J. Lake Sci.(湖泊科学), 2027, 39(1):000-000
DOI 10.18307/2027.0152
©2027 by Journal of Lake Sciences

1284—1955 年滇中高原杞麓湖水位季节性振幅特征重建及其驱动机制分析*

董凌霄[1]，刘　威[2]，杨煜达[3]，安成邦[3]
（1：复旦大学历史学系，上海 200433）
（2：复旦大学大气与海洋科学系，上海 200438）
（3：复旦大学历史地理研究中心，上海 200433)

摘　要：高原浅水湖泊的水位过程是理解人地关系演变的重要切入点，但受限于现代监测起步较晚，难以获得长时段连续观测记录。本文以云南杞麓湖为例，综合聚落分布、古岸线地貌、历史文献、古旧地图与遥感等多源证据，重建 1284、1523、1691、1798、1894、1937 年 6 个典型年份的丰、枯水域范围，结合历史文献记录推算构建 1284—1955 年水位振幅特征序列。结果表明，湖盆主体形态受地形约束总体稳定，水域变化集中在西岸及南、北两岸浅滩—三角洲等易围垦地带，表现为堤线外推与湾地围合，丰水期湖面外扩空间逐步收缩。杞麓湖水位振幅在过去约 600 年呈阶梯式收窄并叠加低振幅波动，在 1523 年与 1691 年前后发生两次台阶式下跳，显示水位振幅区间转换，1894 年虽然发生外泄渠道强干预事件，但未出现水位状态转换。驱动机制分析表明杞麓湖水位振幅是由气候窗口、工程约束与治理能力三者耦合驱动的，气候窗口提供人类干预湖泊的自然条件，工程约束则直接重塑湖泊水位过程物理边界，但水位稳定区间能否下移，仍取决于治理能力能否将前二者收益纳入治理结构，并在后续维护中形成制度化运行。研究为高原浅水湖泊历史时期阶段性转折识别与治理路径评估提供了可追溯的过程参照。
关键词：浅水湖泊；水位振幅；杞麓湖；气候窗口；工程控制；制度治理

Reconstruction of seasonal water-level amplitude and analysis of the driving mechanisms of Lake Qilu, central Yunnan Plateau (1284–1955)

Dong Lingxiao[1], Liu Wei[2], Yang Yuda[3] & An Chengbang[3]
(1：*Department of History, Fudan University, Shanghai, Yangpu* 200433, *P.R.China*)
(2：*Department of Atmospheric and Oceanic Science, Fudan University, Shanghai, Yangpu* 200438, *P.R.China*)
(3：*Center for Historical Geography Studies, Fudan University, Shanghai, Yangpu* 200433, *P.R.China*)

Abstract: Studying water-level dynamics in plateau shallow lakes is important for understanding the interactions between human activities and environmental changes. Long-term, continuous records of lake-level variation are rare, as modern monitoring systems were established relatively late. This study takes Lake Qilu in central Yunnan Province as its research subject. We integrated multiple lines of evidence, including human settlement distribution, palaeo-shoreline geomorphology, historical documents, early maps, and remote sensing data, to reconstruct seasonal lake coverage during wet and dry seasons for six representative years (1284, 1523, 1691, 1798, 1894, and 1937). Based on the reconstruction results and additional historical records, we further established a continuous sequence of water-level amplitudes from 1284 to 1955. The results show that the main basin morphology has remained generally stable due to topographic constraints. Changes in lake coverage are mainly observed in areas prone to reclamation, including shoals and deltaic margins along the western, southern, and northern shores. These changes are characterized by the outward extension of embankment lines and the gradual enclosure of lake bays, which continuously reduce the lake's expansion space in wet seasons. Over the past 600 years, the water-level

* 2026-01-13 收稿；2026-05-07 收修改稿；2026-05-13 录用。
中国博士后科学基金资助项目（2024M750483）资助.
**通信作者；Email: dong_lingxiao@fudan.edu.cn

amplitude of Lake Qilu has exhibited a stepwise decreasing trend with fluctuations around stable levels. Two distinct decreasing shifts occurred around 1523 and 1691, representing regime shifts in the lake's water-level amplitude. In contrast, intense human modification of outflow channels around 1894 did not cause similar regime shifts. Mechanism analysis indicates that variations in water-level amplitude are jointly driven by the coupling of climate conditions, human engineering interventions, and lake governance capacity. Climate conditions create favorable natural backgrounds for human intervention, and engineering works directly alter the physical boundaries within which lake water levels evolve. The occurrence of downward regime shifts depends on whether local governance systems can integrate the advantages of natural and engineering factors into lake management and sustain such management through institutional mechanisms. This study provides a clear process-based framework for identifying historical evolutionary transitions and evaluating governance approaches for plateau shallow lakes.
Keywords: Shallow lakes; water-level fluctuation; Lake Qilu; climatic windows; engineered interventions; institutional governance

水位波动（water level fluctuations, WLF）是浅水湖泊水文过程的重要表征，可调节湖泊水质与水量[1]，其波动幅度、频率与持续时间则共同塑造湖岸带的淹没-出露节律，进而影响生态过程 [2-6] 。依湖而居的人对湖泊资源利用是动态的决策过程，聚落进退、湖田垦殖、水利营建均与水位涨落密切相关。然而，既有研究多将湖泊呈现为相对静态的地理背景，难以揭示人与湖泊间动态互动长期过程。云贵高原构造湖水位变化影响因素较复杂，现有研究多依赖近几十年的监测数据[7-8],或利用沉积物研究千-万年尺度的水位演变[9]。然而，在百-千年尺度上难以恢复自然变率范围，也难识别极端事件频率与人类阶段性调控的常因观测，这些综合信号常被短序列屏蔽，限制了对浅水湖泊长期演化过程与治理机制的深入理解[10]。

为弥补长时段观测缺口，Coops[11]提出结合流域地形参数与历史气候资料构建水位波动概率模型，推断水位波动范围。中国保存了数量丰富、纪年准确的历史文献记录，可提供湖面范围、淹没高程及湖田变迁等线索，为长时段重建提供重要资料基础 [12-17]。若与古地貌、古旧地图及遥感影像等空间证据互证，可为长时段湖泊水位重建提供更稳定的时空约束，有助于识别阶段性转折。总体而言，现有研究仍存在两项不足：一是多源史料运用缺少综合集成方法与不确定性表达；二是研究多停留在复原层面，对水位变化的驱动结构与人地关系作用机制讨论仍不充分。

杞麓湖（通海湖）位于云贵高原，属于典型浅水湖泊，补给以降水为主，外泄主要依赖岩溶裂隙及其联通的地下河，构成岩溶控制的相对封闭水文格局，水位对降水-蒸发异常以及工程干预反应敏感。元明以来，流域农业开发强度不断上升，自然水文结构与人类活动过程长期叠加，使其成为讨论浅水湖泊人地关系长期耦合过程的合适案例[18-19]。基于此，本文以杞麓湖为研究对象，以历史聚落地名考订为线索，集成使用历史文献、古岸线地貌、古旧地图与遥感影像等多源异构数据体系，选取 1284 年元代在杞麓湖流域建立统一行政体系为起点，以 1955 年现代大规模水利工程实施前为终点，既保证了史料记载的连续性，也可排除现代工程对自然水文过程的强烈扰动，聚焦历史时期自然-社会耦合作用下的湖泊演变过程。在此基础上，本文还将气候窗口与社会治理过程纳入统一解释框架，识别气候变化与人类活动交互下，水位振幅的阶段性演化及其形成条件，为高原浅水湖泊治理提供可追溯的历史参照与机制依据。

1 研究区域

杞麓湖（又名通海湖，古称海河、双湖），位于云南省玉溪市通海县城北约 2.0 km，是滇中高原典型浅水湖泊（图 1）。湖盆形态近葫芦状，湖面高程约 1796.75 m，面积 36.86 km²，最大水深 6.8 m，平均水深 4.03 m，蓄水量 1.486 亿 m^3，现代杞麓湖北、西、南岸线由大堤控制，东部紧贴山麓[20]。作为浅水湖泊，杞麓湖湖岸带地形平缓，水位升降易造成岸线进退，湖滩出露与滨湖空间变化密切相关。

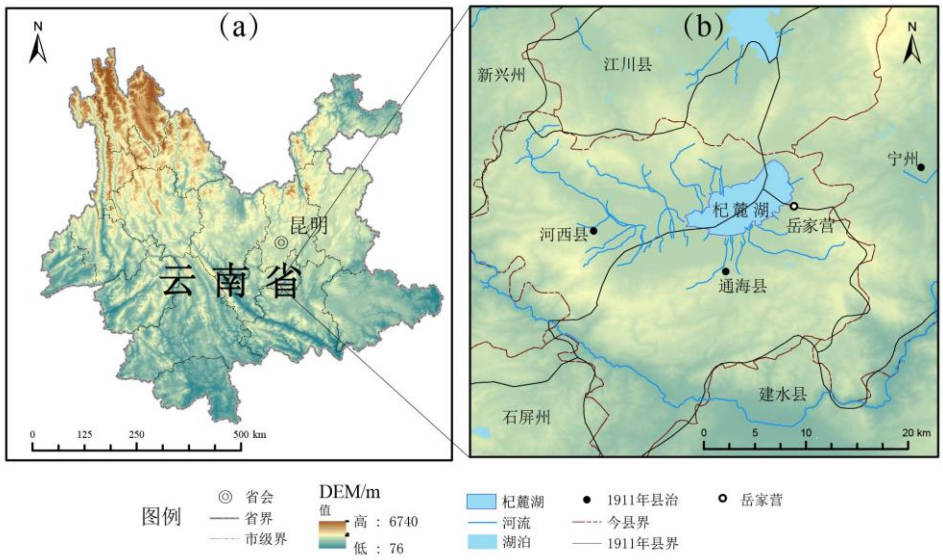

图 1 研究区域概况

Fig.1 Overview of the study area

湖区属中亚热带季风气候，年平均气温 15.6 ℃，多年平均降水量约 870 mm，其中 5—10 月降水量 717.6 mm，占全年降水量八成以上，年蒸发量 1164 mm，3—5 月占 40.3%，11—12 月占 10.8%。流域降水存在一定的空间分异，流域北部降水较南部小约 3.7%[21]，降水空间分布不均导致入湖径流来源存在空间差异，影响湖滨不同岸段的水位响应敏感性。地带性土壤为红壤，植被属南亚热带常绿阔叶林，1985 年森林覆盖率为 28.2%[20]。

