

# 湖泊表层溶解氧对热浪的响应及其生态反馈调控机制

欧阳智<sup>1</sup>, 李昶豫<sup>1,2\*</sup>, 黄建平<sup>1\*</sup>, 王泳棋<sup>1</sup>, 任钰<sup>1</sup>, 史晋森<sup>1</sup>, 刘晓岳<sup>3</sup>

1. 兰州大学大气科学学院, 西部生态安全省部共建协同创新中心, 兰州 730000

2. 兰州大学土木工程与力学学院, 兰州 730000

3. Saw Swee Hock School of Public Health, National University of Singapore, Singapore 117549, Singapore

\* 通讯作者, E-mail: lichy2013@lzu.edu.cn(李昶豫), hjp@lzu.edu.cn(黄建平)

2025-03-28收稿, 2025-11-15修回, 2026-01-16接受, 2026-03-13网络版发表

西部生态安全学科突破先导项目(JYB2025XDXM910)、兰州市人才工作专项资金项目、国家自然科学基金项目(42406196)、中央高校基本科研业务费专项资金项目(lzujbky-2024-pd06)和中国博士后科学基金项目(2025T180241、2025M770301)资助

**摘要** 气候变暖加剧了湖泊中的热浪和缺氧现象, 但湖泊热浪对溶解氧的短期影响仍不明确。本研究整合了富营养化浅水湖泊太湖2000–2024年的实地观测数据与1950–2022年的湖面水温数据集, 运用可解释机器学习模型, 揭示了溶解氧对湖泊热浪呈现的季节性差异响应机制。研究发现, 冬季湖泊热浪期间, 溶解氧普遍低于正常水平, 而夏季则相反。可解释机器学习模型表明, 冬季溶解氧主要受水温影响, 湖泊热浪期间高温降低了溶解氧溶解度从而导致溶解氧下降。夏季湖泊热浪期间高温使氨氮浓度与水体浊度下降, 这抑制了硝化作用耗氧且促进了光合作用产氧, 最终促使溶解氧上升。这些结果凸显了湖泊热浪对溶解氧的复杂影响, 强调在气候变暖背景下制定针对性管理策略的必要性。

**关键词** 湖泊热浪, 溶解氧, 机器学习, 太湖富营养化

## 1 引言

湖泊仅覆盖地球陆地总面积的约3%(Downing等, 2006), 却储存了全球地表液态淡水资源的87%(Messenger等, 2016)。它们不仅是人类安全饮用水的关键来源, 也支撑着生物多样性最丰富的生态系统(Schallenberg等, 2013; Ho和Goethals, 2019), 同时还对气候变化极为敏感(Woolway等, 2021a)。当前, 全球变暖正导致包括湖泊热浪在内的各类热浪事件频率、持续时间和强度显著增加, 这使其生态安全面临严峻挑战(Hobday等, 2016; Zheng和Wang, 2019; Woolway等, 2020, 2021b; Wang等, 2022; Wang C等, 2023; Wang X等, 2023)。

湖泊热浪(lake heatwaves)的定义与海洋热浪类似(Perkins和Alexander, 2013; Hobday等, 2016), 即连续5天湖泊水温超过历日水温的第90百分位数(详见材料与与方法部分的“湖泊热浪定义”)。越来越多的证据表明, 破纪录的陆地热浪会加剧气候相关灾害的暴露风险并提升健

康威胁(Cai等, 2022; Zhang等, 2023; Liang等, 2024)。海洋热浪与缺氧现象同样被证实对海洋生态系统造成重大威胁, 大量证据表明其会对水生生物及水质产生显著负面影响(Li等, 2020, 2024; Yao和Wang, 2022)。同样, 以水温异常升高为特征的湖泊热浪正日益成为全球湖泊及其生态系统研究的焦点(Woolway等, 2021b; Wang X等, 2023)。预计未来这些湖泊热浪的强度和持续时间将加剧, 部分湖泊甚至可能进入永久性热浪状态(Woolway等, 2020)。作为地球生态系统的重要且脆弱组成部分, 湖泊生态系统对温度变化极为敏感(Woolway等, 2021b), 因而深受热浪影响。此类事件会导致水温显著升高, 可迅速改变湖泊的物理化学特性(Anderson等, 2021)。同时, 升高的水温甚至可能突破物种维持正常生理功能的临界温度(Dokulil等, 2021), 危及依赖该环境的生物, 最终可能对整个湖泊生态系统造成不可逆转的破坏(Wang等, 2024)。

氧气是地球上几乎所有生物生存的必需物质(Huang

中文引用格式: 欧阳智, 李昶豫, 黄建平, 王泳棋, 任钰, 史晋森, 刘晓岳. 2026. 湖泊表层溶解氧对热浪的响应及其生态反馈调控机制. 中国科学: 地球科学, 56(4): 1337–1348, doi: 10.1360/N072025-0097

英文引用格式: Ouyang Z, Li C, Huang J, Wang Y, Ren Y, Shi J, Liu X. 2026. Ecological feedbacks modulate lake surface oxygen responses to heatwaves. Science China Earth Sciences, 69(4): 1294–1305, <https://doi.org/10.1007/s11430-025-1840-6>

等, 2018; Liu等, 2020a; 丁磊等, 2022), 其在水中以溶解氧(dissolved oxygen, 定义为水中溶解的游离、分子态氧的含量)的形式存在(Chi等, 2020)。作为评估湖泊水质的关键指标, 溶解氧对维持湖泊生态系统健康至关重要(秦伯强等, 2013)。溶解氧的减少会导致水生生物丧失关键栖息地(Schindler, 2017), 并可能引发特定鱼类种群衰退(Plisnier等, 2023)。湖泊热浪会对溶解氧产生显著影响: 长期监测数据显示, 全球温带湖泊表层与深层水体溶解氧持续下降, 其中温度驱动的溶解氧降低已成为气候变化的主要关联因素(Jane等, 2021, Zhang等, 2025)。然而, 不同气候区域的比较研究仍显不足, 尤其针对亚热带湖泊——其变暖速率与生态响应可能与温带湖泊存在差异(Zhang等, 2015; Jane等, 2021)。更关键的是, 对于气候变化下短时、高强度的湖泊热浪事件, 溶解氧的响应过程极其复杂(Woolway等, 2021b; Zhang等, 2025), 当前认识仍存在诸多空白。溶解氧受湖泊内部物理、化学和生态过程的共同影响(Guo等, 2021)。在湖泊生态系统中, 溶解氧浓度主要由氧气补充(产生)与消耗过程共同决定(Jane等, 2021)。补充过程包括大气扩散、水生生物光合作用及径流输入(Alì等, 2022), 而消耗过程则涉及水生生物呼吸作用及微生物硝化作用(Breitburg等, 2018; Zhi等, 2023)。温度升高会加速呼吸作用的耗氧速率(Yvon-Durocher等, 2010; Breitburg等, 2018), 并降低溶解氧的溶解度, 从而削弱湖泊的氧气储存能力(Akiya和Savage, 2002; Breitburg等, 2018)。然而有证据表明, 全球浮游植物暴发呈上升趋势, 因为高温会促进蓝藻及其他藻类生长, 从而增强光合作用产氧能力(Paerl和Huisman, 2008; Ho等, 2019)。尤其是在一些富营养化湖泊中, 湖泊热浪期间的高温与富营养化可促进蓝藻暴发, 导致溶解氧过饱和(Kosten等, 2012; Blaszcak等, 2023)。变暖的双重作用, 既消耗溶解氧又可能在特定条件下提升其浓度(Jane等, 2021; Zhang等, 2025), 凸显了开展区域性研究的必要性, 尤其在太湖这类亚热带富营养化湖泊中, 生态反馈对氧气动态可能产生重大影响, 这些因素的复杂交互作用使得湖泊热浪对溶解氧的影响仍不明确(Zhang等, 2025)。因此, 亟需对湖泊热浪期间影响溶解氧的关键过程与机制进行系统性综合分析。

为填补这一研究空白, 本研究结合太湖的原位水质观测数据与水温模拟数据集, 系统分析了溶解氧与湖泊热浪的时空变化规律。太湖是典型富营养化湖泊, 地处亚热带地区, 夏季炎热、冬季寒冷(Zhang等, 2020)。自20世纪90年代以来, 人口与经济的快速增长导致该湖出现严重富营养化现象(Qi等, 2020)。近几十年来, 频繁

的藻华事件及其他生态问题, 叠加气候变化影响, 使太湖成为全球生态学家、湖沼学家和环境科学家的代表性研究场域(Qin等, 2019; Xiao等, 2022)。其环境状况映射了全球其他亚热带浅水富营养化湖泊的共性特征, 如奥基乔比湖(Kiwanuka等, 2025)和维多利亚湖(Jin等, 2025)同样经历着显著升温与藻华暴发过程; 而太湖的特殊性在于其为探索高营养盐系统中湖体热浪影响提供了独特窗口。近期研究表明, 气候变暖不仅加剧了太湖湖泊热浪事件的频次与强度, 还显著促进了藻类生长(Zhang等, 2018; Wang等, 2023), 这使其成为研究热浪情况下调节湖泊溶解氧的生态反馈机制的天然实验室。本研究选取包括水温、氨氮、浊度、藻密度、总磷、总氮及叶绿素a等多维度变量进行解析, 构建并验证了富营养化太湖溶解氧的机器学习回归模型。研究系统揭示了湖泊热浪对溶解氧的影响及其作用机制, 不仅深化了湖泊热浪对湖泊生态系统影响的认识, 更有支撑湖泊流域的可持续发展实践。

