J. Lake Sci.(湖泊科学), 2026, 38(2):000-000
DOI 10.18307/2026.0244

内蒙古黄旗海近 1600 年来生态系统演化及驱动机制*

程 菲[1,2]，王 倩[1,2,3**]，隆 浩[1,3]，张恩楼[1,2,3]，王 荣[1,2]
(1：中国科学院南京地理与湖泊研究所，湖泊与流域水安全全国重点实验室，南京 211135)
(2：中国科学院大学，北京 100049)
(3：中国科学院大学南京学院，南京 211135)

摘　要：黄旗海位于东亚季风边缘的干旱-半干旱过渡带，是对气候变化与人类活动高度敏感的典型湖泊生态系统。厘清气候驱动的自然演变过程与人类活动引起的生态变化之间的差异，是理解该区域湖泊生态系统响应机制的核心科学问题。本研究以黄旗海为对象，基于沉积物中可见-反射光谱(VRS)重建的叶绿素 *a*(Chl.*a*)浓度和可见-近红外光谱(VNIR)重建的湖水总有机碳(TOC)浓度，追溯了过去约 1600 年来浮游植物初级生产力与湖泊营养状态的历史演变。结合沉积物中的 TOC、总氮(TN)、总磷(TP)、粒度、磁化率及地球化学元素等多种环境代用指标，系统探讨了黄旗海生态系统的演变过程及其主要驱动因素。结果显示，约 820 AD 之前，尽管气候湿润，东亚夏季风增强，流域径流导致水体光透度下降，抑制了湖泊初级生产力。820-1500 AD 期间，气候温暖湿润促进了流域植被的发育，湖泊营养盐显著增加，突破了生态系统响应阈值，显著提升了浮游植物生产力与湖水 TOC 浓度，生态系统结构发生显著变化。1500 AD 以来，尽管气候转为冷干，但流域农业活动增强导致土壤侵蚀和养分输入增加，维持了相对稳定的藻类生产力状态。进入 20 世纪后，受气候变暖与蒸发增强共同驱动，以及地下水过度开采与湖泊资源开发等人为干扰加剧，湖泊水位明显下降，藻类生产力显著降低，表明生态系统面临显著退化趋势。本研究揭示了黄旗海生态系统在气候变化与人类活动双重作用下的非线性、阶段性演化特征，突出强调了土地利用、地下水调控与水文过程对干旱-半干旱区湖泊系统稳定性的影响，为区域湖泊生态系统的恢复管理与水资源适应性调控提供了科学依据。
关键词：沉积叶绿素 *a*；湖水总有机碳；湖泊生态系统；黄旗海；气候变化；人类活动

Ecosystem changes and drivers in Lake Huangqihai of Inner Mongolia over the past 1600 years

Cheng Fei[1,2], Wang Qian[1,2,3*], Long Hao[1,3], Zhang Enlou[1,2,3] & Wang Rong[1,2]
(1: State Key Laboratory of Lake and Watershed Science for Water Security, Nanjing Institute of Geography and Limnology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 211135, P.R. China)
(2: University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, P.R. China)
(3: University of Chinese Academy of Sciences, Nanjing, Nanjing 211135, P.R. China)

Abstract: Located in the arid–semi-arid transition zone on the margin of the East Asian monsoon region, Lake Huangqihai constitutes a typical lake ecosystem highly sensitive to both climate change and human activities. Disentangling the differences between climate-driven natural processes and anthropogenic ecological alterations represents a key scientific challenge in understanding the response mechanisms of lake ecosystems in this area. This study reconstructed the historical

* 2025-05-15 收稿；2025-07-16 收修改稿
国家重点研发计划项目(2022YFF0801103)、国家自然科学基金项目(42277443)和中国科学院南京地理与湖泊研究所自主部署项目(NIGLAS2022GS02)联合资助
** 通讯作者；E-mail: qwang@niglas.ac.cn

evolution of phytoplankton primary productivity and trophic state over the past ~1600 years in Lake Huangqihai using visible reflectance spectroscopy (VRS)-inferred sediment chlorophyll a (Chl.a) concentrations and visible–near-infrared spectroscopy (VNIR)-inferred lake water total organic carbon (TOC) concentrations. These proxies were integrated with analyses of sediment total organic carbon (TOC), total nitrogen (TN), total phosphorus (TP), grain size, magnetic susceptibility, and geochemical elements to systematically investigate ecosystem dynamics and their drivers. The results indicate that before ~820 AD, although the climate was humid and the East Asian summer monsoon intensified, runoff from the watershed reduced light penetration in the lake, suppressing primary productivity. From 820 to 1500 AD, warm and humid conditions promoted watershed vegetation development, increasing nutrient inputs to the lake. This nutrient enrichment likely exceeded ecological thresholds, substantially elevating phytoplankton productivity and lake water TOC concentrations, and driving significant shifts in ecosystem structure. After 1500 AD, despite a transition to cooler and drier conditions, intensified agricultural activities resulted in enhanced soil erosion and nutrient fluxes, sustaining relatively stable algal productivity. During the 20th century, a combination of climatic warming, increased evaporation, and heightened anthropogenic disturbances—including groundwater over-extraction and exploitation of lake resources—led to considerable lake level decline and reduced algal productivity, signaling ecosystem degradation. This study reveals a nonlinear and phased ecosystem evolution in Lake Huangqihai under the combined influences of climate change and human activities, underscoring the critical role of land use, groundwater management, and hydrological processes in regulating the stability of lake ecosystems in arid and semi-arid regions. These insights offer a scientific foundation for ecosystem restoration and adaptive water resource management in similar environments.

Keywords: Sedimentary chlorophyll *a*; lake water total organic carbon; lake ecosystem; Lake Huangqihai; climate change; human activity

湖泊作为地球表层重要的淡水资源，对全球气候变化和人类活动高度敏感，是连接大气、水体、陆地系统以及碳循环过程的关键环节[1,2]。作为流域环境变化的重要指示载体，湖泊的水文过程、生态结构及沉积物组成能够记录气候波动、土地利用变迁和人类活动的历史过程[3,4]。在全球变暖与人类活动协同作用日益增强的背景下，湖泊生态系统结构与功能正经历深刻变化，表现为初级生产力增加、营养状态恶化及生物群落重组等[5-7]。例如，非洲、土耳其和西伯利亚部分湖泊因升温和蒸发增强而出现水位下降甚至干涸现象[8-10]；阿拉斯加和西伯利亚高纬区永久冻土融化亦导致湖泊面积缩减和生态退化[10]。在中国，干旱-半干旱地区特别是东亚季风边缘带，由于水热条件剧烈波动，成为湖泊生态系统最敏感的生态交错带之一[11]。黄土高原、华北平原等区域，因降水减少与人类用水需求增加，许多湖泊水位下降，部分湖泊甚至干涸[12]；与此同时，人类活动(如农业灌溉、围垦和水利工程)加剧了湖泊富营养化、生物多样性下降和水文过程的变化[6]。然而，当前关于气候变化与人类活动对湖泊生态系统相对贡献及其交互机制的认识仍存在显著不确定性，这也是当前区域生态研究和管理实践中亟需突破的关键科学问题[13]。

湖泊沉积物以其高时间分辨率和连续沉积记录的特点，为解析湖泊生态系统演化及其驱动机制提供了理想载体[14,15]。基于硅藻、枝角类、孢粉和生物标志物等多生物指标重建方法不断发展，显著提升了对湖泊生态演化历史的研究[16-19]。然而，不同指标受制于特定环境条件而存在局限。例如，在部分碳酸盐含量较高或经历长期干涸的湖泊中，硅藻壳体易发生溶解而保存较差，可能导致沉积记录中断或不完整[20,21]。相比之下，沉积物中的叶绿素 *a*(Chlorophyll *a*, Chl.*a*)作为浮游植物初级生产力的可靠代用指标，能够较为稳定地记录湖泊初级生产力的长期演变过程，并在一定程度上弥补其他生物指标在特殊环境下的局限性[22]。近年来，可见-反射光谱技术(Visible Reflectance Spectroscopy, VRS)因其分析快速、操作非破坏性、无需化学预处理等优势，被广泛应用于湖泊沉积物中 Chl.*a* 及其降解产物的定量分析[22-25]。该方法通过测量 650-700 nm 波段的光谱反射特征，捕捉原始 Chl.*a* 及其主要降解产物(如 pheophytin a 和 pheophorbide a)的共同光谱响应，从而有效反映沉积物中浮游植物总量的历史变迁[24]。

过去十余年来，VRS 技术已被广泛应用于多种湖泊类型的初级生产力重建中，涵盖了受气候变化、自然与人为富营养化以及湖泊人为干预等多重压力影响的生态系统[22,26]。这些研究不仅验证了 VRS 技术

在不同生态背景下的适用性，也为揭示湖泊生态系统对外部扰动的响应机制提供了重要手段。例如，Rühland 等[27]利用 VRS 分析发现，加拿大哈德逊湾流域湖泊自 20 世纪 90 年代以来 Chl.*a* 浓度显著上升，反映出区域气候变暖驱动的初级生产力增强趋势。Michelutti 等[28]在加拿大巴芬岛的研究进一步表明，全新世以来湖泊初级生产力对气候变化的响应敏感。Saunders 等人[29]则通过南半球中纬度湖泊沉积物的 VRS 光谱分析发现，650-700 nm 波段的 Chl.*a* 及其衍生物的反射率变化与 1911-2000 年间的年均气温显著相关，基于此建立的定量模型重建了 Tasmania 岛屿湖泊过去约 950 年的年均气温变化。此外，Axford 等[30]利用北极湖泊沉积物 Chl.*a*、硅藻、地球化学等多指标记录重建了过去 20 万年来的湖泊生态演变，结果表明 Chl.*a* 浓度呈现出与轨道强迫驱动的太阳辐射变化密切相关的周期性波动，反映了季节性光照变化对高纬湖泊初级生产力的显著影响。值得注意的是，该研究还指出，近几十年北极湖泊初级生产力已偏离了过去 20 万年以来的自然变化模式，进入一个前所未有的生态状态。由此可见，VRS 所推算的沉积 Chl.*a* 浓度已成为揭示湖泊生态系统演化和气候环境变化过程的关键指标之一。

在此基础上，近年来湖泊水体中的总有机碳(Total Organic Carbon, TOC)浓度日益成为衡量水体碳浓度与营养状态的重要指标。其浓度变化不仅反映湖泊内部初级生产力变化，还受控于流域尺度上植被演替、土壤侵蚀、陆源有机质输入及人类土地利用强度等多重因素的综合作用，是揭示“陆-湖”系统耦合关系的核心指标[31]。沉积物中有机质的定性与定量信息在其可见-近红外光谱(Visible-Near-Infrared Spectroscopy, VNIR)中表现为稳定的“光谱指纹”，为解析湖泊水体 TOC 变化过程提供了可能[32,33]。通过建立湖泊表层沉积物 VNIR 光谱与现代水体 TOC 浓度之间的经验回归模型，研究者能够对过去数十年至数千年的水体 TOC 变化趋势进行重建[33]。这些长期数据不仅有助于识别自然气候变化背景下的 TOC 波动特征，还可作为评估人类活动干扰前参考状态的基准。例如，北欧湖泊的研究表明，过去 500-1000 年间湖泊 TOC 浓度持续下降，近期则在土地利用影响和气候变化作用下呈现出显著上升趋势[33]。此外，VNIR 推断模型在湖泊 TOC 重建中的地理适用性已初步得到验证。尽管目前已有的模型多基于瑞典和加拿大的区域校准数据集[32,33]，但已有研究指出，该技术在跨区域湖泊中的初步应用表现良好，表明其并非局限于特定地理范围，并具备发展跨区域或全球适用模型的潜力[33]。将 VNIR 光谱反演的湖水 TOC 浓度与沉积 Chl.*a* 浓度变化趋势相结合，不仅可作为湖泊初级生产力变化的代用指标，还可用于深入揭示湖泊生态状态与流域环境因子之间复杂的相互作用机制，尤其是在响应气候变迁与人类干扰方面的非线性反馈过程[32]。

