低值（图 6a）。感热通量模拟的相关系数为 0.67，模型略微高估了感热通量的低值（图 6b）。Bowen 比为感热通量与潜热通量的比值，Bowen 比较高时，感热通量在能量平衡中占主导地位，意味着地表更多的能量用于温度传递；Bowen 比较低时，潜热通量占主导地位，说明更多的能量用于水汽蒸发。结果可见，Bowen 比的模拟值与参考值相关系数 R 达到了 0.81， NSE 在 0.7 以上， $RMSE$ 仅为 0.06，表明模型在能量组分占比模拟上有较好的表现（见图 6c）。

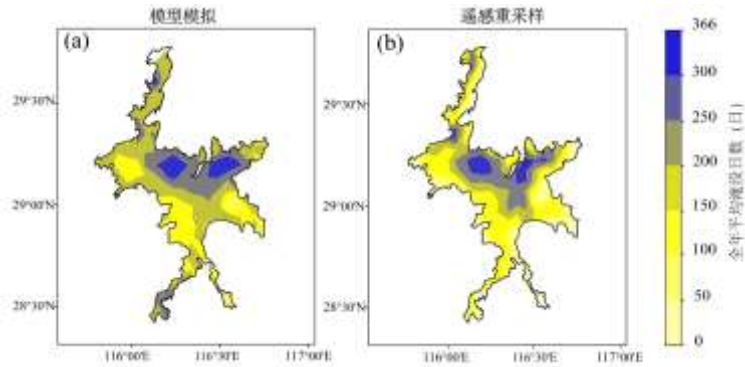


图5 鄱阳湖区年平均淹没日数模拟分析与遥感监测结果对比图

Fig. 5 Simulated and observed results of the mean annual inundation days in the Lake Poyang region

从湖区潜热、感热通量及波文比模拟值与参考值的多年月均值（1980–2023年）分布情况(图 6d-f)来看,各能量组分模拟值与参考值有相同的季节变化趋势。模拟潜热通量在 1–7 月处于增长期,于 7 月到达峰值 88.2 W m^{-2} ,与参考值峰值 99.1 W m^{-2} 相差 11%。8 月潜热通量开始下降,9 月快速下降至 51.1 W m^{-2} ,相较于 8 月下降了 36%。9 月到次年 1 月期间潜热通量缓慢下降,1 月达到最低值 37.1 W m^{-2} 。模型较好地模拟了感热通量年内分布的低值特征,在 1–2 月缓慢上升,自 3 月开始迅速下降,到 6 月达到最低值 5.9 W m^{-2} ; 6–10 月感热通量上升,随后快速增长,11 月相较于 10 月增长了 34%,次年 2 月到达最高值 14.5 W m^{-2} 。波文比模拟值在 1–7 月缓慢下降,7 月到达最低值 0.09,8 月到次年 1 月呈上升趋势,最高值为 0.38。ERA5-Land 数据应用于湖泊的模拟效果较好,但在鄱阳湖地区的研究上,并没有考虑湖泊的动态变化。而本文改进后的 VIC-lake 模型可以应用于洪范湖泊模拟,理论上模拟效果会更接近鄱阳湖真实结果。此外, Zhao 等^[1,31]通过鄱阳湖湖区涡度相关通量观测塔的观测结果同样发现了 1–7 月潜热通量逐月上升的总体规律,本次模拟的趋势变化与其观测结论基本一致。总而言之,改进后的模型在能量平衡模拟上复现了鄱阳湖区潜热、感热及波文比的季节性变化特征,尤其是波文比的模拟精度优于单一能量通量值。

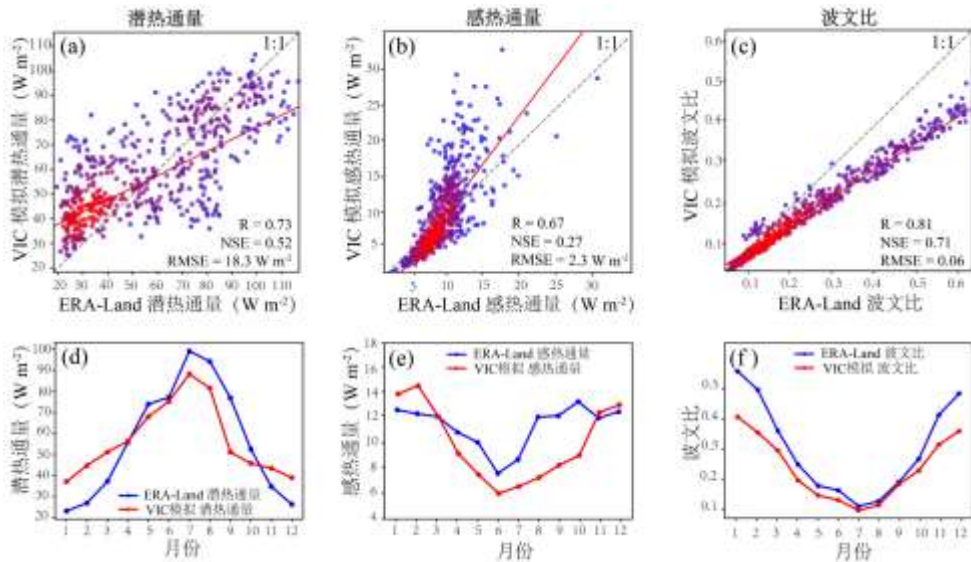


图6 鄱阳湖区感热通量、潜热通量和波文比的模拟值与参考值对比

Fig. 6 Comparison of simulated and observed values of sensible heat flux, latent heat flux, and Bowen ratio in the Lake Poyang region

