

# 太湖藻型湖区 CH<sub>4</sub> 冒泡通量

蒲旖旎,贾磊,杨诗俊,秦志昊,苏荣明珠,赵佳玉,张弥\* (南京信息工程大学气候与环境变化国际合作联合实验室大气环境中心,江苏省农业气象重点实验室,江苏 南京 210044)

**摘要:** 冒泡是甲烷排放的主要途径之一,为量化太湖藻型湖区 CH<sub>4</sub> 冒泡通量及其占总通量的比例,本研究采用静态箱—便携式温室气体自动分析仪方法对春、夏季太湖梅梁湾进行了多日连续观测.结果表明,太湖藻型湖区春、夏季 CH<sub>4</sub> 冒泡通量均存在白天高于夜间的日变化特征.春、夏季 CH<sub>4</sub> 冒泡通量分别为 1.843、104.497nmol/(m<sup>2</sup>·s),占总通量的比例分别为 31.2%和 68.6%,即冒泡是夏季 CH<sub>4</sub> 排放的主要方式,而春季 CH<sub>4</sub> 排放则以扩散为主.在小时及日尺度上,CH<sub>4</sub> 冒泡通量与温度(气温、表面水温和底泥温度)和气压显著相关,且随着温度升高、气压降低,CH<sub>4</sub> 冒泡排放分别呈指数增加和线性增加趋势.本研究可为准确估算太湖流域 CH<sub>4</sub> 总排放量及明确我国湖泊对全球碳循环的贡献提供重要的基础数据.

**关键词:** 太湖藻型湖区; 箱式法; 甲烷通量; 冒泡通量; 冒泡通量比例; 气象因子

中图分类号: X511 文献标识码: A 文章编号: 1000-6923(2018)10-3914-11

**The methane ebullition flux over algae zone of Lake Taihu.** PU Yi-ni, JIA Lei, YANG Shi-jun, QIN Zhi-hao, SU Rong-ming-zhu, ZHAO Jia-yu, ZHANG Mi\* (Yale-NUIST Center on Atmospheric Environment, International Joint Laboratory on Climate and Environment Change, Jiangsu Key Lab of Agricultural Meteorology, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China). *China Environmental Science*, 2018,38(10): 3914~3924

**Abstract:** Ebullition is one of the main pathways for CH<sub>4</sub> emission. To quantify CH<sub>4</sub> ebullition flux and its ratio to total CH<sub>4</sub> emission flux over algae zone of Lake Taihu, floating chamber method was utilized in this study in the Meiliang Bay of Lake Taihu during spring and summer time. The results showed that daytime CH<sub>4</sub> ebullition flux was obviously higher than that of nighttime in both spring and summer seasons. The mean CH<sub>4</sub> ebullition flux and its ratio to total CH<sub>4</sub> flux in spring were 1.843nmol/(m<sup>2</sup>·s) and 31.2% respectively and that in summer were 104.497nmol/(m<sup>2</sup>·s) and 68.6%. The results indicated that the dominant CH<sub>4</sub> emission pathway was diffusion in spring and different from spring, ebullition played important role in summer. Temperature (air temperature, surface water temperature, and sediment temperature) and air pressure were significantly correlated to CH<sub>4</sub> ebullition emission at hourly and daily scale. The CH<sub>4</sub> ebullition emission increased exponentially with increasing temperature and increased linearly as air pressure decreased. This study can provide important basic data for accurately estimating total CH<sub>4</sub> emission in Lake Taihu basin and clarifying the contribution of CH<sub>4</sub> emission from lakes in China to the global carbon cycle.

**Key words:** algae zone of Lake Taihu; floating chamber; methane flux; ebullition flux; ratio of ebullition flux; meteorological factors

湖泊是大气 CH<sub>4</sub> 重要的自然源<sup>[1-2]</sup>,可抵消约 25%的全球陆地碳汇<sup>[3]</sup>,并且可能对全球大气 CH<sub>4</sub> 浓度的再次升高存在重要的贡献<sup>[4]</sup>.因此,明确湖泊 CH<sub>4</sub> 排放量对全球 CH<sub>4</sub> 收支的贡献已成为气候变化及全球温室气体循环研究中亟待解决的科学问题.