黄旗海位于东亚夏季风的边缘地带，是华北生态安全格局中的关键节点，其水文过程和生态系统对气候变化与人类扰动高度敏感[34,35]。已有研究从孢粉[36]、总有机碳[37]、地貌演化[38]与遥感监测[39]等角度，探讨了该区域的气候演变、植被变化与碳循环过程。例如，Tian 等[36]利用沉积物中的孢粉记录重建了全新世以来黄旗海流域的植被演变历史，并推断出不同阶段的气候特征，揭示了华北地区全新世中期东亚夏季风的加强。Hao 等[37]通过黄旗海沉积物 TOC 含量变化，量化了过去 6800 年的碳积累率，结果表明气候变化通过调控植被覆盖和土壤过程，间接影响流域碳汇功能。Zhang 等[38]基于石英脉冲光释光测年和放射性碳测年，结合地貌剖面调查，重建了更新世以来黄旗海湖面变化历史，结果显示湖泊水位在全新世早期达到峰值，而全新世中晚期总体呈下降趋势，反映出干旱化加剧与区域水分收支的长期调整过程。Chen 等[39]通过遥感影像分析，量化了 1976-2020 年间黄旗海流域湿地面积的时空变化，发现湿地面积持续缩减，特别是 21 世纪以来退化明显，揭示了土地利用变化和干旱背景共同驱动下的生态系统退化风险。然而，对于黄旗海湖泊初级生产力和营养状态的长期演化过程及其驱动机制尚缺乏系统研究，尤其在近几十年来湖水位持续显著下降、水体面积不断萎缩的背景下，湖泊生态系统的初级生产力如何响应气候干旱化与人为扰动的双重压力，尚缺乏高分辨率的定量重建与机制探讨。

鉴于当前对于气候与人类活动双重影响下湖泊生态系统响应机制的认识仍存在不确定性，特别是在东亚季风边缘区这样高度敏感的生态交错带，其生态系统的演变不仅受到气候变化的直接驱动，还受到流域植被演替、地貌过程以及湖泊自身演化的综合调节[40]。与此同时，人类活动所引起的土地利用变化也日益成为影响湖泊生态系统结构与功能的重要因素。因此，一个核心科学问题是：在过去千年尺度，气候变化与人类活动在多大程度上驱动了季风边缘区湖泊生态系统的演变？为解答这一问题，本研究首

次将可见-反射光谱(VRS)技术应用于黄旗海沉积物重建 Chl.*a* 的变化过程，并结合 VNIR 光谱推算的湖泊水体 TOC 浓度，系统追踪了过去约 1600 年来湖泊初级生产力的长期演变趋势。基于此，综合分析地球化学(如总有机碳、总氮、总磷、粒度、磁化率和地球化学元素)等多种环境代用指标，探讨了黄旗海生态系统演变的阶段性特征及其主要驱动机制。本研究特别关注气候变化与人类活动的相对作用强度，通过识别生态系统发生突变的关键时间节点，厘清自然驱动与人为干扰所引发的生态响应之间的差异。研究成果有助于揭示东亚季风边缘区湖泊生态系统的脆弱性与恢复潜力，为理解高敏感区生态系统多重压力因子的响应机制提供科学依据，也为湖泊资源可持续管理与气候适应策略制定提供支持。

1 材料与方法

1. 1 研究区概况

黄旗海(40°47′~40°54′N, 113°05′~113°23′E, 1268 m a.s.l.)位于内蒙古自治区乌兰察布市察哈尔右翼前旗境内，是内蒙古高原东南部的一个封闭型湖泊。湖泊面积约为 110 km^2，最大长度约 20 km，最大宽度约 9 km，呈不规则三角形。黄旗海共有 19 条入湖河流，其中以霸王河和泉玉林河的补给最为重要[34,39,41](图 1)。此外，湖泊水量还受到大气降水和地下水的补给影响，而蒸发则是湖水支出的主要方式[39]。

黄旗海位于季风边缘区，地处温带半湿润、半干旱的过渡地带，属于典型的中温带半干旱大陆性季风气候。该地区年平均气温为 4.5 ℃，每年无霜期为 99 至 113 天，年平均风速为 9 m/s，最大风速可达 20 m/s [42]。年平均降水量为 362 mm，年蒸发量则为 1927 mm，蒸发量远大于降水量[34]。降水主要集中在夏季，6-8 月的降水量约占全年降水量的 66%[43]。

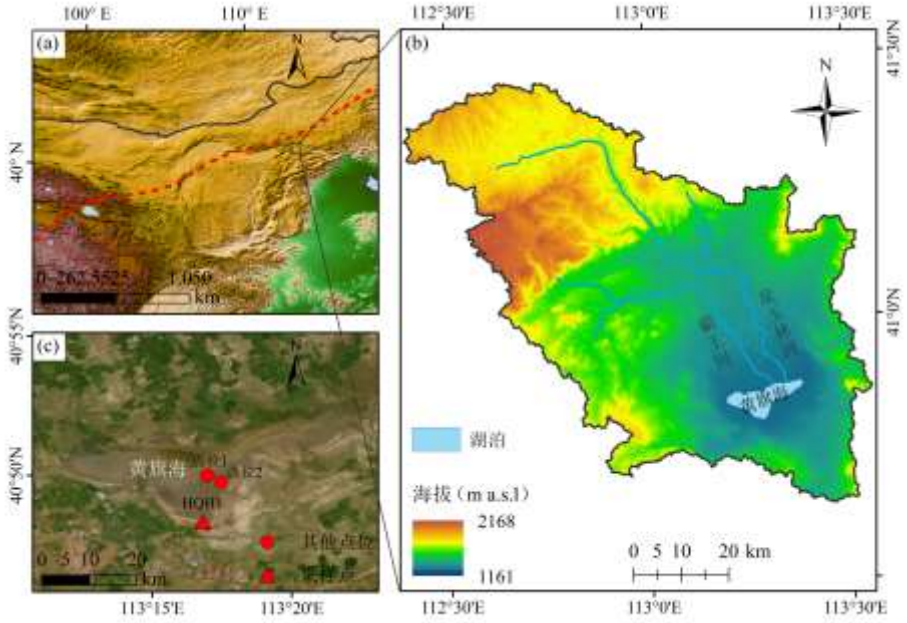

图 1 黄旗海及采样点位置：(a)黄旗海流域地理位置(红色虚线为现代夏季风影响边界)；(b)黄旗海流域地形及主要入湖河流；(c)黄旗海卫星影像及采样点位置(红色三角形代表 HQH1 钻孔采样点，红色圆形表示前人研究中的采样点位置，其中点位 1 为 Hao 等[37]研究点位，点位 2 为王永等[48]研究点位)

Fig.1 Location of Lake Huangqihai and the sampling site. (a) Geographic setting of the Lake Huangqihai basin (red dashed line indicates the modern Asian summer monsoon limit); (b) Topography of the basin and major inflow rivers; (c) Satellite images of Lake Huangqihai showing the location of the sampling site (red triangle represents the HQH1 core site, the red circle indicates the location of sampling sites in previous studies, where site 1 is from the study of Hao et al.[37], and site 2 is from Wang et al.[48])

湖泊周围的植被以温带草原为主，西北针茅是主要草种，岸边为芨芨草盐生草甸[44]。地面植物种类包括绣线菊属、沙棘属、虎榛子属、杏、胡枝子属、苔草属、蒿属和藜科等，周围山区常见的树种有油松、白杆、山杨、白桦、白榆和柳树[41]。

近年来，黄旗海流域在全球气候变化和人类活动的双重影响下，生态环境面临严峻挑战。尤其是上游水库的大规模建设导致入湖河流水量显著减少[45]，加之地下水的长期过度开采，使湖区水位持续下降，面积急剧萎缩[44,46]。至 2006 年，黄旗海最终干涸，转变为季节性湖泊[47]。

1.2 样品采集与方法

2023 年 10 月，在黄旗海南部(40°48′21.24″N, 113°16′49.44″E)使用 UWITEC 重力采样器采集了两根沉积钻孔，分别为 97 cm 长的 HQH1 岩芯和 82 cm 长的 HQH2 岩芯。两根岩芯均以 1 cm 间隔分样，样品封装后保存在冰箱中低温储存。本研究选取 HQH1 岩芯进行系统分析，包括年代测定、沉积物 Chl.*a*、总有机碳(TOC)、总氮(TN)、总磷(TP)、粒度、磁化率以及元素地球化学指标的测定。

岩芯的年代测定结合了 ^{210}Pb、^{226}Ra 和 ^{137}Cs 分析与加速器质谱放射性碳同位素(AMS ^{14}C)测定。^{210}Pb、^{226}Ra 和 ^{137}Cs 比活度的测定在中国科学院南京地理与湖泊研究所湖泊与流域水安全国家重点实验室完成，采用美国 EC&G Ortec 生产的高纯度锗井型探测器(HPGe GWL-120-15)，对岩芯顶部 0~40 cm 的 40 个样品进行了分析。AMS ^{14}C 测年由美国 Beta 实验室完成，测定了 5 个全岩有机质样品，其中 3 个样品出现明显的年代倒置现象，可能与沉积物扰动或样品混杂有关。为确保年龄-深度模型的可靠性，最终选取了其中两个具有一致性结果的 AMS ^{14}C 样品(对应深度为 80 cm 和 95 cm)用于校准。^{14}C 年龄通过 CALIB 5.1 和 CalPal 软件，基于大气校准曲线转换为日历年。在 R 软件中，使用“serac”程序包基于恒定通量模型(Constant Rate of Supply, CRS) 建立 ^{210}Pb 年代序列，随后结合 2 个 AMS ^{14}C 测年结果，采用“rbacon”程序包构建整个岩芯的贝叶斯年龄-深度模型。

磁化率测定使用英国 Bartington MS2B 型便携式磁化率仪，在高频和低频背景下各测 3 次，取平均值后计算质量磁化率。粒度分析采用英国 Malvern 公司的 Mastersizer 3000 型激光粒度仪(测量范围为 0.02~2000 μm)，每个样品测量 3 次并取平均值。TOC 和 TN 含量通过意大利 Euro Vector 公司生产的 EA3000 元素分析仪测定。TP 和元素地球化学分析则使用美国 Leeman Labs Profile 型多通道电感耦合等离子体原子发射光谱仪(ICP-AES)完成，共得到 14 种元素的浓度结果。

为测定沉积物中 Chl.*a* 及其降解产物的浓度，本研究采用可见-反射光谱(VRS)技术。首先，取约 0.5 g 冷冻干燥的沉积物样品，充分研磨并过筛(< 125 μm)，以减少含水率和颗粒对光谱特性的影响[26]。样品在分析前置于与仪器相同的恒温环境中至少 6 小时，以减小温度梯度对光谱测量的干扰。所有反射光谱由 Model 6500 系列快速分析仪(FOSS NIR Systems Inc.)采集，采用旋转杯模块，在漫反射模式下，于 400~2500 nm 波长范围内每 2 nm 记录一次反射率，共获得 1050 个波长点。每个样点通过玻璃样品瓶底部直接扫描，平均采集 32 次扫描结果以获得高质量、低噪声的反射光谱。每次样品扫描前均以内置陶瓷反射标准板进行基准校正，以确保测量的稳定性与一致性。原始反射率数据(R)被转换为表观吸光度(A = log(1/R))，并在后续数值分析中应用多重散射校正(MSC)，以有效剔除颗粒和散射等物理因素对光谱的干扰，从而最大程度保留样品中化学成分变化的光谱响应。最终 Chl.*a* 及其降解产物的浓度通过建立的光谱反射率回归模型推算获得[25]。本研究所采用的回归模型参考了 Michelutti 等人[24]提出的最新光谱回归方程(1)，并基于 650-700 nm 波段内原始 Chl.*a* 及其降解产物共同吸收特征的光谱响应，构建叶绿素总量的预测模型，反映沉积物中浮游植物总初级生产力的历史变化。

$$\text{Chlorophyll } a + \text{derivatives} = 0.0919 \times \text{peak area}_{650\text{-}700\text{nm}} + 0.0011 \quad (1)$$

