J. Lake Sci.(湖泊科学),2027,39(2):000-000
DOI: 10.18307/2027.0220
©2027 by *Journal of Lake Sciences*

热浪事件对浅水湖泊 CO_2 产生和排放的影响：基于中宇宙实验*

刘霖蔚[1,2],唐浩然[2,3],赵星辰[2],肖启涛[2,4**],庄新凤[2,3,4],王 锦[2,5],卿正烨[2,3,4],邓建明[2,4],Hyunbin Jo[6]

(1：南京信息工程大学生态与应用气象学院，南京 210044)

(2：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)

(3：中国科学院大学，北京 100049)

(4：中国科学院大学南京学院，南京 211135)

(5：南京师范大学地理科学学院，南京 210023)

(6：韩国东明大学伴侣动物学院伴侣动物保健学科，釜山 48520)

摘　要：全球变暖背景下，极端高温事件频发且强度加剧，湖泊热浪作为其典型代表，可在短时间内改变浅水湖泊 CO_2 的产生与排放，进而影响湖泊生态系统 CO_2 收支估算的准确性。为探究短期热浪对浅水湖泊 CO_2 产生和排放的影响，探讨其响应特征及相关影响因素，本研究依托太湖东山站“智慧湖泊”中宇宙模拟系统开展实验，设置热浪组（+8 ℃）与对照组（大气温度）。基于不同时期（热浪前—热浪中—热浪后）的观测，分析表层水体与沉积物孔隙水 pCO_2 变化特征及其影响因素。结果表明，热浪期间两组水体 pCO_2 均上升，但热浪组增幅更大，均值为（860±54）860±54 μatm，高于对照组(均值(606±37) μatm)。同时，试验结果表明热浪胁迫可显著增加水–气界面 CO_2 排放通量，热浪组 CO_2 排放通量均值为(31.2±3.1) mmol/(m^2·d)，显著高于对照组（(19.2 ± 5.0) mmol/(m^2·d)）。相比之下，热浪期间热浪组沉积物–水界面 CO_2 排放通量较小，仅为(1.3±0.2) mmol/(m^2·d)，表明沉积物 CO_2 产生和排放并非热浪驱动下水-气界面 CO_2 排放升高的主导来源。偏相关分析表明，在控制水温影响后，热浪组表层水体 pCO_2 与各水质因子的均无显著相关性，表明试验中环境因子对 pCO_2 作用效应可能受水温调控影响。综上，冬季短期热浪事件可显著改变浅水湖泊水体–沉积物系统 CO_2 动态变化特征，但上述响应背后的生物代谢过程与物理化学驱动机制仍需进一步探讨。

关键词：浅水湖泊；高温热浪；中宇宙模拟实验；二氧化碳通量；二氧化碳分压

Impacts of heatwave events on CO_2 production and emission in shallow lakes: a mesocosm study*

Liu Linwei[1,2],Tang Haoran[2,3], Zhao,Xingchen[2], XiaoQitao[2,*], Zhuang Xinfeng[2,3,4], Wang Jin[2,5], Qing Zhengye[2,3,4], Deng Jianming[2,4] & Hyunbin Jo[6]

(1: *School of Ecology and Applied Meteorology,Nanjing University of Information Science & Technology*， *Nanjing* 210044, *P.R.China*)

(2: *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*)

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

(4: *University of Chinese Academy of Sciences, Nanjing, Nanjing* 211135, *P.R.China*)

(5: *School of Geographical Science, Nanjing Normal University, Nanjing* 210023, *P.R.China*)

(6: *Colleget of Companion Animal, Tongmyong University, Busan* 48520, *South Korea*)

*2026-04-23 收稿；2026-06-09 收修改稿；2026-06-09 录用。
国家自然科学基金项目(42371016, 42271114)、韩国政府（科学技术信息通信部）与韩国国家研究基金会（RS-2024-00344522）与湖泊与流域水安全全国重点实验室重大项目（NKL2023-ZD02）联合资助。
** 通信作者；E-mail: qtxiao@niglas.ac.cn

Abstract：Under global warming, extreme high-temperature events have become more frequent and intense. As a typical thermal anomaly, lake heatwaves can rapidly alter CO2 production and emission in shallow lakes, thereby affecting the accuracy of CO2 budget estimates for lake ecosystems. This study examined the effects of short-term heatwaves on CO2 production and emission in shallow lakes, along with the associated response characteristics and influencing factors. Field experiments were conducted using the "Smart Lake" mesocosm simulation system at Dongshan Station of Lake Taihu. Two treatments were established: a heatwave group (+8 °C) and an ambient-temperature control group. Observations and calculations were carried out across three stages (pre-heatwave, heatwave, and post-heatwave), and variations in partial pressure of CO2 (pCO2) in surface water and sediment pore water, as well as diffusive CO2 fluxes at the water-air and sediment-water interfaces, were analyzed. Correlations between surface water pCO2 and major environmental factors were also examined. The results showed that surface water pCO2 increased in both groups during heatwave events, with a greater rise in the heatwave group. The mean pCO2 value reached （860 ± 54）μatm in the heatwave group, whereas the control group had a mean value of（606 ± 37）μatm. The water-air CO2 flux in the heatwave group rose significantly to（31.2 ± 3.1）mmol/(m^2·d) during heatwaves, higher than the （19.2 ± 5.0）mmol/(m^2·d) in the control group. In contrast, the sediment-water CO2 flux in the heatwave group remained low at only （1.3 ± 0.2）mmol/(m^2·d). This result suggested that sediment-derived CO2 production and emission alone could not explain the increased water-air CO2 flux during heatwaves. Partial correlation analysis indicated that, after removing the effect of water temperature, no significant correlations were found between surface water pCO2 and environmental variables in the heatwave group, implying that water temperature variation dominated the regulation of environmental factors on CO2 dynamics. In summary, short-term winter heatwaves significantly changed the variability of CO2 dynamics in the water-sediment system of shallow lakes. Further studies are still needed to clarify the biological metabolic processes and physicochemical mechanisms driving these changes.

Keywords: Shallow lakes; heatwaves; Mesocosm simulation experiment; CO_2 flux, pCO_2

尽管湖泊仅占陆地总面积的约 3.7%[1]，但其与陆地生态系统之间进行强烈的能量与物质交换，在碳循环及其 CO_2 收支估算中发挥着重要作用[2-4]。已有研究表明，湖泊等水体 CO_2 排放与陆地生态系统碳汇量处于相同数量级，因此在全球 CO_2 收支估算中要予以考虑[4-6]。然而，湖泊 CO_2 产生和排放对气候变化敏感，在全球气候变化持续加剧的背景下，准确评估湖泊 CO_2 排放总量面临着一定挑战[6-7]。其中，浅水湖泊数量众多[1,8]，且其 CO_2 生物地球化学循环过程异常活跃[9]。因此，为准确估算湖泊 CO_2 收支，需要加深浅水湖泊 CO_2 动态变化及其对气候变化响应的研究。