## 2 材料与方法

### 2.1 研究区域

太湖是中国第三大淡水湖(面积: 2338平方公里, 平均深度: 1.9米, 最大深度: 2.6米), 位于高度城市化且人口稠密的长江三角洲地区, 是典型的浅水富营养化湖泊(Liang等, 2022)。太湖不仅为2000多万人口提供了饮用水, 还在旅游业、渔业和航运业中发挥着关键作用。太湖位于亚热带季风气候区, 2010–2018年间年均气温为16.2℃, 年总降水量1122 mm, 年平均风速2.6 m/s(Zhang等, 2020)。

### 2.2 数据

中国区域湖泊水面温度数据集(Wang X等, 2023)由“国家青藏高原科学数据中心”(http://data.tpdc.ac.cn/)提供, 包含1950年1月1日至2022年12月31日的逐小时数据。该数据经卫星湖面水温产品及中国10个湖泊实地观测数据验证, 用于数据验证的湖泊包括太湖、千岛湖、鄱阳湖、呼伦湖、纳木错、泸沽湖、洱海、抚仙湖、程海、滇池, 平均相关系数 $R$ 为0.97, 均方根误差(RMSE)为1.39℃。其中在太湖区域, 本数据集与实地观测数据的相关系数 $R$ 为0.98, 平均RMSE为1.63℃(网络版附图S1), 证明了该数据集的可靠性。

太湖实地水质观测数据(附图S2)来自国家生态科学数据中心, 观测变量包含水温、溶解氧等, 每月采集一次。数据观测起止时间为2000年1月至2019年12月(http://

[rs.cern.ac.cn/data/meta?id=39210](https://rs.cern.ac.cn/data/meta?id=39210))。

中国环境监测总站发布的实时地表水质数据(附图S2)包含构建机器学习回归模型所用的变量(溶解氧、水温、氨氮、浊度、藻密度、总磷、总氮和叶绿素a)。水质数据每4小时发布一次,观测时间范围覆盖2014年4月1日至2019年3月15日,以及2020年4月30日至今(<https://szzdjc.cnemc.cn:8070/GJZ/Business/Publish/Main.html>)。

## 2.3 数据(集)用法

中国区域湖泊地表水温数据集主要用于计算太湖水温(图1A)和湖泊热浪(图1C-F)的变化趋势。在计算2000–2023年太湖溶解氧(图1B)的变化趋势时,考虑到不同数据的时间跨度差异,采用拼接处理方式,具体如下:(1) 2000–2019年:采用国家生态科学数据中心的太湖实地水质观测数据。(2) 2020–2023年:采用中国环境监测总站的国家地表水实时水质数据。

太湖实地水质观测数据(源自国家生态科学数据中心)主要用于分析湖泊热浪期间溶解氧的空间变化(图2A–B)。具体方法:将至少出现一次湖泊热浪的月份归类为“湖泊热浪条件”,未出现该事件的月份归类为“正常条件”。将湖泊热浪期间的溶解氧浓度减去正常条件下的溶解氧浓度,再进行插值处理生成空间分布格局,从而计算出湖泊热浪期间溶解氧变化的空间分布。

国家地表水实时水质数据(源自中国环境监测总站)主要用于验证湖泊热浪期间溶解氧变化趋势的可靠性(图2C)。其每4小时的观测频率弥补了太湖实地水质观测数据观测频率的不足,有效降低了采样频率导致的随机误差。

## 2.4 湖泊热浪定义

湖泊热浪的识别方法参考Hobday等(2016)提出的海洋热浪识别框架。具体定义为:湖泊水面温度连续至少5天超过湖泊温度季节性变化的第90百分位数的阈值。采用百分位数方法是因为湖泊温度季节性变化在不同区域和时间尺度上存在显著差异;使用相对阈值(百分位数)可确保在不同气候条件下对极端事件进行一致定义。此外,5天最低持续时间的标准与Hobday等(2016)的敏感性分析结果相符:较短阈值会捕捉大量生态意义较弱的短暂升温事件(尤其在温暖地区),而较长阈值则导致事件计数不足。因此选择5天作为平衡点,既能捕捉持续性升温事件,又能确保生态相关性。

在识别湖泊热浪时,气候学平均值( $T_m$ )是在一个基准期内计算得出的,所有数值均以此为参照基准。

$$T_m(j) = \{T(y) \mid y_s < y < y_e\} \quad (1)$$

其中, $j$ 表示年内的第几天, $T$ 表示当日气温。 $y_s$ 和 $y_e$ 分别表示气候平均态的始末年份。本研究采用1980–2009年作为计算湖泊热浪的气候标准态,即 $y_s=1980$ , $y_e=2009$ 。

在计算湖泊热浪的阈值时, $P_{90}$ 代表第90百分位数, $T_{90}(j)=P_{90}(X)$ ,其中 $X$ 代表气候平均态,即 $X=\{T(y,d) \mid y_s \leq y < y_e, d=j\}$ 。

湖泊热浪的起始日期 $t_s$ 计算为: $T(t_s)>T_{90}(j)$ 且 $T(t_{s-1})<T_{90}(j)$ ,结束日期 $t_e$ 计算为: $T(t_e)>T_{90}(j)$ 和 $T(t_{e+1})<T_{90}(j)$ 。此外, $t_s$ 和 $t_e$ 还要满足条件: $t_e-t_s \geq 5$ 。

持续时间( $D$ )定义为湖泊热浪起始日期与结束日期之间的持续时间:

$$D = t_e - t_s \quad (2)$$

热浪强度( $I_{\max}$ ,  $I_{\text{mean}}$ ):  $I_{\max}$ 和 $I_{\text{mean}}$ 分别是湖泊热浪期间的最高温度异常值和平均温度异常值,分别代表湖泊热浪的最大强度和平均强度:

$$I_{\max} = \max(T(t) - T_m(j)) \quad (3)$$

$$I_{\text{mean}} = \text{mean}(T(t) - T_m(j)) \quad (4)$$

## 2.5 溶解氧模型的构建

本研究采用随机森林(RF)、极端梯度提升(XGboost)、梯度提升决策树(GBDT)和极端随机树(ET)算法构建太湖溶解氧模型,分析湖泊热浪对溶解氧的影响。溶解氧模型评估指标详见附件S1。通过Grid-SearchCV在训练集上进行5折交叉验证来优化超参数,超参数范围及选定值见附表S1。调优后,各模型在完整训练集上重新拟合,随后在独立测试集上进行评估。模型性能评估详情见附表S2。在机器学习领域,模型可解释性是关键议题。尽管深度神经网络和集成模型(如RF、XGBoost)等复杂模型在预测性能上表现优异,但它们常被视为“黑箱”,难以理解其内部决策过程。SHAP(Shapley Additive exPlanations)方法解决了这一问题。该方法基于博弈论中的SHAP值概念(Shapley, 1953),该理论用于在联盟博弈中公平分配成本。通过该原理,SHAP量化了每个特征对模型预测的贡献,从而解释模型输出结果。这使得深度神经网络和集成模型的决策过程更加透明和可理解。运用SHAP方法,我们可以评估每个变量对溶解氧的影响。