过去湖水中溶解性有机碳(TOC)浓度的重建，同样参考 Meyer-Jacob 等人[33]更新的可见-近红外光谱(VNIR)的推断模型。该模型通过建立 VNIR 光谱与现代湖泊表层沉积物所对应水体中实测 TOC 浓度之间的转换函数，实现了对历史时期 TOC 浓度变化的高分辨率重建。该模型涵盖了从 0.7 至 22 mg/L 的广泛 TOC 浓度梯度，适用于对中高纬度地区不同营养状态湖泊中 TOC 变化趋势的重建，具有较强的环境适应性和可靠性。

沉积物磁化率、粒度、TOC、TN、TP 和地化元素分析均在中国科学院南京地理与湖泊研究所湖泊与流域水安全全国重点实验室完成，Chl.*a* 浓度和推断 TOC 浓度的光谱测定则在加拿大女王大学的古生态环境评估与研究实验室(Paleoecological Environmental Assessment and Research Laboratory，PEARL)完成。

1.3 数据处理

本研究采用了多种统计分析方法来处理和分析数据，以评估气候变化和人类活动对黄旗海沉积物中 Chl.*a* 浓度的影响。随机森林(Random Forest)是一种基于决策树的机器学习算法，最早由 Breiman 于 2001 年提出，广泛应用于分类、回归及预测分析等领域，并能有效评估各因子对响应变量的影响重要性[49]。与其他算法相比，随机森林通过随机采样数据集进行和选择特征变量，有效降低了过拟合风险，并能缓解变量间的多重共线性问题。因此，随机森林特别适用于多变量、多要素交互作用显著的复杂生态系统研究[50]。

在本研究中，我们收集了过去 2000 年以来与研究区相关的气温[51]、降水[52]、干湿指数[53]、氧同位素$\delta^{18}O$[54]、人口数量[55]和耕地面积[56]等代用指标数据，并结合 HQH1 沉积钻孔的各环境代用指标数据。首先，采用 Pearson 相关性分析方法探讨黄旗海沉积物中 Chl.*a* 浓度与气候因素及人类活动的相关性。随后，以 Chl.*a* 浓度为响应变量，其余代用指标为解释变量，使用 R 软件中的“randomForest”程序包构建随机森林模型，评估各因素对 Chl.*a* 浓度的相对重要性。数据集按照 7:3 的比例划分为训练集和测试集，变量重要性和模型显著性检验分别使用“rfPermute”程序包和“A3”程序包实现。

突变点检测是分析时间序列中结构性变化的有效方法，本研究采用 STARS(Sequential T-test Algorithm for Regime Shifts)方法和 F-test 检验法相结合，以提高突变检测的可靠性。STARS 方法通过将每个时间点作为潜在突变点，并利用临界值比较法识别时间序列中的系统突变[57]。F-test 检验法则基于序列中某一划分点，通过比较划分前后子序列的线性回归模型拟合效果，确定最可能的突变位置[58]。在本研究中，我们对黄旗海沉积物中 Chl.*a* 浓度的时间序列进行突变点分析。STARS 方法使用 Rodionov 开发的“Regime shift detection”工具[59]在 Excel 中运行，显著性水平设置为 0.05，样本长度窗口设定为 19.4。F-test 检验则通过 R 语言的“strucchange”程序包，调用函数 Fstats()实现[60]。

2 结果

2.1 黄旗海岩芯年代构建

HQH1 岩芯的 $^{210}Pb_{ex}$ 比活度随深度增加整体呈指数衰减趋势(图 2a)，因此采用 CRS 模型来建立铅铯年代框架(图 2b、附图 1)。根据 CRS 模型计算，^{210}Pb 可用于构建 0~40 cm 深度范围内的年代序列，时间跨度为 1878-2023 AD(共 145 年)。为进一步完善年龄-深度模型，本研究结合 ^{210}Pb 和 AMS ^{14}C 测年数据，通过贝叶斯建模方法[61]构建了完整的年龄框架(图 2c)。

AMS ^{14}C 测年共获得 5 个全岩有机质样品的测年结果(表 1)。由于其中 3 个样品的年代结果出现明显倒置，因此最终仅选取了 2 个可靠的样品进行建模分析，分别位于 80 cm 和 95 cm 深度，对应的校准年代为 3390 cal. yr BP 和 3631 cal. yr BP。首先，所选的两个样品$\delta^{13}C$ 值更偏负(-25.6‰和-25.3‰)，表明其有机质来源以陆源植物为主(C3 植物典型范围−22‰至−33‰)，受湖泊老碳或成岩作用影响较小；而排除的 3 个样品$\delta^{13}C$ 值偏正(> -24‰)，可能混入湖内自生有机质(如藻类$\delta^{13}C$ 通常−18‰至−24‰)或受次生碳酸盐干扰[62]。其次，黄旗海沉积岩芯剖面显示(图 2c)，岩芯底部（70~90 cm）沉积层序更稳定，以灰色粘土为主，反映水动力较弱的深水沉积环境；该时段 Fe/Mn 比值也是整个序列中最高值(图 3)，进一步支持缺氧条件下沉积层序保存完整，受扰动极少，年代保存可靠。因此保留了总体上与地层序律一致的结果，根据 2 个 AMS ^{14}C 测年数据对 HQH1 沉积岩芯进行了年代控制。为校正碳库效应，本研究将上述 AMS^{14}C 测年结果与 ^{210}Pb 外推年龄进行线性拟合，估算碳库年龄为 2178 年。该值高于与 Hao 等[40]在黄旗海湖心报道的 1440-1573 年，原因可能在于，本研究采样点位于黄旗海南部近岸区(图 1c)，受河流携带陆源老碳影响，而湖心区域因水深较深，溶解无机碳（DIC）可与大气 CO_2 充分交换，碳库年龄更低[63,64]。此外，采样时黄旗海近干涸，近岸区陆源输入占比升高，进一步放大碳库效应[65,66]。尽管与湖心

数据存在差异，但本研究碳库年龄与王永等[48]对黄旗海近岸研究的碳库年龄估算(2690 年)较为接近，进一步支持近岸带碳库效应普遍偏大的结论。此外，通过将 HQH1 沉积岩芯中 C/N 比值与同区域数据[37]进行对比发现，关键层位(400-1400 AD)C/N 比值峰值均出现在 10~16 范围(附图 2)，表明有机质来源与沉积环境具有时空连续性，进一步支持本研究年代框架的合理性。贝叶斯年龄-深度模型结果显示，HQH1 岩芯底部(97 cm)对应的校准年代为 335 AD(约 1615 cal. yr BP)，平均沉积速率约为 0.6 mm/yr，记录了近 1600 年来的沉积历史(图 2c)。

表 1 沉积物岩芯 AMS^{14}C 测年结果

Tab.1 The AMS^{14}C dating results of the core HQH1 at Lake Huangqihai

样品编号	深度(cm)	测年材料	AMS^{14}C 年龄 (2σ)(a B.P.)	δ ^{13}C(‰)
Beta - 688339	24	全岩有机质	3260±30	-23.5
Beta - 688340	49	全岩有机质	4340±30	-23.6
Beta - 688341	71	全岩有机质	4150±30	-23.9
Beta - 692436	80	全岩有机质	3150±30	-25.3
Beta - 688342	95	全岩有机质	3390±30	-25.6

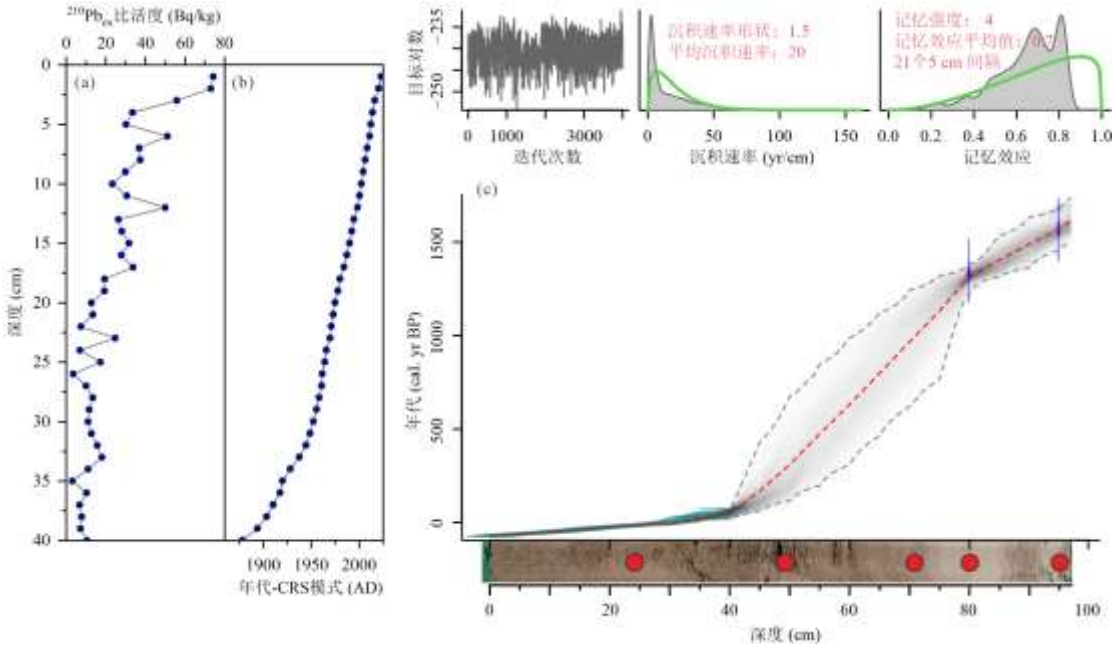

图 2 黄旗海沉积钻孔年代框架。(a)^{210}Pb$_{ex}$ 比活度随深度变化趋势；(b)沉积钻孔基于 CRS 模型得出的 ^{210}Pb 年代结果；(c)通过“rbacon”程序包建立的年代-深度模式以及沉积钻孔照片(红色虚线代表各深度对应的最佳年龄，灰色阴影部分代表 95%置信区间，深灰色虚线代表置信区间上下限，红色圆圈代表 AMS^{14}C 年龄取样位置)

Fig. 2 Age framework of sediment core from Lake Huangqihai. (a) Trend of ^{210}Pb$_{ex}$ specific activity with depth; (b)^{210}Pb age results from the CRS model; (c) Age-depth model established using the “rbacon” package and sedimentary core photo (the red dashed line represents the best age corresponding to the depth, the gray shaded area shows the 95% confidence interval, and the dark gray dashed lines indicate the upper and lower limits of the confidence interval, and red circles represent sampling locations for AMS ^{14}C age).