随着全球变暖，极端事件的发生频率和强度也显著上升，其中湖泊热浪便是典型的气候极端事件之一[10]。已有研究发现，未来湖泊热浪的强度和持续时间也将进一步增加[11]。湖泊热浪作为一种典型的脉冲式高温事件，能导致水温急剧升高[12-13]，而浅水湖泊因为深度较浅，其水温在热浪条件下更易达到极端高温状态[14]。温度变化可显著改变湖泊碳循环过程[15]，因此热浪引起的升温过程可能会对湖泊 CO_2 的动态变化产生重要影响。已有研究表明，水温升高可显著增加湖泊 CO_2 排放[16]，并影响湖泊沉积物中 CO_2 的动态变化[17-19]。然而，现有研究对热浪扰动下浅水湖泊水体–沉积物系统的 CO_2 动态变化及其响应规律认知有限，缺乏针对性探究。因此，明确热浪条件下浅水湖泊 CO_2 动态变化特征及其环境影响因素，有助于进一步认识浅水湖泊碳循环对极端升温事件的响应。

自然条件下湖泊热浪事件具有突发性强、持续时间短等特点，难以通过观测精准捕捉热浪发生前后湖泊 CO_2 排放的变化。同时，自然湖泊中水文输入、风浪扰动、营养盐变化及生物过程相互耦合，也增加了识别短期升温扰动效应的难度。鉴于此，本研究采用可控中宇宙模拟实验，以浅水湖泊水体–沉积物系统为研究对象，设置短期模拟热浪处理，分析表层水体和沉积物孔隙水 CO_2 分压（pCO_2）以及水–气界面和沉积物–水界面 CO_2 排放通量变化特征，并探讨影响其动态变化的关键环境驱动变量。此外，冬季低温本底条件下水体 CO_2 生物地球化学过程整体活性偏弱，而该环境下碳循环对突发性热浪扰动的响应强度尚不明确。因此，本研究旨在明确冬季短期模拟热浪条件下浅水湖泊 CO_2 产生和排放的短期响应特征，为认识冷季热扰动对浅水湖泊碳循环的潜在影响提供科学依据。

1 材料与方法

1.1 中宇宙实验

本研究依托中国苏州太湖湖泊生态系统研究野外台站东山分站（31°2'N，120°26'E）的中宇宙模拟实验系统开展实验，该系统中的实验箱均为直径 2.3 m，水深 1.2 m，沉积物厚度 0.4 m 的圆柱形实验箱，实验系统现场，加热管位置及本研究采用的实验箱相对位置见图 1。实验所用沉积物与湖水均采集自太湖东部区域，实验开始前所有实验箱保持统一的初始条件。实验开始时，随机选取 6 个实验箱，分为热浪组和对照组（未加热），每组 3 个重复。所有实验箱持续运行造浪泵，以模拟自然湖泊中的水动力扰动，除温度处理外其他条件保持一致。本研究中的“热浪事件”指相对于冬季背景水温的短期异常升温事件。目前，湖泊热浪通常被定义为湖泊水温超过局地、季节变化的第 90 百分位阈值并持续至少 5 天的事件[20]。该定义强调相对于当地季节背景的异常升温，而非固定绝对温度阈值。因此，尽管冬季短期升温事件虽不同于夏季典型高温热浪，但也可作为冷季湖泊热扰动的一种情景进行研究。依据太湖湖泊生态系统研究站 1992—2023 年冬季气象观测数据，太湖冬季短期异常升温过程中最大升温幅度可达 8 ℃。据此，本研究将热浪组设置为较同期对照组恒定升温 8 ℃，用于模拟太湖冬季可能发生的短期异常升温过程。加热处理时间为 2023 年 12 月 25 日—2024 年 1 月 3 日，对照组同期不进行加热处理。

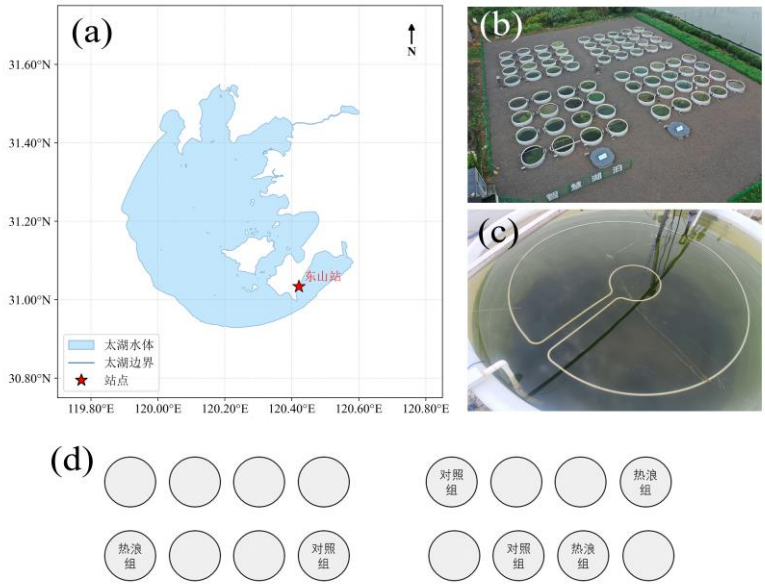

图 1 中宇宙模拟实验系统 （a）东山站地理位置；（b）实验现场示意图；（c）实验桶示意图及加热管位置；（d）热浪组和对照组的相对位置

Fig 1 Mesocosm simulation experiment system (a) Geographic location of Dongshan Station; (b) Schematic diagram of the experimental site; (c) Schematic diagram of the experimental barrel and the position of heating tubes; (d) Relative positions of the heatwave group and the control group

1.2 水样采集及水体 CO_2 分压计算

在试验期间，采用顶空平衡法测定表层水和沉积物孔隙水中的溶解 CO_2 浓度，并依据亨利定律计算其分压（pCO_2）。CO_2 样品采集频率与水质指标采集频率一致（即实验的第 1、3、5、7、9、11、13、16、19 天），在每个实验箱采集表层水样和沉积物孔隙水用于 pCO_2 分析。采集表层水样时，保证水面没有扰动，使用 500 mL 注射器缓慢抽取表层水 400 mL，注射器管内顶部保留约 100 mL 顶空，随后关闭注射器前端的三通阀，注射器剧烈摇动 3 min 以促进气体在顶空部分和液相中（水样）达到平衡，静置后将注射器顶空气体抽出，注入预先抽真空的气体采样袋中，带回试验使用气相色谱仪测定 CO_2 浓度。

另外，不同深度的孔隙水利用真空负压分层采样装置，从沉积物中原位抽取，将 16 mL 水样注入预置 2 g 氯化钾（抑制微生物活动）、预先抽真空并注入高纯氮气（摩尔分数≥99.999%）的 32 mL 棕色玻璃瓶内。水样冷藏带回实验室，在实验室中，将玻璃瓶剧烈振荡 3 分钟使得气液充分接触并达到平衡，静置后抽取顶空气体样品，注入气相色谱仪中分析 CO_2 浓度[21]。首先，根据顶空平衡过程中 CO_2 在气相与液相之间的物料平衡关系计算水体 CO_2 浓度，然后再计算计算表层水和沉积物孔隙水 pCO_2，，计算过程如下[22]：

$$C_w=C_g\times[(1/k)+\beta] \tag{1}$$

$$k=C_g/C_L \tag{2}$$

$$\beta=V_g/V_L \tag{3}$$

$$C_L=\frac{\left[\left(x\frac{V_L}{18}\right)\times 10^9\right]}{[(1-x)V_L]} \tag{4}$$