湖泊中,CH<sub>4</sub> 是在底泥缺氧的条件下,通过乙酸发酵或 H<sub>2</sub> 还原 CO<sub>2</sub> 降解有机物的过程中产生<sup>[5]</sup>.由于 CH<sub>4</sub> 相对不溶于水,在底泥生成后会以 3 种途径向大气排放,即扩散、冒泡和植物介导.对于挺水植被较少的湖泊,CH<sub>4</sub> 主要通过扩散和冒泡方式排放.在湖泊水体中,通过扩散方式排放的 CH<sub>4</sub> 在穿过水柱时,会被氧化<sup>[6]</sup>,因此,CH<sub>4</sub> 的扩散排放量通常较小.冒泡方式排放的 CH<sub>4</sub>,通过气泡包裹迅速释放到大气中,气泡从底泥向湖表运动的过程中,其中的 CH<sub>4</sub> 几

乎不会被氧化.研究发现,湖泊中以冒泡方式排放的 CH<sub>4</sub> 通量,约占 CH<sub>4</sub> 总排放量的 50%~90%<sup>[3,7]</sup>.然而,受早前观测方法的限制,大多数研究在观测湖泊 CH<sub>4</sub> 排放量时仅关注扩散通量,而忽视了占比极高的冒泡通量,导致严重低估了湖泊的 CH<sub>4</sub> 排放量<sup>[3,8]</sup>.因此,量化 CH<sub>4</sub> 冒泡通量对于精确估算湖泊向大气排放的 CH<sub>4</sub> 至关重要<sup>[9]</sup>.

由于 CH<sub>4</sub> 冒泡是高度随机事件,具有不规则性、间歇性和空间异质性,使得湖泊 CH<sub>4</sub> 冒泡排放量的观测存在很大的不确定性,因此,进行高空间分辨率长时间连续观测能够降低这种不确定性<sup>[10]</sup>.目前国

收稿日期: 2018-03-26

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(41575147)

\* 责任作者, 讲师, zhangm.80@nuist.edu.cn

内外观测 CH<sub>4</sub> 冒泡通量的方法有倒置漏斗法<sup>[11-13]</sup>、声学技术<sup>[9,14]</sup>和箱式法<sup>[15-17]</sup>。前两种方法仅能观测以冒泡形式排放的 CH<sub>4</sub>。其中,倒置漏斗法不能捕捉到单个冒泡事件的特征<sup>[18]</sup>,且采样过程与气体浓度的分析过程分离,可能会造成一定的误差,而声学技术多适用于深水湖泊且仪器成本较高<sup>[14]</sup>。而箱式法,特别是将箱室与温室气体自动分析仪相结合的箱式法,可以实现对 CH<sub>4</sub> 浓度的在线实时连续测量<sup>[19]</sup>,在测量 CH<sub>4</sub> 总排放量的同时,可以分离出以冒泡和扩散形式排放的 CH<sub>4</sub><sup>[15-16]</sup>,从而明确不同排放方式对 CH<sub>4</sub> 总排放量的贡献。

太湖是我国大型浅水湖泊,近年来水环境日益恶化,蓝藻频繁爆发<sup>[20-21]</sup>,而蓝藻生物量的增加是否会促使 CH<sub>4</sub> 冒泡排放增加仍有待进一步明确。在太湖北部富营养化严重的藻型湖区—梅梁湾,已基于便携式温室气体分析仪改进的箱式法,对该区域春、夏季的 CH<sub>4</sub> 排放总通量及其时间变化特征和影响因素进行了分析<sup>[22]</sup>。但是,该分析中并未明确 CH<sub>4</sub> 冒泡排放通量及占总通量的比例。故本文的目的为:1)明确春、夏季太湖藻型湖区 CH<sub>4</sub> 冒泡排放通量及冒泡通量占总通量的比例;2)得出影响太湖藻型湖区 CH<sub>4</sub> 冒泡通量的气象因子,以期明确太湖流域 CH<sub>4</sub> 排放的主要方式和准确估算总排放量及我国湖泊对全球碳循环的贡献提供重要的基础数据。