2. 2 黄旗海沉积叶绿素 *a* 及多指标变化特征

黄旗海沉积钻孔中多环境指标的变化揭示了湖泊环境演变过程中的不同阶段特征。其中，820 AD 和 1900 AD 是两个关键转折期，各主要指标在这两个时间节点均出现显著变化(图 3)。沉积物 Chl.*a* 浓度变化范围为 1.09~2.12 μg/g，平均值为 1.58 μg/g。在 820-1500 AD 期间，Chl.*a* 浓度达到峰值(平均 1.75 μg/g)，反映出该阶段湖泊初级生产力较高；1500-1900 AD 期间，Chl.*a* 浓度(平均 1.14 μg/g)相比前一个阶段有所下降，但仍维持在相对较高水平；而在 335-820 AD 和 1900-2023 AD 这两个时段内，Chl.*a* 浓度整体较低，表明湖泊初级生产力处于较低水平。

重建的湖泊水体 TOC 浓度趋势与沉积物中的 TOC 和 TN 含量变化较为一致：在 820 AD 之前，TOC 浓度处于低值水平；820-1900 AD 期间显著升高并保持稳定；1900-2000 AD 之间快速下降至最低值，之后略有回升(图 3)。C/N 比值整体呈下降趋势，从早期的 18 左右下降至后期的 10 左右，表明有机质来源可能逐渐由陆源植物碎屑向内源藻类转变。沉积物磁化率自岩芯底部持续稳定上升，直到 1150 AD 开始略有下降，至 2000 AD 之后则出现明显跃升，可能与流域侵蚀增强或人为扰动加剧有关。中值粒径与 Fe/Mn 比值的变化趋势一致，820 AD 之前总体呈下降趋势，820-1500 AD 期间明显上升，1500 AD 以来有所减小，1900 AD 之后大幅降低，反映了湖泊水动力和氧化还原条件的波动。自约 500 AD 开始，TP 和 Ti 浓度显著增加，并在 820-1900 AD 期间保持稳定高值，表明流域物质输入增强。

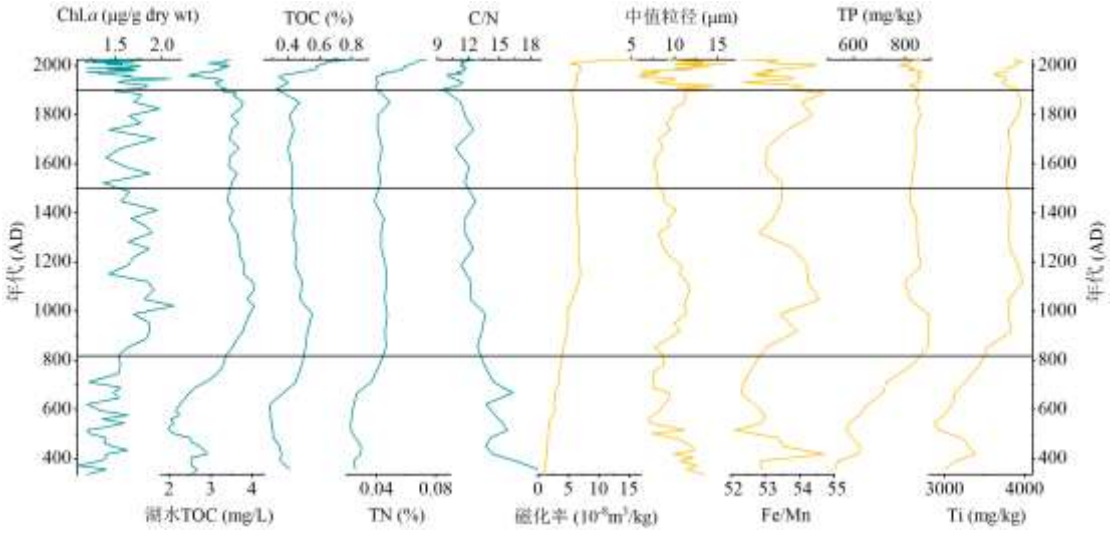

图 3 黄旗海沉积钻孔理化指标随深度变化的趋势图。图中指标分别为沉积物 Chl.*a* 浓度、湖水 TOC 浓度、沉积物中 TOC 含量、TN 含量、C/N 比值、磁化率、中值粒径、Fe/Mn 比值、TP 浓度和 Ti 浓度

Fig. 3 Trend plot of physicochemical indicators with depth for the sediment core from Lake Huangqihai. The indicators include sediment Chl.*a* concentration, lake water TOC concentration, sedimentary TOC content, TN concent, C/N ratio, magnetic susceptibility, median grain size, Fe/Mn ratio, TP concentration, and Ti concentration.

2. 3 不同时期黄旗海沉积物叶绿素 *a* 与环境及人类活动因子的关系分析

相关性分析结果显示，沉积物中 Chl.*a* 浓度与气候因素、地球化学指标及人类活动因子之间的关系在不同时期呈现出显著差异(图 4)。在 335-820 AD 期间，Chl.*a* 与干湿指数、磁化率、Ti、TP、人口数量和耕地面积呈显著正相关，而与降水量和中值粒径呈显著负相关，与其他变量的相关性不显著(图 4a)。其中，TP、Ti、磁化率与 Chl.*a* 的相关性最高，相关系数分别为 0.54、0.42、0.42，表明流域物质输入与湖泊营养是该时期影响湖泊初级生产力的主要因素。在 820-1500 AD 期间，Chl.*a* 与干湿指数($r = 0.47$，$P < 0.01$)、气温($r = 0.43$，$P < 0.01$)及中值粒径($r = 0.37$，$P < 0.01$)之间呈显著正相关(图 4b)，反映出气候变化在调控湖泊初级生产力方面发挥了主导作用。在 1500-1900 AD 期间，Chl.*a* 浓度与人口数量($r = 0.52$，$P < 0.01$)、耕地面积($r = 0.45$，$P < 0.01$)、Fe/Mn 比值($r = 0.44$，$P < 0.01$)、TP($r = 0.44$，$P < 0.01$)均呈显

著正相关(图 4c)，表明人类活动对湖泊营养输入的增强成为影响湖泊初级生产力的重要驱动因素。进入1900-2023 AD，耕地面积(r = -0.57，$P < 0.01$)和人口数量(r =- 0.51，$P < 0.01$)与 Chl.*a* 浓度呈显著负相关(图 4d)，同时与降水(r = -0.43，$P < 0.01$)和磁化率(r = -0.27，$P < 0.05$)也呈负相关关系，这可能反映出现代时期土地利用方式和水文条件(如湖泊水位下降)的改变，抑制了湖泊初级生产力。

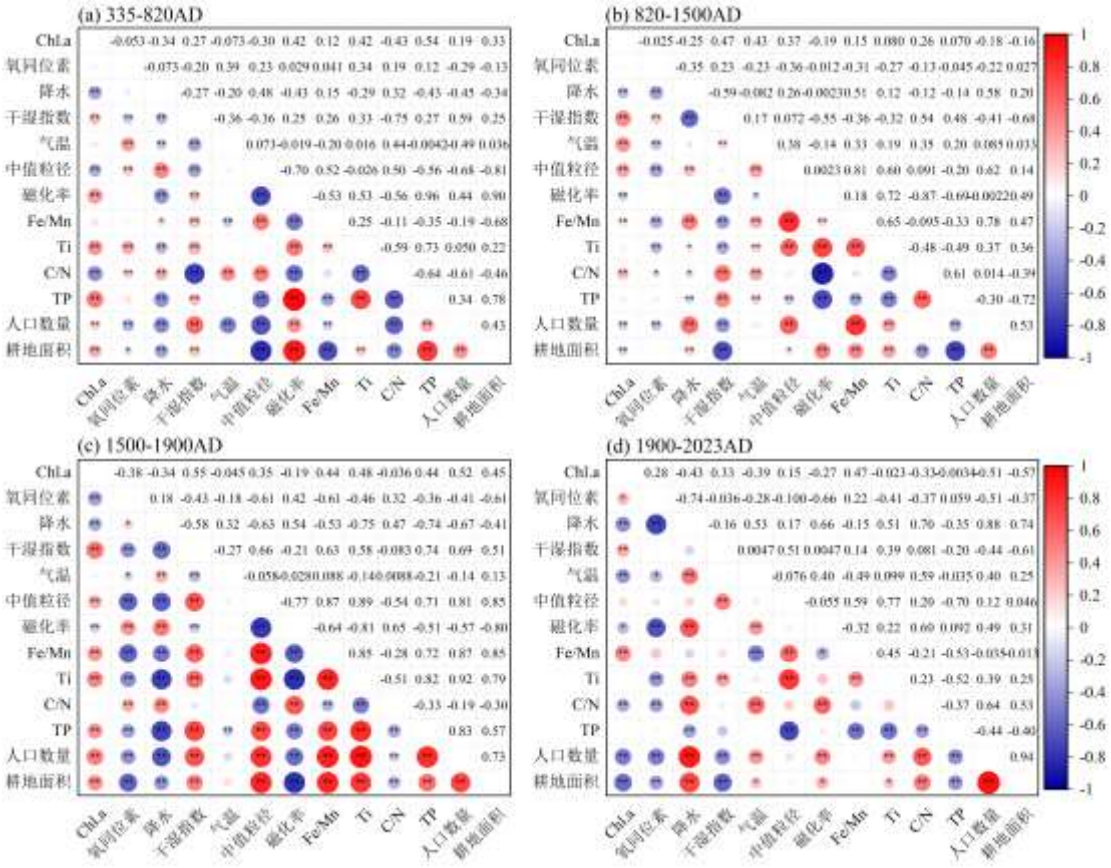

图 4 不同时期黄旗海沉积 Chl.*a* 与各指标之间的相关性(P ＜ 0.05，标记为*，表示在 0.05 水平上显著相关；P ＜ 0.01，标记为**，表示在 0.01 水平上显著相关)

Fig. 4 Correlation between Chl.*a* and various indicators in Lake Huangqihai sediments at different periods ($P < 0.05$, marked *, indicates significant correlation at the 0.05 level; $P < 0.01$, marked **, indicates significant correlation at the 0.01 level)

为进一步明确不同时期各驱动因素对黄旗海 Chl.*a* 浓度变化的相对重要性，采用随机森林回归模型进行分析(图 5)。结果表明，在 335-820 AD 期间，TP、Ti、磁化率和干湿指数是影响沉积 Chl.*a* 浓度变化的主要因子(图 5a)，与相关性分析结果一致。820-1500 AD 期间，干湿指数成为主导因素(图 5b)，表明气候变化，尤其是干湿状况，对湖泊浮游植物生长起到关键调控作用。1500-1900 AD 期间，干湿指数仍是最重要的影响因素，而耕地面积和人口数量的相对贡献显著上升(图 5c)，反映出人类活动开始对湖泊初级生产力产生更显著影响。1900-2023 AD 期间，耕地面积与人口数量分别成为影响 Chl.*a* 变化最主要的因子，降水亦表现出较强影响力(图 5d)。值得注意的是，气温和 TP 在该阶段未通过显著性检验，提示现代时期湖泊初级生产力的变化机制发生转变，可能受到水文过程(如水位变化)及人类土地利用方式的更直接干扰。

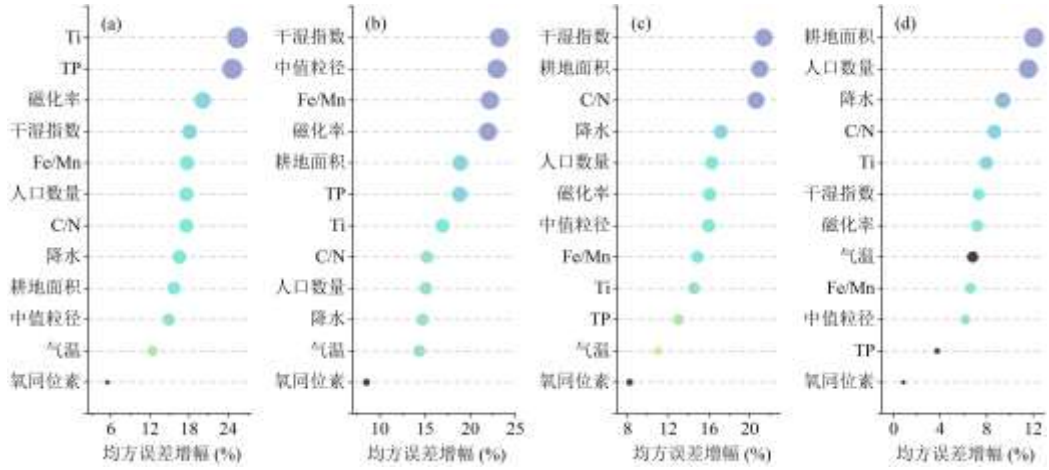

图 5 随机森林模型评估不同阶段各环境因子对黄旗海沉积 Chl.*a* 的相对重要性

(圆圈大小表示变量的重要性，深灰色圆圈表示该变量未通过显著性检验，$P > 0.05$)。

各时期分别为：(a) 335-820 AD；(b) 820-1500 AD；(c) 1500-1900 AD；(d) 1900-2023 AD

Fig. 5 Random forest model to assess the relative importance of each environmental factor on the sedimentary Chl.*a* in the Lake Huangqihai at different stages (the size of the circle indicates the significance of the variable, and the dark gray circle indicates that the variable did not pass the test of significance, $P>0.05$). The periods were