其中，C_w 是 CO_2 在水样中的初始浓度（μmol/L），C_g 是通过气相色谱仪测得的顶空部分 CO_2 浓度（μmol/L），C_L 是液相中的 CO_2 浓度（μmol/L），V_g 是样品中气相部分的体积（mL），V_L 是样品中液相部分的体积（mL），x 是 CO_2 气体在水中溶解的摩尔分率（无量纲）。根据水体 CO_2 浓度(C_w)结合亨利定律计算得出 pCO_2，计算过程如下：

$$pCO_2=C_w/K_h \tag{5}$$

$$K_h=10^{-(1.11+0.016\times T_w-0.00007\times T_w^2)} \tag{6}$$

其中, pCO_2 为水中 CO_2 分压(μatm)，K_h 为水温修正后的亨利常数（mmol/’(m^3·μatm)）,T_w 为水温（ ℃）[23]。

1.3 CO_2 通量的计算

本研究利用气体扩散模型计算水-气界 CO_2 排放通量，计算过程如下[22]：

$$F_{wa}=k\,(C_{wa}-C_{air}) \tag{7}$$

$$k=k_{600}\times(Sc/600)^{-n} \tag{8}$$

$$k_{600}=2.07+0.125U_{10}^{1.7} \tag{9}$$

其中，F_{wa} 为水-气界面的排放通量(mmol $m^{-2}d^{-1}$)，k 为 CO_2 气体交换系数；C_{wa} 为表层水体的 CO_2 浓度(μmol/L)；C_{air} 为水-气界面平衡时的大气温室气体浓度(μmol/L)；Sc 为 CO_2 的施密特数（无量纲）；k_{600} 为施密特数为 600 时的 k 值；n 由 U_{10} 决定，风速小于 3.7 m/s 时，n=2/3；风速大于 3.7 m/s 时，n=1/2。U_{10} 为 10 m 高处的风速(m/s)，可通过观测高度的风速计算得出。

沉积物-水界面的 CO_2 排放通量采用菲克第一定律计算，公式如下[24]：

$$F_{sw}=-\varphi\times D\times(dC/dZ) \tag{10}$$

其中，φ 为沉积物的孔隙度，dC/dZ 是孔隙水梯度线性回归的一阶导数，C 为沉积物中的 CO_2 浓度 (0、5、10 cm)，Z 为沉积物深度。D 为 CO_2 在沉积物孔隙水中的扩散系数，因考虑到沉积物中的 CO_2 会受到一定的阻力，无法自由扩散，因此使用以下方式进行校正：

$$D_{CO2}=D/[1-\ln(\varphi^2)] \tag{11}$$

其中，D 代表当前水温下 CO_2 在水中的扩散系数。

1.4 环境变量获取

本研究在实验期间每日使用多参数水质分析仪测定表层（水下 5-10cm）水温与溶解氧（DO）。分别于实验开始的第 1、3、5、7、9、11、13、16、19d 采集表层水样，用于测定总氮（TN）、总磷（TP）、溶解性有机碳（DOC）、溶解性无机碳（DIC）、氨氮（NH_4^+-N）、硝氮（NO_3^--N）、叶绿素 a 浓度（Chl.a）等指标[25]。采样时，在各实验箱固定点位采集表层水样，于 4 ℃温度条件下冷藏保存，带回实验室进行分析和测定。其中，TN、TP 采用过硫酸钾消解—分光光度法测定；溶解营养盐（NH_4^+-N、NO_3^--N 等）样品经 0.45 μm 滤膜过滤后测定；Chl.a 样品经滤膜过滤后采用热乙醇法提取—分光光度法测定；风速、气温来源于太湖湖泊生态系统研究站 1992—2023 年气象观测数据。由于水–气界面 CO_2 排放通量估算中

的气体交换系数 k 与风速有关，因此，本研究通过当地气象站获取试验期间的风速和气温等气象数据。

2 结果与分析

2.1 环境因子变化特征

图 2 展示了试验期间气象要素变化特征。由图可知，试验期间平均气温整体呈波动上升态势。升温处理前气温较低，热浪模拟启动后平均气温即升至 6 ℃以上。试验期间风速波动明显，但未表现出持续上升或持续下降的变化趋势，且日均风速介于 0.48~1.68 m/s 之间。另外，本研究结果表明，高温热浪处理显著增加水体温度（图 2b）。加热前期对照组与热浪组水体温度基本保持一致，但热浪模拟启动后，热浪组水温迅速上升，于第 1 天即升至 10 ℃以上，第 3–4 天进一步升高至 14 ℃以上，并在整个加热期间持续维持在较高水平。相较之下，对照组水温虽随环境气温上升亦呈升高趋势，但增幅显著较小。加热停止后，热浪组水温迅速下降，并逐步与对照组水温趋于一致。

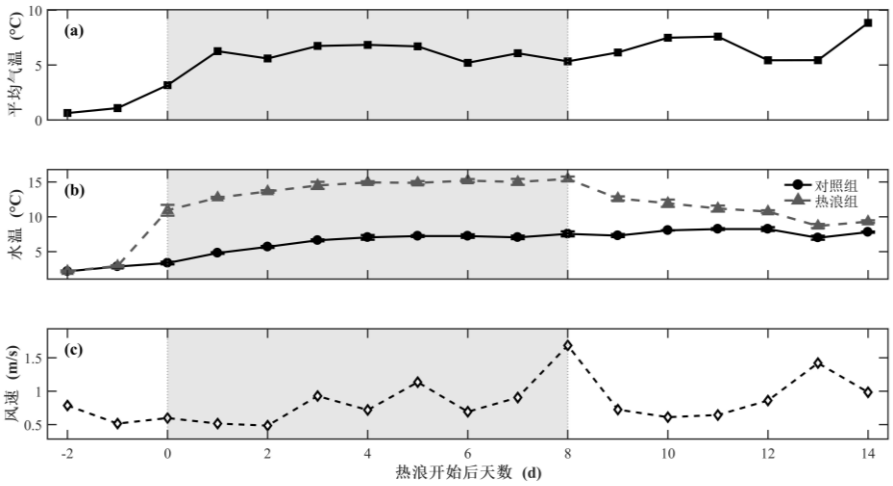

图 2 试验期间气象因子和水温变化趋势（阴影部分为加热时间段）
（a）平均气温变化；（b）对照组与热浪组水温变化；（c）风速变化。

Fig 2. Trends of meteorological factors and water temperature during the experimental period (shaded area indicates the heating period).(a) Changes in average air temperature; (b) Changes in water temperature in the control and heatwave groups; (c) Changes in wind speed