## 3 结果

### 3.1 太湖溶解氧与湖泊热浪的时空变化特征

如附图S3A所示,夏季溶解氧最低,浓度约为6.4–8.4 mg/L(第25–75百分位),最低值为3.4 mg/L,最高

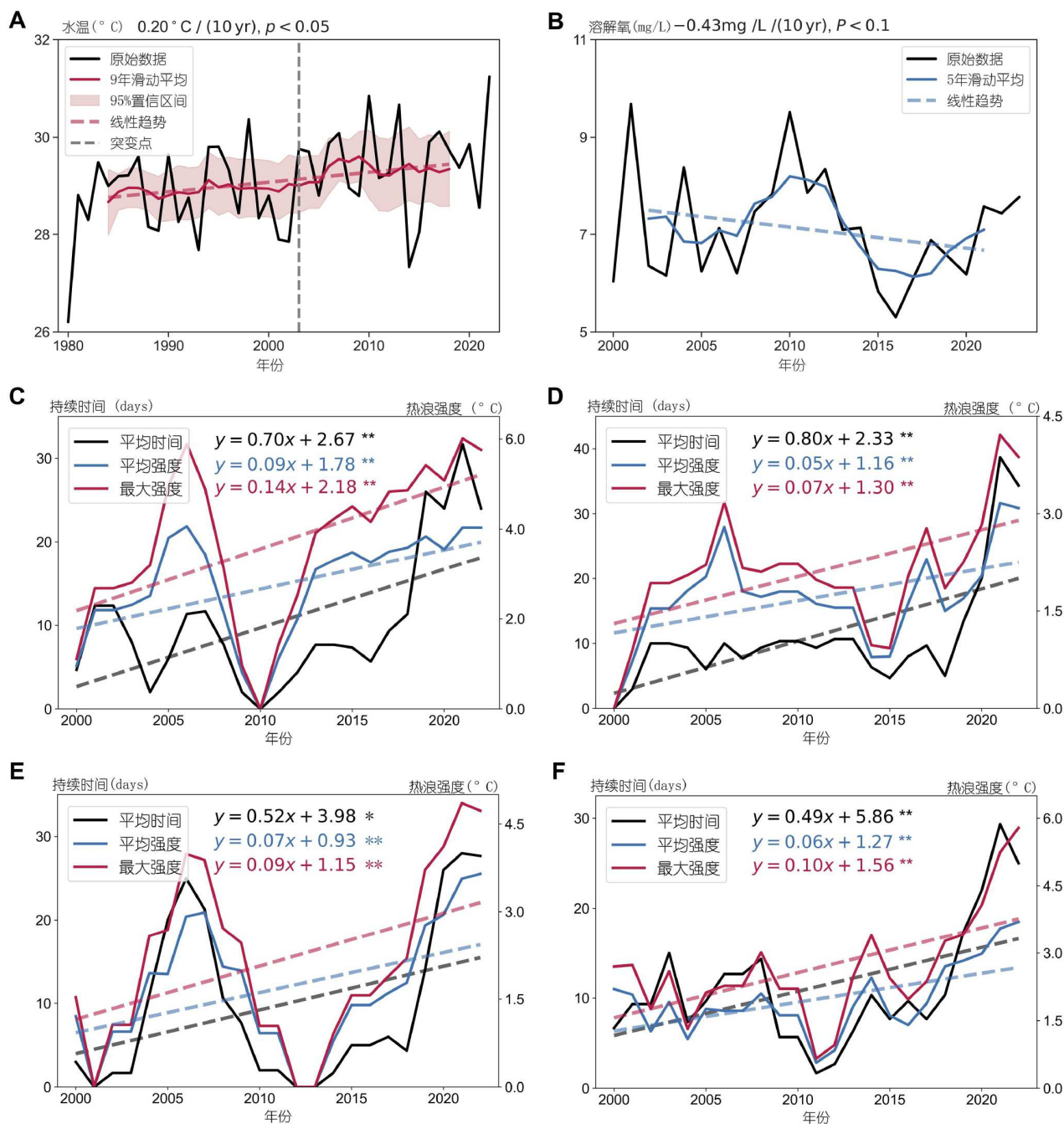


**图1** (A) 1980–2022年太湖8月水温趋势图。黑色实线为原始数据, 红色实线为9年滑动平均值, 红色虚线表示滑动平均后的趋势, 阴影区域为95%置信区间。灰色虚线标注突变年份(2003年)。(B) 2000–2023年太湖8月溶解氧趋势。黑色实线为原始数据, 蓝色实线为5年滑动平均值, 蓝色虚线为滑动平均后的趋势。(C–F) 2000–2022年太湖湖泊热浪特征。图中展示湖泊热浪的持续时间(黑色)、平均强度(蓝色)和最大强度(红色), 实线为三点平滑值, 虚线表示线性趋势(C: 春季, D: 夏季, E: 秋季, F: 冬季)。“\*”表示 $P \leq 0.1$ , “\*\*”表示 $P \leq 0.05$

值为11.3 mg/L。冬季溶解氧浓度则显著升高, 约为10.2–11.8 mg/L, 最低值为7.8 mg/L, 最高值为13.7 mg/L。这种季节性变化主要是因为夏季水温升高导致溶解氧溶解度下降, 而冬季水温降低则增加了溶解度。季节性分析还表明, 溶解氧在夏季波动更为剧烈, 而冬季变化相

对稳定。这表明除水温外, 其他因素可能显著影响夏季溶解氧浓度, 导致较大波动。相反, 冬季时水温成为主导溶解氧变化的关键因素, 冬季较低的水温有助于维持较高的溶解氧浓度。从空间分布来看, 夏季时太湖北部溶解氧浓度较高, 而西部区域浓度较低(附图S3B)。

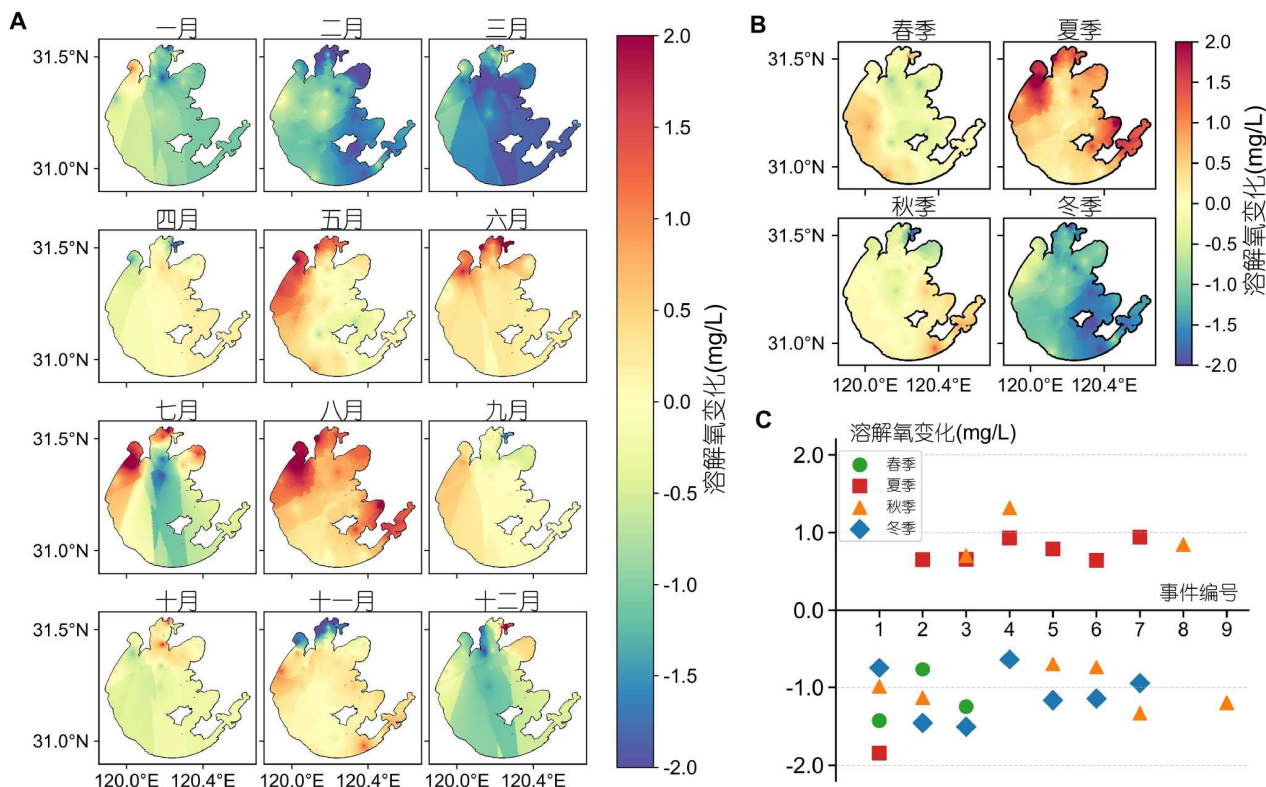


**图2** (A) 利用国家生态科学数据中心提供的太湖月度水质数据分析的太湖逐月湖泊热浪期间溶解氧变化的空间分布(湖泊热浪期间溶解氧减去正常条件下溶解氧, 正常条件指未发生湖泊热浪的时期)。从左到右、从上到下分别对应1–12月。(B) 太湖逐季节湖泊热浪期间溶解氧变化的空间分布(同A)。从左到右、从上到下分别对应春季、夏季、秋季和冬季。(C) 使用中国环境监测总站提供太湖水质监测数据分析湖泊热浪期间溶解氧变化季节差异分布(同A和B; 绿色代表春季, 红色代表夏季, 橙色代表秋季, 蓝色代表冬季)

本研究采用Jane等(2021)的方法, 通过分析北半球湖泊夏末水温与溶解氧数据, 探讨全球温带湖泊脱氧趋势。本研究选用8月数据计算太湖水温与溶解氧的长期趋势, 结果表明: 1980–2022年间, 水温以每十年增加0.20 °C的速度显著上升(图1A)。溶解氧则以每十年减少0.43 mg/L的速度显著下降(图1B), 该速率显著高于多数温带湖泊——近期研究显示1980–2017年间(38年)温带湖泊表层溶解氧下降了0.45 mg/L, 深层水体则下降了0.42 mg/L, 相当于每十年分别减少约0.12和0.11 mg/L(Jane等, 2021)。对于湖泊热浪, 研究表明2000–2022年间太湖湖泊热浪在各季节均呈现不同程度的上升趋势, 表现为持续时间增加、平均强度及最大强度增强。春季(图1C)中, 湖泊热浪的平均持续时间、平均强度和最大强度均显著增加( $P < 0.05$ ): 平均持续时间以0.70 d/yr的速率上升, 平均强度和最大强度分别以0.09和0.14 °C/yr的速率增加。夏季(图1D)湖泊热浪持续时间、平均强度及最高强度均显著增加( $P < 0.05$ ), 增速分别为0.80、0.05和0.07 °C/yr。秋季(图1E)湖泊热浪平均持续时间显著增加, 增速约为0.52 d/yr ( $P < 0.1$ ); 平均强度与最高强度的增长速率分别为