湖水依赖湖面降水、地表径流、泉水和地下水补给。集水面积约 341 km²，补给系数 9.25，主要入湖河流有中河、窑冲河、大新河等十余条间歇性小河。多年平均地表入湖径流 0.87×10^8 m³，湖面降水量约为 0.33×10^8 m³,岩溶区渗漏与岳家营落水洞出水量为 0.25×10^8 m³，湖面蒸发量 0.42×10^8 m³[20]。杞麓湖无地表出水通道，以湖泊东南部的岩溶渗漏区与岳家营落水洞（高程约 1794.5m）及相关暗河系统为唯一排泄口，由华宁县大龙潭泉群出露，构成封闭的自然泄水系统。

岳家营落水洞（24°09′16″N ，102°48′39″E）是湖泊泄水的关键控制点。当湖水位高于其入口时，湖水即通过地下伏流外泄，若落水洞被泥沙淤塞导致泄流能力下降时，湖水位随之上升。受此相对封闭的排泄环境影响，杞麓湖水位对降水-蒸发异常的响应较为敏感，湖水位波动较大，据 1964—1985 年资料，历年最高水位 1797.16 m（1968 年），历年最低水位 1792.07 m（1983 年），年内最小水位变幅 0.97m（1965 年），最大水位变幅 2.79 m（1985 年）[20]。

元代以来杞麓湖流域社会经济发展迅速。1284 年（至元二十一年）元朝于杞麓湖沿岸推行与内地相同的行政体系，建立元帅府、河泊所、县学等地方治理机构。明初大规模军事移民进入，改变流域人口结构，区域开发从点状分布转换为面状扩张[22]。不同时期人类围垦活动的空间范围存在一定差异，元明时期以北岸军屯和西部河滩垦殖为主，聚落依托丘麓微地形开展。15 世纪以来湖滨垦殖规模上升，西岸湖滨平原逐渐形成，东部湖湾与南部滩涂成为重要垦殖区域，堤防体系随之向湖体延伸[23]。

1981 年通海县政府在岳家营落水洞兴建泄水工程，将湖水位控制在 1794.5~1796.75 间，湖面始趋于稳定。但 1957 年“以粮为纲”的号召下，为加大粮食收入，加强对岳家营落水洞疏浚，湖区大规模围湖造田，逐步进入人工调控泄水阶段，水文机制受人为干预加大[24]。本研究以 1955 年为下限，集中讨论历史时期自然泄水体系下的湖泊水位变化，此期内湖泊水位波动主要反映气候与自然泄流的调节，为分析人类社会响应与干预提供天然背景。

2 资料与数据

2.1 多源异构的历史证据集成与校正

研究以历史聚落地名为核心资料，融合历史文献、古旧地图和遥感影像三种多源异构证据，构建可追溯、可定位的聚落地名数据库。数据库包含聚落名称（及异名）、出现/消亡时段、空间位置、类型属性、事件记录与证据来源 6 条类目，并通过同名异地辨析、异名同地归并与时空属性校核的流程实现系统化集成与不确定性标注。

2.2.1 核心文献层　包括现代专志、明清方志与官方档案 3 类。现代专志《通海县地名志》基于 1982 年地名普查成果形成，系统收录县域各类地名类目，为聚落名称规范化、类型判别与近现代空间定位提供基础参照 [25]。杞麓湖流域现存明清传统方志 10 部，其中“山水”、“村庄”、“灾异”与“艺文”等门类中记载了聚落沿革、灾害影响与人地活动线索，是聚落时段判定与历史事件关联的重要依据。官方档案使用《云南省历史洪旱灾害史料实录（1911 年以前）》、《清代珠江韩江洪涝档案史料》等资料汇编，用于补充关键灾害事件、水利活动与制度变迁的时间节点与过程信息 [26-27]。

2.1.2 补充文献层　包括碑刻文书、文集游记与地方史志文献等。碑刻资料主要来自《通海历代碑刻集》（收录碑刻 218 通），研究还结合其他文献线索与田野调查补充各类碑刻 8 通，用于校正聚落名称、行政隶属与关键事件年代 [28]。文集游记虽数量较少，但可提供特定时段的现场叙述与空间参照。地方史志材料多为 1949 年后组织编纂的口述与调查汇编，研究在方志、碑刻与空间证据交叉核对的基础上选取可验证信息，用以补充前工业化时期湖区社会活动与灾害记忆。

2.1.3 空间证据层　包括 1937 年 1:50000《云南陆测图》(中华民国军事委员会陆地测量局测绘，包括“河西城北”、“河西城南”、“甸苴关”和“通海县”四图幅)[29]、1954 年 1:250000 地形图（美军陆地测量局测绘）[30]与锁眼卫星“HEXAGON KH-9”影像（1975 年，1.8 m 分辨率）[31]，通过历史文献与地图地名对照与空间匹配，确定聚落点位及其空间分布。当文献定位与地图/遥感定位不一致时，优先采用多幅地图/影像中可重复识别，且地形约束一致的点位，并记录冲突类型。地形约束方面，研究基于 NASA 30mDEM 生成等高距 1 m 等高线，用于岸线形态判读与相对高程分析。鉴于精度受 DEM 分辨率限制，本文对关键高程约束进行不确定性标注，并评估结论稳健性。

2.2 气候要素序列的资料来源

由于不同代用指标对气候因子的敏感性与重建方法存在差异，单一序列难以完整刻画区域气候演变。为降低资料类型与重建方法带来的不确定性，本文选取并对照多源气候重建结果，以获取更稳健的冷暖与干湿变化信息。序列选取遵循“区域一致性与代表性”原则：温度变化主要参照西南地区背景温度序列，干湿状况主要参照南亚季风指数，辅以西南地区极端旱涝事件序列进行对照。

2.2.1 温度序列　本文采用 Yue 等[32]基于横断山西部高黎贡山地区树轮重建的暖季（5—9 月）平均温度序列，该序列以滇西北横断山西部 5 个样点华美落叶松树轮宽度合成区域年表，时间覆盖 1420 年以来，识别出的小冰期多段冷期与青藏高原及北半球温度重建在年代际尺度上具有一致性，表明可代表区域背景温度波动而非单点扰动。此外，参考王绍武等[33]重建的中国近千年区域温度距平序列（10 年分辨率），其中“西南区”以董哥洞石笋 $\delta^{18}O$ 为代用指标，经无量纲化、历史文献序列方差校准及均值衔接后建立，本研究作为冷暖阶段划分的区域温度背景参考。

2.2.2 干湿/季风序列　干湿背景主要采用 Sinha 等[34]基于中印度 Jhumar 洞与东北印度 Wah Shikar 洞两处石笋 $\delta^{18}O$ 记录重建的印度夏季风指数序列，可作为季风尺度的外部干湿背景，用于界定偏干/偏湿阶段，并与杞麓湖水位振幅变化进行对照。同时，选用刘威等[35]基于历史文献重建的过去 600 年中国西南地区极端旱涝事件序列（1400–2000 年），表征区域尺度的极端干湿风险窗口，本文选取昆明站数据，作为对照解释水位波动阶段性变化的参照。

2.3 杞麓湖流域人口序列的资料来源

杞麓湖流域人口序列主要依据历史文献记载的户口材料整理校正而成。河西县明清方志中户口记录缺失，难以独立构建长时段序列。通海县自 1393 年起保有相对连续记录，与河西县地理毗邻、社会经济结

构与农业开发模式相近，且在流域内长期处于政治、经济与文化中心地位。本文采用明清时期通海县人口数表征杞麓湖流域人口发展趋势，用于反映流域开发压力的相关变化，而非精确还原流域人口规模，其中1949 年后通海与河西两县合并，故此后数据按照 1948 年两县人口统计比例折算，得到原通海县范围内的人口数。为检验代表性，本文对民国时期两县户口统计进行对比（见表 1），总体变化方向一致，均呈 20 世纪 20 年代后持续下降，30 年代后下降加速的特征，主要转折阶段相近，因而支持该近似处理。

表 1 云南省通海县与河西县人口统计数据对比（1921-1949）*

Tab.1 Comparison of population of Tonghai County and Hexi County, Yunnan (1921-1949)

年份	通海县/口	河西县/口
1921	73604	63162
1931	71103	71602
1938	58188	59706
1941	56212	59908
1948	45289	52803