图 3 为试验期间的水体理化指标变化特征。如图所示，持续加热期间，与对照组相比，热浪组 Chl.*a* 出现升高趋势，均值达到 27.09 μg/L，但加热停止后热后降至 19.00 μg/L（图 3a）。热浪组和对照组的 DO 均有下降，需要注意是，加热期间热浪组 DO 浓度显著高于对照组（$P<0.001$）（图 3b）。持续加热期间两组 NO_3^--N 均明显升高，热浪组 NO_3^--N 浓度从 0.03 mg/L 升至 0.05 mg/L（图 3c）。TN 在持续加热期间也有一定升高，热浪组从加热前的 0.66 mg/L 升高至加热中的 0.84mg/L（图 3d）。试验期间 DOC 和 DIC 浓度也发生变化，其中，两组（热浪组和控制组）DOC 实验过程中总体呈轻微下降趋势（图 3e），两组 DIC 在持续加热期间均明显下降，对照组由加热前的 14.54 mg/L 降至加热中的 10.78 mg/L，热浪组由 14.68 mg/L 降至 10.00 mg/L（图 3f）。另外，两组 TP 浓度在持续加热期间均有一定升高，由加热前 0.02 mg/L 升至加热中 0.03 mg/L（图 3g）。两组 NH_4^+-N 在持续加热期间均下降，对照组由加热前 0.16 mg/L 降至加热中 0.01 mg/L，热浪组由加热前 0.18 mg/L 降至加热中 0.11 mg/L。

2.2 加热前后 pCO2 和 CO2 通量变化特征

图 4 为对照组和热浪组水体 pCO2 的时间变化特征。如图可知，加热前（-2d），两组水体 pCO2 基本

保持一致。热浪开始后，热浪组 pCO2 快速升高，在加热当天即升至 800 μatm 以上，随后在第 2－8 天持续维持在较高水平，均值为 860±54 μatm，峰值出现在第 4 天，达到 891 μatm 左右。相比之下，对照组 pCO2 虽也呈现升高趋势，但变化幅度明显较小，在加热阶段总体维持在约 540~640 μatm 之间，均值为(606±37) μatm。停止加热后，热浪组 pCO2 呈现明显下降趋势。总体来看，热浪处理显著提高了水体 pCO2，并使热浪组在加热阶段始终高于对照组，在停止加热后，两组差异逐渐缩小。

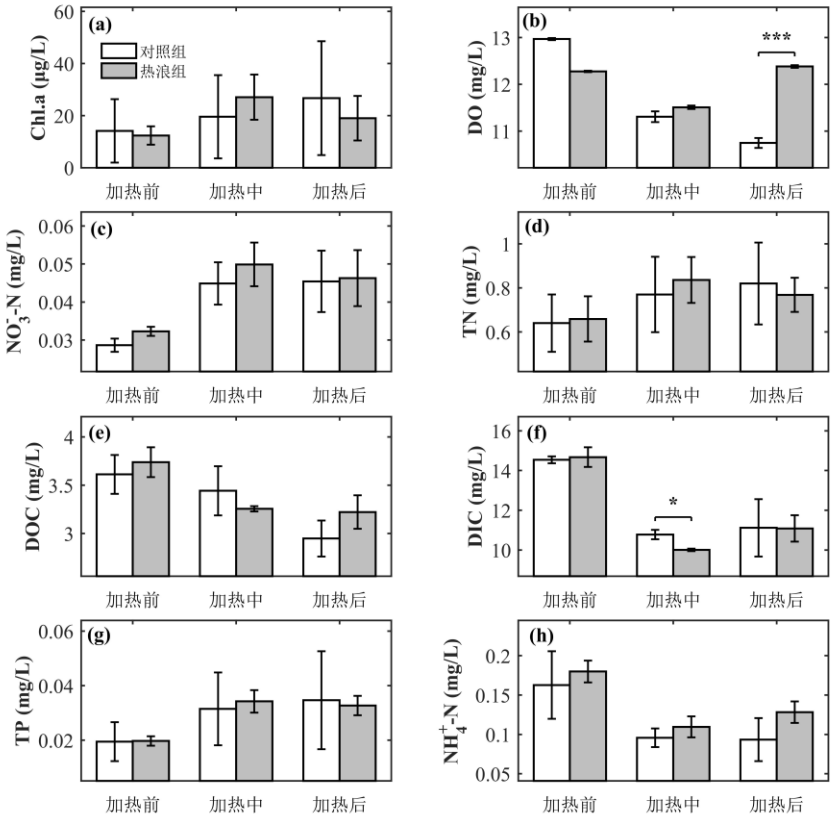

图 3 实验期间水质因子变化趋势：（a）叶绿素 a（Chl.*a*）；（b）溶解氧（DO）；（c）硝态氮（NO_3^--N）；（d）总氮（TN）；（e）溶解性有机碳（DOC）；（f）溶解性无机碳（DIC）；（g）总磷（TP）；（h）铵态氮（NH_4^+-N）（*、**和***分别表示 $P<0.05$，$P<0.01$ 和 $P<0.001$）

Fig.3 Trends of water quality factors during the experimental period (a) Chlorophyll *a* (Chl.*a*); (b) Dissolved oxygen (DO); (c) Nitrate nitrogen (NO_3^--N); (d) Total nitrogen (TN) (e) Dissolved Organic Carbon (DOC); (f) Dissolved Inorganic Carbon (DIC); (g) Total Phosphorus (TP); (h) Ammonium Nitrogen (NH_4^+-N). (*,**, *** represent $p < 0.05$, $p < 0.01$, and $p < 0.001$, respectively)

试验期间，为了尽可能的减少人为活动对沉积物的扰动，保持实验系统的稳定性，本研究仅在启动加热时（2023 年 12 月 24 日）和停止加热时（2024 年 1 月 3 日）采集沉积物孔隙水并分析其 pCO_2 变化特征（图 5）。结果表明，加热前，对照组和热浪组的沉积物 0 cm 处孔隙水 pCO_2 分别为（244±19）μatm 和（273±34）μatm，两组差异未达到显著水平。停止加热时，两组 0 cm 处孔隙水 pCO_2 出现升高趋势，其中热浪组达到（555±44）μatm，显著高于对照组的（403±21）μatm （图 5a）。进一步分析表明，在 5 cm 与 10 cm 深度处，加热前两组 pCO_2 水平较为接近，而停止加热该两个深度出 pCO_2 也均出现升高趋势(图 5b)。为便于比较不同深度与处理条件下的相对响应幅度，本研究采用百分比变化进行表征。结果表明，持续升温期间，在沉积物 10 cm 深度，对照组 pCO_2 增加 82%，热浪组增加 154%。在沉积物 5cm

深度，对照组 pCO_2 增加 61%，热浪组增加 193%。因此，升温处理增强了孔隙水 pCO_2 的累积，且沉积物不同深度的 pCO_2 对对热浪响应有差异。

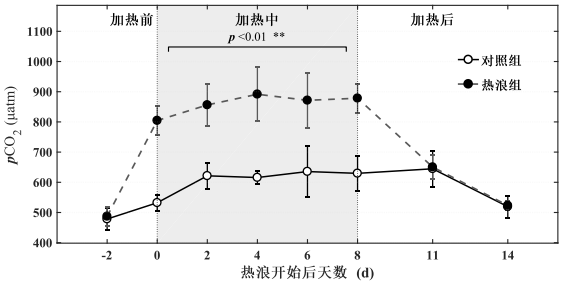

图 4 试验期间（加热前—加热中—加热后）水体 pCO_2 变化趋势（阴影部分为加热时间段）

Fig.4. Trends of water column pCO_2 throughout the experiment (before heating, during heating, and after heating), with the shaded area indicating the heating period