3.2 洪泛过程对能量组分的驱动作用

3.2.1 鄱阳湖区热通量空间分布

图7为潜热通量和感热通量的年均值空间分布图,从中可以看出,鄱阳湖

区的年均潜热通量为 62 W m^{-2} (图 7a), 相较于湖区周围区域 (年均潜热通量为 48 W m^{-2}) 提高 29%, 呈现显著的高值区, 而年均感热通量 (图 7b) 则呈现出相反的低值特征, 湖区的年均感热通量 (9 W m^{-2}) 相较于湖区周围区域 (22 W m^{-2}) 下降 59%。此外, 在鄱阳湖区西部, 潜热和感热通量的空间分布特征更加突出, 其中潜热通量显著较低, 感热通量则明显较高。综合来看, 潜热和感热通量在空间分布上呈现出高度的负相关关系: 在潜热较高的区域, 感热通量则较低, 反之亦然。原因是鄱阳湖相较于周边陆地具有更高的蒸发量, 水分相变使得净辐射能量更多地转化为潜热通量, 导致湖区潜热通量较高, 而感热通量则相应较低。湖区“高潜热-低感热”的空间分布特征揭示了水体对陆面能量平衡的调节作用, 水面积季节变化可能会进一步加剧湖区能量分配的空间异质性特征。

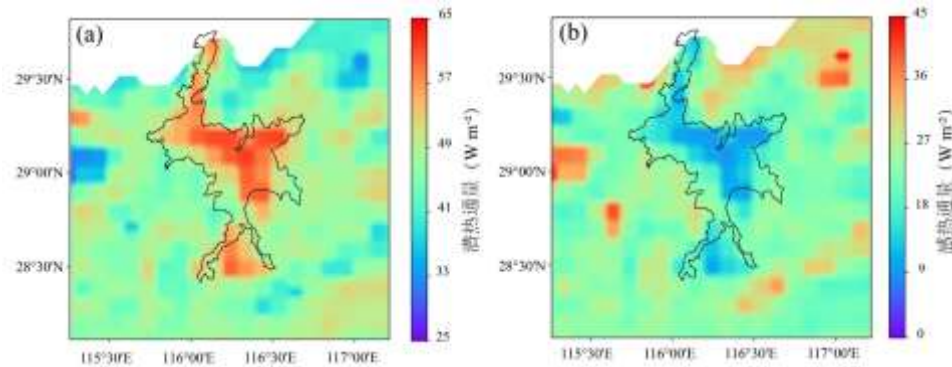


图 7 鄱阳湖区热通量年平均空间分布 (a 为潜热通量, b 为感热通量)

Fig. 7 Spatial distribution of annual average heat flux in Lake Poyang (a: Latent heat flux; b: Sensible heat flux)

图 8 为鄱阳湖区潜热通量的月平均值空间分布结果图, 表现为明显的季节性变化特征。11-12 月湖区的潜热通量处于较低水平。2 月, 湖区东南部的潜热通量明显高于周边区域, 湖区的潜热通量逐步上升。到 5 月时, 整个湖区及其周边区域的潜热通量均达到较高水平, 而 7 月整个湖区的潜热通量显著高于湖区外, 湖区月均潜热通量 88.2 W m^{-2} 。高潜热通量与每年丰水期的湖区淹没程度密切相关, 水体面积的增加促进了潜热通量的上升。8 月, 常年淹没区的潜热通量显著高于 7 月, 而湖区外围的潜热通量则有所下降, 常年淹没区的潜热通量上升原因在于 8 月的入射辐射量增加, 导致常年淹没区的潜热通量进一步上升。而湖区外围潜热通量下降原因在于随着水位的下降, 模拟结果表明湖区外围的水面覆盖面积减少, 这导致更少的能量分配为潜热通量。自 10 月开始, 湖区的潜热通量呈现出显著的下降趋势, 只有部分常年淹没区有较高的潜热通量。

图 9 为鄱阳湖区感热通量的月平均值空间分布结果图, 1-4 月湖区及周围区域感热通量处于较低水平。在 5-9 月时期, 湖区感热通量仍维持在 10 W m^{-2} , 而周边区域显著升高, 其中 7 月达到峰值 (月均 30.2 W m^{-2}), 湖陆空间差异最为显著。10 月起, 湖区周围感热通量快速降低, 下降原因在于总入射辐射下降, 湖陆空间差异趋于弱化。季节尺度上, 感热通量未呈现出像潜热通量的显著波动, 二者空间分布呈反向特征, 总体表现为湖区感热通量低于周边陆地。综合来看, 鄱阳湖区域热通量变化频繁且空间差异较大, 呈现出复杂的季节性和空间分布特征。

3.2.2 鄱阳湖区能量组分对洪泛过程的响应 为了探究洪泛过程对湖区能量组分变化的影响, 图 10 对比了模型模拟的净辐射通量、潜热通量、感热通量与淹没面积的多年月平均值。由图 10a 可知, 鄱阳湖淹没过程与热通量变化呈“水热同期”规律, 最大淹没面积和净辐射通量峰值同期出现在 7 月, 此时鄱阳湖感热通量显著低于潜热通量, 潜热通量在地表能量平衡中起主导作用。鄱阳湖潜热通量的峰值出现在 6-8 月, 与淹没面积的峰值呈现同步变化的特征。相关分析表明, 潜热通量与淹没面积长期月序列呈显著正相关关系 ($r=0.88, p<0.01$), 证实两者在年内变化中具有高度一致性。相比之下, 感热通量的峰值出现在 12 月至次年 2 月, 而谷值则出现在 6-7 月, 感热通量与淹没面积变化呈显著负相关关系 ($r=-0.91, p<0.01$)。在湖区淹没期间, 地表蒸散发增强, 导致能量更多地分配到潜热通量, 而感热通量则相应减少。图 10b 进一