## 1 材料与方法

### 1.1 研究地概况

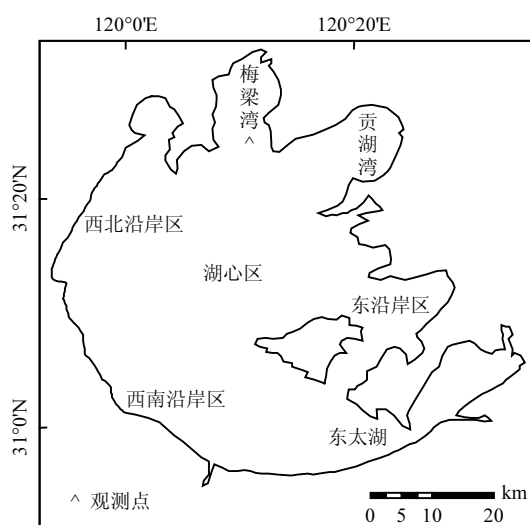


图1 观测点位置

Fig.1 Location of the observational site

太湖是位于我国亚热带季风气候区的一个大型浅水湖泊,湖区面积 2338km<sup>2</sup>,平均水深 1.9m<sup>[21]</sup>。太湖年平均气温 16.2℃,多年平均年降水量 1122mm,年平均风速 2.6m/s<sup>[23]</sup>。梅梁湾是位于太湖北部的一个半封闭湖湾,水域面积 120km<sup>2</sup>,平均水深 2.45m,其周边连接有梁溪河、直湖港等入湖河道<sup>[24]</sup>,给该区输入大量的污染物和有机质。2005~2017 年梅梁湾的叶绿素 a、DTN 和 DTP 浓度多年平均值分别为 38.7μg/L,2.40,0.044mg/L<sup>[25]</sup>。每年夏季,该区域都会有大量的藻类繁殖,水体富营养化状态十分严峻。本研究的观测点设在位于梅梁湾湖区的中国科学院太湖湖泊生态系统研究站的栈桥附近(图 1),离湖岸约 300m<sup>[22]</sup>。

### 1.2 静态箱—便携式温室气体分析仪观测原理

传统的箱式法测定 CH<sub>4</sub> 通量的原理是通过在水面扣置一个底部中通、顶部密闭的箱体,每隔一段时间抽取箱体内的气体并结合气相色谱测定 CH<sub>4</sub> 浓度,进而求得 CH<sub>4</sub> 通量。本研究在传统箱式法的基础上进行了一定的改进,改用便携式温室气体分析仪(915-0011-CUSTOM, Los Gatos Research, SF, USA)(LGR)替代人工取样实现以 1Hz 的频率在线实时连续测定箱体内的 CH<sub>4</sub> 浓度变化。LGR 对 CH<sub>4</sub> 气体 100s 的测量精度为体积分数 0.6×10<sup>-9</sup>。本研究所使用的静态箱由有机玻璃板粘合而成,箱体体积 75L,底面积 0.25m<sup>2</sup>,高 0.3m。箱体表层贴有锡箔纸,以减少光照对箱体内气温的影响,从而造成箱体内外较大的气温差异。箱体内顶部固定有 2 根导管,分别连通 LGR 的进气口和出气口,LGR 在持续抽出箱体内的气体进行分析的同时将分析后的气体通过导管排回箱体内,从而形成一个循环的气路且不改变箱体内部环境,同时不影响水面排放 CH<sub>4</sub> 在箱体内造成的浓度增加。此外,箱体内顶部还装有小风扇,用以使箱内气体充分混合。为实现箱体在水面漂浮,在箱体周围加裹高密度泡沫板,使箱体漂浮于水面,同时在泡沫板上加装两个气囊,通过给气囊充气、放气实现箱体的自动抬起、扣下。前期研究成果已对本研究的静态箱—便携式温室气体自动分析仪进行了详细的说明<sup>[22]</sup>。

CH<sub>4</sub> 通量,即单位时间单位面积上 CH<sub>4</sub> 浓度的变化量。计算公式如下<sup>[26]</sup>:

$$F = \frac{\Delta c \cdot h}{t \cdot V_m} \quad (1)$$

式中:  $F$  为  $\text{CH}_4$  通量,  $\text{mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ , 但为了科学表示  $\text{CH}_4$  通量的计算结果, 本文统一将单位转换为  $\text{nmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ ;  $\Delta c$  为  $t$  时间段内的  $\text{CH}_4$  浓度变化量,  $\mu\text{mol}/\text{mol}$ ;  $t$  为时间间隔,  $\text{s}$ , 本研究取  $1800\text{s}$ ;  $h$  为箱体高度,  $\text{m}$ , 本研究箱体高度为  $0.3\text{m}$ ;  $V_m$  为气体摩尔体积, 取  $22.4\text{L}/\text{mol}$ .

观测以整点(或半点)为起始时刻, 若时间间隔  $1800\text{s}$  内  $\text{CH}_4$  仅以扩散方式排放, 则 LGR 所测定的箱体内  $\text{CH}_4$  浓度的时间序列为线性增加(图 2a). 先求得  $1800\text{s}$  内的  $\text{CH}_4$  扩散浓度的变化量  $\Delta c$ , 即 B 点的浓度减去 A 点的浓度, 再结合公式(1)求得观测时间段内的扩散通量.