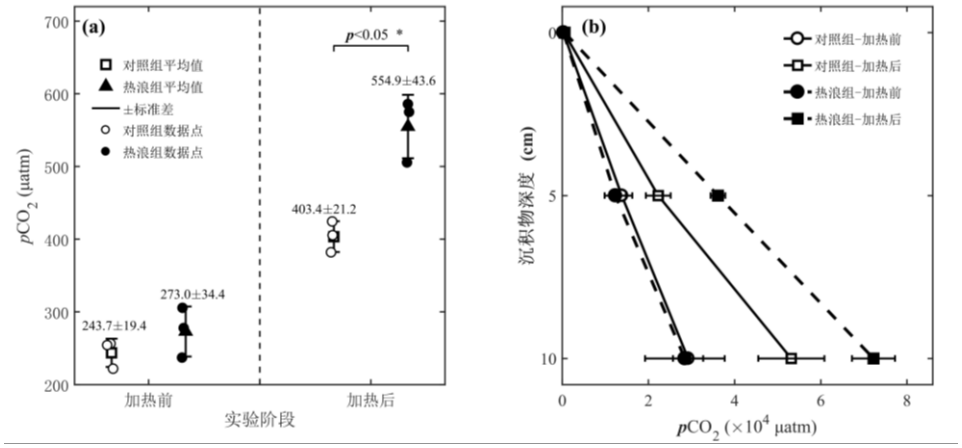

图 5 加热前后孔隙水 pCO_2 分层变化

（a）0 cm 处孔隙水 pCO_2；（b）不同沉积物深度孔隙水 pCO_2 垂向分布

Fig. 5 Stratified variation of pore water pCO_2 before and after heating (a) Pore water pCO_2 at 0 cm depth; (b) Vertical distribution of pore water pCO_2 at different sediment depths

本研究基于扩散模型法估算水-气界面和沉积物-水界面 CO_2 交换通量（FCO_2；表 1）。由表可知，无论是否启动热浪，水-气界面和沉积物-水界面 FCO_2 均为正值，表明其是 CO_2 排放源。但需要注意的是，加热前，对照组与热浪组的水-气界面 FCO_2 相差不大，分别为（5.9±3.1）和（7.1±2.6）mmol/(m^2·d)，加热后，两组 CO_2 排放通量均有明显升高，其中对照组升至（19.2±5.0） mmol/(m^2·d)，热浪组升至（31.2±3.1）mmol/(m^2 • d)。虽然背景气温升高也使得对照组的水-气界面 CO_2 排放通量增加，但热浪组高于对照组，表明热浪事件能够显著增强了水体 CO_2 释放通量。对于沉积物-水界面而言，加热前照组和热浪组的 CO_2 排放通量基本一致，分别为（0.5±0.1）、（0.5±0.3）mmol/(m^2·d)，加热后分别升至（0.9±0.1）和（1.3±0.2）mmol/(m^2·d)，由此可见，热浪升温对沉积物 CO_2 排放也有一定的促进作用。

需要注意的是，无论加热前还是加热后，沉积物-水界面 CO_2 排放通量均显著低于水-气界面 CO_2 排放通量，且加热后两者之间的差异进一步扩大，说明模拟热浪条件下两个界面 CO_2 排放通量的响应幅度存在明显差异。进一步以沉积物-水界面 FCO_2 与水-气界面 FCO_2 的比值表示沉积物 CO_2 排放对试验系统

CO_2 排放量的贡献。结果表明，在对照组中该比例由加热前的 11.1±5.7%降至加热后的 5.1%±0.9%，热浪组则由 8.1%±1.0%降至 4.2%±0.4%，表明温度升高降低沉积物 CO_2 产生对生态系统 CO_2 排放的贡献。

表 1.加热前后孔隙水和水体的 FCO_2 变化

Tab. 1 Changes in $FCO_2$of pore water and water column before and after heating

处理条件	CO_2 通量(mmol m^{-2} d^{-1})及其比值	对照组(n=3)	热浪组（n=3）	p 值
加热前	沉积物-水界面 FCO_2	0.5±0.1	0.5±0.3	0.978
	水-气界面 FCO_2	5.9±3.1	7.1±2.6	0.764
	界面扩散通量比值 F_{sw}/F_{wa}（%）	11.1±5.7	8.1±1.0	—
加热后	沉积物-水界面 FCO_2	0.9±0.1	1.3±0.2	0.078
	水-气界面 FCO_2	19.2±5.0	31.2±3.1	0.032*
	界面扩散通量比值 F_{sw}/F_{wa}（%）	5.1±0.9	4.2±0.4	—

F_{sw} 表示沉积物–水界面 CO_2 估算扩散通量，F_{wa} 表示水–气界面 CO_2 估算扩散通量；F_{sw}/F_{wa} 由各独立实验组的同期通量比值计算后汇总。两处理组通量差异采用 t 检验；* 表示 p<0.05；“—”表示未进行显著性检验。

2.3 水体 pCO_2 的环境影响因素

为进一步排除水温变化对表层水体 pCO_2 与水环境因子关联特征的混杂干扰，本研究以水温为控制变量，分别对对照组和热浪组中表层水体 pCO_2 与各水质因子进行偏相关分析（表 2）。结果表明，在控制水温后，对照组中仅 Chl.*a* 与表层水体 pCO_2 呈显著负相关关系，而 DO、TN、NO_3^--N、DOC、DIC、TP 和 NH_4^+-N 与 pCO_2 的相关关系均未达到显著水平。在热浪组中，控制水温后，水体 pCO_2 与所有水环境因子的相关关系均未达到显著水平。该结果表明，试验热浪胁迫下，表层水体 pCO_2 与单一水质因子之间未表现出独立于水温影响的显著线性相关关系。

表 2.控制水温后不同处理组水体 pCO_2 与水质因子的偏相关关系

Tab. 2 Partial correlations between water body pCO_2 and water-quality factors after controlling for water temperature

处理条件（n=8）	水质因子	偏相关系数 r	*p* 值
对照组	DO	0.12	0.80
	Chl.*a*	-0.83	0.02*
	TN	-0.25	0.60
	NO_3^--N	-0.09	0.85
	DOC	-0.27	0.57
	DIC	-0.66	0.11
	TP	0.19	0.69
	NH_4^+-N	0.13	0.79
热浪组	DO	-0.50	0.30
	Chl.*a*	-0.04	0.93
	TN	0.14	0.76
	NO_3^--N	-0.10	0.84
	DOC	0.15	0.74
	DIC	-0.20	0.67
	TP	-0.23	0.62
	NH_4^+-N	0.12	0.80