*：表中人口记录来源于 1992 年版《通海县志》第三编“户数 人口”节[36]。

需要指出的是，历史时期人口统计并非现代意义上的统一口径普查数据，不同朝代与不同文献在统计对象（户、丁、口）、登记目的与行政执行力度上存在显著差异，且常受赋役制度、灾荒战乱、隐漏与重复登记等因素影响。为保证可比性，本文统一以“口”表述人口规模，序列重建参照历史人口研究中常用的分期推算与增长率校正思路，以若干高可信人口记载为控制点，分段估计复合年增长率，构建连续序列。增长率与损失率优先参考《中国人口史》等综合研究成果，并结合通海县地方文献所载户口变动特征进行本地化校准 [37]。需要强调的是，杞麓湖沿岸是明代卫所军事移民重点区域，人口分属县级行政体系与卫所体系管理，本文所推算的人口为县管人口与卫所人口的总值。

比对后，研究取杞麓湖流域年平均增长率明代约 3.7‰（文献区域基准 3‰）、清代 1830 年前约 7‰（文献区域基准 6‰）为基准值。对战争导致的人口骤减，本文依据事件记载与户数突变设置损失率的情景参数，并评估参数对结论的影响 [38]。1644–1673 年明末战乱期，地方文献记录“通海荒芜”，且清初户数下降明显，康熙年间仅有九百三十户，据此将人口损失率设置为情景参数，基准取 85%[39]。咸同战乱时期（1856-1873）同样造成人口显著损耗，根据《通海县乡土志》相关记载，将人口损失率基准取 60% [40]。据此建立杞麓湖流域人口变化序列（见表 2），用于后续人地关系耦合分析。

表 2 明清时期通海县人口文献记载与推算人口*

Tab.2 Population records and estimated population of Tonghai County during the Ming and Qing periods

年份	文献记载/口	推算人口/口
1393	15000	15000
1510	—	23107
1582	30500	30146
1644	—	37903
1673	5200	5685
1767	37978	40100
1820	—	58037
1830	61421	62230
1882	24344	24892
1953	65745	65745

*：文献记载口数源于康熙《通海县志》、宣统《通海县乡土志合编》的“户口”与 1992 年版《通海县志》等“户口 人口”节记录，“—”表示文献缺载，但可利用年复合增长率进行估算。

3 方法设计

3.1 聚落居址与阶段性常态高水位耦合机理构建

云贵高原浅水封闭湖盆中，湖岸带可利用的空间随水位涨落而显著扩展或收缩[14-15, 17]。低水位阶段湖滩与湿地出露，带来新增的耕地与滨水资源，会驱动居址向湖泊边缘推进[41]。但这种低水位导致的居址扩张，并非是必然稳定的。一类居址以季节性或短期的形式存在，位于部分出露的冲积锥与浅滩，一旦气候转湿或进入丰水期即频繁受淹，杞麓湖沿岸常作为渔民临时驻扎点，故以“渔夫堆”、“渔民坟”命名，然其空间形态与存续时间不稳定，未形成连续记载与稳定谱系。一类居址是稳定存在的滨水聚落，位于湖岸影响范围内，与岸线、圩堤和滩地等空间关联明确，可跨越多个丰水季与多年水位涨落而持续存在，则可视为经由水位波动长期筛选后的稳定居址单元。

基于此，本研究以稳定滨水聚落选址的安全原则，利用最低高程对阶段性常态高水位进行特定时段的空间约束。阶段性常态高水位是指多年尺度内高频出现，对定居安全持续约束的高水位边界，与低频出现的极端洪水位或单次灾害最高水位相区别。操作上，滨水聚落最低高程可近似理解为阶段性常态高水位与安全余量之和，该简化关系主要适用于云贵高原浅水湖盆的水文地貌条件，可推演阶段性常态高水位的上限约束，定义为公式：

$$H\max（\mathrm{t}）= \min(h_k \mid \mathrm{t}) - \Delta h_{\mathrm{safe}} \quad (1)$$

其中，h_k 为第 k 个滨湖聚落的地面高程，$\min(h_k \mid t)$为阶段 t 内滨湖聚落高程最小值。

长期滨水聚落筛选是基于历史地名沿革考证进行。本文以 1986 年《通海县地名志》作为基础材料，重点参考康熙《通海县志》、康熙《河西县志》、乾隆《续修河西县志》、嘉庆《续通海县志》等对村寨名目与隶属关系著录较为系统、全面的地方志，结合水利、赋役与灾异等条目中反复出现的地名线索，筛选出具有跨期延续性的滨水聚落。具体操作上，所选聚落当同时满足三个条件：①在两个以上时段或两类独立材料中可重复检索；②位于湖岸影响区域，与岸线、浅滩、湿地利用，或圩堤体系空间关系明确；③通过地名考订，并结合近代实测地形图与历史影像进行空间定位。

在此基础上，研究确立 “史料记录全面性”与“事件驱动”两个准则，用以选取历史时期典型年份。前者确保所选年份具备充分可空间化的史料，后者则强调所选年份能代表湖泊演变与人地关系的关键转折。具体标准如下：第一，基于系统史料集成的全面记录时段，以地方志或实测地图中记载的完整聚落著录为依据，可全面反映该时期的聚落分布面貌，空间覆盖完整，具备最高约束力，包括 1691 年、1937 年等断面。第二，基于政策驱动的聚落形成时段，以区域开发政策节点为依据，此类时段虽无普查名录，但因政策事件引发成批聚落形成，地名具有鲜明特征，例如 1284 年、1523 年。第三，基于水文事件与多源互证时段，选择具有明确水文事件年份，聚落信息与灾异、赋役和工程记录相互应证，须获得两类以上独立证据支持，确保覆盖水位过程的关键阶段，例如 1798 年与 1894 年。对于孤证、难以定位和水位指向不清的年份，则不能将其认定为典型年份。

需要强调的是，不同的历史阶段滨水聚落预留的安全余量具有显著阶段差异。人类干预较弱时，开发多呈点状分布，聚落主要通过选址远离与微地形抬高来规避高水位风险；随着人类干预加强，堤防与围垦体系逐步形成，工程设施对阶段性高水位进行制度化管理，表现为堤内外居址下限的分化与安全余量减小。本文以 Δh_{safe} 综合表征洪泛风险规避，工程防护能力与微地貌带来的高程误差。分段取值依据古地物考证确定，文献记录最早堤防为成化七年（1471 年）修筑的东湖池堤，今戴文营一带，紧邻早期聚落兴建；至弘治十年（1497 年）修筑碌溪三渡堤时，堤线推至中村处[42]。利用锁眼卫星影像提取聚落与古堤位置，结合 DEM 数据进行相对高差统计，结果显示杞麓湖围堤与聚落的相对高差集中在 0.8~2.2 m。据此可为 Δh_{safe} 的分段取值提供经验约束（表 3）。

本文引入杞麓湖古岸线 14C 测年年代，检验基于稳定滨水聚落反演的 1284 年常态高水位进行交叉验证（见表 5）。然杞麓湖盆地全新世以来存在持续的向北掀斜的差异抬升运动，同一时代古岸线南岸高于北岸，据估算南岸年均抬升速率达 0.65~1.01 cm，古岸线现高程叠加了后期构造变形，并非形成时的湖面高程[43]。本研究主要利用历史时期岸线（南岸 S1，～1811）进行交叉验证，该岸线时代新，变形量可忽略，不影响本研究结论。

表 3 不同防护条件下安全超高的分段取值*

Tab.3 Piecewise values of design freeboard under different protection conditions

时段	类别	防护条件概述	古聚落（高程 m）	堤址（高程 m）	Δh_{safe} (m)
1268-1497	无圩堤	湖滨防护缺位；聚落主要依赖选址规避洪水风险	文家营（1808 m）	东湖池堤（1806 m）	2
1498-1955	有圩堤	工程化防护阶段；前工业化条件下围堤构筑方式差异有限	中村（1802 m）	碌溪三渡堤（1801 m）	1

* ：分段取值基于锁眼卫星“HEXAGON KH-9”影像（1975 年，1.8 m 分辨率）显示情况，叠加 2020 NASA 30mDEM 生成等高距 1 m 等高线后提取。

利用历史文献共考证出 24 个 1284 及以前形成，并延续至今的聚落，可筛选出稳定滨水聚落 6 个，其中古城村与沙落村高程 1806 m 为最低值，其余均在 1807—1809 区间（见表 4）。扣除安全余量后可将 1284 年常态高水位限定在 1804 m 量级。独立岸线证据显示，南岸 S1 堤底高程约 1800 m，拔湖高度 6 m，韩慕康等据堤上寺庙金山寺考证至迟在 1811 年前已经存在。本文通过地名考证认为，岸线周边聚落皆称“营”，为明初军事移民聚落，形成时代当在 1381 年（洪武十四年）前后。堤顶高度可视为明清时期含一定安全余量的丰水期水位上限边界的独立约束，本文反演的 1284 年常态高水位低于该上限边界 2 m，恰与无堤防条件下的聚落安全余量相同。这表明 1284 年的反演结果与明清时期的岸线证据在数值上高度自洽，且处于合理区间，符合历史一致性原则。

表 4 经历史文献筛选所得 1284 年稳定滨水聚落情况*

Tab.4 Stable waterfront settlements for the year 1284 derived from historical sources

地名	出现时间	备注	高程/m
沙落村	1284 年设河泊所	王佐黎为一小将，随军来滇，落籍大理，后客游于此落居，村在沙河积落沉沙处故名。	1806
古城村	元代前	万历《云南通志》载：“在城东五里，蒙氏寨长王智，筑城以御诸蛮。”相传名孟获城。	1806
苏家营	元代	住户多姓苏故名。	1807
董家营	元代	住户多董姓故名。	1807
六街村	元代前	旧时逢六赶集，故名。	1809
大树村	至正年间	奎效善从南京到此，喜其环境清雅，于此落居，以昔时村周多树，大有数围故名。该村规模较大，以其聚落最大高程为元时高程。	1807