步展示了鄱阳湖区波文比对洪泛过程的动态响应规律。在月尺度上，1-7月水位上涨，波文比随淹没面积增加呈现显著下降趋势，并于7月达到最低值（约0.14）；7-12月水位下降，淹没面积转为下降趋势，而波文比转变为上升阶段，并于次年1月达到最高值。相关分析表明，波文比与淹没面积长期月序列呈显著负相关关系（ $r=-0.96$ ， $p<0.01$ ），表明了洪泛过程中淹没面积与波文比在月尺度上的强耦合特征。具体而言，在丰水期，净辐射通量更多地分配给潜热通量，而感热通量所占比例相对减少；相反地，在枯水期，感热通量所占比例相对增加。

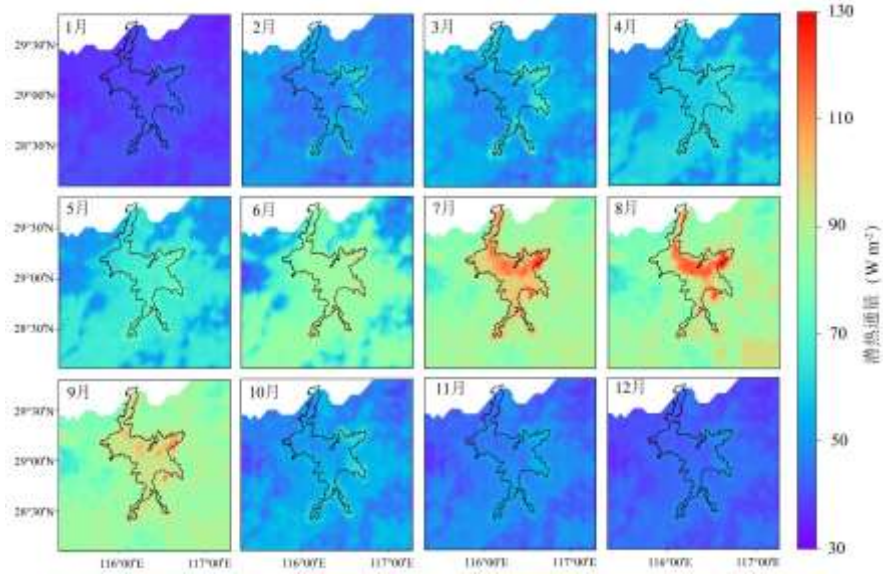


图8 鄱阳湖区月平均潜热通量空间分布图

Fig. 8 Spatial distribution of monthly average latent heat flux variations in the Lake Poyang region

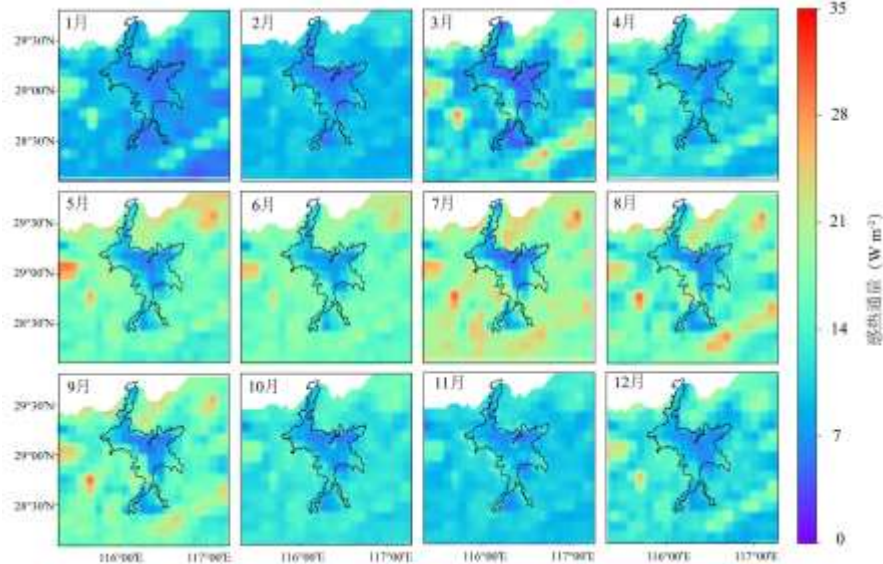


图9 鄱阳湖区月平均感热通量空间分布图

Fig. 9 Spatial distribution of monthly average sensible heat flux variations in the Lake Poyang region

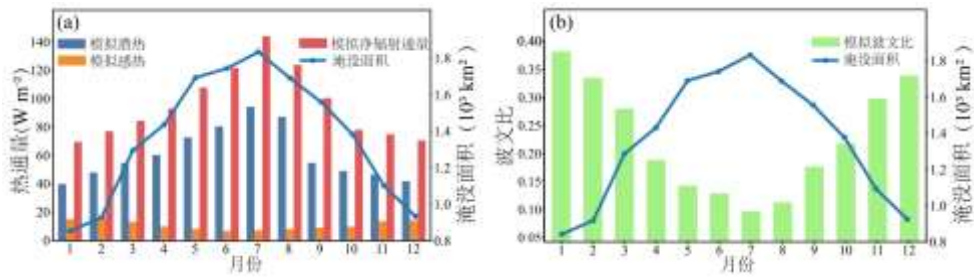


图 10 月尺度上鄱阳湖区模拟热通量 (a)、波文比 (b) 与淹没面积的变化关系

Fig. 10 Relationships between heat flux (a), Bowen ratio (b) and inundated area at the monthly mean scale in the Lake Poyang region