(a) 335-820 AD; (b) 820-1500 AD; (c) 1500-1900 AD; and (d) 1900-2023 AD

2. 4 黄旗海生态系统突变检测

基于沉积物中 Chl.*a* 浓度变化，采用 STARS 方法识别出黄旗海生态系统在历史时期发生过三次潜在突变，分别发生在 370 AD、820 AD 和 1950 AD(图 6a)。其中，820 AD 附近的突变最为显著。此外，F 检验结果也在 820 AD 左右识别出显著转折点(图 6b)，与 STARS 方法检测出的主要突变时间高度一致，进一步支持黄旗海叶在 820 AD 经历了一次重要的生态系统转变，可能标志着湖泊生产力状态或浮游植物群落结构的阶段性跃迁。

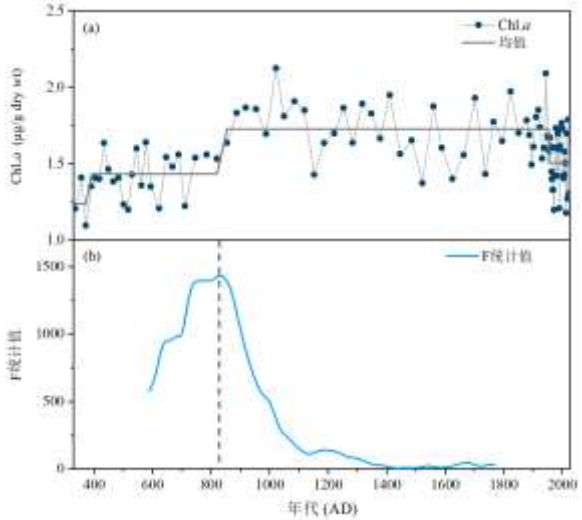

图 6 黄旗海沉积 Chl.*a* 突变过程检测结果：(a) STARS 突变检测结果；(b) F-test 突变检测结果

Fig. 6 Regime shift detection results in sedimentary Chl.*a* of Lake Huangqihai: (a) STARS regime shift detection results; (b) F-test regime shift detection results

3 讨论

3.1 过去 1600 年黄旗海湖泊生态环境演变

根据 HQH1 沉积钻孔中沉积学、生物地球化学及地球化学指标的综合变化特征，本研究将黄旗海 1600 年以来的生态环境演变划分为四个阶段：

阶段一(约 335-820 AD)：气候相对稳定背景下流域过程主导的低初级生产力时期

该阶段，黄旗海沉积物中的 Chl.*a* 和湖水 TOC 浓度整体处于较低水平(图 7)，尤其在约 500-650 AD 期间，湖水 TOC 浓度降至全记录最低值(图 7f)，反映出湖泊初级生产力较低、有机质积累能力较弱。来自万象洞的石笋氧同位素 $\delta^{18}O$ 记录表明[54]，该时期东亚夏季风强度增加，区域气候整体较为湿润(图 7a)，与公海地区孢粉重建的年降水量增加(图 7b)趋势一致。然而，尽管气候湿润、水文条件较好，湖泊初级生产力未见显著提高。这可能与降水增强带来的流域径流加剧有关：该时期黄旗海木本花粉含量极低(图 7d)，表明流域木本植被覆盖度较低，在降水增强的背景下，流域侵蚀增强，使得地表径流携带大量陆源碎屑物质进入湖泊，导致水体浑浊度升高、光透度下降，最终限制了藻类光合作用和初级生产力[67]。磁化率的升高和中值粒径增大(图 3)证实了这一时期陆源粗颗粒输入显著增强[68]，进一步支持了光限制机制对初级生产力的抑制作用。另一方面，北方地区重建年均温在该时期明显偏低(图 7c)。低温条件不仅直接抑制了藻类的生长代谢，还减缓了流域土壤有机质的矿化速率，导致营养盐供应不足。此外，该阶段 Fe/Mn 比值相对较低(图 7h)，通常反映湖泊底层水体处于相对氧化环境，有利于 Mn 的沉淀富集，从而降低 Fe/Mn 比值[69,70]。尽管湿润气候可能导致水位上升，但该结果表明湖泊仍维持较强的水体混合或底层通气条件，未形成稳定的还原环境，进一步限制了营养盐在沉积层的释放[71]。同时，该时期沉积物中 TP 浓度在该阶段也处于整个记录的最低水平(图 3)，进一步表明营养盐的限制。C/N 比值在 14-18 之间(图 3)，说明沉积物有机质来源主要为陆生植物与藻类的混合输入[72]。该时期气候湿润和流域植被覆盖度低促进了陆源碎屑物质进入湖泊，同时也通过增加光学限制、维持氧化环境和削弱内源营养释放，间接抑制了湖泊的初级生产力和有机质沉积能力。

阶段二(820-1500 AD)：气候暖湿背景下营养输入增强与初级生产力增加的响应时期

该阶段黄旗海沉积记录显示湖泊生态系统发生了显著变化(图 3)。沉积物中 Chl.*a* 与湖水 TOC 浓度达到了最高值(图 7e、f)，表明湖泊初级生产力和有机质积累能力明显增加，可能与中世纪暖期温暖湿润的气候背景密切相关。区域气候资料显示，北方地区年均温明显上升(图 7c)，这一增温过程直接促进了藻类的代谢活动与繁殖速率[73]。与此同时，万象洞石笋$\delta^{18}O$ 记录反映该时期东亚夏季风强度总体增强[54]，与公海孢粉重建的年降水量增加(图 7b)趋势一致，表明水热条件显著改善，有利于流域植被生长和土壤风化过程的加剧。特别值得注意的是，在 820-1500 AD 期间，沉积物中的 Chl.*a* 浓度变化与温度波动和重建的公海降水量呈现显著同步性($r = 0.43$, $P < 0.01$; $r = -0.25$, $P < 0.01$) (图 7)，这进一步支持了湿润气候条件促进初级生产力提升的假设。TP 浓度的同步升高表明湖泊营养水平提升，可能源于流域风化与侵蚀增强导致的外源营养物质输入增加，进而促进了藻类的繁殖与初级生产力上升。与此同时，C/N 比值下降至约 11(图 3)，表明湖泊有机质中藻类来源占比增加[72]，进一步支持湖泊处于高生产力状态。在此期间，黄旗海树木孢粉浓度的升高(图 7d)显示流域植被覆盖度增加，与气候变暖、降水增强背景下植被生长繁茂趋势一致[36]，为湖泊提供了稳定的有机质和营养来源。流域侵蚀和物质输入的加强亦体现在 Ti 浓度升高和中值粒径增大(图 3)，表明降水增加背景下流域径流增强和风化加剧，土壤侵蚀增强，更多的陆源颗粒物质输入湖泊，可能加速了湖泊营养物质与元素(如 Ti)的沉积[74]。同时，Fe/Mn 比值升高(图 7h)可能反映湖泊水位上升或水体氧化还原条件转变，表征水文条件变化对沉积环境的调控作用增强。该时期湖泊沉积物中元素(如 Ti、Fe、Mn)浓度整体上升，记录了流域物质输入和气候变化共同驱动下的地球化学响应过程。因此，在温暖湿润气候背景下，黄旗海湖泊生态系统对增强的水热条件表现出高度敏感性，表现为营养输入增强、藻类生产力上升、有机质沉积增加和沉积环境的改变，反映了该阶段湖泊对区域气候变化的显著生态响应。

阶段三(1500-1900 AD)：小冰期背景下湖泊生态系统对人类活动增强的响应

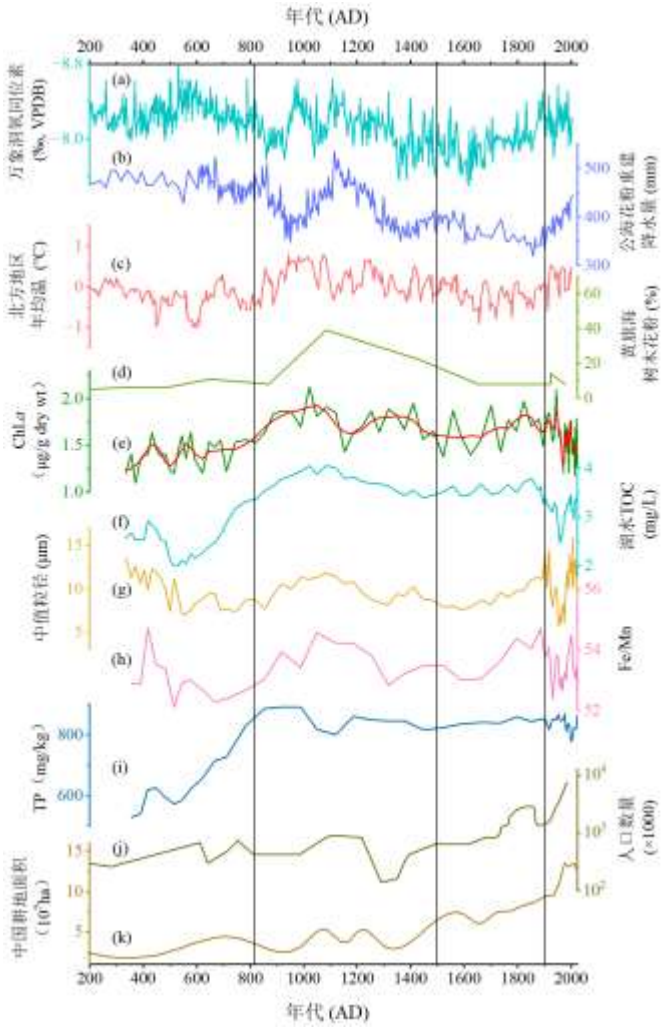

图 7 近 1600 年以来黄旗海沉积物记录与气候记录、植被状况及人类活动记录的对比：(a)万象洞石笋氧同位素$\delta^{18}O$ 记录[54]；(b)公海湖基于花粉重建的降水量[52]；(c)北方地区基于花粉重建的年均温[51]；(d)黄旗海树木花粉含量[36]；(e)HQH1 钻孔沉积 Chl.*a* 记录；(f)HQH1 钻孔 VNIR 推算的过去湖水中 TOC 浓度；(g)HQH1 钻孔中值粒径；(h)HQH1 钻孔 Fe/Mn 比值；(i)HQH1 钻孔 TP 浓度；(j)黄旗海区域人口数量[55]；(k)中国耕地面积记录[56]

Fig. 7 Comparison of sediment records of Lake Huangqihai with climate, vegetation, and anthropogenic records over the last 1600 years: (a) Oxygen isotope records ($\delta^{18}O$) of stalagmites in Wanxiang Cave [54]; (b) Pollen-based reconstruction of precipitation in the Gonghai Lake[52]; (c) Pollen-based reconstruction of mean annual temperature in the northern region of China [51]; (d) Tree pollen from Lake Huangqihai[36]; (e) Sedimentary Chl.*a* record in HQH1 core; (f) TOC concentrations of lake water inferred by VNIR in HQH1 core; (g) Median grain size in HQH1 core; (h) Fe/Mn ratio in HQH1 core; (i) TP concentration in HQH1 core; (j) Population size in the Lake Huangqihai area[55]; (k) cropland area records of China [56]