*：聚落形成时间与历史信息主要以《通海县地名志》为基础，辅助正史、地方志记录考证确定，高程数据据 2020 NASA 30mDEM 提取确定。

3.2 多源水位序列重建与耦合

3.2.1 *湖泊季节性水位波动特征序列的重建方法* 杞麓湖为岩溶湖，湖水主要经石灰岩裂隙与联通地下暗河外排，丰水期水位抬升后往往难以长期维持，枯水期则易形成相对稳定的低水位。基于这一特点，本文以同年份丰水期最高水位与枯水期水位的高程差表征季节性水位振幅，并定义为：

$$\Delta H(\mathrm{t}) = H\max(\mathrm{t}) - H\min(\mathrm{t}) \quad (2)$$

其中，t 为史料可定位的年份或阶段节点。

丰水期水位$H\max(\mathrm{t})$重建 丰水期高水位上限采用 3.1 节所述方法进行重建,重建结果参看表 7.。

枯水期水位$H\min(\mathrm{t})$确定 湖岸阶地是湖面较大幅度波动的产物，是确定古湖岸线，恢复古湖范围的主要证据之一，能够指示一个时期内稳定的湖平面。杞麓湖全新世古岸线 N1 位于紧靠今岸线的 4 m 湖积阶地上，^{14}C 测得绝对年龄为 7525±105 年, 是全新世中期以来湖泊枯水期稳定水位的直接地貌证据，其高

程可近似指示当时湖泊的枯水期稳定水位。虽然，N1 年代早于本研究聚焦时期，但杞麓湖北岸的抬升速率较弱，其高程 1798m 可为历史时期枯水期水位提供长尺度的背景约束。距今约 4000 年左右的海东、兴义贝丘遗址分布于 N1 岸线附近且高程更高，明清时期亦持续有聚落分布，指示明清时期枯水期水面不应长期高于该高程带 [44-45]。

表 5 全新世以来杞麓湖沿岸古岸线情况*

Tab.5 Palaeoshorelines along the shores of Lake Qilu since the Holocene

古岸线顺序		发现地点与地貌	古岸线特征	海拔高度（m）	高出湖面（m）	^{14}C 测年
南岸	S1	现代岸线以南 1-1.5km 的湖积平原上	古螺壳堤，长约 4km，宽 30-50m，高出地面 3-5m，堤上有金山寺，堤旁有诸多村庄	1800	6	据金山寺考证在公元 1811 年以前就存在
	S2	今岸线南 2.5km，通海县城以西 2km 的地震台后	夹于湖积粘土中的螺壳层，螺壳密集，厚约 5m	1835	41	2530±75 年
	S3	地点同上，位于第二条岸线以上上的灰岩山地斜坡	同上，螺壳分布稀疏	1867	73	7800±95 年
	S4	地点同上，位于第三条岸线以上的灰岩斜坡	同上	1877	83	12756±115 年
北岸	N1	四家村南，紧靠现今岸线的 4m 湖积阶地上	夹于湖积粘土中的古螺层分布较密	1798	4	7525±105 年
	N2	湖盆西北边缘，距现今岸线约 1km 的螺蛳扇麓	古螺壳层厚约 3m，很密集，	1840	46	8795±115 年

*：表中数据源于韩慕康等 1989 年杞麓湖田野调查所得，当时湖面海拔为 1794m，^{14}C 年代由国家地震局地质研究所测定，以 1950 年为计年起始单位。

1894 年后地方社会实施开凿泄洪裂隙的强干预措施[46]，可能改变枯水期可达水位下限。1894 年以后的低水位端控制近似值取 1937 年 1：50000《云南陆测图》采用云南省宜良县西门外岔路口基准（4100 m=海拔 1535），换算得到湖面高程为（1797.2±0.5）m，鉴于该图测绘于 2 月（枯水季），综合误差后取 1797 m 作为 1894 年后枯水期水位约束。

为验证空间一致性，本文引入 1954 年 1:250000 美军陆地测量局测绘地形图进行对照。该图比例尺较小，无法提取精确绝对水位值，仅用于核对低水位端下移方向与量级，图示湖岸线与沿岸聚落及地形信息之间的相对关系与约 1797 m 的约束水平一致，构成对 1937 年结果的独立交叉验证。

序列构建与阶段插值 由于历史文献与考古证据时间分布不均，各类证据对水位指示强度存在差异。本文以典型年份为刚性控制点，区间采用线性插值呈现长期变化趋势。首先，反演约束点即基于高置信度聚落分布与地形高程反演得到、可直接约束湖泊水位的典型年份水位，直接约束了特定时段的常态高水位上限，是序列中最可靠的节点。其次，文献推算点即依据文献记录的灾情描述、淹没比例进行推演，该数值以反演约束点为标准，根据史料中灾异事件记载的强度、持续时间与受灾聚落为核心，按相对关系估算水位波动的方向与大致幅度，此处使用地名为明确记录的地名，指征单次洪水影响的水位，依据影响范围赋予一定水位数值，但此类点位仅用于揭示时段内的相对变化趋势。最终，全部点位采用分段线性连接构建序列，表示相邻证据约束之间的最小假设变化路径，用于呈现长期趋势，不追求年际波动的精细形态。这可能低估短期极端波动，但可避免证据稀疏条件下产生的误差扩散。图示中两类点位以符号区分，解释时对反演约束点赋予更高权重。

3.2.2 杞麓湖流域社会治理指数模型构建 历史时期，人类活动对湖泊的影响除体现在人口增长、耕地扩张等压力指标，更取决于社会应对环境变化的内部组织结构、适应能力与学习机制。本研究基于这一视角，

融入历史学地域社会研究成果，将湖泊流域的社会治理能力划分为国家治理维度（对应组织结构），反映中央与地方政府的制度性干预；地方组织维度（对应适应能力），反映基层社会的组织响应能力；人群互动维度（对应学习机制），反映官员、士绅、宗族、平民等多主体的行动模式与互动效率，这一框架旨在将零散的个人行为纳入社会组织体系，从群体层面理解人类对湖泊的适应与改造。为在流域尺度上对治理能力进行定量描述，本文基于多源历史文献构建“杞麓湖社会治理指数（SGI-QL）”，用于比较同一流域在不同时段治理能力的相对水平，为人地关系耦合机制的解析提供分析工具。

SGI-QL 参照全球治理指数（worldwide governance indicators，WGI）的基本做法，按维度设置指标，据证据赋分并加权合成 [47-48]。并结合史料可得性，将治理能力划分为三个维度：制度存在、组织运作与行动能力，并设置 6 项指标（表 6）。各指标赋分依据主要包括：制度/组织是否有明确记载及连续性；空间覆盖范围；灾后或战后恢复中有效动员与秩序恢复能力。研究通过对指标重要性的成对比较（AHP），参考相关研究对指标结构进行校验，最终三维权重确定为制度存在 0.54、组织运作 0.16 和行动能力 0.30（一致性比率 CR≈0.015＜0.1）[①]。综合指数计算公式如下：

$$SGI(t) = \sum_{i=1}^{n} wi \cdot si\ (t) \tag{3}$$

其中，wi为第i项指标的权重，$si\ (t)$为时期 t的得分（0–2）。

为便于跨期比较，本文根据制度与治理格局的关键变化，将研究时段划分为 6 个期段：里甲制（1382—1500）、赋役改革（1501—1644）、明清易代（1645—1680）、地丁银推行（1681—1850）、咸同战乱（1850—1911）、近代化（1912—1955）。

表 6 杞麓湖流域社会组织度量化评分表*

Tab.5 Quantitative scoring scheme for social organization in the Lake Qilu catchment

维度	指标	0 分	1 分	2 分
制度存在	基层赋役制度	记载模糊或仅笼统叙述	制度可确认存在，但执行零散、局部	制度与执行痕迹清晰，持续且覆盖面广
制度存在	公共事务制度	救灾/水利规制记载零散，责任主体模糊	公共事务多为临时性安排为主，不稳定	责任主体、经费/工役与规制明确，并可重复运行
组织运作	民间组织活跃度	难识别组织或无法核验	组织可识别但活动偶发、投入不连续	组织稳定运作（资金/规则/资产），持续投入并可跨村联动
组织运作	协作机制	协作关系记载缺乏，或仅见零散行动	协作出现但短期、事件驱动	协作制度化（分工、调处、协调机制），多次出现
行动能力	事件应对能力	长期失序或无有效动员证据	有应对措施，但动员弱、修复慢	应对有效，赈恤/修复/重建等产出可核对
行动能力	社会调控能力	主动调控记录缺乏	局部调控，缺乏持续投入或规则	调控常态化（持续维护、系统围垦/疏泄），形成治理惯例

*：1 分以上需有 A 类证据或 B 类达到多源互证；C 类证据不入计分，仅用于讨论。

为降低历史文献时空分布不均与叙述偏差对指数构建的影响，本文设置证据分级，作为计分的准入条

[①] 该权重由 5 位环境史与历史地理领域学者梳理杞麓湖流域相关史料的基础上，对地方治理结构的历史特征进行独立打分得出，适用范围限于杞麓湖及滇中地区治理情境相似的高原浅水湖盆。后续与自然地理过程的耦合分析中，该权重体系仅用于量化历史时期人类活动对湖泊水文过程的干预强度，通过人类行为这一路径间接参与驱动机制的解释，不参与自然过程内部要素的赋权解算。