3.2.3 典型洪泛湿地能量组分对洪泛过程的响应 为了揭示洪泛过程对鄱阳湖洪泛湿地能量分配的影响, 本节对比了长期淹没区、干湿交替区和长期出露区(具体位置参见图 1)的潜热通量年内变化过程(图 11a)。结果表明三类不同淹没频率区域在潜热通量年内分配上存在显著差异。长期淹没区在 2-9 月期间, 潜热通量显著高于其他区域。8-9 月, 各区域的潜热通量均出现了明显的下降趋势, 与鄱阳湖的退水期同步, 表明湖泊水位的下降对潜热通量有显著影响。相比之下, 长期出露区潜热通量年内分布均匀, 进一步证实了湖泊水位变化对干湿交替区潜热通量的调控作用。长期淹没区、干湿交替区和长期出露区年均潜热通量分别为: 89 W m^{-2} 、 70 W m^{-2} 、 56 W m^{-2} , 干湿交替区相对于长期出露区潜热通量提升 25% (14 W m^{-2}), 长期淹没区相对于干湿交替区潜热通量提升 27% (19 W m^{-2})。图 11b 呈现了鄱阳湖不同淹没频率区域感热通量年内变化特征, 可以看出不同淹没频率区的感热通量存在明显差异, 长期淹没区的感热通量远低于长期出露区和干湿交替区。5-9 月干湿交替区的感热通量明显高于长期淹没区。与图 11a 不同的是, 净辐射的季节变化是引起长期出露区感热通量年内变化的主要原因。综上, 洪泛湿地的淹没面积与能量组分年内分配之间高度相关, 丰水期高频率的淹没导致更多的净辐射分配为潜热通量。

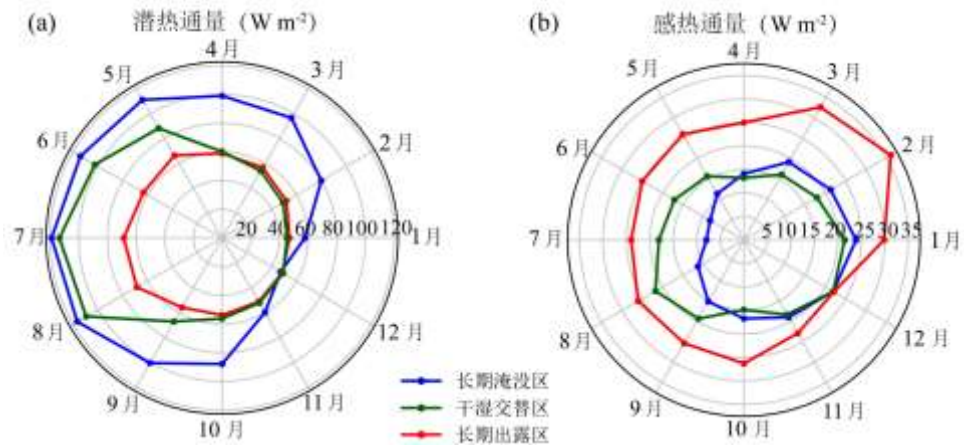


图 11 洪泛湿地不同淹没区潜热 (a) 和感热通量 (b) 的多月平均变化

Fig. 11 Multi-year monthly mean variations of the latent (a) and sensible heat flux (b) in different inundated areas of the floodplain wetland

3.2.4 洪泛湿地土壤水分主导能量分配 为了进一步揭示洪泛过程对干湿交替区能量平衡过程的驱动机制, 本文基于蒸发比 (EF , 即潜热通量占净辐射通量的大小), 分三个阶段刻画了淹没过程中土壤含水量或淹没深度对能量平衡过程的影响。采用线性回归描述 EF 与土壤含水量或淹没水深的相关关系^[32]。通过图 12 可知, 随着土壤含水量变化, EF 与土壤含水量呈明显的阶段性线性关系。在土壤干燥条件下 (表层体积含水量小于 17%), EF 随土壤含水量变化较为平缓 (斜率为 0.62), 此时 EF 低于 0.7, 水分限制导致能量平衡中感热通量占主导。当土壤过渡到湿润状态 (体积含水量为 17% ~ 32%) 时, EF 随土壤体积分含水量的变化速率加快 (斜率为 2.3), 水分供应增加使得潜热通量占比迅速上升。当土壤含水量达到饱和含水量

(32%) 时, 陆面进入淹没积水状态, 此时水分供应过剩, 能量平衡仅受能量限制, EF 随水深的变化趋势较为平缓 (斜率为 0.009), 表明能量组分变化基本不受水深影响。上述结果揭示了洪泛过程中湿地能量平衡过程的三阶段特征及相应的主导变量, 发现在湿润阶段, 能量组分受洪泛水文过程的调控作用最显著, 其水热过程呈强耦合特征, 其余阶段的能量过程与洪泛过程的耦合关系较弱。