小冰期期间，万象洞石笋 $\delta^{18}O$ 值升至最高值(图 7a)，与北方地区孢粉重建的年均温呈下降趋势(图 7c)和公海孢粉重建所揭示的降水量减少趋势(图 7b)一致，指示东亚夏季风显著减弱，区域气候由温暖湿润转为寒冷干燥。然而，在这一冷干气候背景下，黄旗海湖水 TOC 和沉积物中 Chl.*a* 浓度仅表现出轻微下降(图 7e、f)，未呈现出与气候变化相一致的剧烈波动。此外，包括沉积物 TOC、TP、及 Ti 浓度在内的多项指标均未发生显著变化，整体维持相对稳定(图 3)，表明尽管区域气候冷干，湖泊营养水平与环境

状态并未出现明显退化。这种稳定性表明其他变量必须有足够的变化来抵消温度的影响，凸显了其他驱动因素对湖泊生态系统的调节作用。随机森林模型结果(图 5c)显示，人类活动相关变量(如耕地面积和人口数量)对湖泊沉积 Chl.*a* 浓度的解释度显著上升，反映出人类活动在湖泊生态演化过程中的影响力增强。这一结果与黄旗海流域树木孢粉含量显著减少一致(图 7d)，指示植被覆盖度下降。考古与历史资料显示，约在 1650 AD 后，黄旗海流域农业活动显著增强[41]。研究区附近岱海孢粉记录同样显示，约 1550 AD 后区域人类活动强度显著增加，可能与清代人口压力推动的大规模“出关”迁徙有关[75]。具体而言，该时期农业扩张与人口增长(图 7j、k)可能促进了外源营养盐输入，部分抵消了因气候转冷干带来的营养限制，从而在一定程度上维持了湖泊的初级生产力水平。此外，中值粒径和 Fe/Mn 比值的下降(图 7g、h)表明水动力扰动减弱、沉积环境趋于稳定，有利于营养输入和水体理化特征的平衡[76]。因此，本阶段黄旗海湖泊生态系统在小冰期冷干气候背景下由于人类活动增加，表现出相对稳定的响应特征，体现了对气候变化、流域过程与人类活动之间的耦合效应。

阶段四(1900-2023 AD)：人类干扰增强与湖泊水文萎缩双重驱动下的湖泊生态系统响应

进入 20 世纪以来，黄旗海湖泊生态系统呈现显著退化趋势。尽管华北地区气温持续升高(图 7c)，Chl.*a* 浓度却呈现持续下降趋势，尤其在 1950-2000 AD 期间下降最为显著(图 7e)。Chl.*a* 与气温呈显著负相关(图 4c, r = -0.39, $P < 0.01$)，表明在黄旗海地区典型的蒸发大于降水气候背景下，气温升高未能促进浮游植物生产力，反而加剧了湖泊的水分亏缺。黄旗海位于干旱-半干旱的东亚季风边缘区，湖泊水量收支长期受蒸发主导，处于水资源易失衡的临界状态[77]。近年来，气温升高与降水减少并行，进一步扩大了区域蒸发-降水差异，导致湖泊水位持续下降。这种水位下降直接限制了浮游植物生长所需的适宜水体深度、光照环境和栖息空间，进而引发初级生产力的显著下降。

在此期间，湖水 TOC 浓度与沉积物中 TOC 含量均表现出同步显著的下降趋势，同时伴随着中值粒径和 Fe/Mn 比值降至整个记录中的最低值(图 3)。湖水 TOC 浓度和沉积物 TOC 含量的显著减少可能由多重过程协同驱动：一方面，水位下降限制了流域有机质通过地表径流进入湖泊的水文通量与路径，从而减少了陆源有机质输入；另一方面，随着湖体萎缩导致水体面积缩小，浮游植物初级生产力所依赖的生态空间减少，降低了湖泊内源有机碳的积累能力。Chl.*a* 浓度的持续减少亦支持了这一趋势(图 3)。这些特征均一致反映了湖泊水位的明显下降、水体显著萎缩的过程。Fe/Mn 比值的显著降低(图 3)，反映了湖泊氧化还原条件趋于氧化状态，进一步支持水位下降和湖泊萎缩的推断。与此同时，中值粒径的减小表明湖泊沉积环境从近岸高能条件转变为湖泊萎缩后低扰动的封闭环境，促使细颗粒物质的沉积[68]，这一系列变化指示黄旗海已进入水位显著下降、低扰动的沉积阶段。

随机森林回归结果显示(图 5d)，耕地面积与人口数量是 1900 AD 以来影响沉积物 Chl.*a* 变化的主要因子，表明人类活动对湖泊初级生产力的影响已超越气候因子，成为生态系统变化的关键驱动机制。已有研究表明，黄旗海流域在近现代经历了土地利用格局的显著变化，包括农业扩张、草地退化和湖岸开垦，导致地表植被覆盖下降，削弱了土壤保持与有机质输入功能，同时改变了流域水文过程与养分循环[39,78]。另外，黄旗海流域的水利工程建设，大规模地下水抽采则是造成湖泊水位下降的关键机制[77]。据报道，乌兰察布市地下水年开采量由 1990 年的 3.3 亿 m^3 增至 2021 年的 4.2 亿 m^3，地下水位深度由 5.79 m 下降至 11.9 m，地下水位显著下降，削弱了湖泊与地下水之间的水利联系，减少了湖泊对干旱气候的缓冲能力[77,79]。湖泊面积缩小、水深变浅限制了浮游植物的栖息空间与适宜光照条件，进一步抑制了初级生产力。此外，农业施肥与灌溉可能在局部区域营养盐输入增加，带来一定的富营养化风险。然而，由于整体水体萎缩、水文通量减弱和藻类生态空间受限，营养盐水平提高并未导致初级生产力的增加，反而通过影响水体透明度和光照环境，进一步加剧对浮游藻类群落的生态压力。这些人类活动对流域径流过程及植被覆盖的扰动，加剧了湖泊萎缩与有机碳循环之间的耦合变化。

总体上，黄旗海生态系统的演化趋势从 1500 AD 开始即呈现出从气候主导向人类活动-水文调节主导的显著转变，尤其自 1900 AD 以来，在气候升温、蒸发增强以及人类用水压力持续加剧的共同作用下，使得水文胁迫(湖泊水位下降)成为影响湖泊初级生产力和有机碳循环的关键限制因素。这种由气候变化与人类活动耦合驱动的湖泊退化趋势在华北及其他干旱-半干旱地区具有普遍性[80,81]。

值得注意的是，该时期黄旗海湖泊 TOC 浓度的显著下降趋势，与中高纬度温带湿润地区 20 世纪以来普遍观察到的湖泊“褐化(browning)”现象明显不同。例如，在北欧、加拿大等地，湖泊 TOC 浓度的上升常被归因于气温升高、土壤有机碳释放增强与酸沉降减弱等因素[82]。然而，在黄旗海所处的干旱-半干旱生态区，水资源的减少成为主导湖泊碳收支变化的关键因子，表现为 TOC 浓度的整体下降。这一对比强调，不同气候区与土地利用背景下，湖泊碳循环对环境变化的响应机制具有显著的区域异质性。因此，在干旱区湖泊的生态演化研究中，需综合考虑水文变化与人类扰动的双重驱动，共同解析其生态转型与系统退化过程。

3.2 中世纪暖期期间气候变化驱动黄旗海生态系统突变

基于沉积物 Chl.*a* 浓度的突变点检测结果，黄旗海生态系统在约 820 AD 前后经历了一次显著的生态突变，表现为以浮游藻类为代表的生物指标的快速跃迁，而多地球化学和沉积学指标则呈现出缓慢变化的特征(图 3、图 6)。Chl.*a* 浓度在此时期显著上升，并在随后数百年维持在较高水平(图 7e)，表明初级生产力进入了新的稳态阶段。同时，C/N 比值下降至 11，TOC 浓度与 TP 含量同步升高(图 7f、i)，进一步反映浮游藻类生产力的增加和外源营养输入加剧。值得注意的是，尽管湖泊生物群落在 820 AD 前后表现出突变，但反映流域过程的地球化学指标(如粒度、磁化率、元素等)则表现为渐变(图 3)。这种响应差异，可能源于生物对外界胁迫的非线性响应机制。根据 Scheffer 等人(2001)的理论[83]，当外部压力(如气候变化或营养输入)缓慢积累并接近系统阈值时，生态系统可能会突然发生跨越式转变，从一种稳态跃迁至另一稳态。区域温度重建结果显示，该阶段北方地区年均温度升高至近两千年记录的峰值[51] (图 7c)；万象洞石笋 $\delta^{18}O$ 值降低(图 7a)，表明东亚夏季风增强、降水量上升，形成暖湿气候背景。这种同步增强的水热条件显著改善了流域植被覆盖，增强了土壤发育与风化过程，从而逐步加剧了入湖营养物质的输入。土壤侵蚀指标(如 Ti 浓度、中值粒径)及 Fe/Mn 比值的上升(图 3、图 7h)，进一步证实陆源物质输入的增加，沉积环境发生了根本性改变。一方面，升温可能直接促进了藻类的代谢与生长速率，尤其对温度敏感的藻类，如蓝藻[84]；另一方面，降水增加还通过土壤风化与径流过程增加了可利用营养物质的输入，从而促进了湖泊中有机质的增加[85]。此外，湖水位上升改善浮游植物生境条件[86]，可能强化了营养输入-浮游藻类扩张-透明度下降的正反馈机制[87]。上述多重机制的耦合驱动湖泊生态系统跨越生态阈值，从而实现在中世纪暖期背景下从低生产力、较少营养输入的状态，转变为以浮游藻类为主导的高生产力、高有机质的状态，体现出湖泊系统在长期气候演化中的非线性响应模式。然而，沉积物中反映流域过程的环境因子(如粒度和元素浓度)则受控于植被覆盖与土壤演替过程，这些过程在暖湿气候背景下导致的土壤风化和营养物质输入是长期累积的过程，因而在沉积记录中表现为渐变趋势[88]。这些响应差异体现了湖泊生态系统在长期气候变化背景下的非线性阈值响应特征[83]。

相较之下，尽管近现代人类活动显著增强(如土地开垦、水体萎缩和农业扩张等)，但其扰动往往是局部、非同步扰动，难以促使生态系统多因子同步跨越阈值[89]。此外，中世纪暖期后湖泊生态系统发生突变后已进入以浮游藻类主导的高生产力的稳态，自组织结构和反馈机制的增强提升了系统的生态弹性[90]，表现出对扰动的更强缓冲能力与抗干扰性。因此，即使近年来人类活动持续增强，湖泊生态系统更多表现为“渐进退化”而非“突变跃迁”的演替路径[91]。

4 结论

黄旗海湖泊沉积记录揭示了华北季风边缘区湖泊生态系统在过去 1600 年以来对气候变化和人类活动的动态非线性响应过程，凸显了气候-流域-湖泊相互作用机制在生态系统演化中的关键作用。在 335-820 AD 期间，湖泊生态系统主要由气候和流域过程主导，湖泊初级生产力维持在较低水平。约 820 AD 以来，区域暖湿气候驱动黄旗海生态系统跨越临界阈值，湖泊初级生产力显著提升。自 1500 AD 开始，耕地扩张与水土流失加剧可能导致湖泊中营养输入的持续增加，在一定程度上维持了藻类生长水平，湖泊逐渐进入人类活动与气候共同驱动阶段。自 1900 AD 以来，农业用水增加、地下水超采和湖泊水资源利用等人类压力叠加升温背景，导致水文胁迫加剧，导致湖泊水位持续下降，初级生产力显著降低，生态退化趋势明显。

上述演变过程表明，湖泊生态系统在气候变化背景下具有明显的响应阈值与反馈机制，气候变化可通过放大流域过程(如植被-侵蚀-营养)触发生态系统状态突变；而近现代人类活动则逐步取代气候，成为影响湖泊生态过程的主导因子。因此，为有效维护湖泊生态功能，未来亟需基于气候—流域过程—水文调节—湖泊生态系统多维耦合机制，构建科学的水资源调控和土地利用管理体系，提升区域生态系统的韧性与适应性，为干旱-半干旱地区湖泊的可持续管理提供经验与路径。

5 参考文献

[1] Woolway RI, Kraemer BM, Lenters JD *et al.* Global lake responses to climate change. *Nature Reviews Earth & Environment*, 2020, 1(8):388-403. DOI: 10.1038/s43017-020-0067-5

[2] Zhou S, Long H, Chen W *et al.* Temperature seasonality regulates organic carbon burial in lake. *Nature Communications*, 2025,16(1). DOI0.1038/s41467-025-56399-4

[3] Adrian R, O'Reilly CM, Zagarese H *et al.* Lakes as sentinels of climate change. *Limnology and Oceanography*, 2009, 54(6):2283-2297. DOI: 10.4319/lo.2009.54.6_part_2.2283

[4] Williamson CE, Saros JE,Schindler DW. Sentinels of Change. *Science*, 2009, 323(5916):887-888. DOI: 10.1126/science.1169443

[5] Chen L, Zhao J, Zhang Z *et al.* Lake eutrophication in northeast China induced by the recession of the East Asian summer monsoon. *Quaternary Science Reviews*, 2022, 281. DOI: 10.1016/j.quascirev.2022.107448

[6] Huang S, Zhang K, Lin Q *et al.* Abrupt ecological shifts of lakes during the Anthropocene. *Earth-Science Reviews*, 2022, 227. DOI: 10.1016/j.earscirev.2022.103981

[7] Smol JP, Wolfe AP, Birks HJB *et al.* Climate-driven regime shifts in the biological communities of arctic lakes. *Proceedings of The National Academy of Sciences of The United States of America*, 2005, 102(12):4397-4402. DOI: 10.1073/pnas.0500245102

[8] Mayell, H. Shrinking African Lake offers lesson on finite resources. *National Geographic News*, 2001. http://news.nationalgeographic.com/news/2001/04/0426_lakechadshrinks_2.html.