0.07和0.09 °C/yr( $P < 0.05$ )。冬季(图1F)湖泊热浪的平均持续时间、平均强度和最大强度均显著增加( $P < 0.05$ ), 其中平均持续时间以0.49 d/yr的速率增加, 平均强度和最大强度分别以0.06和0.10 °C/yr的速率增强。

### 3.2 太湖湖泊热浪期间溶解氧变化

研究利用国家生态科学数据中心提供的太湖逐月水质数据, 探讨了湖泊热浪期间溶解氧的空间变化规律。具体方法是: 若某月出现湖泊热浪, 则将其归类为湖泊热浪条件; 反之, 若该月未出现湖泊热浪, 则归类为正常条件。随后将湖泊热浪期间的溶解氧浓度减去正常条件下的溶解氧浓度, 并进行插值处理, 从而得到湖泊热浪期间溶解氧变化的空间分布。研究之所以采用逐月数据, 是因为其观测站点更密集, 同时为了规避随机性, 我们使用中国环境监测总站提供的太湖站观测数据进行验证, 其观测频率为4小时观测一次。观测结果(图2A和B)与太湖逐月水质数据结果一致。春季(3–5月), 湖泊热浪导致太湖东北部溶解氧下降, 而西部出现上升(见图2A五月数据)。夏季(尤其是8月)湖泊热浪期间, 太湖溶解

氧相较于正常条件显著上升,西北部与东南部区域增幅尤为明显,达1.2–2.0 mg/L。尽管湖泊热浪期间溶解氧上升现象看似反常,但已有研究表明该现象在富营养化湖泊或温暖区域湖泊中并不罕见(Jane等, 2021; Zhang等, 2025),而富营养化的太湖正好位于温暖的亚热带地区。秋季时,湖泊热浪对溶解氧的影响较不显著:太湖北部略有下降,南部则小幅上升,差异均小于0.4 mg/L。冬季湖泊热浪期间溶解氧普遍下降,降幅自西北向东南递增。东南区域降幅最为显著,降幅为1.6–2.0 mg/L。

中国环境监测总站的太湖水质数据同样表明,夏季太湖水体在湖泊热浪期间的溶解氧浓度普遍高于正常状态(图2C),平均增加0.57 mg/L。值得注意的是,仅有一次观测记录显示湖泊热浪期间溶解氧下降,降幅为1.42 mg/L。我们于2024年8月在太湖进行的实地观测结果(见附图S4)同样验证了上述现象,溶解氧随着水温的升高而上升。在春季和冬季的湖泊热浪期间,太湖溶解氧相较于正常状态(无热浪情形)出现下降,平均降幅分别为0.82和0.74 mg/L。秋季,湖泊热浪对溶解氧的影响比较复杂:3起事件中溶解氧浓度上升,平均增幅为0.81 mg/L;6起事件中浓度下降,平均降幅为0.67 mg/L。

### 3.3 模型性能评估

研究采用多种机器学习模型用于构建溶解氧模型,且使用5折交叉验证进行调优并进行性能评估。为确保性能评估的稳健性,应用了GridSearchCV方法进行调参。总样本量包含全年采集的36832个样本,其中夏季样本7928个,冬季样本10677个,训练集占80%,测试集占20%。预测变量溶解氧与各影响因素之间的相关矩阵如附图S5所示。

各模型的性能指标汇总于附表S2。在所有评估指标中,RF模型在全年数据集和冬季数据集中均持续优于其他模型,ET模型在夏季数据集中表现更佳。模型整体性能从高到低排列为:RF、ET、XGBoost、GBDT。从不同季节的模型性能进行比较,从高到低排列为:冬季模型、全年模型、夏季模型。

实际观测值与RF模型( $RF_{year}$ 、 $RF_{summer}$ 、 $RF_{winter}$ )、ET模型( $ET_{year}$ 、 $ET_{summer}$ 、 $ET_{winter}$ )、GBDT模型( $GBDT_{year}$ 、 $GBDT_{summer}$ 和 $GBDT_{winter}$ )及XGBoost模型( $XGBoost_{year}$ 、 $XGBoost_{summer}$ 和 $XGBoost_{winter}$ )的溶解氧预测值对比见附图S6。各模型在低浓度区间普遍高估溶解氧浓度,高浓度区间则低估,中浓度区间预测精度最高。值得注意的是,不同季节的预测精度存在差异。全年模型在溶解氧浓度介于8–12 mg/L时表现最佳,相关系数R值范围为0.85–0.89,均方误差MSE范围在0.82–1.12 mg/L

之间。冬季模型在溶解氧浓度11–13 mg/L区间预测最精准,R为0.83–0.91,MSE为0.18–0.32 mg/L。夏季模型在溶解氧浓度处于7–9 mg/L区间时表现良好,R为0.66–0.71,MSE为1.46–1.64 mg/L。

### 3.4 SHAP对不同季节溶解氧模型的解释

Zhang等(2025)的研究指出,水温升高通常会导致溶解氧饱和度下降,理论上这会导致溶解氧浓度随之降低。这种关系在冬季湖泊热浪期间表现得尤为明显,此时溶解氧浓度随水温升高而降低。然而夏季却出现反常的现象:湖泊热浪期间的湖泊溶解氧浓度普遍超过正常条件下的浓度,这表明在夏季湖泊热浪期间,存在某种机制能抵消甚至超越由于水温升高导致溶解氧溶解度降低的负面影响。这些结果表明了研究水温与其他影响因素(如氨氮、总磷和总氮)的协同作用对溶解氧影响的必要性。理解这些相互作用至关重要,因为在湖泊生态系统中,这些相互作用可能会增强或减弱水温上升对溶解氧的影响。

研究一共构建了12个机器学习模型,包括全年、夏季和冬季3个时段,且涵盖了RF、ET、XGBoost、GBDT这4类模型,模型性能评估结果见附图S6和附表S2,后续采用SHAP方法对最优机器学习模型进行解释,通过SHAP生成单次预测的特征贡献值,揭示各影响因素的影响程度,并解析模型在不同季节的行为特征。

全年模型中,影响因素的整体重要性如图3A所示,水温以1.27的全局SHAP值成为影响最显著的变量,其次为氨氮、浊度、藻密度、总氮、总磷及叶绿素a,因此水温发挥着主导作用。单个变量的局部SHAP值(图3B)进一步表明:水温对溶解氧呈负面影响,而藻密度和总氮呈积极影响。该分析为理解溶解氧的季节动态奠定基础,具体而言,当冬季水温最低时,由于其负面效应导致溶解氧升高;因此夏季水温最高时,溶解氧相应最低。这种季节性波动驱动了溶解氧的季节变化特征。如图3C和D所示,水温与溶解氧总体呈抛物线关系,并在约30 °C处存在拐点。当水温低于该阈值时,水温升高导致溶解氧下降。但当水温接近30 °C时,抛物线斜率减小,表明溶解氧对水温的敏感性在临界点附近减弱。水温超过30 °C后,溶解氧的敏感性再次增强,而当水温超过35 °C时,水温上升反而导致溶解氧增加。与水温相比,氨氮对溶解氧的影响就小了很多,全局SHAP值为0.27,进一步从局部可解释性进行分析,结果显示氨氮与溶解氧呈负相关,即氨氮浓度较低时对溶解氧升高具有正面影响。

在夏季模型中,附图S7A展示了预测变量对溶解氧的全局影响。氨氮是影响最显著的预测变量,其全局

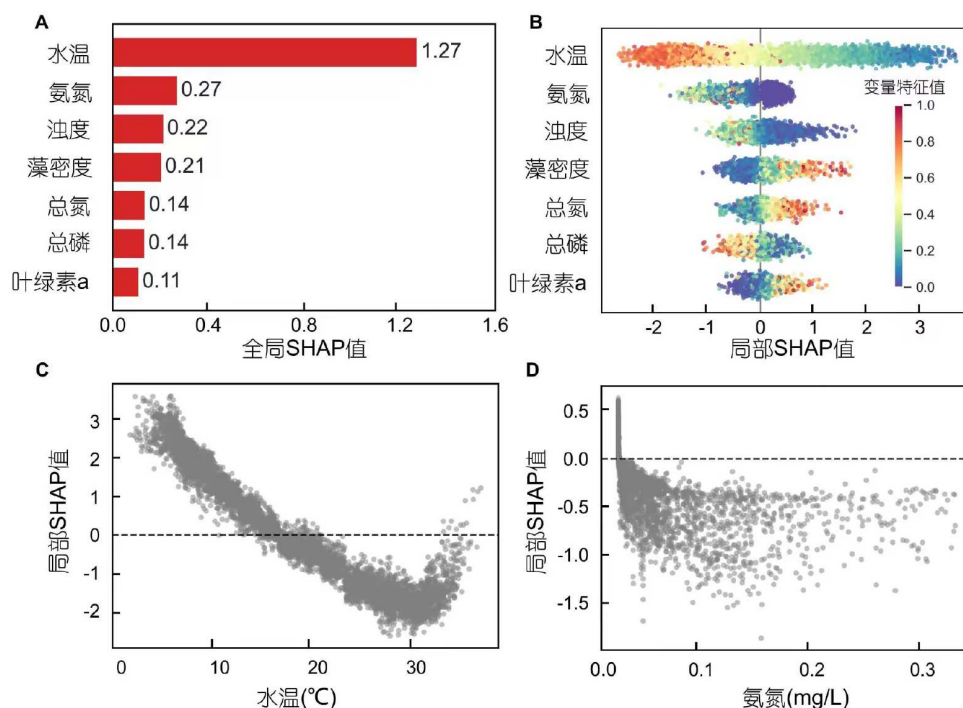


图3 使用SHAP来解释全年模型中各影响因子对溶解氧的全局与局部影响。(A) 各影响因子对溶解氧的全局影响；(B) 各影响因子对溶解氧的局部影响；(C), (D)分别分析全年模型中水温和氨氮对溶解氧的具体影响