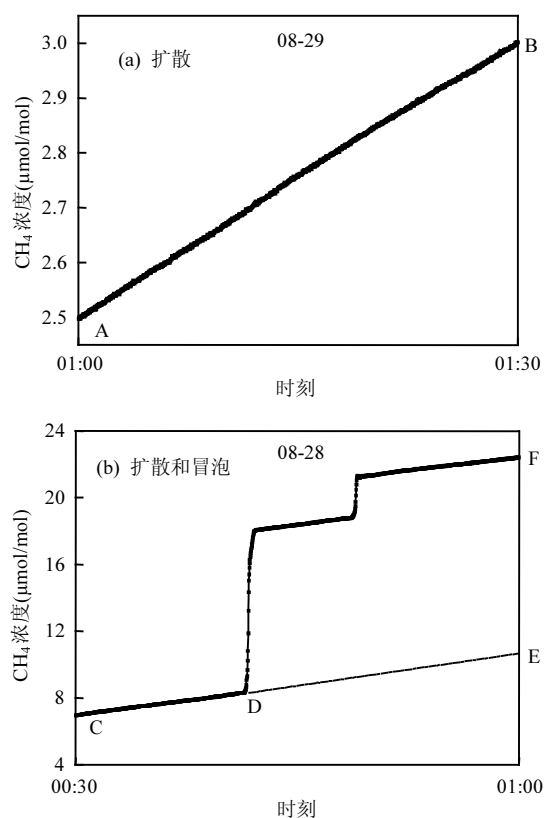


图2 不同排放方式下箱体内  $\text{CH}_4$  浓度的时间序列  
Fig.2 Time series of  $\text{CH}_4$  concentration in the floating chamber through different emission pathways

若  $1800\text{s}$  内有  $\text{CH}_4$  冒泡现象发生, 则箱体内  $\text{CH}_4$  浓度线性增加的时间序列会被一个或多个突增的浓度打断(图 2b). 此时  $\text{CH}_4$  通量包含冒泡通量和扩散通量两部分.  $\text{CH}_4$  冒泡通量的计算方法: 假定  $1800\text{s}$  内的扩散速率恒定, 采用最小二乘法对 CD 直线段进行拟合, 求得直线的斜率即为该时间段内的  $\text{CH}_4$  扩散速率; 根据斜率求得观测时间末, 即 E 点处的  $\text{CH}_4$

扩散浓度; 用 F 点的浓度(实测浓度)减去 E 点的浓度即为观测时间段内  $\text{CH}_4$  冒泡导致的浓度的变化量  $\Delta c^{[15]}$ ; 结合公式(1)求得  $1800\text{s}$  内的冒泡通量, 从而得到每半小时的  $\text{CH}_4$  冒泡通量时间序列. 有冒泡时段的  $\text{CH}_4$  扩散通量的计算方法与上述提到的仅有扩散排放时通量的计算方法相同, 此时  $\text{CH}_4$  扩散浓度的变化量  $\Delta c$  为 E 点的浓度减去 C 点的浓度. 由于在观测点无大型挺水植被生长, 可忽略由植物介导作用传输的  $\text{CH}_4$  通量, 因此,  $1800\text{s}$  内  $\text{CH}_4$  总通量为冒泡通量与扩散通量之和.

研究表明, 春季至夏季气温逐渐上升, 湖泊底泥中的产甲烷菌趋于活跃,  $\text{CH}_4$  产量及冒泡量开始逐渐增加<sup>[27]</sup>. 因此本研究分别在春、夏季开展了为期  $12\text{d}$  和  $5\text{d}$  的多日连续观测. 其中春季试验观测时间为  $2017$  年  $4$  月  $14\sim 25$  日, 夏季试验观测时间为  $2016$  年  $8$  月  $25\sim 29$  日. 除因大风、降雨等天气原因存在缺测外, 春、夏季试验均是全天  $24\text{h}$  观测. 一次通量观测过程持续  $1\text{h}$  左右, 之后通过给气囊充气使箱体抬起, 待 LGR 测定的箱体内  $\text{CH}_4$  浓度降低并趋于稳定时说明箱体内部的气体与外部环境气体已充分混合, 再通过给气囊抽气使箱体扣下, 再进行下一次通量观测, 如此循环.