件。进入计分的证据须满足时间可落入研究期段、内容归入指标项，来源或类型可核对。依据可核验成高度，证据分为 A/B/C 三类：A 类为时间指向明确、对象具体且来源权威或可核验（档案、官修志书条目、奏议公文、碑刻/契约等），可直接赋值并支持较高等级判定；B 类为时间或程度略模糊，但指向清晰，满足异源互证（同指标同一期段至少两条独立证据）或与 A 类一致，方可支持较高等级；C 类为时间难定位或表述修辞化，不进入计分，仅作讨论补充。若同一期段同一指标出现冲突，按 A＞B＞C 有限并采取保守赋值；仍不可判定时，取较低分并在注释中说明不确定性来源。

需要说明的是，指标赋分并非进行有/无的二元判断，而是基于证据体系和史料互证的分级赋值，以反映治理能力的程度差异，通过这一方法，可将水利工程、土地管理与灾害应对等治理行为的定性描述转化为可比较的量化指标。

4 结果分析

基于上述方法，本文重建了 1284、1523、1691、1798、1894、1937 年 6 个典型年份的杞麓湖丰、枯水域范围，并以此作为水位反演点（图 2），同时，结合文献记录形成的推算点，构建基于统一高程基准下的水位振幅特征序列（图 3）。

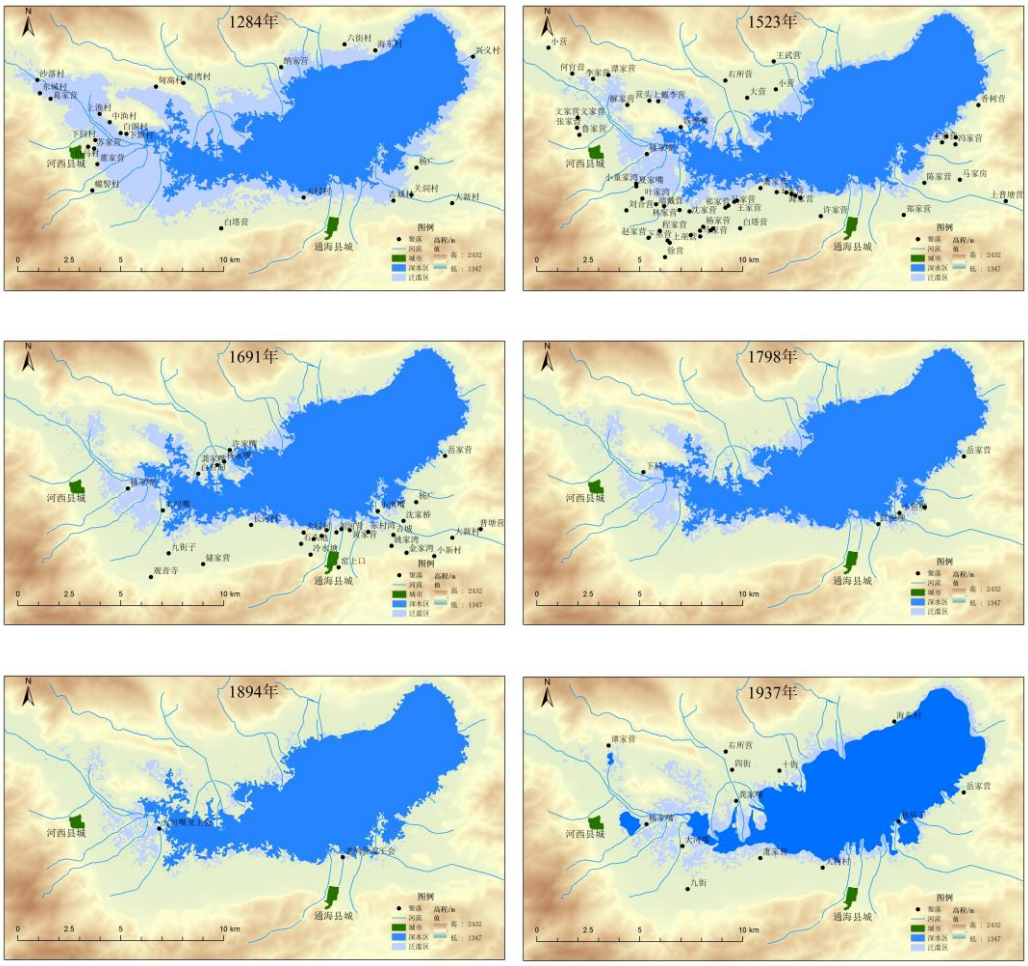

图 2 杞麓湖典型年份的水位反演复原图

Fig.2 Reconstructed water levels for the reference years of Lake Qilu

杞麓湖水位演变呈现清晰的阶段性特征，各阶段的水位振幅数值与证据基础相互印证（见表 7）。明清时期尺度上，杞麓湖湖盆主体轮廓受地形约束较强，整体保持相对稳定。显著变化集中在西岸与南、北两岸的浅滩-三角洲等边缘地带，此类变化主要表现为外源物质输入后在湖盆边缘与浅滩区持续淤积，并叠加围垦与堤防修筑，使局部湖岸带发生推进。较为明确的节点表现为 15 世纪中后期与 17 世纪末两个转折，以及 19 世纪末外泄边界条件调整阶段：

第一阶段（13—15 世纪中期），湖泊处于自然补水与泄水过程主导的高振幅波动期，丰枯水位高差在 6 m 以内，丰水期湖面外扩显著。

第二阶段（15 世纪中后期—18 世纪），水位振幅整体收窄，丰枯水位差降至 1~3 m，湖泊进入相对稳定状态，尤其清前中期（1691—1798），丰枯波动被压缩至约 1 m 以内，西岸与南岸出现连续的堤线约束，湾地被围合成圩田，仅通过较窄水道与主湖相连。

第三阶段（19 世纪以来），堤防工程进一步加强，围垦向湖心推进，浅滩多转化为陆地，洪水期湖面外扩空间明显缩小，水面多以细长水体或沟渠形态在局部保留。机制上，1894 年前后开凿泄洪裂隙、疏浚联通河道等工程改造强化了外泄能力，使枯水期可达水位下限出现阶段性下移，从而改变了低水位端的边界条件。

表 7 明清时期杞麓湖水位振幅与阶段划分*

Tab.7 Water-level amplitude and stage division of Lake Qilu during the Ming and Qing dynasties

阶段	时段	典型年份	丰水期水位(m)[3]	枯水期水位(m)	水位振幅(m)	主要证据基础
第一阶段	13–15 世纪中期	1284 年	1804-1806	1798[1]	约 6	1284 年稳定滨水聚落（6 个），元代河泊所记录
二阶段	15 世纪中–18 世纪	1523 年	1800-1802	1798	3–4	明代“营”类聚落分布，1471/1497 年堤防修筑记载
		1691 年	1799-1800	1798	1–2	1691 年聚落断面，落水洞巡查制度化
		1798 年	1799-1800	1798	1–2	1798 年渔课银碑记录 6 个滨湖渔村，圩田大量形成
第三阶段	19 世纪以来	1894 年	1799-1801	1797[2]	1–2.2	1894 年开凿泄洪裂隙碑记，1956 年全面调查受灾聚落，灾异峰值
		1937 年	1799-1800	1797	约 1	1937 年实测地形图

*：[1] 枯水期水位以全新世古岸线 N1（1798 m）为背景约束；[2] 1894 年后枯水期水位下限根据 1937 年实测地形图校正为 1797 m。[3] 丰水期水位为证据约束区间，基于稳定滨水聚落最低高程与该时段防护条件安全余量组成。

图 3 所示序列进一步揭示各阶段的动态细节。首先，两次稳定阶段下移均表现为突变形式，15 世纪中后期 ΔH 从约 6 m 迅速收窄至 3 m，17 世纪末再度降至 1 m 量级，这与工程干预的阶段性特征相吻

合。其次，1691 年后的低振幅状态内部存在一定波动（0.2~2.2 m），其中 ΔH≥1 m 的年份约占 3/4，且多对应灾害记录，提示 1 m 左右是湖滨带洪涝风险的经验阈值。最后，1894 年外泄通道改造并未改变 ΔH 的中心水平，但波动形态发生结构性重组，枯水期稳定水位从 1798 m 下移至 1797 m，呈现以枯水期调整为主导的单侧波动，极值分散，波动形态改变，但并非中心水平下移。

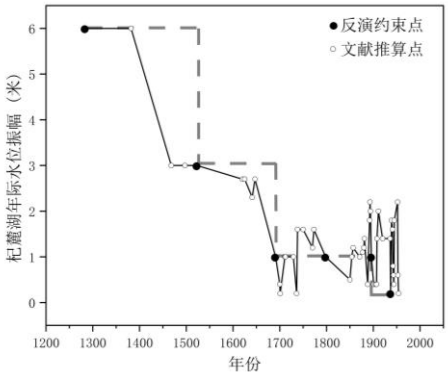

图 3 1284—1955 年杞麓湖水位振幅特征连续序列

Fig.3 A continuous series of water-level amplitude characteristics of Lake Qilu (1284—1955)

同时，1691 年后灾害记录明显增多。一方面可能与近代文献留存增多有关；另一方面，围垦与堤防加强了对湖滨缓冲带的压缩，使得水位异常抬升更易转化为可记录的洪涝影响。以 1691—1894 年灾害推演的 ΔH 为例，多数记录对应 ΔH≥ 1 m（约占 3/4），提示 1 m 左右可能是出现明显洪涝影响的经验参考阈值；当 ΔH 达 1.5~2 m 时，往往对应更强内涝与更广淹没范围。相较之下，1691 年以前虽振幅更大，但围垦程度更低，受影响对象更分散，灾害记录相对较少。