SHAP值达0.46,而后依次为藻密度、浊度、总磷、水温、叶绿素a和总氮。局部SHAP值表明(附图S7B):氨氮和浊度对溶解氧产生显著负面影响,而藻密度则具有积极影响。以上分析结果揭示了夏季溶解氧的内在动态机制,强调氨氮是关键决定因素——其参与硝化作用时会消耗溶解氧(Zheng等, 2004)。相反,藻密度呈现正向效应:藻密度升高意味着更强的光合作用活性,从而增加氧气产量提升溶解氧浓度。浊度的负面影响与叶绿素a的正面影响可解释为:浊度升高会降低光透射率并抑制光合作用(Gameiro等, 2011),导致溶解氧下降;叶绿素a浓度反映了浮游藻类光合能力(He等, 2022),浓度升高意味着更活跃的光合作用,从而增强水体产氧能力。

如附图S7C和D所示,水温与溶解氧预测值呈现单向抛物线趋势。当水温低于30 °C时,随着水温升高,溶解氧对水温的敏感性逐渐降低,表明其响应趋于稳定。当水温超过30 °C后,随着水温升高,溶解氧对水温的敏感性增强,表明高温条件(尤其夏季湖泊热浪期间)有助于溶解氧上升,这与观测结果吻合。氨氮对溶解氧整体呈负相关(如附图S7D所示),但其负面影响存在局部差异:在氨氮浓度较低时,溶解氧会出现正向变化,表明两者关系更为复杂,可能存在特定浓度阈值引发的交互作用,这一交互作用会在后面部分进行进一步解释。上述结果凸显了水温与氨氮对溶解氧的差异化影响:水温呈现非

线性特征,而氨氮则主要对溶解氧产生抑制作用。在夏季,氨氮和浊度都对溶解氧影响比较显著,因此它们的波动驱动着溶解氧变化,氨氮与浊度升高会导致氧气消耗增加,而藻密度与叶绿素a则促进氧生成,这一认知为夏季溶解氧调控机制提供了重要启示。

在冬季模型(图S8A)中,水温再次成为主导影响因素,其全局SHAP值为0.47。之后依次为藻密度、总氮、浊度、氨氮、叶绿素a及总磷。局部SHAP值显示水温对溶解氧产生显著负向影响,而藻密度和总氮则呈正向贡献(如附图S8B),该分析强调了水温在塑造冬季溶解氧动态中的关键作用。水温升高使得溶解氧饱和度下降,浓度也随之降低。藻密度与总氮升高表明光合作用增强及营养物质富集,为浮游植物与藻类生长提供了有利条件,从而促进产氧并提升溶解氧浓度。

水温-溶解氧关系呈单向抛物线模式(如附图S8C所示):随着水温上升,溶解氧下降,但斜率递减,表明溶解氧对后续升温的敏感性降低。这一趋势结合太湖冬季湖泊热浪期间观测到的溶解氧下降现象,揭示了在冬季湖泊热浪期间,水温驱动的溶解氧饱和度降低是其浓度降低的关键机制。虽然氨氮同样影响冬季溶解氧,但其总体效应较弱(全局SHAP值为0.08)。附图S8D显示氨氮虽普遍与溶解氧呈负相关,在较低浓度下,氨氮对溶解氧具有积极影响,表明冬季氨氮对溶解氧的作用可能取

决于特定浓度阈值。

3.5 湖泊热浪期间溶解氧变化的机制

为揭示湖泊热浪期间溶解氧变化的机制，本研究重点分析了夏季和冬季的溶解氧模型，以识别对溶解氧影响最显著的影响因子。先从模型中筛选出对溶解氧影响最强的两个参数，若水温位列前两位则排除水温，按序选择次显著参数，以探究水温与这些因子的协同作用对溶解氧的影响。在夏季，氨氮和浊度为最重要的影响因子；而冬季则是总氮和藻密度。

夏季氨氮浓度与水温呈现显著负相关(如图4A)，随着水温升高，氨氮浓度显著下降，这种下降可能归因于水温上升导致氨氮挥发速率提高(Liu等，2020b)。Zheng等(2004)在构建水质模型时指出，硝化作用(氨氮转化为硝态氮)需消耗溶解氧，这一过程是溶解氧的主要消耗；Wu等(2019)在太湖研究水温对氨氧化细菌(AOB)硝化作用的影响时发现，AOB丰度在20℃时达到峰值，而更高

水温(42℃)会抑制其生长。因此夏季湖泊热浪期间水温显著升高可能会抑制硝化作用并降低溶解氧消耗。SHAP分析表明氨氮减少对溶解氧增加具有正向贡献的结论与上述机制相吻合。

类似地，夏季水温与浊度也呈显著负相关(见图4B)。研究表明，水体悬浮物增加(即浊度升高)会阻隔光线穿透水体，从而降低藻类光合作用效率，进而减少溶解氧的来源(Takamura等，2003；Teng等，2007)。SHAP的分析结果同样表明浊度降低可提升溶解氧浓度，与上述研究结论具有一致性。

综合上述发现，夏季湖泊热浪期间溶解氧浓度呈现上升趋势的现象得到了合理的解释。为进一步探究此现象，我们使用观测结果分析了2021年7月12–16日太湖湖泊热浪期间水温与氨氮以及水温与浊度的协同变化(图4C、D)，并与正常条件(湖泊热浪前10天：7月2–11日，后10天：7月17–26日)进行对比。结果表明，除受到水温上升的影响外，水温与氨氮以及水温与浊度的协同作用

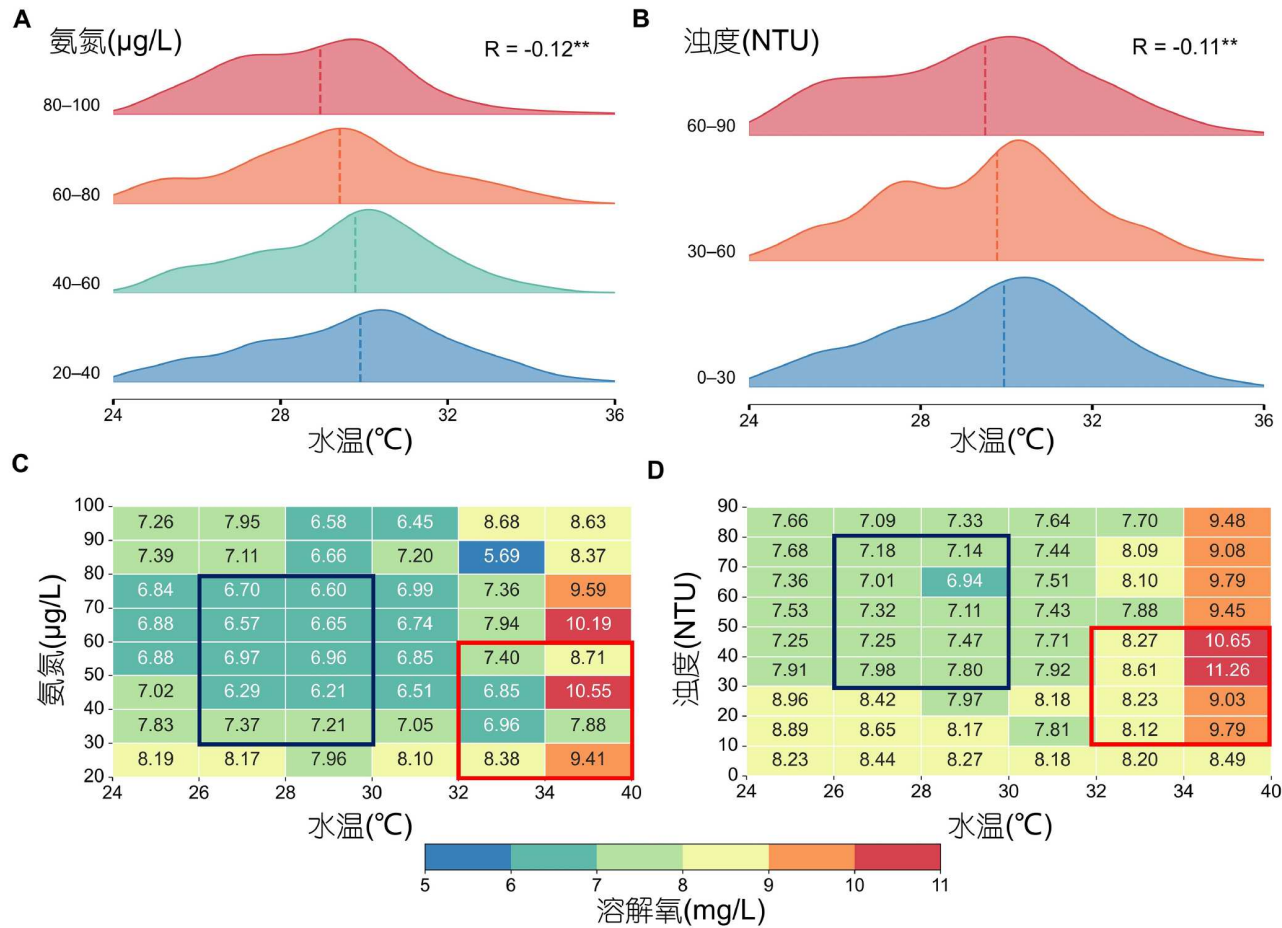


图4 夏季太湖水温升高时，氨氮(A)和浊度(B)作出的响应，即不同水温范围内氨氮和浊度的概率密度分布。虚线表示中位数值。相关系数 $R$ 旁的符号“\*”和“\*\*”分别表示90%和95%置信水平下的显著性。不同水温范围与氨氮浓度范围下与溶解氧的对应关系(C)，以及不同水温范围与浊度范围下与溶解氧的对应关系(D)，其中图中红色框表示湖泊热浪条件下的溶解氧浓度，蓝色框表示正常条件的溶解氧浓度