### 1.3 其他数据

梅梁湾通量站安装有小气候系统仪器 (Dynakmet, Dynakmax Inc., Houston, TX, USA), 距离漂浮箱约  $50\text{m}$ , 因此仪器所测定的气温、风速等气象数据可代表采样箱附近的气象环境. 此外, 站点还分别在  $20, 50, 100, 150, 200\text{cm}$  水深处安装有水温计 (109-L, Campbell Scientific Inc. Logan, UT, USA), 用以获取不同深度的水温数据<sup>[28]</sup>. 其中本文所使用的底泥温度即  $200\text{cm}$  处的水温, 而表面水温是通过斯蒂芬—玻尔兹曼定律计算得到的, 计算公式如下:

$$L \uparrow = \varepsilon \sigma T^4 + (1 - \varepsilon) L \downarrow \quad (2)$$

式中:  $L \uparrow$  和  $L \downarrow$  分别为观测的向上和向下的长波辐射,  $\text{W}/\text{m}^2$ ;  $\varepsilon$  为水体表面的发射率, 太湖取  $0.97$ ;  $\sigma$  为斯蒂芬—玻尔兹曼常数, 取  $5.67 \times 10^{-8} \text{W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K}^4)$ ;  $T$  为表面水温,  $\text{K}$ .

## 2 结果与分析

### 2.1 $\text{CH}_4$ 冒泡通量的时间变化特征

#### 2.1.1 $\text{CH}_4$ 冒泡通量的日变化特征 春季 $\text{CH}_4$ 冒

泡通量的多日平均日变化如图 3 所示.可以看出,除 00:00~03:30 和 12:30~15:30 这 2 个时间段几乎没有 CH<sub>4</sub> 冒泡,其他时间段均有不同程度的 CH<sub>4</sub> 冒泡发生.观测时间内,各时间段 CH<sub>4</sub> 冒泡通量的多日平均值均低于 20nmol/(m<sup>2</sup>·s),且高值主要集中在 08:00~12:00 和 16:00~19:00 这 2 个时间段.此外,CH<sub>4</sub> 冒泡通量高值对应的标准差也很大,这说明 CH<sub>4</sub> 冒泡是一个高度随机事件,冒泡频数和单次冒泡的浓度变化很大.

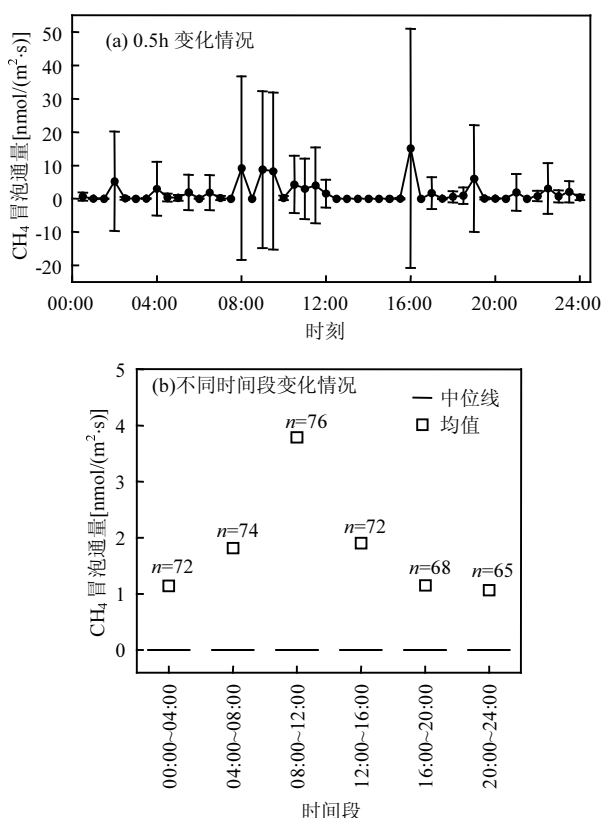


图 3 春季 CH<sub>4</sub> 冒泡通量多日平均日变化

Fig.3 Diurnal variation of CH<sub>4</sub> ebullition flux in spring

进一步分析 CH<sub>4</sub> 冒泡通量在各时间段的变化发现,各个时段的上、下四分位数均为 0,这说明春季观测期间大部分时间都没有 CH<sub>4</sub> 冒泡现象的发生.此外,CH<sub>4</sub> 冒泡通量在各时间段的平均值均低于 4nmol/(m<sup>2</sup>·s),且存在明显的昼夜差异,即白天冒泡通量较高,尤其是 08:00~12:00 时段内均值最高,为 3.794nmol/(m<sup>2</sup>·s),而夜间冒泡通量相对较低.计算得到春季白天(06:00~18:00)和夜间(18:00~06:00)的 CH<sub>4</sub> 平均冒泡通量分别为 2.461 和 1.171nmol/(m<sup>2</sup>·s),即白天 CH<sub>4</sub> 冒泡通量约为夜间的 2.1 倍.