偏相关分析以水温为控制变量；* 表示 $P<0.05$

3 讨论

3.1 湖泊 CO_2 产生对高温热浪的响应

水温作为最基本的物理要素，对湖泊等水体 CO_2 生消过程至关重要[26]。水温增加既可通过增加水体初级生产力促进 CO_2 消耗[27]，也可以刺激水体有机质降解增加 CO_2 产生[19]。本研究结果表明，模拟热浪期间，水温显著升高，对照组和热浪组的水体 pCO_2 都有着明显的升高，但热浪组的升高程度更多（图4），说明短时升温能够提高湖泊 CO_2 的产生潜力。需要注意的是，短时极端高温驱动水体 pCO_2 增加的现象在其他研究中也被发现[28-29]。尽管 Pokrovsky 等人（2013）的研究对象是高纬度热融湖中的夏季热浪[28]，而本研究侧重于冬季热浪模拟，但二者结论一致，均表明湖泊短期极端升温能够显著提升其 CO_2 产生潜力。

同时，本研究结果也表明短期热浪事件可显著提升浅水湖泊水-气界面的 CO_2 排放通量（表 1），这一核心结论与已有增温研究结果高度吻合[9,27,30]。其中，Audet 等人（2017）基于连续运行 11 年的浅水湖中宇宙模拟平台开展长期定位研究，同样观测到热浪发生期间，水体 CO_2 排放通量呈现显著上升趋势[30]，进一步验证了本研究结论的可靠性与科学性。相较于长期、渐进式的气候变暖过程，湖泊热浪具备升温速率快、持续周期短的典型特征，这类极端气候事件更易在局地水域生态尺度上，触发瞬时且非线性的生态系统响应[31]，进而驱动浅水湖泊 CO_2 排放量出现大幅跃升。需要注意的是，之前研究发现数月乃至数年的增温试验显著增加或者改变水体 CO_2 产生和排放潜力[7,29]，但是，本研究发现，短期高温热浪事件也可在短时间内显著提高水–气界面 CO_2 排放，说明短期极端升温同样可能对浅水湖泊 CO_2 动态产生明显扰动。考虑到未来湖泊热浪的强度和持续时间也将进一步增加[11]。因此，为准确估算全球浅水湖泊 CO_2 排放，高温热浪的影响需要予以考虑。

3.2 热浪条件下 CO_2 动态变化的潜在环境影响因素

浅水湖泊普遍面临富营养化和蓝藻暴发问题，藻类生物量变化常被认为是调节湖泊 CO_2 动态的重要生物因素之一。已有研究表明，在部分富营养化或藻型湖泊中，浮游植物光合作用可增强水体 CO_2 消耗，从而降低水体 pCO_2，表现为 Chl.*a* 与 pCO_2 呈负相关关系[6,32-34]。本研究的偏相关分析也显示，在控制水温影响后，对照组 Chl.*a* 与表层水体 pCO_2 呈显著负相关，说明在未增温条件下，藻类可光合作用消耗水体 CO_2，导致水体 pCO_2 随着 Chl.*a* 增加呈现显著降低趋势。然而，在热浪组中，Chl.*a* 与表层水体 pCO_2 的偏相关关系虽同样表现为负向，但未达到显著水平，表明高温热浪可能“弱化”了 Chl.*a* 对 CO_2 的生物调控作用。需要注意的是，Chl.*a* 升高也可能伴随藻源有机质输入增加，而这些有机质的后续分解过程可能促进水体 CO_2 累积[35]。因此，后续研究仍需结合初级生产力、藻类群落组成、藻源有机质降解和水体呼吸速率等，进一步区分光合作用 CO_2 消耗与有机质分解 CO_2 产生的相对贡献，厘清湖泊 CO_2 收支的主导机制。

水体溶解氧（DO）是表征水体氧含量变化的重要指标，其变化常与光合作用、呼吸作用和有机质分解等过程有关。一般而言，DO 与 pCO_2 之间可能存在相反变化关系：当水体呼吸和有机质分解增强时，DO 消耗与 CO_2 释放可能同步发生；而当光合作用占优时，CO_2 被消耗并伴随 DO 增加[36]。因此，DO 常被用于辅助判断湖泊水体代谢状态及其与 CO_2 动态之间的关系[6]。从过程上看，升温对 DO 和 pCO_2 的影响可能同时包含物理化学效应和生物过程。一方面，温度升高会降低氧气在水中的溶解度，使水体更容易出现低 DO 浓度[37]；另一方面，较高温度还可能影响水体呼吸、有机质分解以及 CO_2 产生过程，从而改变 DO 与 CO_2 的动态变化[6]。然而，本研究的偏相关分析表明，在控制水温影响后，热浪组 DO 与表层水体 pCO_2 的偏相关关系未达到显著水平，说明二者并未表现出独立于水温影响的显著线性关系。因此，现有数据尚不能将热浪期间 DO 变化和 pCO_2 升高直接归因于水体呼吸或有机质分解增强。考虑到热浪处理下 DO 与 CO_2 动态共同受到水温升高及相关水环境过程影响，二者可反映水体氧状态与 CO_2 动态的协同响应，但尚不能作为特定代谢机制增强的直接证据。

3.3 不同界面 CO_2 交换通量对比分析

湖泊 CO_2 产生和排放同时受到沉积物有机质降解、水体代谢、气体交换以及水体碳酸盐体系变化等

多过程共同影响[38-39]。因此，比较沉积物–水界面与水–气界面 CO_2 通量的相对大小，有助于认识热浪条件下不同界面过程的响应差异。本研究中，冬季短期模拟热浪处理后，水–气界面和沉积物–水界面 CO_2 排放通量均有所升高，但二者的响应幅度并不相同。与沉积物–水界面相比，水–气界面 CO_2 排放通量对热浪处理表现出更明显的增强响应。相应地，热浪组沉积物-水界面 FCO_2 与水-气界面 FCO_2 的比值（F_{sw}/F_w）由加热前 8.1%±1.0%降至加热后的 4.2%±0.4%，说明高温热浪降低沉积物 CO_2 产生对试验系统 CO_2 排放量的贡献。该结果表明，热浪处理引起的 CO_2 排放增强可能主要来源于水体呼吸。

需要强调的是，F_{sw}/F_{wa} 仅用于比较两个界面估算扩散通量的相对大小，而不能进一步解析水–气界面 CO_2 释放增强背后的具体来源和过程组成。水–气界面 CO_2 释放增强可能同时受到表层水体 pCO_2 升高、温度变化对气体溶解度和扩散过程的影响、水体代谢过程以及沉积物向上覆水扩散输入等因素共同调节。此外，不同过程对湖泊 CO_2 排放的贡献可能具有明显季节差异[38]。本研究在冬季开展，沉积物有机质分解、水体初级生产和呼吸过程均可能不同于夏季或暖季情景。夏季或暖季条件下，沉积物有机质分解、底泥营养盐释放和水体代谢活动通常更强，沉积物–水界面输入与水体内部代谢过程对水–气界面 CO_2 排放的相对作用可能发生变化。因此，本研究所得结论仅反映冬季短期热浪扰动下浅水湖泊水-气界面 CO_2 排放的阶段性响应规律，无法直接推广至其余季节。为提升研究结论的通用性，后续可开展多季节热浪受控模拟试验，结合生物代谢速率与碳同位素示踪检测，进一步阐明热浪条件下 CO_2 动态变化的环境驱动机制，量化水体生物过程与沉积物碳循环对试验系统 CO_2 排放的相对贡献，从而拓展短期热浪实验结果的适用范围。