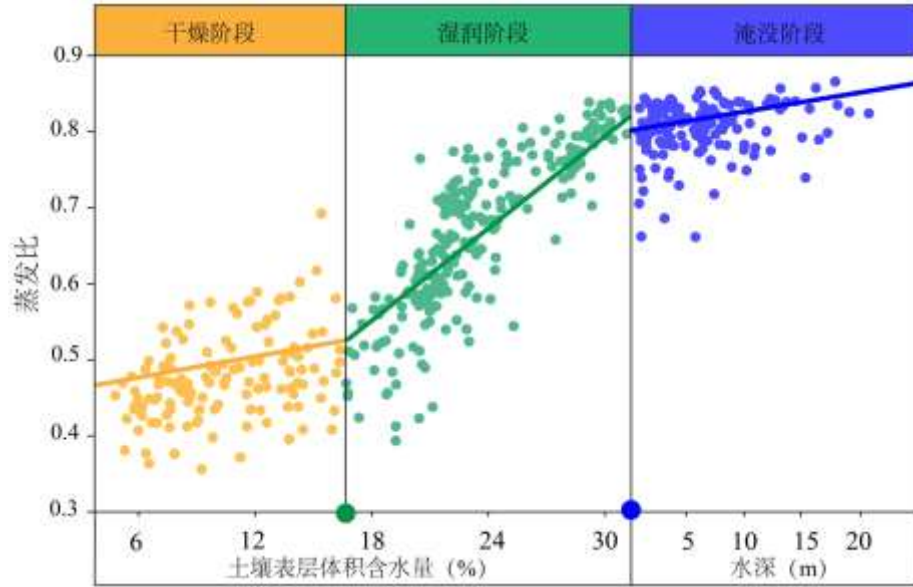


图 12 洪泛湿地土壤表层 (10 cm) 体积含水量变化与 EF 的响应关系

Fig. 12 Relationship between the variation in soil surface volumetric water content and the evaporative fraction in the floodplain wetland

4. 讨论

4.1 洪泛过程主导能量组分分配机制

本研究揭示了鄱阳湖的洪泛过程对能量组分空间分布的显著影响, 图 7 中鄱阳湖热通量空间分布不均匀, 东北部高频淹没区形成持续性高潜热通量区域, 其年潜热通量达 89 W m^{-2} , 较西南低频淹没区高出 80%。东北高-西南低的潜热通量分布格局与湖盆地形密切相关, 北部地势低洼且狭窄, 入江水道区受长江顶托作用易维持较高水位, 延长水体滞留时间^[14]; 南部开阔湖区因地势较高且径流快速泄流导致干湿转换频繁^[15,16]。原因是高水位区水体蒸发导致了潜热通量增强, 抑制了感热通量传输, 引起了湖区与周边陆地能量分配上的显著差异, 反映了洪泛过程中淹没范围对热通量空间分布的调节作用。

时间分布上, 本研究证实了淹没面积季节变化是驱动湖区热通量季节分配不均的主要因子。当丰水期大面积淹没时, 水体占主导的下垫面将 68% 的净辐射分配至潜热通量, 而枯水期洲滩出露阶段, 潜热通量占比降低至 56%。洪泛过程驱动下能量分配模式的转变, 促使丰水期湖区呈现出“高潜热-低感热”的特征。Zhao 等^[1,31]在鄱阳湖开展的涡度相关观测同样得出了类似的结果, 他们观测到潜热通量随着水位升高而上升, 在淹没期间 (淹没面积大于 80%) 波文比远低于 0.5, 水体主导对能量分配有很强的控制作用。本研究基于模型在区域尺度上进一步证实了站点尺度的观测结论。

从能量收支角度来看, 洪泛过程驱动下的干湿交替主要导致了两方面的变化: 一是水陆热力性质差异导致淹没期湖区反照率下降与热容量上升, 进而引起太阳入射辐射吸收效率加强, 净辐射增加; 二是淹没期蒸发所需的水分供应相对充足, 导致蒸发由水分限制转为能量限制, 增加潜热通量并抑制感热通量。两者中谁是鄱阳湖能量组分分配的主导因素, 是理解洪泛湿地能量平衡机制的关键。分析淹没面积与各通量组分季节性变化可知 (图 10), 7 月淹没面积和净辐射通量都处于全年最高值 (“水热同期” 现象), 蒸发所需的能量和水分条件均供应充足。此时感热通量和波文比处于全年最低值, 潜热通量为全年峰值, 表明

淹没过程中水分供应增加导致潜热通量上升是洪泛湿地能量平衡中的主导机制。不同淹没频率区域对比(图1)结果同样印证了该结论,在相同入射辐射下,长期淹没区对比长期出露区,年内潜热通量高出 33 W m^{-2} ,而感热通量降低 16 W m^{-2} 。综上可知,洪泛过程中鄱阳湖区能量平衡过程由蒸发水分供应加强引起的潜热通量提高为主导,表明了陆地水分供应对洪泛湿地能量平衡的重要影响,热力学性质变化引起的净辐射增加为次要因素。

4.2 土壤水分阈值对能量分配的阶段性调控

在已知蒸发潜热主导洪泛湿地能量分配的基础上,本文发现了能量分配与土壤水分/水位的三阶段耦合关系(图12),因而有必要深入探讨洪泛过程中土壤水/淹没水深对热通量的阈值调控效应,其调控机制可归纳为如下三个阶段:

(1) 土壤干燥阶段:当表层土壤体积含水量低于凋萎含水量(17%)时,蒸发水分严重不足。潜热通量较低,地表能量分配以感热为主导。该阶段能量组分与土壤含水量呈弱耦合,土壤水分上升引起的潜热通量增加速率较慢。这与 Hsu 等人的观点一致^[33],他们通过气候模式、再分析和观测数据的综合研究表明,当土壤含水量低于凋萎含水量时,能量组分对土壤含水量变化不敏感。

(2) 土壤湿润阶段:当土壤体积含水量介于 17%~32%时,由于入射辐射增加,潜在蒸散发加强,而此时蒸散发仍受水分供应限制,实际蒸散发远小于潜在蒸散发。相对于干燥阶段,湿润阶段的蒸发由土壤含水量主导,能量组分对水分供应的敏感性显著增强,二者呈强耦合关系。随着蒸散发加强,更多的能量分配给潜热通量,从而抑制了感热通量^[30,31]。该阶段是洪泛湿地能量平衡机制干湿转变的临界时期,仅在该阶段,洪泛淹没过程对能量平衡过程具有强烈调节作用。