也对溶解氧升高起到了推动作用。

在冬季期间，总氮和藻密度是除水温外对溶解氧影响最显著的因子。如图5A所示，随着水温升高，总氮含量显著下降。这种减少可能归因于水温升高引发的生物过程增强，导致营养物质消耗增加。SHAP分析进一步表明，总氮的减少对溶解氧产生负面影响，这可能是由于总氮作为浮游植物的营养源，氮可用性的降低会限制浮游植物的光合作用，进而减少溶解氧产量。类似地，如图5B所示，冬季水温与藻密度存在显著负相关。SHAP分析也同样表明，藻密度降低与溶解氧下降紧密相关，这可能是因为浮游植物数量减少从而阻碍了光合作用产氧。

尽管总氮和藻密度发挥着重要作用，水温仍是影响冬季溶解氧的最主要因素。水温与溶解氧饱和度的关系呈抛物线轨迹：低温时溶解氧饱和度随水温上升急剧下降，随后在水温持续升高时趋于稳定。由于冬季的季节特性，水温本就处在一个低值范围，即使水温小幅上升，也可能导致溶解氧的显著下降。

以上结果解释了冬季湖泊热浪期间溶解氧下降的影响机制，为深入探究，我们选取2023年12月8–15日太湖湖泊热浪期间的水温、总氮和氨氮变量，并与正常情况(11月28日至12月7日及12月16–25日)进行对比(图5C–D)。结果表明，湖泊热浪期间除水温升高外，总氮和藻密度均呈下降趋势，它们的共同作用导致溶解氧浓度发生变化。

4 讨论

研究结果表明，从长期趋势来看，太湖水温呈上升趋势而溶解氧呈下降趋势。2000–2022年间太湖湖泊热浪在全年各季节均呈现不同程度的显著上升阶段，包括持续时间增加、平均强度和最大强度增强。湖泊水温升高将影响整个水生系统的物理化学特性(Woolway等, 2020)。之前有研究预测中国湖泊变暖趋势将延续至21世纪，同时湖泊热浪的强度会更强，持续时间也会更加持久(Wang X等, 2023)。

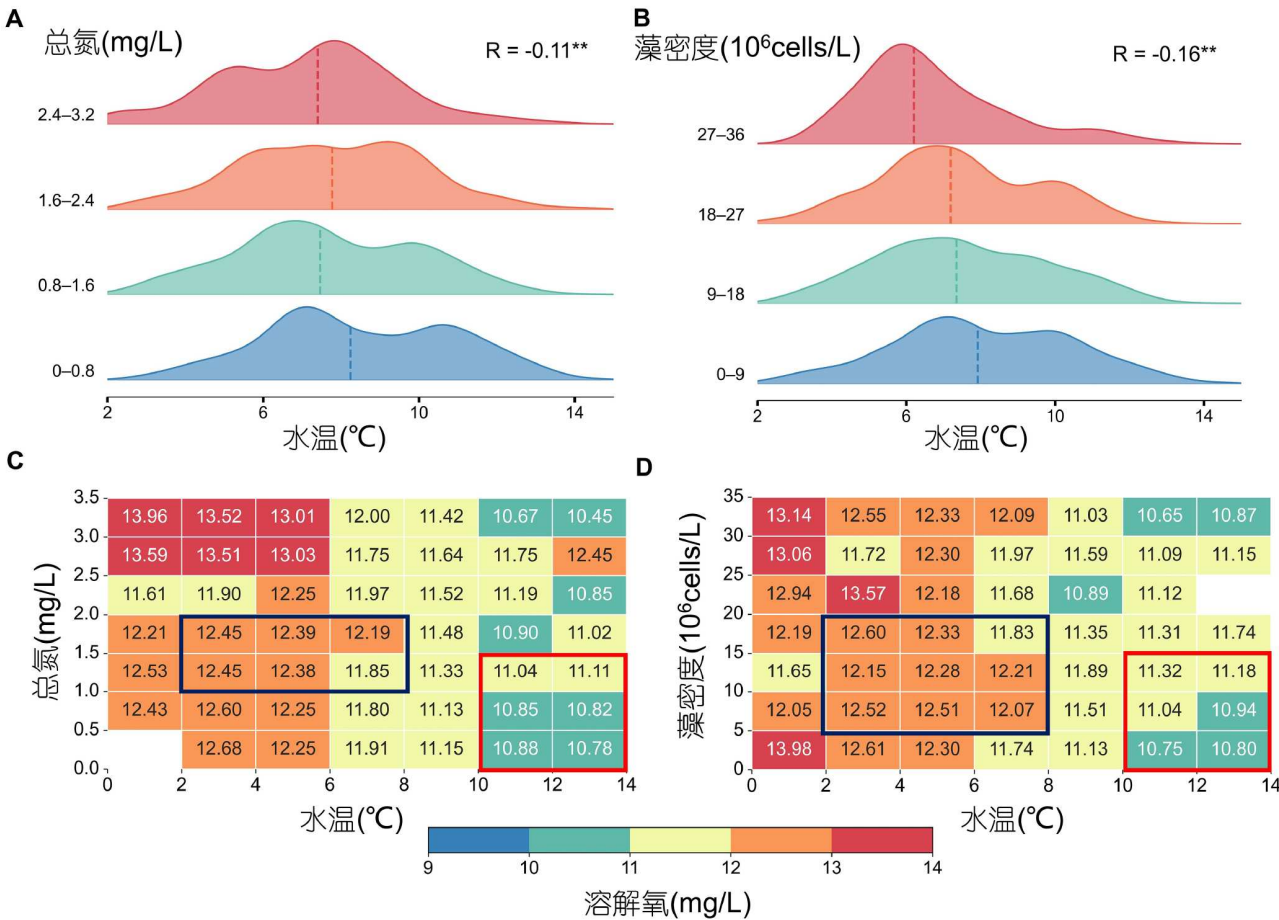


图5 冬季太湖水温升高时，总氮(A)和藻密度(B)作出的响应，即不同水温范围内总氮和藻密度的概率密度分布。虚线表示中位数数值。相关系数 $R$ 旁的符号“\*”和“\*\*”分别表示90%和95%置信水平下的显著性。不同水温范围与总氮浓度范围下与溶解氧的对应关系(C)，以及不同水温范围与藻密度范围下与溶解氧的对应关系(D)，其中图中红色框表示湖泊热浪条件下的溶解氧浓度，蓝色框表示正常条件的溶解氧浓度

通常我们认为湖泊缺氧是由于水温升高所致(Jane等, 2021; Jansen等, 2024)。通过比较湖泊热浪条件下与正常条件的溶解氧浓度, 结果显示春季和冬季湖泊热浪期间的溶解氧低于正常条件, 这符合预期。然而在夏季湖泊热浪期间出现反常现象: 湖泊热浪条件下的溶解氧浓度反而高于正常条件。实际上这种现象在富营养化湖泊或温暖区域湖泊中并不罕见(Jane等, 2021; Zhang等, 2025)。其成因在于富营养化与升温的交互作用, 导致产氧速率超过耗氧速率, 使溶解氧浓度过饱和, 尽管气体溶解度会随着水温升高而降低, 但溶解氧浓度依然可以持续上升(Breitburg等, 2018; Jane等, 2021; Blaszcak等, 2023)。

为解释上述现象, 我们针对太湖构建了12个溶解氧

模型, 分别采用4种机器学习算法覆盖全年、夏季和冬季时段, 并评估其性能。全年模型、夏季模型和冬季模型中表现最佳的分别是 $RF_{year}$ 、 $ET_{summer}$ 和 $RF_{winter}$ 。为厘清各影响因子对溶解氧的影响, 我们采用了SHAP方法。分析表明夏季溶解氧的主要影响因子为氨氮和浊度, 且均为负面影响; 冬季SHAP分析结果显示, 水温对溶解氧具有主要的负面影响, 而总氮和藻密度则呈次要的正向影响。尽管此结论基于统计方法, 但Zheng等(2004)的早期研究已证实: 在将氨氮转化为硝酸盐的硝化作用过程中消耗溶解氧。SHAP分析揭示的浊度对溶解氧的负面效应在既往研究中亦有佐证——高浊度值会物理性阻隔光线穿透水体, 从而抑制藻类光合作用并削弱溶解氧来源(Takamura等, 2003; Teng等, 2007)。