另外，本研究在方法和观测尺度上也存在一定局限。首先，沉积物–水界面 CO_2 排放通量采用基于孔隙水浓度梯度的 Fick 定律估算。当界面存在生物扰动、局地混合增强或非稳态交换时，扩散模型可能无法完全反映实际排放通量。已有研究表明，基于孔隙水梯度的 Fick 定律估算结果与箱式法观测得到的通量之间可能存在差异[40]，Lavery 等也强调 Fick 定律的适用前提是扩散占主导且系统相对稳定[41]。其次，本研究中 CO_2 排放通量均为采样时段的瞬时通量，尚未考虑昼夜代谢差异等引起的通量波动[42-43]。因此，研究结果主要反映热浪发生过程中浅水湖泊 CO_2 排放通量的瞬时增强效应和短期响应特征，而非全天尺度或季节尺度下的平均排放强度。最后，虽然中宇宙模拟系统降低了自然湖泊中外部水文输入对 CO_2 动态的干扰，但实验过程中未直接测定水体呼吸速率、初级生产力及有机质矿化速率，也未系统检测鱼类，底栖动物等生物的组成变化。因此无法对水体内部 CO_2 的动态变化机制进行更详细的调查。此外，水体 pCO_2 的升高还可能受到升温引起的 CO_2 溶解度和碳酸盐体系变化影响，未来研究可结合水体代谢速率测定、群落结构分析等，进一步解析短期增温条件下浅水湖泊 CO_2 动态变化的具体机制。

4 结论

本研究发现，热浪能够显著提高浅水湖泊 CO_2 的产生和释放潜力。在升温 8 ℃的模拟热浪过程中，对照组和热浪组的水体 pCO_2 均显著升高，且热浪组升温幅度更大，这说明极端升温能够显著提升水体 CO_2 的产生潜力。加热后水-气界面 CO_2 排放通量在两组都有显著升高，但热浪组的升高程度更大，表明热浪可以促进水-气界面 CO_2 排放。沉积物-水界面的 CO_2 排放虽然也有增加，但其相对量级明显低于水-气界面 CO_2 排放，并且高温热浪可能降低沉积物对试验系统 CO_2 排放的贡献。偏相关分析显示，在控制水温影响后，热浪组表层水体 pCO_2 与各水质因子的相关关系均未达到显著水平，现有结果不足以证明单一水质因子对水体 pCO_2 的升高具有独立驱动作用。总体而言，热浪事件可以增强浅水湖泊 CO_2 产生和水-气界面的排放通量，但其具体生物代谢与理化调控机制仍有待深入剖析。

5 参考文献

[1] Verpoorter C, Kutser T, Seekell DA *et al*. A global inventory of lakes based on high-resolution satellite imagery. *Geophysical Research Letters*, 2014, **41**(18): 6396-6402. DOI: 10.1002/2014GL060641.

[2] Tranvik LJ, Downing JA, Cotner JB *et al*. Lakes and reservoirs as regulators of carbon cycling and climate. *Limnology and Oceanography*, 2009, **54**(6part2): 2298-2314. DOI: 10.4319/lo.2009.54.6_part_2.2298.

[3] Ran LS, Butman DE, Battin TJ *et al*. Substantial decrease in CO_2 emissions from Chinese inland waters due to global change. *Nature Communications*, 2021, **12**: 1730. DOI: 10.1038/s41467-021-21926-6.

[4] Raymond PA, Hartmann J, Lauerwald R *et al*. Global carbon dioxide emissions from inland waters. *Nature*, 2013, **503**(7476): 355-359. DOI: 10.1038/nature12760.

[5] Casas-Ruiz JP, Bodmer P, Bona KA *et al*. Integrating terrestrial and aquatic ecosystems to constrain estimates of land-atmosphere carbon exchange. *Nature Communications*, 2023, **14**: 1571. DOI: 10.1038/s41467-023-37232-2.

[6] Xiao QT, Xu XF, Qi TC *et al*. Lakes shifted from a carbon dioxide source to a sink over past two decades in China. *Science Bulletin*, 2024, **69**(12): 1857-1861. DOI: 10.1016/j.scib.2024.03.022.

[7] Yvon-Durocher G, Hulatt CJ, Woodward G *et al*. Long-term warming amplifies shifts in the carbon cycle of experimental ponds. *Nature Climate Change*, 2017, **7**(3): 209-213. DOI: 10.1038/nclimate3229.

[8] Downing JA, Prairie YT, Cole JJ *et al*. The global abundance and size distribution of lakes, ponds, and impoundments. *Limnology and Oceanography*, 2006, **51**(5): 2388-2397. DOI: 10.4319/lo.2006.51.5.2388.

[9] Davidson TA, Audet J, Svenning JC *et al*. Eutrophication effects on greenhouse gas fluxes from shallow-lake mesocosms override those of climate warming. *Global Change Biology*, 2015, **21**(12): 4449-4463. DOI: 10.1111/gcb.13062.

[10] Woolway RI, Jennings E, Shatwell T *et al*. Lake heatwaves under climate change. *Nature*, 2021, **589**(7842): 402-407. DOI: 10.1038/s41586-020-03119-1.

[11] Woolway RI, Albergel C, Frölicher TL *et al*. Severe lake heatwaves attributable to human-induced global warming. *Geophysical Research Letters*, 2022, **49**(4): e2021GL097031. DOI: 10.1029/2021GL097031.

[12] Wang XW, Woolway RI, Shi K *et al*. More rapid lake heatwave development. *Science Bulletin*, 2024, **69**(23): 3672-3676. DOI: 10.1016/j.scib.2024.08.036.

[13] Santos Fleischmann A, Papa F, Hamilton SK *et al*. Extreme warming of Amazon waters in a changing climate. *Science*, 2025, **390**(6773): 606-611. DOI: 10.1126/science.*a*dr4029.

[14] Kumar A, Mishra S, Bakshi S *et al*. Response of eutrophication and water quality drivers on greenhouse gas emissions in lakes of China: A critical analysis. *Ecohydrology*, 2023, **16**(1): e2483. DOI: 10.1002/eco.2483.

[15] Jia JJ, Dungait JAJ, Yu GR *et al*. Nutrient enrichment and climate warming drive carbon production of global lake ecosystems. *Earth-Science Reviews*, 2024, **258**: 104968. DOI: 10.1016/j.earscirev.2024.104968.

[16] Bartosiewicz M, Laurion I, Clayer F *et al*. Heat-wave effects on oxygen, nutrients, and phytoplankton can alter global warming potential of gases emitted from a small shallow lake. *Environmental Science & Technology*, 2016, **50**(12): 6267-6275. DOI: 10.1021/acs.est.5b06312.

[17] Zhang J, Deng HG, Wang DQ *et al*. Diffusion fluxes of greenhouse gases at the sediment-water and water-air interfaces in a shallow macrophyte-dominated lake. *Environmental Earth Sciences*, 2025, **84**(14): 402. DOI: 10.1007/s12665-025-12407-w.