夏季 CH<sub>4</sub> 冒泡通量的多日平均日变化如图 4 所示.可以看出,夏季 CH<sub>4</sub> 冒泡通量整体高于春季,CH<sub>4</sub> 冒泡通量的多日平均值集中在 10~100nmol/(m<sup>2</sup>·s)范围内.1d 中 CH<sub>4</sub> 冒泡在 11:30~14:30 和 21:00~00:30 这两个时间段较为活跃,通量值多高于 100nmol/(m<sup>2</sup>·s).值得注意的是,在 11:30~13:00 时段 CH<sub>4</sub> 冒泡通量较高,但其对应的标准差却相对较小,说明观测期间该时间段的 CH<sub>4</sub> 冒泡通量变幅较小.

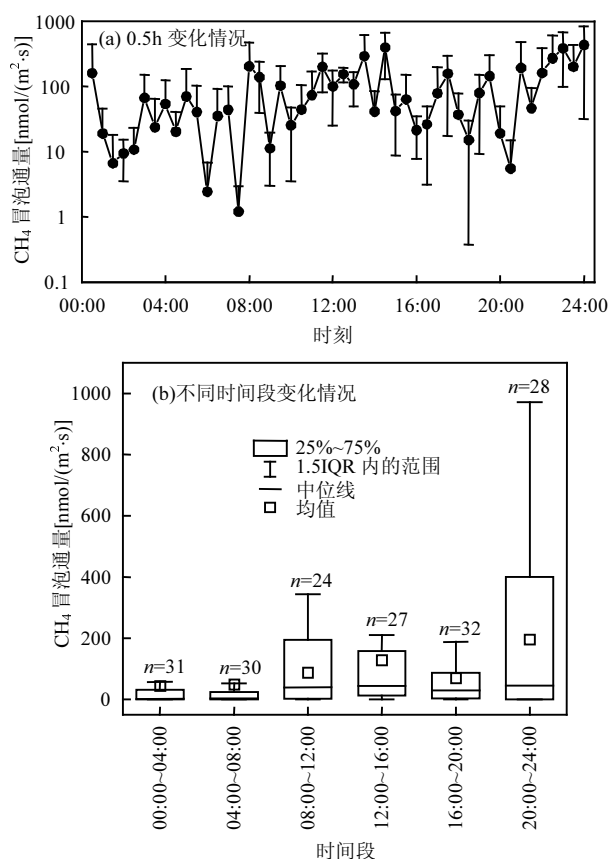


图 4 夏季 CH<sub>4</sub> 冒泡通量多日平均日变化

Fig.4 Diurnal variation of CH<sub>4</sub> ebullition flux in summer

进一步分析,夏季 CH<sub>4</sub> 冒泡通量在各时间段的平均值均低于 200nmol/(m<sup>2</sup>·s),且存在明显的时间差异.在 12:00~16:00 和 20:00~24:00 期间,CH<sub>4</sub> 冒泡通量较高,均值分别为 128.841 和 196.201nmol/(m<sup>2</sup>·s),但其相应的四分位距也较大,说明 CH<sub>4</sub> 冒泡通量的变幅很大.而在 00:00~08:00 期间 CH<sub>4</sub> 冒泡通量相对较低,集中在 0~100nmol/(m<sup>2</sup>·s)范围内.计算得到夏季白天(06:00~18:00)和夜间(18:00~06:00)的 CH<sub>4</sub> 平均冒泡通量分别为 99.832 和 101.538nmol/(m<sup>2</sup>·s),即夏季白天和夜间的 CH<sub>4</sub> 冒泡通量相当.鉴于 8 月 25 日

的 CH<sub>4</sub> 冒泡十分活跃,观测期间的通量值很高,但观测是从 15:00 开始,会造成夏季白天 CH<sub>4</sub> 冒泡通量的低估.如若不考虑该天的观测结果,计算得到夏季白天 CH<sub>4</sub> 冒泡通量约为夜间的 1.8 倍.