[9] Sener E, Davraz A, Sener S. Investigation of Aksehir and Eber Lakes (SW Turkey) coastline change with multitemporal satellite images. *Water Resources Management*, 2010, 24(4):727-745. DOI: 10.1007/s11269-009-9467-5

[10] Smith LC, Sheng Y, MacDonald GM *et al.* Disappearing Arctic lakes. *Science*, 2005, 308(5727):1429-1429. DOI: 10.1126/science.1108142

[11] Long H, Lai Z, Wang N *et al.* Holocene climate variations from Zhuyeze terminal lake records in East Asian monsoon margin in arid northern China. *Quaternary Research*, 2010, 74(1):46-56. DOI: 10.1016/j.yqres.2010.03.009

[12] Ma R, Duan H, Hu C *et al.* A half-century of changes in China's lakes: Global warming or human influence? *Geophysical Research Letters*, 2010, 37. DOI: 10.1029/2010GL045514

[13] Liu H, Yin Y, Piao S *et al.* Disappearing lakes in semiarid northern China: drivers and environmental impact. *Environmental Science & Technology*, 2013, 47(21):12107-12114. DOI: 10.1021/es305298q

[14] Dearing JA. Why Future Earth needs lake sediment studies. *Journal of Paleolimnology*, 2013, 49(3):537-545. DOI: 10.1007/s10933-013-9690-1

[15] Smol JP. The power of the past: using sediments to track the effects of multiple stressors on lake ecosystems. *Freshwater Biology*, 2010, 55:43-59. DOI: 10.1111/j.1365-2427.2009.02373.x

[16] Battarbee RW. Palaeolimnological approaches to climate change, with special regard to the biological record. *Quaternary Science Reviews*, 2000, 19(1-5):107-124. DOI: 10.1016/S0277-3791(99)00057-8

[17] Shen J, Liu XQ, Wang SM *et al.* Palaeoclimatic changes in the Qinghai Lake area during the last 18,000 years. *Quaternary International*, 2005, 136:131-140. DOI: 10.1016/j.quaint.2004.11.014

[18] Wang Q, Anderson NJ, Yang X *et al.* Interactions between climate change and early agriculture in SW China and their effect on lake ecosystem functioning at centennial timescales over the last 2000 years. *Quaternary Science Reviews*, 2020, 233. DOI: 10.1016/j.quascirev.2020.106238

[19] Wang Q, Xiao X, Yao A *et al.* Unraveling the early human impacts on the ecosystem of Dianchi Lake: A 20,000-year diatom

record from the southeastern Tibetan Plateau. *Quaternary Science Reviews*, 2024, 337. DOI: 10.1016/j.quascirev.2024.108813

[20] Reed JM. Diatom preservation in the recent sediment record of Spanish saline lakes: implications for palaeoclimate study. *Journal of Paleolimnology*, 1998, 19(2):129-137. DOI: 10.1023/A:1007948600780

[21] Ryves DB, Battarbee RW, Juggins S *et al.* Physical and chemical predictors of diatom dissolution in freshwater and saline lake sediments in North America and West Greenland. *Limnology and Oceanography*, 2006, 51(3):1355-1368. DOI: 10.4319/lo.2006.51.3.1355

[22] Rydberg J, Cooke CA, Tolu J *et al.* An assessment of chlorophyll preservation in lake sediments using multiple analytical techniques applied to the annually laminated lake sediments of Nylandssjon. *Journal of Paleolimnology*, 2020, 64(4):379-388. DOI: 10.1007/s10933-020-00143-z

[23] Das B, Vinebrooke RD, Sanchez-Azofeifa A *et al.* Inferring sedimentary chlorophyll concentrations with reflectance spectroscopy: a novel approach to reconstructing historical changes in the trophic status of mountain lakes. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 2005, 62(5):1067-1078. DOI: 10.1139/F05-016

[24] Michelutti N, Blais JM, Cumming BF *et al.* Do spectrally inferred determinations of chlorophyll *a* reflect trends in lake trophic status? *Journal of Paleolimnology*, 2010, 43(2):205-217. DOI: 10.1007/s10933-009-9325-8

[25] Wolfe AP, Vinebrooke RD, Michelutti N *et al.* Experimental calibration of lake-sediment spectral reflectance to chlorophyll *a* concentrations: methodology and paleolimnological validation. *Journal of Paleolimnology*, 2006, 36(1):91-100. DOI: 10.1007/s10933-006-0006-6

[26] Michelutti N,Smol JP. Visible spectroscopy reliably tracks trends in paleo-production. *Journal of Paleolimnology*, 2016, 56(4):253-265. DOI: 10.1007/s10933-016-9921-3

[27] Ruehland KM, Paterson AM, Keller W *et al.* Global warming triggers the loss of a key Arctic refugium. *Proceedings of the Royal Society B-Biological Sciences*, 2013, 280(1772). DOI: 10.1098/rspb.2013.1887

[28] Michelutti N, Wolfe AP, Briner JP *et al.* Climatically controlled chemical and biological development in Arctic lakes. *Journal of Geophysical Research-Biogeosciences*, 2007, 112(G3). DOI: 10.1029/2006JG000396

[29] Saunders KM, Grosjean M, Hodgson DA. A 950 yr temperature reconstruction from Duckhole Lake, southern Tasmania, Australia. *Holocene*, 2013, 23(6):771-783. DOI: 10.1177/0959683612470176

[30] Axford Y, Briner JP, Cooke CA *et al.* Recent changes in a remote Arctic lake are unique within the past 200,000 years. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2009, 106(44):18443-18446. DOI: 10.1073/pnas.0907094106

[31] Tuvendal M, Elmqvist T. Ecosystem services linking social and ecological systems: river brownification and the response of downstream stakeholders. *Ecology and Society*, 2011, 16(4). DOI: 10.5751/ES-04456-160421

[32] Meyer-Jacob C, Michelutti N, Paterson AM *et al.* Inferring past trends in lake water organic carbon concentrations in northern lakes using sediment spectroscopy. *Environmental Science & Technology*, 2017, 51(22):13248-13255. DOI: 10.1021/acs.est.7b03147

[33] Meyer-Jacob C, Tolu J, Bigler C *et al.* Early land use and centennial scale changes in lake-water organic carbon prior to contemporary monitoring. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2015, 112(21):6579-6584. DOI: 10.1073/pnas.1501505112

[34] Zhang J, Jia Y, Lai Z *et al.* Holocene evolution of Lake Huangqihai in semi-arid northern China based on sedimentology and luminescence dating. *Holocene*, 2011, 21(8):1261-1268. DOI: 10.1177/0959683611405232

[35] Shen HY, Jia YL, Li XS *et al.* Environmental change inferred from distribution of Rb and Sr in different grain size fractions from lacustrine sediments in Lake Huangqihai, Inner Mongolia. *Journal of Geographical Sciences*, 2006(11):1208-1217. DOI: 10.11821/xb200611010 [申洪源, 贾玉连, 李徐生等. 内蒙古黄旗海不同粒级湖泊沉积物 Rb、Sr 组成与环境变化. 地理学报, 2006(11):1208-1217.]

[36] Tian F, Wang Y, Zhao Z *et al.* Holocene vegetation and climate changes in the Lake Huangqihai region, Inner Mongolia. *Acta Geologica Sinica-English Edition*, 2020, 94(4):1178-1186. DOI: 10.1111/1755-6724.14565

[37] Hao Q, Yang S, Song Z *et al.* Vegetation determines lake sediment carbon accumulation during Holocene in the forest–steppe

ecotone in northern China. *Forests*, 2021, 12(6). DOI: 10.3390/f12060696

[38] Zhang J, Tsukamoto S, Jia Y *et al.* Lake level reconstruction of Lake Huangqihai in northern China since MIS 3 based on pulsed optically stimulated luminescence dating. *Journal of Quaternary Science*, 2016, 31(3):225-238. DOI: 10.1002/jqs.2861

[39] Chen M, Liu J. Historical trends of wetland areas in the agriculture and pasture interlaced zone: A case study of the Lake Huangqihai Basin in northern China. *Ecological Modelling*, 2015, 318:168-176. DOI: 10.1016/j.ecolmodel.2014.12.012

[40] Wang Q, Ruehland KM, Smol JP *et al.* Nonlinear diatom responses to millennial-scale climate-mediated terrestrial-aquatic interactions in a treeline lake on the Tibetan Plateau. *Quaternary Science Reviews*, 2025, 356. DOI: 10.1016/j.quascirev.2025.109285

[41] Hao Q, Liu H, Yin Y *et al.* Varied responses of forest at its distribution margin to Holocene monsoon development in northern China. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2014, 409:239-248. DOI: 10.1016/j.palaeo.2014.05.020

[42] Shan X, Li S, Li S *et al.* Sedimentology of a topset-dominated, braided river delta of Lake Huangqihai, North China: implications for formation mechanisms. *Journal of Paleolimnology*, 2018, 59(2):245-261. DOI: 10.1007/s10933-016-9929-8

[43] Feng M, Wang Q, Hao Q *et al.* Determinants of soil erosion during the last 1600 years in the forest-steppe ecotone in Northern China reconstructed from lacustrine sediments. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2016, 449:79-84. DOI: 10.1016/j.palaeo.2016.02.004

[44] Fu Y, Zhao J, Peng W *et al.* Spatial modelling of the regulating function of the Lake Huangqihai wetland ecosystem. *Journal of Hydrology*, 2018, 564:283-293. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2018.07.017

[45] Liu J, Liu Q, Yang H. Assessing water scarcity by simultaneously considering environmental flow requirements, water quantity, and water quality. *Ecological Indicators*, 2016, 60:434-441. DOI: 10.1016/j.ecolind.2015.07.019

[46] Jia YL, Zhou SJ, Wang PL *et al.* Quantitative reconstruction of lake level fluctuation in Huangqihai from 1885 to 2010 based on grain size anomaly index from HQH4 core sediment. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 2024, 55(1):92-106. DOI: 10.11693/hyhz20230800178 [贾玉连, 周淑金, 王朋岭等. 基于封闭湖泊碎屑沉积粒度异常指数定量重建黄旗海 1885～2010 年间湖面波动. 海洋与湖沼, 2024, 55(1):92-106.]