上述水位重建结果得到沉积物记录的独立验证。宋学良等在杞麓湖中部钻取的沉积物泥心显示，剖面 0.85 m 以上由红色含铁质粘土组成，Al、Fe、Si 含量较高，平均沉积速率达 3.5 mm/a，总聚集速率为 133 mg/(cm²·a)。与之对照，0.85 m 以下全新世沉积层的平均沉积速率约为 0.63 mm/a，总聚集速率约为 22.9 mg/(cm²·a)；上部地层的两项指标分别为下部的 5.6 倍和 5.8 倍。其中，上部地层外源碎屑沉积速率达到 120 mg/(cm²·a)，较下部全新世地层增长约 12 倍。这一高速沉积层是汇流区人类活动加剧导致土壤被迅速侵蚀并汇入，导致湖泊淤化的结果[49]。依据实测数据推算，0.85 m 深处沉积物底部沉积始于 1747 年，这一时间节点恰好位于本研究识别的 1691 年水位振幅缩小至 1 m 区间在时序上前后相继。上述沉积物记录的突变，可从湖泊沉积响应的角度，为本研究识别的湖泊系统转变提供独立证据。

5 讨论

上述结果表明，杞麓湖水位振幅在过去近 600 年间经历了显著的阶梯式下降，并呈现出明显的阶段性特征。这一过程可能受到了气候变化、流域治理制度与人类活动强度等多种因素的影响。

5.1 气候变化阶段性控制与窗口效应

洱海岩心沉积物反映近 2000 年来滇西地区气候与环境在暖干与冷湿两种组合间摆动 [50]，这种西南季风区百年尺度“暖干-冷湿”组合与大气环流形势变化有关。年际至年代际尺度上，西太平洋高压强烈西伸时，其西脊阻挡西南暖湿气流向西南地区输送，造成该区偏暖干，副高偏弱东撤时，南亚季风雨带覆盖云南高原，造成西南地区偏冷湿[51]。而在百年尺度上，这一组合同样存在，陈越等发现西南地区小冰期季风气候与太阳活动呈负耦合关系，太阳活动增强时，西南地区季风降水减少，反之亦然[52]。这一季风与水热配置直接控制了杞麓湖入湖水量，杞麓湖主要依靠降水补给，冷湿期来水增加，水位趋于高位，暖干期来水减少，蒸发增强，水位趋于低位，为湖滨带提供更大的空间。

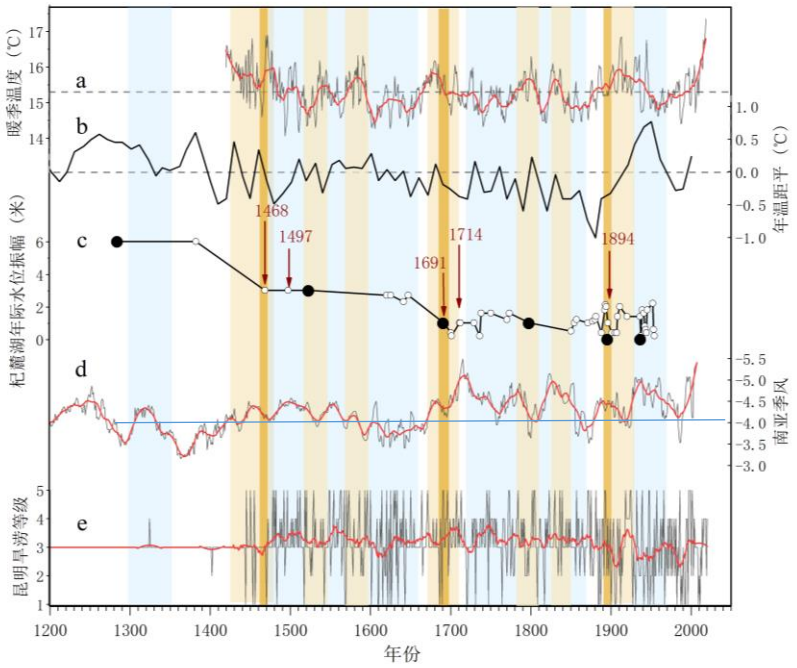

图 4 气候代用资料与杞麓湖水位振幅特征序列对比

a.基于横断山区树轮重建 1420—2019 年暖季（5—9 月）平均温度序列[32]；b.基于董哥洞石笋 $\delta^{18}O$ 为代用指标经与历史文献记录衔接后重建的 1000-2000 年西南地区年温距平序列[33]；c. 本文重建的杞麓湖水位振幅特征序列；d.利用印度 Jhumar 洞与东北印度 Wah Shikar 洞两处石笋 $\delta^{18}O$ 记录建立 1400-2000 年南亚夏季风指数序列[34]；e.利用历史文献重建西南地区（昆明站）的旱涝等级与干湿指数序列[35]。

Fig.4 Comparison between climate proxy records and the water-level amplitude characteristic series of Lake Qilu

将高黎贡山树轮重建的区域夏季温度与洞穴石笋重建的南亚夏季风指数对读，亦能发现近 600 年来西南季风区同样存在相对偏暖偏干与偏冷偏湿的多次转换。但是，考虑到南亚夏季风指数在 17 世纪中期出现年代际转折，为保证前后阶段判读的可比性，本文以约 1660 年为界，分别识别冷湿期（图 4 蓝色带）与暖干期（图 4 黄色带）的气候时段。

将这些气候时段与 ΔH 序列对比可见，气候对杞麓湖水位振幅的影响主要体现在两个层面：冷湿期背景下，ΔH 在既定的振幅内波动，并可能出现极端洪涝峰值（如 1892—1894 年），说明水位变化受自然来水与径流过程调节；而 15 世纪中后期的 1468 与 1497 年和 17 世纪末的 1691 与 1712 年两次状态转换均落在暖干阶段，或由冷转暖的阶段。需要指出的是，暖干窗口并不必然导向水位状态转换，如 19 世纪末的暖干期，窗口是否转化为持久约束仍取决于治理与工程能够形成稳定的维护机制。

5.2 人类活动强度与工程控制作用

在流域尺度上，水位振幅 ΔH 的长期演化与人类活动强度呈阶段性耦合特征，但二者并非同年同向的线性对应（对比图 5b、c）。考虑到人口数据为离散序列，水利工程则为单年份事件，而 ΔH 的关键变化表现为“台阶式”下跳。本文采用节点窗口对比，以 1468 与 1691 两次振幅下移为中心，取±30 年的窗口综合比对，另将 1894 年前后作为极端冲击下边界条件调整事件窗口（±30 年）补充讨论。窗口期内压力信号（人口）、治理环境（SGI-QL 指数）、工程事件与 ΔH 响应的事实信息汇总，在此基础上，本文将工程作用区分为对丰水端（Hmax）的约束与对枯水端（Hmin）的边界调整，见表 6.。

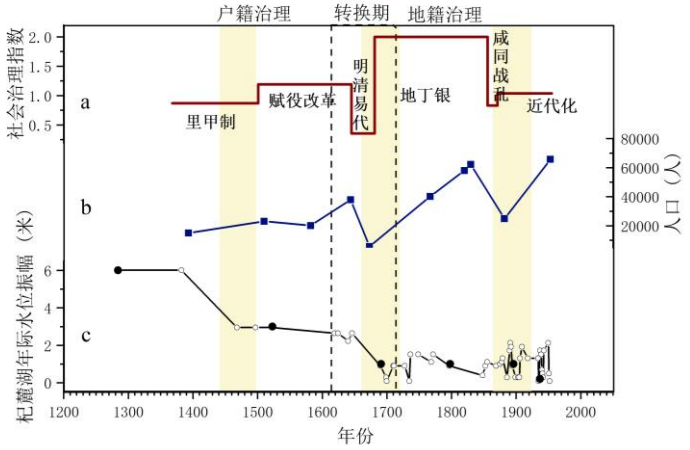

图 5 杞麓湖水位振幅特征序列与人口压力及社会治理间的关系

a.杞麓湖流域治理能力指数；b. 明清时期通海县人口推算序列；c. 本文重建的杞麓湖水位振幅特征序列

Fig.5 Relationships between the water-level amplitude characteristic series of Lake Qilu and population pressure and social governance

表 8. 关键窗口期 ΔH 响应与证据要素汇总（±30 年）

Tab.8 Summary of ΔH responses and supporting evidence elements for key windows (±30 years)

中心	时间窗	先行指标	工程响应	ΔH 响应	机制归纳
1468	1438–1498	压力：人口上升 治理：稳定缓升	1471 年东湖池堤 1497 年碌溪三渡堤	6 → 3 m	丰水端约束
1691	1661–1721	压力：人口恢复 治理：明显跃升	1680 年巡查落水洞 1714 年疏浚长河	3 → 1 m	常态维护形成
1894	1864–1924	压力：先升后降 治理：短暂波动	1894 年开凿泄水裂隙	峰值后回归 1 m 区间	枯水端下移