**2.1.2 CH<sub>4</sub> 冒泡通量的季节差异** 春、夏季 CH<sub>4</sub> 冒泡通量日均值如表 1 所示.可以看出,春季仅有 7d 观测到 CH<sub>4</sub> 冒泡现象,且 CH<sub>4</sub> 冒泡通量整体较低,最大值出现在 4 月 25 日为 12.028nmol/(m<sup>2</sup>·s).春季 CH<sub>4</sub> 冒泡通量多日平均值为 1.843nmol/(m<sup>2</sup>·s).相比春季,夏季 CH<sub>4</sub> 冒泡通量明显增加,最大值出现在 8 月 25 日为 268.115nmol/(m<sup>2</sup>·s),最小值出现在 8 月 29 日为 13.778nmol/(m<sup>2</sup>·s).夏季 CH<sub>4</sub> 冒泡通量多日平均值为 104.497nmol/(m<sup>2</sup>·s).观测期间,相比于春季,夏季 CH<sub>4</sub> 冒泡通量是春季的 56.7 倍.

表 1 春、夏季 CH<sub>4</sub> 冒泡通量日均值

Table 1 Daily mean value of CH<sub>4</sub> ebullition flux in spring and summer

日期(月-日)	CH <sub>4</sub> 冒泡通量 [nmol/(m <sup>2</sup> ·s)]	日期(月-日)	CH <sub>4</sub> 冒泡通量 [nmol/(m <sup>2</sup> ·s)]
04-14	0		
04-15	0.004		
04-16	0		
04-17	0	08-25	268.115
04-18	0	08-26	56.943
04-19	0.201	08-27	120.579
04-20	0	08-28	63.067
04-21	1.840	08-29	13.778
04-22	4.288		
04-23	0.171		
04-24	3.579		
04-25	12.028		
平均	1.843	平均	104.497

2.2 CH<sub>4</sub> 冒泡通量占总通量比例的变化

由图 5a 可以看出,在春季试验的前 7d 中 CH<sub>4</sub> 主要以扩散方式传输,仅在日序 105,109d(4 月 15、19 日)时观测到 CH<sub>4</sub> 冒泡现象,且冒泡通量占总通量比例分别为 5.6%和 27.7%.在春季试验的后 5d 中 CH<sub>4</sub> 冒泡较为活跃,尤其是日序 115d(4 月 25 日)时 CH<sub>4</sub> 冒泡通量高达 12.028nmol/(m<sup>2</sup>·s),占 CH<sub>4</sub> 总通量的 96.3%.在日序 112,114d(4 月 22、24 日)时 CH<sub>4</sub> 冒泡通量比例也较高,分别为 95.2%和 88.5%.值得注意的是,日序 111d(4 月 21 日)时虽然 CH<sub>4</sub> 总通量很高,但由于该天 CH<sub>4</sub> 扩散通量较大,冒泡通量比例不高,仅为 36.3%.计算得到春季观测期间 CH<sub>4</sub> 冒泡通量占

总通量比例的平均值为 31.2%,综上所述,春季 CH<sub>4</sub> 冒泡通量占总通量的比例并不高,CH<sub>4</sub> 排放的方式以扩散为主.

不同于春季,在夏季 5d 的试验中均有不同程度的冒泡现象发生(图 5b).其中在日序 238d(8 月 25 日)时,CH<sub>4</sub> 总通量最高,高达 274.600nmol/(m<sup>2</sup>·s),且 CH<sub>4</sub> 冒泡通量比例也是 5d 中最高的,高达 97.6%.在日序 239,240,241d(8 月 26、27 和 28 日)时 CH<sub>4</sub> 冒泡通量比例也较高,分别为 58.7%、71.3%和 67.1%.而在日序 242d(8 月 29 日)时,CH<sub>4</sub> 总通量最低,仅为 28.480nmol/(m<sup>2</sup>·s),且 CH<sub>4</sub> 冒泡通量比例也是 5d 中最低的,仅为 48.4%.计算得到夏季观测期间 CH<sub>4</sub> 冒泡通量占总通量比例的平均值为 68.6%,该值约为春季结果的 2.2 倍,说明夏季冒泡是 CH<sub>4</sub> 排放的主要方式.