(3) 洪泛淹没阶段:当土壤体积含水量超过饱和含水量(32%)时,地表出现积水,蒸发水分供应充足,能量通量不再受水分限制^[34],能量分配与水分供应解耦,潜热通量不再随水深增加而变化。此时,蒸发过程从土壤水分限制转变为能量限制,能量分配仅由气象因素控制,湿润阶段是 EF 与土壤含水量敏感性相关最高的阶段。

上述讨论阐明了洪泛过程对能量分配的阶段性阈值调控机制,强调了土壤湿润阶段在洪泛淹没过程中对能量分配的关键临界作用。这与先前工作对于土壤湿度影响蒸腾效应的研究结论基本一致,例如 Benson 等^[35]确定了美国诸多地区的凋萎含水量阈值,发现美国的中部、西南部和东南部有明显的凋萎含水量阈值,凋萎含水量阈值主要集中在 10%到 30%之间,不同地区有显著空间差异,而美国东部因为通常不会足够干燥,无法识别出阈值点。Hsu 等人^[36]通过构建模型探索了土壤湿度条件如何驱动能量组分变化,模型结果表明,湿润阶段时土壤湿度对蒸发比的主导地位会触发土壤水分和温度之间的增强反馈。即土壤变干燥过程中,会导致蒸发速度快速下降,从而使得温度升高,而温度升高又会进一步加剧感热通量的增加,最终导致蒸发比更快的降低。

本研究揭示的洪泛过程中土壤湿润阶段对能量分配的阈值调控机制,对鄱阳湖湿地生态系统保护及气候调节功能具有直接意义。尤其在枯水期,当湖泊水位急剧下降导致洲滩大面积出露时,维持关键区域的土壤湿润状态成为保障湿地生态功能的核心。土壤湿度的阶段性阈值直接控制着蒸发降温效率,若地表持续干旱,将触发水分-能量反馈的恶性循环,土壤干燥化使潜热通量锐减,导致地表散热减慢,温度加速升高。这种现象在鄱阳湖枯水期尤为严峻,持续低水位易造成洲滩土壤过早脱水,使湿地丧失局地气候调节能力。具体实践上,可以通过生态水位调控维持鄱阳湖的土壤湿润阶段,在枯水期通过闸坝工程将关键浅水区水位,确保洲滩土壤湿度维持在蒸发比响应的敏感区间,从而延续湿地蒸发降温效应。如在蚌湖、常湖池等越冬候鸟栖息地,土壤湿润状态的维持可使白天地表温度降低,有效缓冲区域性干旱热浪。同时,这有助于植物群落的复苏,为白鹤等动物提供食物基础,有利于鄱阳湖地区的生态修复。本研究提出的鄱阳湖土壤湿润阶段阈值,为枯水期生态补水策略提供了精准的思路,这一机制对缓解鄱阳湖枯水期可能引起的生态危机至关重要。

5. 结论

洪泛湿地的热通量深刻影响着区域气候系统和生态水文过程,是区域能量平衡的重要组成部分。本文

采用 VIC 陆面模式并改进其 Lake 模块, 使其适用于大型洪泛湖泊水热通量模拟。采用多源观测数据验证了模型对鄱阳湖淹没动态和水热通量的模拟结果, 进而分析了鄱阳湖洪泛湿地水热通量的季节尺度变化特征, 探究了洪泛过程对热通量时空分布的驱动机制, 核心发现如下:

(1) 本研究改进并构建的 VIC-Lake 模型能够可靠反映鄱阳湖水文节律与洪泛空间分异, 从而在鄱阳湖洪泛动态与热通量模拟中表现出良好的性能, 为气候变化下湖泊湿地生态水文过程研究提供了有效工具。水文过程上, 月均水位模拟结果与实测值高度吻合, 相关系数 ($R > 0.9$)、纳什效率系数 ($NSE > 0.8$) 均达到较高水平, 年均淹没日数模拟值与遥感观测值仅相差 5%, 再现了水位季节性涨落规律与淹没频率的年际变化。热通量过程上, 潜热通量模拟结果的相关系数为 0.73, 感热通量模拟的相关系数为 0.67。波文比的模拟值与参考值相关系数 R 达到了 0.81, NSE 在 0.7 以上, $RMSE$ 仅为 0.06, 模型在能量组分配比模拟上有较好的表现。

(2) 本研究揭示了鄱阳湖洪泛湿地能量分配与土壤水分/水位的三阶段阈值耦合机制, 阐明了洪泛过程中土壤水分及淹没水深对热通量的非线性调控效应。在土壤表层体积含水量小于 17% 时, 能量分配以感热主导, 与土壤水分呈弱耦合。而超过 17% 含水量以后, 此时土壤水分与能量通量呈强耦合关系, 潜热通量随水分增加而显著增强并抑制感热通量, 该阶段土壤湿度与温度的增强反馈机制进一步放大了能量分配对水分变化的敏感性。洪泛淹没阶段后, 能量分配与水分解耦, 蒸发转为能量限制模式, 气象因子取代水分成为主导因素。

此外, 本文在洪泛过程对能量分配的季节与空间调控还有以下支撑性重要发现:

(1) 鄱阳湖洪泛过程对能量分配的季节动态具有显著调控作用。月尺度上, 潜热通量与淹没面积呈显著正相关 ($r=0.88$, $p<0.01$), 感热通量则呈显著负相关 ($r=-0.91$, $p<0.01$)。丰水期大面积淹没时, 水体主导的下垫面将 68% 的净辐射分配至潜热通量, 形成“高潜热-低感热”特征 (波文比由非淹没期 0.38 降至淹没期 0.09); 枯水期洲滩出露后, 潜热通量占比降至 56%。在 5-6 月涨水期间, 湖区潜热通量增幅达 12%, 高于长期出露区的潜热通量降幅 (增幅为 7%), 而在 8-9 月退水期间, 湖区潜热通量降幅达 36%, 显著高于长期出露区的潜热通量降幅 (降幅为 11%), 表明了洪泛区水位涨落对潜热通量具有显著影响。

(2) 鄱阳湖洪泛过程通过改变下垫面属性塑造了热通量空间分异格局。湖区与周边陆域能量分配差异显著, 湖区潜热通量较周围区域高 29%, 湖区感热通量较周围区域低 59%。湖区东北部高频淹没区因地势低洼及长江顶托作用长年淹没, 从而形成持续性高潜热通量中心 (年均值 89 W m^{-2}), 较西南低频淹没区高出 80%。湖盆地形及洪泛过程驱动的淹没范围分异 (北部狭窄水道长期滞水、南部开阔区干湿交替频繁) 塑造了潜热通量“东北高-西南低”空间格局。

6 参考文献

- [1] Zhao XS, Liu YB. Variability of Surface Heat Fluxes and Its Driving Forces at Different Time Scales Over a Large Ephemeral Lake in China. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2018, 123(10): 4939-4957. DOI: 10.1029/2017JD027437.
- [2] Zhang XQ, Jin Z, Shen PK et al. Lake surface water-heat flux variation and its correlation with meteorological factors in the Yamzhog Yumco, Tibet. *Acta Geographica Sinica*, 2023, 78(11): 2797-2810.[张雪芹, 靳铮, 沈鹏珂等. 西藏羊卓雍错湖面水热通量变化及其与气象因子的关联. *地理学报*, 2023, 78(11): 2797-2810.]
- [3] Davidson NC, Finlayson CM. Updating global coastal wetland areas presented in Davidson and Finlayson (2018). *Marine and Freshwater Research*, 2019, 70(8): 1195-1200. DOI: 10.1071/MF19010.
- [4] Yan C, Wang B, Xiang J et al. Seasonal and interannual variability of surface energy fluxes and evapotranspiration over a subalpine horizontal flow wetland in China. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2020, 107996: 288-289. DOI:10.1016/j.agrformet.2020.107996.
- [5] Zhao XS, Wang SG et al. Energy flux measurements and environmental controls in summer over the Poyang Lake, China. *Journal of Lake Sciences*, 2014, 26(6): 955-962. [赵晓松, 王仕刚, 李梅等. 鄱阳湖夏季水热通量特征及环境要素影响分析. *湖泊科学*, 2014, 26(6): 955-962.]
- [6] Jia Y, Ding X et al. Distributed modeling of land surface water and energy budgets in the inland Heihe river basin of China. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2009, 13(10): 1849-1866. DOI: 10.18307/2014.0619.