图 5 与表 6 显示，在上述三个关键窗口期内，社会系统对水文过程的驱动存在清晰的时序先后。前两个下移窗口（1468、1691），均为人口压力持续累积背景下，社会治理能力（SGI-QL）率先出现稳定增强或显著跃升，随后堤防与疏浚等工程在窗口期内具体实施，最终推动 ΔH 阶段性收窄。相对地，1894 年窗口则呈时序断裂，人口压力与治理能力同步波动下行，虽出现外泄通道的强工程干预，但缺乏前期治理支撑，其水文效应止于枯水端下移，未能形成新的稳定约束。正反对比表明，治理能力提升是社会系统对水文过程产生持久约束的前提。

总体而言，人口可表征开发压力，但其对 ΔH 的作用须经堤防、圩田与河道等工程体系转化对湖泊水位边界的再塑造，才能触发振幅下跳。然而，若工程维护无法进入常态化运行，控制作用的持续性与稳定性受影响，就无法触发水位状态转换条件。

5.3 气候窗口、工程约束与治理能力：杞麓湖人地关系耦合驱动机制

杞麓湖水位振幅的阶段性减小，是气候窗口、工程约束和治理能力依次作用的结果。其关键不在于三者同时存在，而在于是否依次跨过状态转换所需的阈值。

暖干气候首先提供低水位窗口，当水位较前一稳定阶段下降约 2 m 并持续 10 年以上时，滨湖地带才能稳定出露，形成可利用的工程窗口。此后，堤防修筑、尾闾疏浚和落水洞治理进一步压缩丰水期的高水位波动，当高水位上限被约束到约 1 m 量级时，湖泊边界条件会发生实质性改变。最后，只有当地方治理水平进入较高阶段（约为 SGI-QL≥1.2），并能支撑巡查、疏浚和修堤等常态化维护时，前述工程约束才能

持续维持，水位振幅才会稳定下移。缺少其中任何一项，都只能造成短期扰动，而不能形成新的稳定阶段。

从杞麓湖的演变过程看，15 世纪中后期和 17 世纪末两次主要振幅下移，均发生在暖干背景的低水位阶段，说明气候窗口降低了工程实施门槛，工程措施改变了高水位端的波动边界，而治理能力提升则使这种改变能够长期维持。19 世纪末的阶段性重组表明，强干预本身并不是形成新稳定阶段的充分条件，若缺乏持续治理，系统只能表现为短期扰动，不能实现水位振幅的稳定下移。

治理能力决定了气候窗口与工程约束转化为持续性制度收益。过去 600 年间杞麓湖地方社会出现由户籍管理转向地籍管理的治理中心转换，17 世纪的赋役制度改革，使湖滨垦殖成为地方财政与民众生计的重要增长，湖泊水位与社会治理格局紧密关联[53]。制度变革改变社会识别与利用资源的能力，并将其转化为相对稳定的收益机制，推动对湖泊水位过程的再认识与再利用，技术与生计随之做出适配，将阶段性行动累积为持续约束，形成制度化的长效治理 [54–56]，是实现人地关系耦合驱动的关键。

6 结论

本文基于聚落、古岸线、历史文献、古旧地图与遥感等多源证据，重建了杞麓湖 6 个典型年份丰枯水域范围，并形成 1284—1955 年水位振幅特征（ΔH）连续序列，形成以下结论：

1）在明清时期尺度上，杞麓湖湖盆主体轮廓受地形约束较强，整体保持相对稳定，显著变化主要集中在西岸及南、北两岸浅滩—三角洲等边缘地带。汇流区强烈的水土流失是湖盆淤积的主要物质基础，叠加围垦和堤防外推等人类活动，导致部分湖湾逐步围合，丰水期湖面外扩空间相应收缩。

2）1284—1955 年间杞麓湖水位振幅总体呈现阶梯式收窄与稳定区间内波动并存的特征。15 世纪中后期与 17 世纪末是两次较明确的振幅收窄节点，表明湖泊系统由高振幅波动转为低振幅稳定阶段。1894 年前后虽发生外泄通道强干预，引发波动形态的阶段性重组，但由于缺乏持续、有效的制度化维护，未形成新的长期稳定状态，其主要特征表现为波动极值分散，而非中心水平再次下移。

3）杞麓湖水位振幅的阶段性下降，是气候窗口、工程约束与治理能力耦合作用的结果。 暖干气候为滩地出露和工程推进提供了较有利的自然条件；堤防修筑、落水洞疏浚等工程体系直接重塑了湖泊水位波动的物理边界；而治理能力则决定了这些阶段性干预能否转化为长期维持的制度安排。就杞麓湖而言，其人地关系演变表现出由顺应自然节律向主动调控湖泊边界逐步转变的趋势。

总体而言，杞麓湖的演变过程揭示了高原浅水湖泊水位变化并非单一自然过程，而是自然条件、工程实践与社会治理共同塑造的长期耦合结果。这为当前滇池、洱海等高原湖泊的保护与治理提供历史镜鉴，治理若仅依赖工程调控，忽视基层水利组织的制度供给，会使治理效果因缺乏持续维护能力而难以持久。优化流域社会水力组织，强化制度保障，是形成稳定湖泊治理格局的关键。

7 参考文献

[1] Yuan HZ, Wang HX, Zhou YW *et al*. Water-level fluctuations regulate the availability and diffusion kinetics process of phosphorus at lake water-sediment interface. *Water Research*, 2021, **200**: 117258. DOI: 10.1016/j.watres.2021.117258.

[2] Leira M, Cantonati M. Effects of water-level fluctuations on lakes: An annotated bibliography. *Hydrobiologia*, 2008, **613**(1): 171-184. DOI: 10.1007/s10750-008-9465-2.

[3] Wantzen KM, Rothhaupt KO, Mörtl M *et al*. Ecological effects of water-level fluctuations in lakes: An urgent issue. *Hydrobiologia*, 2008, **613**(1): 1-4. DOI: 10.1007/s10750-008-9466-1.

[4] Blindow I. Long- and short-term dynamics of submerged macrophytes in two shallow eutrophk lakes. *Freshwater Biology*, 1992, **28**(1): 15-27. DOI: 10.1111/j.1365-2427.1992.tb00558.x.

[5] Gasith A, Gafny S. Effects of water level fluctuation on the structure and function of the littoral zone. *Large Lakes: Ecological Structure and Function*. Berlin, Heidelberg: Springer, 1990: 156-171.

[6] Beklioglu M, Ince O, Tuzun I. Restoration of the eutrophic Lake Eymir, Turkey, by biomanipulation after a major external nutrient control I. *Hydrobiologia*, 2003, **490**(1): 93-105. DOI: 10.1023/A: 1023466629489.

[7] He KD, Gao W, Duan CQ *et al*. Water level variation and its driving factors in Lake Dianchi, Fuxian and Yangzong during 1988-2015. *J Lake Scis*, 2019,

31(5): 1379-1390. DOI：10.18307/2019.0504. [贺克雕, 高伟, 段昌群等. 滇池、抚仙湖、阳宗海长期水位变化(1988—2015 年)及驱动因子. 湖泊科学, 2019, **31**(5): 1379-1390.]

[8] Li JL, Li H(B/Y), Luo LC *et al*. Water level retrieval for the past and prediction for the next 30 years at Lake Fuxian. *J Lake Sci*, 2022, **34**(3): 958-971. DOI: 10.18307/2022.0320. [李加龙, 李慧赟, 罗潋葱等. 抚仙湖历史水位反演与未来 30 年水位变化预测. 湖泊科学, 2022, **34**(3): 958-971.]

[9] Yang CH, Yang H, Zheng PB *et al*. Lake environmental changes over the past 5000 years recorded by multiple proxies of sediments in Lake Fuxian, southwest China. *J Lake Sci*, 2022, **34**(4): 1359-1371. DOI：10.18307/2022.0426. [杨春和, 杨欢, 郑平波等. 抚仙湖沉积物多指标记录的过去 5000 年湖泊环境变化. 湖泊科学, 2022, **34**(4): 1359-1371.]

[10] Belete MD, Diekkrüger B, Roehrig J. Characterization of water level variability of the main Ethiopian Rift valley lakes. *Hydrology*, 2015, **3**(1): 1-14. DOI: 10.3390/hydrology3010001.

[11] Coops H, Hosper SH. Water-level management as a tool for the restoration of shallow lakes in the Netherlands. *Lake and Reservoir Management*, 2002, **18**(4): 293-298. DOI: 10.1080/07438140209353935.

[12] Tan QX, Zhang XG. The historical process of Poyang Lake evolution. *Fudan Journal*: *Social Sciences Edition*, 1982, **24**(2): 42-51. [谭其骧, 张修桂. 鄱阳湖演变的历史过程. 复旦学报: 社会科学版, 1982, **24**(2): 42-51.]

[13] Zhang XG. The course of the Taihu Lake's evolution in historical period. *Journal of Chinese Historical Geography*, 2009, **24**(1): 5-12. [张修桂. 太湖演变的历史过程. 中国历史地理论丛, 2009, **24**(1): 5-12.]

[14] Fang GY. Changes of Dianchi Lake waters. *Thinking*, 1979, **5**(1): 33-38. [方国瑜. 滇池水域的变迁. 思想战线, 1979, **5**(1): 33-38.]

[15] Cui Q, Yang YD. Reconstruction method for the study of the evolution of shallow plateau lakes in history: A case study of Jialize Lake. *The Journal of Yunnan University Social Sciences Edition*, 2017, **16**(4): 71-79. [崔乾, 杨煜达. 历史时期高原浅水湖泊变迁的复原方法研究——以明清以来嘉丽泽演变为例.云南大学学报: 社会科学版, 2017, **16**(4): 71-79.]