[18] Gudasz C, Sobek S, Bastviken D *et al*. Temperature sensitivity of organic carbon mineralization in contrasting lake sediments. *Journal of Geophysical Research*: *Biogeosciences*, 2015, **120**(7): 1215-1225. DOI: 10.1002/2015JG002928.

[19] Gudasz C, Bastviken D, Steger K *et al*. Temperature-controlled organic carbon mineralization in lake sediments. *Nature*, 2010, **466**(7305): 478-481. DOI: 10.1038/nature09186.

[20] Woolway RI, Kayastha MB, Tong Y *et al*. Subsurface heatwaves in lakes. *Nature Climate Change*, 2025, **15**(5): 554-559. DOI: 10.1038/s41558-025-02314-0.

[21] Liu YH, Xiao QT, Chen JN *et al*. Carbon dioxide variations and their influencing factors in typical reservoir and lake of Eastern China. *Acta Scientiae Circumstantiae*, 2026, **46**(6): 345-356. DOI: 10.13671/j.hjkxxb.2026.0016. [刘宇航, 肖启涛, 陈嘉宁等. 我国东部典型湖库水体二氧化碳变化特征及其影响因素分析. 环境科学学报, 2026, **46**(6): 345-356.]

[22] 肖启涛. 太湖水-气界面温室气体(CO_2, CH_4, N_2O)通量研究[学位论文]. 南京: 南京信息工程大学, 2014.

[23] Ni MF, Luo JC, Li SY. Dynamic controls on riverine pCO_2 and CO_2 outgassing in the Dry-hot Valley Region of Southwest China. *Aquatic Sciences*, 2019, **82**(1): 12. DOI: 10.1007/s00027-019-0685-5.

[24] Sun XL, Turchyn AV. Significant contribution of authigenic carbonate to marine carbon burial. *Nature Geoscience*, 2014, **7**(3): 201-204. DOI: 10.1038/ngeo2070.

[25] 国家环境保护总局《水和废水监测分析方法》编委会. 水和废水监测分析方法. 第 4 版. 北京: 中国环境科学出版社, 2002.

[26] Yvon-Durocher G, Caffrey JM, Cescatti A *et al*. Reconciling the temperature dependence of respiration across timescales and ecosystem types. *Nature*, 2012, **487**(7408): 472-476. DOI: 10.1038/nature11205.

[27] Xiao QT, Duan HT, Qin BQ *et al*. Eutrophication and temperature drive large variability in carbon dioxide from China's Lake Taihu. *Limnology and Oceanography*, 2022, **67**(2): 379-391. DOI: 10.1002/lno.11998.

[28] Pokrovsky OS, Shirokova LS, Kirpotin SN *et al*. Impact of western *Siberia* heat wave 2012 on greenhouse gases and trace metal concentration in thaw lakes of discontinuous permafrost zone. *Biogeosciences*, 2013, **10**(8): 5349-5365. DOI: 10.5194/bg-10-5349-2013.

[29] Yuan DN, Li SY, Xu YJ *et al*. Response of dissolved carbon dioxide and methane concentration to warming in shallow lakes. *Water Research*, 2024, **251**: 121116. DOI: 10.1016/j.watres.2024.121116.

[30] Audet J, Neif ÉM, Cao Y *et al*. Heat-wave effects on greenhouse gas emissions from shallow lake mesocosms. *Freshwater Biology*, 2017, **62**(7): 1130-1142. DOI: 10.1111/fwb.12930.

[31] Jentsch A, Kreyling J, Beierkuhnlein C. A new generation of climate-change experiments: Events, not trends. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 2007, **5**(7): 365-374. DOI: 10.1890/1540-9295(2007)5[365: ANGOCE]2.0.CO;2.

[32] Balmer MB, Downing JA. Carbon dioxide concentrations in eutrophic lakes: Undersaturation implies atmospheric uptake. *Inland Waters*, 2011, **1**(2): 125-132. DOI: 10.5268/IW-1.2.366.

[33] Kosten S, Huszar VLM, Bécares E *et al*. Warmer climates boost cyanobacterial dominance in shallow lakes. *Global Change Biology*, 2012, **18**(1): 118-126. DOI: 10.1111/j.1365-2486.2011.02488.x.

[34] Engel F, Attermeyer K, Weyhenmeyer GA. A simplified approach to detect a significant carbon dioxide reduction by phytoplankton in lakes and rivers on a regional and global scale. *The Science of Nature*, 2020, **107**(4): 29. DOI: 10.1007/s00114-020-01685-y.

[35] Yuan DN, Li SY, Ye C *et al*. Dissolved organic matter (DOM) rather than warming and eutrophication directly affects partial pressure of CO_2 (pCO_2) in mesocosm systems. *Water Research*, 2024, **267**: 122448. DOI: 10.1016/j.watres.2024.122448.

[36] Xu J, Zhou Z, Chen J *et al*. Spatiotemporal patterns in pCO_2 and nutrient concentration: Implications for the CO_2 variations in a eutrophic lake. *International Journal of Environmental Research and Public Health*, 2022, **19**(19): 12150. DOI: 10.3390/ijerph191912150.

[37] Zhang YB, Shi K, Woolway RI *et al*. Climate warming and heatwaves accelerate global lake deoxygenation. *Science Advances*, 2025, **11**(12): eadt5369. DOI: 10.1126/sciadv.*a*dt5369.

[38] Vachon D, Solomon CT, del Giorgio PA. Reconstructing the seasonal dynamics and relative contribution of the major processes sustaining CO_2 emissions in northern lakes. *Limnology and Oceanography*, 2017, **62**(2): 706-722. DOI: 10.1002/lno.10454.

[39] Praetzel LSE, Plenter N, Schilling S *et al*. Organic matter and sediment properties determine in-lake variability of sediment CO_2 and CH_4 production and emissions of a small and shallow lake. *Biogeosciences*, 2020, **17**(20): 5057-5078. DOI: 10.5194/bg-17-5057-2020.

[40] Ortega T, Ponce R, Forja J *et al*. Fluxes of dissolved inorganic carbon in three estuarine systems of the Cantabrian Sea (north of Spain). *Journal of Marine Systems*, 2005, **53**(1/2/3/4): 125-142. DOI: 10.1016/j.jmarsys.2004.06.006.

[41] Lavery PS, Oldham CE, Ghisalberti M. The use of Fick's First Law for predicting porewater nutrient fluxes under diffusive conditions. *Hydrological Processes*, 2001, **15**(13): 2435-2451. DOI: 10.1002/hyp.297.

[42] Potter L, Xu YJ. Can a eutrophic lake function as a carbon sink Case study of a subtropical eutrophic lake in southern USA. *Journal of Hydrology*, 2023, **625**: 130071. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2023.130071.

[43] Sø JS, Martinsen KT, Kragh T *et al*. Hourly methane and carbon dioxide fluxes from temperate ponds. *Biogeochemistry*, 2024, **167**(2): 177-195. DOI: 10.1007/s10533-024-01124-4.