[47] Kang W, Li S, Shan X *et al.* Semi-quantifying vertical sedimentary succession and microfacies characterization from a delta system in a lacustrine basin, Lake Huangqihai, North China. *Sedimentary Geology*, 2024,465. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2024.106628

[48] Wang Y, Yao PY, Chi ZQ *et al.* Middle-Late Holocene environmental changes recorded by lacustrine sediments from Lake Huangqihai,Inner Mongolia. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*,2010,29(2):149-156. DOI: 10.3969/j.issn.1007-2802.2010.02.006 [王永, 姚培毅, 迟振卿等. 内蒙古黄旗海全新世中晚期环境演变的沉积记录. 矿物岩石地球化学通报, 2010, 29(2):149-156.]

[49] Breiman L. Random forests. *Machine Learning*, 2001, 45(1):5-32. DOI: 10.1023/A:1010933404324

[50] Wang QL, Li SC. Dynamics of carbon emissions in Yunnan Province: Spatiotemporal characteristics and influencing factors. *China Environmental Science*, 2025, 45(1):528-537. DOI: 10.19674/j.cnki.issn1000-6923.20240928.001 [王巧玲, 李双成. 云南省碳排放时空演变特征及影响因素分析. 中国环境科学, 2025, 45(1):528-537.]

[51] Li J, Dodson J, Yan H *et al.* Quantifying climatic variability in monsoonal northern China over the last 2200 years and its role in driving Chinese dynastic changes. *Quaternary Science Reviews*, 2017, 159:35-46. DOI: 10.1016/j.quascirev.2017.01.009

[52] Chen F, Xu Q, Chen J *et al.* East Asian summer monsoon precipitation variability since the last deglaciation. *Scientific Reports*, 2015, 5. DOI: 10.1038/srep11186

[53] Ge QS, Zheng JY, Hao ZX *et al.* Some important features of climate change in China over the past 2000 years. *Scientia Sinica(Terrae)*, 2012, 42(6):934-942. DOI: 10.1360/zd-2012-42-6-934 [葛全胜, 郑景云, 郝志新等. 过去 2000 年中国气候变化的若干重要特征. 中国科学:地球科学, 2012, 42(6):934-942.]

[54] Zhang P, Cheng H, Edwards RL *et al.* A test of climate, sun, and culture relationships from an 1810-year Chinese cave record. *Science*, 2008, 322(5903):940-942. DOI: 10.1126/science.1163965

[55] Ding G, Chen J, Yan H *et al.* Late Holocene transition from natural to anthropogenic forcing of vegetation change in the semi-arid region of northern China. *Quaternary Science Reviews*, 2022, 287. DOI: 10.1016/j.quascirev.2022.107561

[56] Wang FH, Zhang KG, Fang XQ *et al.* Tempo-spatial changes and sustainable use strategies of cropland in China over the past

2000 years. *Geological Bulletin of China*, 2024,43(8):1373-1383. DOI: 10.12097/gbc.2022.12.018 [王发浩, 张凯歌, 方修琦等.中国过去 2000 年耕地的时空变化及其可持续利用策略.地质通报, 2024, 43(8):1373-1383.]

[57] Zhao YJ, Wang R, Yang XD *et al.* Regime shifts revealed by paleoecological records in Lake Taibai's ecosystem in the middle and lower Yangtze River Basin during the last century. *Journal of Lake Sciences*, 2016, 28(6):1381-1390. DOI: 10.18307/2016.0624 [赵雁捷, 王荣, 羊向东等. 古生态记录揭示的长江中下游太白湖生态系统稳态转换过程. 湖泊科学, 2016, 28(6):1381-1390.]

[58] Dong YF, Zheng WX, Zhang CX *et al.* Temporal and spatial differences of lake ecosystem regime shift in China. *Journal of Lake Sciences*, 2021,33(4):992-1003. DOI:10.18307/2021.0403 [董一凡, 郑文秀, 张晨雪等. 中国湖泊生态系统突变时空差异. 湖泊科学, 2021, 33(4):992-1005.]

[59] Rodionov SN. A sequential algorithm for testing climate regime shifts. *Geophysical Research Letters*, 2004,31(9). DOI: 10.1029/2004GL019448

[60] Zeileis A, Kleiber C, Krämer W *et al.* Testing and dating of structural changes in practice. *Computational Statistics & Data Analysis*, 2003, 44(1-2):109-123. DOI: 10.1016/S0167-9473(03)00030-6

[61] Blaauw M, Andres Christen J. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*, 2011, 6(3):457-474. DOI: 10.1214/ba/1339616472

[62] Meyers PA. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology*, 1994,114(3-4):289-302. DOI: 10.1016/0009-2541(94)90059-0

[63] Hou J, D'Andrea WJ, Liu Z. The influence of 14C reservoir age on interpretation of paleolimnological records from the Tibetan Plateau. *Quaternary Science Reviews*, 2012,48:67-79. DOI: 10.1016/j.quascirev.2012.06.008

[64] Mischke S, Weynell M, Zhang C *et al.* Spatial variability of 14C reservoir effects in Tibetan Plateau lakes. *Quaternary International*, 2013,313:147-155. DOI: 10.1016/j.quaint.2013.01.030

[65] Du DD, Zhang CJ, Li ZW. The effects of modern 14C pool in Lake Bosten, Xinjiang, China. *J. Lake Sci*.2024,36(4):1279-1288. DOI:10.18307/2024.0463 [杜丁丁, 张成君,李志文. 中国新疆博斯腾湖现代碳库效应研究. 湖泊科学,2024,36(4):1279-1288.]

[66] Wu YH, Wang SM, Zhou LP *et al.* Modern reservoir age for ^{14}C dating in Daihai Lake. *Quaternary Sciences*, 2007, 27(4): 507-510. DOI: 10.3321/j.issn:1001-7410.2007.04.005 [吴艳宏, 王苏民, 周力平等. 岱海 ^{14}C 测年的现代碳库效应研究. 第四纪研究, 2007, 27(4): 507-510.]

[67] Wondie A, Mengistu S, Vijverberg J *et al.* Seasonal variation in primary production of a large high altitude tropical lake (Lake Tana, Ethiopia): effects of nutrient availability and water transparency. *Aquatic Ecology*, 2007, 41(2):195-207. DOI: 10.1007/s10452-007-9080-8

[68] Peng YJ, Xiao J, Nakamura T *et al.* Holocene East Asian monsoonal precipitation pattern revealed by grain-size distribution of core sediments of Daihai Lake in Inner Mongolia of north-central China. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005,233(3-4):467-479. doi: 10.1016/j.epsl.2005.02.022

[69] Ning D, Zhang E, Sun W *et al.* Holocene Indian Summer Monsoon variation inferred from geochemical and grain size records from Lake Ximenglongtan, southwestern China. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2017, 487:260-269. DOI: 10.1016/j.palaeo.2017.09.008

[70] Boyle JF. Inorganic geochemical methods in palaeolimnology. *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments, Vol 2: Physical and Geochemical Methods*, 2002, 2:83-141. DOI: 10.1007/0-306-47670-3_5

[71] Nowlin WH, Evarts JL, Vanni MJ. Release rates and potential fates of nitrogen and phosphorus from sediments in a eutrophic reservoir. *Freshwater Biology*, 2005, 50(2):301-322. DOI: 10.1111/j.1365-2427.2004.01316.x

[72] Meyers PA, Lallier-Vergés E. Lacustrine sedimentary organic matter records of Late Quaternary paleoclimates. *Journal of Paleolimnology*, 1999, 21(3):345-372. DOI: 10.1023/A:1008073732192

[73] Singh SP,Singh P. Effect of temperature and light on the growth of algae species: A review. *Renewable and sustainable energy reviews*, 2015,50:431-444. DOI: 10.1016/j.rser.2015.05.024

[74] Shen J, Wu X, Zhang Z *et al.* Ti content in Huguangyan maar lake sediment as a proxy for monsoon-induced vegetation density in the Holocene. *Geophysical Research Letters*, 2013, 40(21):5757-5763. DOI: 10.1002/grl.50740

[75] Xue J, Wen R, Xiao J *et al.* Vegetational succession and climatic variability in the monsoonal margin over the past three millennia as indicated by pollen influx data from Daihai Lake, Inner Mongolia. *Quaternary International*, 2024, 682:1-7. DOI: 10.1016/j.quaint.2024.01.017

[76] Teeter AM, Johnson BH, Berger C *et al.* Hydrodynamic and sediment transport modeling with emphasis on shallow-water, vegetated areas (lakes, reservoirs, estuaries and lagoons). *Hydrobiologia*, 2001, 444(1-3):1-24. DOI: 10.1023/A:1017524430610

[77] Chen J, Lv J, Li N *et al.* External groundwater alleviates the degradation of closed lakes in semi-arid regions of China. *Remote Sensing*, 2020, 12(1). DOI: 10.3390/rs12010045

[78] Tao S, Fang J, Zhao X *et al.* Rapid loss of lakes on the Mongolian Plateau. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2015, 112(7):2281-2286. DOI: 10.1073/pnas.1411748112

[79] Ma R, Chen P, Zhang B *et al.* Identification of ecological restoration standard for lakes on the Inner Mongolia Plateau, China. *Ecological Indicators*, 2024, 162. DOI: 10.1016/j.ecolind.2024.111993

[80] Ni Z, Zhang E, Meng X *et al.* Chironomid-based reconstruction of 500-year water-level changes in Daihai Lake, northern China. *CATENA*, 2023, 227. DOI: 10.1016/j.catena.2023.107122

[81] Sun W, Ni Z, Meng X *et al.* Environmental change recorded by radionuclides and organic geochemical signatures in a sediment core from Lake Daihai, North China. *CATENA*, 2021, 206. DOI: 10.1016/j.catena.2021.105564

[82] Toming K, Kotta J, Uuemaa E *et al.* Predicting lake dissolved organic carbon at a global scale. *Scientific Reports*, 2020, 10(1). DOI: 10.1038/s41598-020-65010-3

[83] Scheffer M, Carpenter S, Foley JA *et al.* Catastrophic shifts in ecosystems. *Nature*, 2001, 413(6856):591-596. DOI: 10.1038/35098000

[84] Visser PM, Verspagen JMH, Sandrini G *et al.* How rising CO_2 and global warming may stimulate harmful cyanobacterial blooms. *Harmful Algae*, 2016, 54:145-159. DOI: 10.1016/j.hal.2015.12.006

[85] Sinha E, Michalak AM, Balaji V. Eutrophication will increase during the 21st century as a result of precipitation changes. *Science*, 2017, 357(6349):405-408. DOI: 10.1126/science.aan2409

[86] Kosten S, Jeppesen E, Huszar VLM *et al.* Ambiguous climate impacts on competition between submerged macrophytes and phytoplankton in shallow lakes. *Freshwater Biology*, 2011,56(8):1540-1553. DOI: 10.1111/j.1365-2427.2011.02593.x

[87] Carpenter SR, Ludwig D, Brock WA. Management of eutrophication for lakes subject to potentially irreversible change. *Ecological Applications*, 1999, 9(3):751-771. DOI: 10.2307/2641327

[88] Rietkerk M, Dekker SC, de Ruiter PC *et al.* Self-organized patchiness and catastrophic shifts in ecosystems. *Science*, 2004,305(5692):1926-1929. DOI: 10.1126/science.1101867

[89] Dakos V, Carpenter SR, van Nes EH *et al.* Resilience indicators: prospects and limitations for early warnings of regime shifts. *Philosophical Transactions of the Royal Society B-Biological Sciences*, 2015, 370(1659). DOI: 10.1098/rstb.2013.0263

[90] Holling CS. Resilience and stability of ecological systems. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 1973, 4(1):1-23.DOI: 10.1146/annurev.es.04.110173.000245

[91] Carpenter SR, Cole JJ, Pace ML *et al.* Early warnings of regime shifts: a whole-ecosystem experiment. *Science*, 2011, 332(6033):1079-1082. DOI: 10.1126/science.1203672