[16] Yang X, Han ZQ. The change of the Gaobao lakes and its driving forces (1717-2011). *Acta Geographica Sinica*, 2018, **73**(1): 129-137. [杨霄, 韩昭庆. 1717-2011 年高宝诸湖的演变过程及其原因分析. 地理学报, 2018, **73**(1): 129-137.]

[17] Dong LX, Yang YD. Study on water environment evolution and its driving force in Qujing Basin from 1368 to 1945. *Journal of Chinese Historical Geography*, 2023, **38**(2): 42-54. [董凌霄, 杨煜达. 1368—1945 年曲靖坝子水环境演变及其驱动力研究. 中国历史地理论丛, 2023, **38**(2): 42-54.]

[18] Cao KY, Chen L, Lu YX *et al*. Natural and anthropogenic forcing of ecological and environmental changes at Lake Qilu, SW China, since the last deglaciation. *Palaeogeography*, *Palaeoclimatology*, *Palaeoecology*, 2024, **655**: 112514. DOI: 10.1016/j.palaeo.2024.112514.

[19] Klamt AM, Qian FM, Hu K *et al*. The rise and fall of primary producers and consumers in a multiply-stressed shallow lake (Lake Qilu, China) over the last 200 years. *Ecological Indicators*, 2021, **129**: 107891. DOI: 10.1016/j.ecolind.2021.107891.

[20] 中国科学院南京地理与湖泊研究所编. 中国湖泊调查报告. 北京: 科学出版社, 2019.

[21] Gu GH. Analysis on characteristics and changing trend of precipitation evaporation in qilu lake basin, Yunnan Province. *Express Water Resources & Hydropower Information*, 2019, **40**(1): 14-17. [谷桂华. 云南杞麓湖流域降水蒸发特征及变化趋势分析. 水利水电快报, 2019, **40**(1): 14-17.]

[22] 陆韧. 变迁与交融：明代云南汉族移民研究. 昆明：云南教育出版社, 2001.

[23] (清)周天任. 康熙《河西县志》：卷 2·户口志. 康熙（1654-1722）刻本：54a。

[24] Wang Y. The development and management of qilu lake since Yuan dynasty. *Areal Research and Development*, 2015, **34**(4): 175-180. [王毅. 元以来云南杞麓湖的开发与治理. 地域研究与开发, 2015, **34**(4): 175-180.]

[25] 通海县人民政府编. 云南省通海县地名志. 内部资料. 1985.

[26] 云南省水利水电勘测设计研究院. 云南省历史洪旱灾害史料实录(1911 年以前). 昆明: 云南科技出版社, 2008.

[27] 水利电力部水管司, 水利水电科学研究院编. 清代珠江韩江洪涝档案史料. 北京: 中华书局, 1988.

[28] 通海县人民政府. 通海历代碑刻集. 昆明: 云南美术出版社, 2009.

[29]中国台北"内政部地政司"藏 1:50000 大陆各省陆测地形图. 台北: "中研院"人社中心地图与遥测影像数位典藏计划.

[30] Army Map Service (AMS). Map compiled in 1954, printed by the U.S. Army Topographic Command [MAP]. Washington, D.C.: Corps of Engineers, U.S. Army, 1954.

[31] Li S. Analysis and application of the USA military's KeyHole satellite program. *Geomatics and Information Science of Wuhan University*, 2025, **50**(4): 746-754. DOI: 10.13203/j.whugis20230128. [李爽.美军锁眼卫星计划分析与应用.武汉大学学报:信息科学版),2025,**50**(4):746-754.]

[32] Yue WP, Chen F, Davi NK *et al*. Little Ice Age cooling in the WesternHengduan Mountains, China: A 600-year warm-season temperature reconstruction

from tree rings. *Climate Dynamics*, 2024, **62**(1): 773-790. DOI: 10.1007/s00382-023-06932-2.

[33] Wang SW, Wen XY, Luo Y *et al*. Establishment of temperature series in China in recent thousand years. *Chinese Science Bulletin*, 2007, **52**(8): 958-964. [王绍武, 闻新宇, 罗勇等. 近千年中国温度序列的建立. 科学通报, 2007, **52**(8): 958-964.]

[34] Sinha A, Berkelhammer M, Stott L *et al*. The leading mode of Indian Summer Monsoon precipitation variability during the last millennium. *Geophysical Research Letters*, 2011, **38**(15): 2011GL047713. DOI: 10.1029/2011GL047713.

[35] Liu W, Yang YD. Reconstruction and analysis of extreme drought and flood events in southwest China in the past 600 years. *Quaternary Sciences*, 2021, **41**(2): 368-378. [刘威, 杨煜达. 过去 600 年中国西南地区极端旱涝事件的重建与分析.第四纪研究, 2021, **41**(2): 368-378.]

[36] 云南省通海县史志工作委员会编. 通海县志. 昆明: 云南人民出版社, 1992.

[37] 葛剑雄主编. 中国人口史(第四—六卷). 上海: 复旦大学出版社, 2011.

[38] Zou Y. Population time series of longgan-Taibai lake catchment during 1391-2006 and its sediment response. *Journal of Chinese Historical Geography*, 2011, **26**(3): 41-59. [邹怡. 1391-2006 年龙感湖-太白湖流域的人口时间序列及其湖泊沉积响应. 中国历史地理论丛, 2011, **26**(3): 41-59.]

[39] 康熙通海县志: 卷 4 赋役. 中国地方志集成·云南府县志辑: 第 27 册. 南京: 凤凰出版社, 2009: 41.

[40] 徐振声. 宣统通海县乡土志合编（三卷附参考二卷）[未刊传抄本]. 云南省图书馆，底本藏中央民族学院图书馆，宣统朝：40.

[41] Zhang XL. The historical changes of the habitation environment in the area of Cangshan Mountain and Erhai Lake. *Environmental Science Survey*, 1997, **16**(4): 3-8. [张锡禄. 苍洱地区居址环境的历史变迁. 云南环境科学, 1997, **16**(4): 3-8.]

[42] (清) 周天任. 康熙《河西县志》，卷 2 山川志，清康熙（1654-1722）刻本：53b.

[43] Han MK, Chai TJ, Dong XQ. The Holocene migration of the qilu lake in southern Yunnan and its relations to the neotectonic movements in the 1970 Tunghai earthquake area. *Geological Review*, 1981, **27**(6): 491-495, 567. DOI: 10.16509/j.georeview.1981.06.005. [韩慕康, 柴天俊, 董兴权. 云南南部杞麓湖的全新世变迁及其与通海震区新构造运动的关系. 地质论评, 1981, **27**(6): 491-495, 567.]

[44] 周志清, 蔡雨茂. 滇中三湖地区的新石器时代晚期文化刍议. 北京: 科学出版社, 2013: 88-100.

[45] 云南省考古所. 云南通海兴义遗址发掘. 中国文物报, 2017-03-24(08).

[46] 通海县人民政府. 通海历代碑刻集·重修落水洞碑记(光绪二十年四月). 昆明: 云南美术出版社, 2009: 200.

[47] Kaufmann D, Kraay A, Mastruzzi M. The worldwide governance indicators: Methodology and analytical issues. *Hague Journal on the Rule of Law*, 2011, **3**(2): 220-246. DOI: 10.1017/S1876404511200046.

[48] Gisselquist RM. Developing and evaluating governance indexes: 10 questions. *Policy Studies*, 2014, **35**(5): 513-531. DOI: 10.1080/01442872.2014.946484.

[49]宋学良，吴遇安、蒋志文等. 云南中部石灰岩地区高原湖泊古湖沼学研究. 昆明：云南科技出版社，1994：91-98.

[50] Shen J, Yang LY, Yang XD *et al*. Lake sedimentary records of climate change and human activities in Erhai Lake basin of Yunnan Province since Holocene. *Scientia Sinica*: *Terrae*, 2004, **34**(2): 130-138. [沈吉, 杨丽原, 羊向东等. 全新世以来云南洱海流域气候变化与人类活动的湖泊沉积记录. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2004, **34**(2): 130-138.]

[51] Zhang ZK, Shen J, Yang XD *et al*. Climate changes and Indian Monsoon variations recorded by the lacustrine sediments from Erhai Lake, Yunnan Province during the past 8 ka. *Journal of Subtropical Resources and Environment*, 2008, **3**(3): 1-6. DOI: 10.19687/j.cnki.1673-7105.2008.03.001. [张振克, 沈吉, 羊向东等. 近 8ka 来云南洱海湖泊沉积记录的气候变化与夏季印度季风强弱变化的关系. 亚热带资源与环境学报, 2008, **3**(3): 1-6.]

[52] Chen Y, Wang H, Liu H *et al*. Summer monsoon precipitation variability during recent 700 years recorded in a high-resolution stalagmite from southwestern Yunnan, China. *Quaternary Sciences*, 2021, **41**(2): 398-410. [陈越, 王欢, 刘宏等. 高分辨率石笋记录的近 700 年来滇西南夏季风降水变化.第四纪研究, 2021, **41**(2): 398-410.]

[53] (清)董枢. 续修河西县志: 卷 1·食货志. 清乾隆五十三年(1788)刻本: 46a-46b.

[54] 刘志伟. 国家与社会之间：明清广东地区里甲赋役制度与乡村社会. 北京: 中国人民大学出版社, 2010.

[55] (清)董枢. 续修河西县志: 卷 1·赋役志. 清乾隆五十三年(1788)刻本: 33a.

[56] 道光续修通海县志: 卷 3·物产. 中国地方志集成·云南府县志辑: 第 27 册. 南京: 凤凰出版社, 2009: 361.