- [7] Monteith J, Unsworth M. Principles of Environmental Physics: Plants, Animals, and the Atmosphere. Academic Press, 2013.
- [8] Stull RB. An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1988.
- [9] Yang Y, Yang Q. Assessment of the Noah-MP Land Surface Model Simulation Performance on the Water and Heat Fluxes of the Different Underlying Surface over Arid Region. *Desert and Oasis Meteorology*, 2024, 18(1): 28-37.[杨扬, 杨启东. Noah-MP 陆面模式对干旱区不同下垫面水热通量模拟评估. *沙漠与绿洲气象*, 2024, 18(1): 28-37.]
- [10] 葛楠. 青藏高原逐时地表水热通量的物理过程模型估算研究[学位论文]. 合肥: 中国科学技术大学, 2024.
- [11] Mishra V, Cherkauer KA, Bowling LC. Parameterization of Lakes and Wetlands for Energy and Water Balance Studies in the Great Lakes Region. *Journal of Hydrometeorology*, 2010, 11(5): 1057-1082. DOI: 10.1175/2010JHM1207.1.
- [12] Golub M, Thiery W et al. framework for ensemble modelling of climate change impacts on lakes worldwide: the ISIMIP Lake Sector. *Geoscientific Model Development*, 2022, 15(11): 4597-4623. DOI: 10.5194/gmd-15-4597-2022.
- [13] Bowling LC, Lettenmaier DP. Modeling the Effects of Lakes and Wetlands on the Water Balance of Arctic Environments. *Journal of Hydrometeorology*, 2010, 11(2): 276-295. DOI: 10.1175/2009JHM1084.1.
- [14] Li Y, Zhang Q, Cai Y et al. Hydrodynamic investigation of surface hydrological connectivity and its effects on the water quality of seasonal lakes: Insights from a complex floodplain setting (Poyang Lake, China). *Science of The Total Environment*, 2019, 660: 245-259. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2019.01.015.
- [15] Li Y, Zhang Q, Liu X et al. New insights on the surface hydrological connectivity of water depth thresholds in a flood-pulse-influenced floodplain system (Poyang Lake, China). *Stoch Environ Res Risk Assess*, 2020, 35: 861-879. DOI: 10.1007/s00477-020-01897-8.
- [16] Cao SJ, Li YL, Yao J et al. Influence of a proposed hydraulic project on groundwater hydrodynamics of the floodplain of Lake Poyang and its ecological implications, *Journal of Lake Sciences*, 2023, 35(4): 1457-1469. [曹思佳, 李云良, 姚静等. 鄱阳湖拟建水利枢纽工程对洪泛区地下水动力的影响及其生态意义. *湖泊科学*, 2023, 35(4): 1457-1469.]
- [17] Sun FD, Ma RH. Hydrologic changes of Poyang Lake based on radar altimeter and optical sensor. *Acta Geographica Sinica*, 2020, 75(3): 544-557.[孙芳蒂, 马荣华. 鄱阳湖水文特征动态变化遥感监测. *地理学报*, 2020, 75(3): 544-557.]
- [18] Zeng BR, Li YL, Tan ZQ. Assessment on the evolution of river structure characteristics and hydrological connectivity in Lake Poyang Basin based on index of connectivity (IC) during the past 30 years. *Journal of Lake Sciences*, 2023, 35(5): 1796-1807.[曾冰茹, 李云良, 谭志强. 基于连通性指数(IC)的近 30 年鄱阳湖流域水系结构与水文连通演变评估. *湖泊科学*, 2023, 35(5): 1796-1807.]
- [19] Xu XL, Li YL, Xing ZK. Characteristics of stable isotopes in soil water and indication to soil water movement in a typical wetland of Poyang Lake, China *Environmental Science*, 2025,1-15.[许秀丽, 李云良, 邢子康等. 鄱阳湖典型湿地土壤水稳定同位素特征及对水分运动的指示. *中国环境科学*, 2025,1-15.]
- [20] Luo JH, Yan Y, Xiao F et al. Monitoring and analysis of the Lake Poyang wetland drought process in 2022 based on spatiotemporal information fusion model, *Journal of Lake Sciences*, 2024, 36(5): 1525-1536.[罗佳欢, 严翼, 肖飞等. 基于时空信息融合模型的 2022 年鄱阳湖湿地干旱过程监测分析. *湖泊科学*, 2024, 36(5): 1525-1536.]
- [21] Liu J, Zheng BW, Xu ZW. Decomposition rate and temperature sensitivity of soil organic carbon in a typical shoal wetland of Lake Poyang, 2024,36(5):1425-1435.[刘洁, 郑博福, 徐志文等. 鄱阳湖典型洲滩湿地土壤有机碳分解速率及温度敏感性. *湖泊科学*, 2024,36(5):1425-1435.]
- [22] J M S. ERA5-Land hourly data from 1950 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS).[DS]. (2019).
- [23] Farr TG, Rosen PA, et al. The Shuttle Radar Topography Mission, *Reviews of Geophysics*, 2007, 45(2). DOI: 10.1029/2005RG000183.
- [24] 关于第二次全国土地调查主要数据成果的公报. *资源与人居环境*, 2014(1): 15-17.
- [25] Liu Q, Wang WT. Construction method of SWAT model soil physical property database. *Water Sciences and Engineering Technology*, 2015, (06): 40-42.[刘钦, 王雯涛. SWAT 模型土壤物理属性数据库构建方法探究. *水科学与工程*, 2015, (06): 40-42.]
- [26] Tateishi R, Uriyangqai B, Al-Bilbisi H, Ghar MA, (2010). Production of global land cover data - GLCNMO. *International Journal of Digital Earth*, 4(1), 22-49.
- [27] Maurer E P, Wood A W, Adam J C et al. A Long-Term Hydrologically Based Dataset of Land Surface Fluxes and States for the Conterminous United States. *Journal of Climate*, 2002, 15(22): 3237-3251. DOI: 10.1175/1520-

0442(2002)015<3237:ALTHBD>2.0.CO;2.

- [28] Livneh B, Rosenberg E A, Lin C et al. A Long-Term Hydrologically Based Dataset of Land Surface Fluxes and States for the Conterminous United States: Update and Extensions. *Journal of Climate*, 2013, 26(23): 9384-9392. DOI: [10.1175/JCLI-D-12-00508.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00508.1).
- [29]周健. 基于数字高程模型的洪水淹没分析[学位论文]. 武汉: 华中科技大学, 2017.
- [30] Pekel JF, Cottam A, Gorelick N et al. High-resolution mapping of global surface water and its long-term changes. *Nature*, 2016, 540(7633): 418-422. DOI: [10.1038/nature20584](https://doi.org/10.1038/nature20584).
- [31] Zhao XS, Liu YB. Phase transition of surface energy exchange in China's largest freshwater lake. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2017, 98-110. DOI: [10.1016/j.agrformet.2017.05.024](https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2017.05.024).
- [32] Muggeo MR. segmented: An R package to Fit Regression Models with Broken-Line Relationships. *The R Journal*, 2008, 8: 1609-3631.
- [33] Hsu H, Dirmeyer PA., Deconstructing the Soil Moisture–Latent Heat Flux Relationship: The Range of Coupling Regimes Experienced and the Presence of Nonlinearity within the Sensitive Regime, *Journal of Hydrometeorology*, 2022, 23(7), 1041–1057. DOI: [10.1175/JHM-D-21-0224.1](https://doi.org/10.1175/JHM-D-21-0224.1).
- [34] Dirmeyer PA. The terrestrial segment of soil moisture–climate coupling. *Geophysical Research Letters*, 2011, 38(16): 1-5. DOI: [10.1029/2011GL048268](https://doi.org/10.1029/2011GL048268).
- [35] Benson DO, Dirmeyer PA. Characterizing the Relationship between Temperature and Soil Moisture Extremes and Their Role in the Exacerbation of Heat Waves over the Contiguous United States. *Journal of Climate*, 2021, 34(6): 2175-2187. DOI: [10.1175/JCLI-D-20-0440.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0440.1).
- [36] Hsu H, Dirmeyer PA, Seo E. Exploring the Mechanisms of the Soil Moisture–Air Temperature Hypersensitive Coupling Regime. *Water Resources Research*, 2024, 60(7). DOI: [10.1029/2023WR036490](https://doi.org/10.1029/2023WR036490).