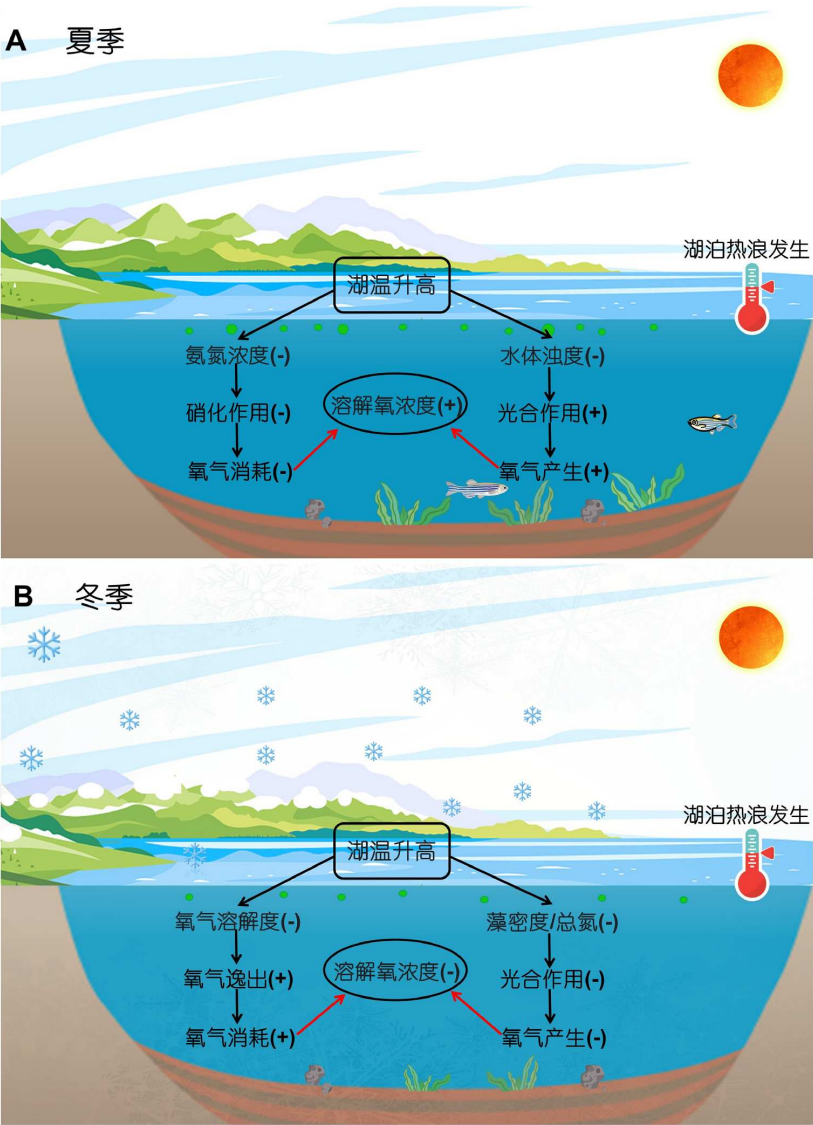


图6 夏季(A)和冬季(B)湖泊热浪期间的生态反馈调节示意图。过程名称后标注的符号“+”表示该过程在湖泊热浪期间可能被促进, 而符号“-”则表示被抑制

此外，我们通过对比湖泊热浪期间与正常条件的溶解氧变化，来分析湖泊热浪对溶解氧的影响，结果表明夏季湖泊热浪期间溶解氧增加，冬季湖泊热浪期间减少。具体而言，冬季湖泊热浪导致溶解氧降低主要因为水温升高会降低溶解氧饱和度。此外，水温升高与其他关键因素(例如总氮和藻密度)的协同作用进一步加剧了溶解氧的下降。夏季湖泊热浪期间溶解氧升高主要归因于氨氮和浊度的影响。尽管湖泊热浪通常会降低溶解氧饱和度，但夏季处于高值的水温限制了这种影响。湖泊热浪期间氨氮和浊度减少在降低溶解氧消耗的同时还会增加光合作用产氧，最终导致溶解氧增加。综上，我们在图6中提出一个概念性框架，来详细说明夏季和冬季湖泊热浪对溶解氧的影响机制。

然而我们的研究也存在部分局限：由于水质数据获取受限(仅太湖站点数据较为丰富，这也反映湖泊监测频率亟待提高)，在分析湖泊热浪期间溶解氧变化的空间分布及计算长期趋势时，我们参照Jane等(2021)的研究方法，采用月度数据(使用每年8月数据计算)。此外，太湖位于中国经济、工业发达的东部沿海地区，无法排除包括生活用水及污水排放在内的人为影响。近年来，中国政府投入大量资源进行湖泊修复，太湖生态环境显著改善，这些人为影响也无法完全排除。此外，风力混合等自然过程可增强水气交换，水文流入也可能改变湖泊的热力与溶解氧的动态变化。此类自然因素无法被我们的机器学习模型完全捕捉，消除这些外部因素的干扰仍是未来研究的重要方向。

## 5 结论

本研究采用国家生态科学数据中心提供的2000–2019年太湖观测数据、中国环境监测总站发布的2014–2024年国家地表水实时水质数据，以及国家青藏高原科学数据中心提供的1950–2022年水温数据集，对湖泊溶解氧变化进行分析。通过机器学习和SHAP方法揭示了溶解氧变化的机制。研究结论如下：(1) 1980–2022年水温以每十年增加0.2 °C速率显著上升。2000–2023年间溶解氧以每十年减少0.43 mg/L的速度显著下降。太湖夏季湖泊热浪的强度与持续时间均呈上升趋势，夏季湖泊热浪期间溶解氧普遍高于非湖泊热浪期间的浓度(即正常状态)，而春秋冬季则低于正常水平。(2) 机器学习模型与SHAP分析表明，夏季湖泊热浪期间溶解氧增加的原因在于：水温升高导致溶解氧的两大关键影响因子——氨氮和浊度下降。氨氮的降低抑制了耗氧的硝化作用，而浊度降低则促进了产氧的光合作用。(3) 冬季湖泊热浪导致溶解氧下降的原因在于：水温是控制溶解氧的主要因子，湖泊热

浪期间水温升高会显著降低气体溶解度。

这些发现揭示了水温、水质波动，以及湖泊热浪之间错综复杂的相互作用，共同影响着太湖溶解氧水平。未来研究应持续探索气候因素与湖泊响应的多维关系，重点开发能应对气候变化挑战的适应性管理策略。具体而言，本研究结果提示湖泊管理应采取季节化措施：(1) 夏季湖泊热浪期间通常伴随溶解氧升高，应优先控制藻华及营养物质输入以预防次生缺氧；(2) 冬季湖泊热浪导致溶解氧显著下降时，需强化实时监测与预警系统，必要时实施紧急增氧或水文调控以降低水生生态系统风险；(3) 长期层面应持续推进营养物质削减与流域污染治理，同时构建高频率季节性监测网络，以应对气候变化背景下日益频繁且强烈的湖泊热浪。

**致谢** 感谢国家青藏高原科学数据中心提供中国区域湖泊水面温度数据集，国家生态科学数据中心提供太湖实地水质观测数据，以及中国环境监测总站提供国家地表水实时水质数据，在此一并致谢。

**补充材料** 补充材料为作者提供的原始数据，作者对其学术质量和内容负责，详见网络版(<http://earthcn.scichina.com>)。

## 参考文献

- 丁磊, 黄建平, 李昶豫, 等. 2022. 气候变化下陆地产氧量变化. 中国科学: 地球科学, 52: 2166–2180
- 秦伯强, 高光, 朱广伟, 等. 2013. 湖泊富营养化及其生态系统响应. 科学通报, 58: 855–864
- Akiya N, Savage P E. 2002. Roles of water for chemical reactions in high-temperature water. *Chem Rev*, 102: 2725–2750
- Ali B, Anushka, Mishra A. 2022. Effects of dissolved oxygen concentration on freshwater fish: A review. *Int J Fish Aquat Stud*, 10: 113–127
- Anderson E J, Stow C A, Gronewold A D, et al. 2021. Seasonal overturn and stratification changes drive deep-water warming in one of Earth's largest lakes. *Nat Commun*, 12: 1688
- Blaszczyk J R, Koenig L E, Mejia F H, et al. 2023. Extent, patterns, and drivers of hypoxia in the world's streams and rivers. *Limnol Oceanogr Lett*, 8: 453–463
- Breitbart D, Levin L A, Oschlies A, et al. 2018. Declining oxygen in the global ocean and coastal waters. *Science*, 359: eaam7240
- Cai W, Zhang C, Zhang S, et al. 2022. The 2022 China report of the Lancet Countdown on health and climate change: Leveraging climate actions for healthy ageing. *Lancet Public Health*, 7: e1073–e1090
- Chi L, Song X, Yuan Y, et al. 2020. Main factors dominating the development, formation and dissipation of hypoxia off the Changjiang Estuary (CE) and its adjacent waters, China. *Environ Pollut*, 265: 115066
- Dokulil M T, de Eyto E, Maberly S C, et al. 2021. Increasing maximum lake surface temperature under climate change. *Clim Change*, 165: 56
- Downing J A, Prairie Y T, Cole J J, et al. 2006. The global abundance and size distribution of lakes, ponds, and impoundments. *Limnol Oceanogr*, 51: 2388–2397
- Gameiro C, Zwolinski J, Brotas V. 2011. Light control on phytoplankton production in a shallow and turbid estuarine system. *Hydrobiologia*, 669:

- 249–263
- Guo H, Huang J J, Zhu X, et al. 2021. A generalized machine learning approach for dissolved oxygen estimation at multiple spatiotemporal scales using remote sensing. *Environ Pollut*, 288: 117734
- He Y, Wang X, Xu F. 2022. How reliable is chlorophyll-*a* as algae proxy in lake environments? New insights from the perspective of *n*-alkanes. *Sci Total Environ*, 836: 155700
- Ho J C, Michalak A M, Pahlevan N. 2019. Widespread global increase in intense lake phytoplankton blooms since the 1980s. *Nature*, 574: 667–670
- Ho L T, Goethals P L M. 2019. Opportunities and challenges for the sustainability of lakes and reservoirs in relation to the sustainable development goals (SDGs). *Water*, 11: 1462
- Hobday A J, Alexander L V, Perkins S E, et al. 2016. A hierarchical approach to defining marine heatwaves. *Prog Oceanogr*, 141: 227–238
- Huang J, Huang J, Liu X, et al. 2018. The global oxygen budget and its future projection. *Sci Bull*, 63: 1180–1186
- Jane S F, Hansen G J A, Kraemer B M, et al. 2021. Widespread deoxygenation of temperate lakes. *Nature*, 594: 66–70
- Jansen J, Simpson G L, Weyhenmeyer G A, et al. 2024. Climate-driven deoxygenation of northern lakes. *Nat Clim Chang*, 14: 832–838
- Jin S, Yu J, Chen X, et al. 2025. Collaborative governance of transboundary water pollution in the Lake Victoria basin based on the gray water footprint and remote sensing. *ACS EST Water*, 5: 3530–3532
- Kiwanuka M, Oyege I, Balaji Bhaskar M S. 2025. Spatial and temporal dynamics of water quality in Lake Okeechobee using remote sensing and its impact on environmental health. *Remote Sens*, 17: 3197
- Kosten S, Huszar V L M, Bécares E, et al. 2012. Warmer climates boost cyanobacterial dominance in shallow lakes. *Glob Change Biol*, 18: 118–126
- Li C, Huang J, Ding L, et al. 2020. Increasing escape of oxygen from oceans under climate change. *Geophys Res Lett*, 47: e2019GL086345
- Li C, Huang J, Liu X, et al. 2024. The ocean losing its breath under the heatwaves. *Nat Commun*, 15: 6840
- Liang C, Yuan J, Tang X, et al. 2024. The influence of humid heat on morbidity of megacity Shanghai in China. *Environ Int*, 183: 108424
- Liang X, Wang B, Gao D, et al. 2022. Nitrification regulates the spatiotemporal variability of N<sub>2</sub>O emissions in a eutrophic lake. *Environ Sci Technol*, 56: 17430–17442
- Liu X, Huang J, Huang J, et al. 2020a. Estimation of gridded atmospheric oxygen consumption from 1975 to 2018. *J Meteorol Res*, 34: 646–658
- Liu X, Chen L, Hua Z, et al. 2020b. Comparing ammonia volatilization between conventional and slow-release nitrogen fertilizers in paddy fields in the Taihu Lake region. *Environ Sci Pollut Res*, 27: 8386–8394
- Messenger M L, Lehner B, Grill G, et al. 2016. Estimating the volume and age of water stored in global lakes using a geo-statistical approach. *Nat Commun*, 7: 13603
- Paerl H W, Huisman J. 2008. Blooms like it hot. *Science*, 320: 57–58
- Perkins S E, Alexander L V. 2013. On the measurement of heat waves. *J Clim*, 26: 4500–4517
- Plisnier P D, Cocquyt C, Cornet Y, et al. 2023. Phytoplankton blooms and fish kills in Lake Tanganyika related to upwelling and the limnological cycle. *J Great Lakes Res*, 49: 102247
- Qi T, Xiao Q, Cao Z, et al. 2020. Satellite estimation of dissolved carbon dioxide concentrations in China's Lake Taihu. *Environ Sci Technol*, 54: 13709–13718
- Qin B, Paerl H W, Brookes J D, et al. 2019. Why Lake Taihu continues to be plagued with cyanobacterial blooms through 10 years (2007–2017) efforts. *Sci Bull*, 64: 354–356
- Schallenberg M, de Winton M D, Verburg P, et al. 2013. Ecosystem services of lakes. In: Dymond J R, ed. *Ecosystem Services in New Zealand: Conditions and Trends*. Lincoln: Manaaki Whenua Press. 203–225
- Schindler D E. 2017. Warmer climate squeezes aquatic predators out of their preferred habitat. *Proc Natl Acad Sci USA*, 114: 9764–9765
- Shapley L S. 1953. A value for *n*-person games. In: Kuhn H W, Tucker A W, eds. *Contribution to the Theory of Games, Volume II*. Princeton: Princeton University Press
- Takamura N, Kadono Y, Fukushima M, et al. 2003. Effects of aquatic macrophytes on water quality and phytoplankton communities in shallow lakes. *Ecol Res*, 18: 381–395
- Teng W, Guoxiang W, Qiang L. 2007. Effects of water turbidity on the photosynthetic characteristics of *Myriophyllum spicatum* L. *Asian J Plant Sci*, 6: 773–780
- Wang C, Zheng J, Lin W, et al. 2023. Unprecedented heatwave in western North America during late June of 2021: Roles of atmospheric circulation and global warming. *Adv Atmos Sci*, 40: 14–28
- Wang S, He Y, Hu S, et al. 2022. Enhanced warming in global dryland lakes and its drivers. *Remote Sens*, 14: 86
- Wang W, Shi K, Wang X, et al. 2024. The impact of extreme heat on lake warming in China. *Nat Commun*, 15: 70
- Wang X, Shi K, Zhang Y, et al. 2023. Climate change drives rapid warming and increasing heatwaves of lakes. *Sci Bull*, 68(14): 1574–1584
- Woolway R I, Kraemer B M, Lenters J D, et al. 2020. Global lake responses to climate change. *Nat Rev Earth Environ*, 1: 388–403
- Woolway R I, Anderson E J, Albergel C. 2021a. Rapidly expanding lake heatwaves under climate change. *Environ Res Lett*, 16: 094013
- Woolway R I, Jennings E, Shatwell T, et al. 2021b. Lake heatwaves under climate change. *Nature*, 589: 402–407
- Wu L, Han C, Zhu G, et al. 2019. Responses of active ammonia oxidizers and nitrification activity in eutrophic lake sediments to nitrogen and temperature. *Appl Environ Microbiol*, 85: e00258-19
- Xiao Q, Duan H, Qin B, et al. 2022. Eutrophication and temperature drive large variability in carbon dioxide from China's Lake Taihu. *Limnol Oceanogr*, 67: 379–391
- Yao Y, Wang C. 2022. Marine heatwaves and cold-spells in global coral reef zones. *Prog Oceanogr*, 209: 102920
- Yvon-Durocher G, Jones J I, Trimmer M, et al. 2010. Warming alters the metabolic balance of ecosystems. *Phil Trans R Soc B*, 365: 2117–2126
- Zhang S, Zhang C, Cai W, et al. 2023. The 2023 China report of the Lancet Countdown on health and climate change: Taking stock for a thriving future. *Lancet Public Health*, 8: e978–e995
- Zhang Y, Wu Z, Liu M, et al. 2015. Dissolved oxygen stratification and response to thermal structure and long-term climate change in a large and deep subtropical reservoir (Lake Qiandaohu, China). *Water Res*, 75: 249–258
- Zhang Y, Qin B, Zhu G, et al. 2018. Profound changes in the physical environment of Lake Taihu from 25 years of long-term observations: Implications for algal bloom outbreaks and aquatic macrophyte loss. *Water Resour Res*, 54: 4319–4331
- Zhang Y, Shi K, Woolway R I, et al. 2025. Climate warming and heatwaves accelerate global lake deoxygenation. *Sci Adv*, 11: eadt5369–10
- Zhang Z, Zhang M, Cao C, et al. 2020. A dataset of microclimate and radiation and energy fluxes from the Lake Taihu eddy flux network. *Earth Syst Sci Data*, 12: 2635–2645
- Zheng J, Wang C. 2019. Hot summers in the Northern Hemisphere. *Geophys Res Lett*, 46: 10891–10900
- Zheng L, Chen C, Zhang F Y. 2004. Development of water quality model in the Satilla River Estuary, Georgia. *Ecol Model*, 178: 457–482
- Zhi W, Klingler C, Liu J, et al. 2023. Widespread deoxygenation in warming rivers. *Nat Clim Chang*, 13: 1105–1113

(责任编辑: 赵传峰)