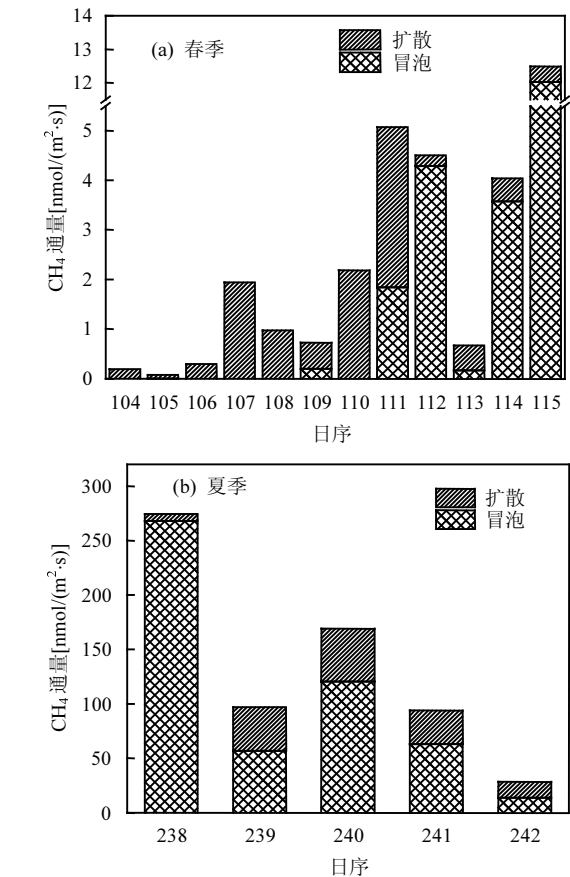


图 5 春季和夏季 CH<sub>4</sub> 冒泡通量与扩散通量

Fig.5 The CH<sub>4</sub> ebullition and diffusion flux in spring and summer

2.3 气象因子对 CH<sub>4</sub> 冒泡通量的影响

为明确各气象要素与 CH<sub>4</sub> 冒泡通量的相关关系,

分别在春季和夏季选择了 CH<sub>4</sub> 冒泡相对较多的 2d 的时间序列进行分析。

通过 2017 年春季 4 月 21~22 日 CH<sub>4</sub> 冒泡通量和各气象要素随时间的变化图可以看出(图 6),CH<sub>4</sub> 冒泡通量高值的出现时间正好是 1d 中气温较高的时段,同时,冒泡通量也与表面水温呈现出较为一致

的变化趋势,即气温、表面水温越高,CH<sub>4</sub> 冒泡通量越高.此外,4 月 21 日 10:00~16:00 期间气压逐渐下降,该时间段也是 CH<sub>4</sub> 冒泡集中出现的时间,两者呈现出相反的变化趋势,即随着气压的降低,CH<sub>4</sub> 冒泡增加.然而 CH<sub>4</sub> 冒泡通量与风速之间没有表现出明显的一致或相反的变化趋势。

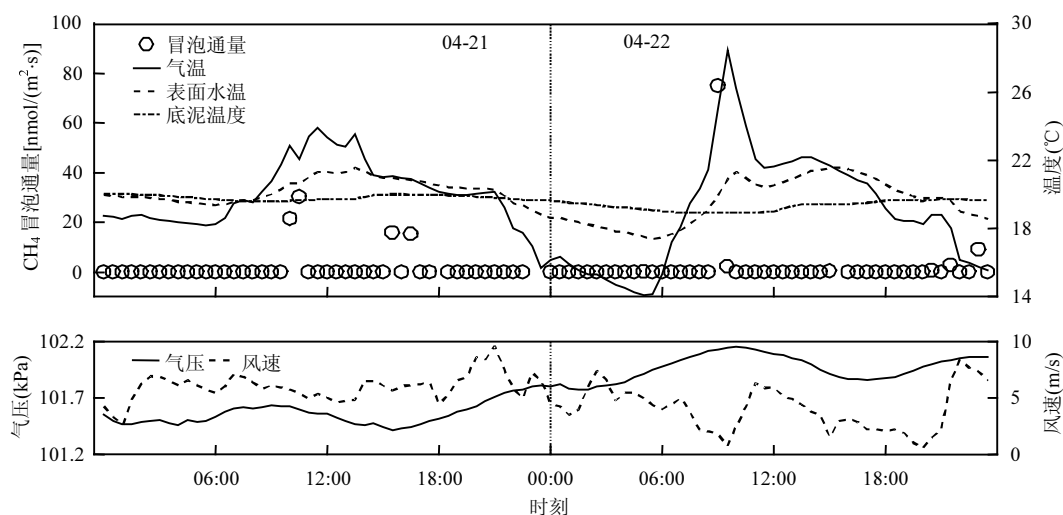


图 6 2017 年 4 月 21~22 日 CH<sub>4</sub> 冒泡通量、气温、表面水温、底泥温度、气压和风速随时间的变化

Fig.6 Temporal variability of CH<sub>4</sub> ebullition flux, air temperature, surface water temperature, sediment temperature, air pressure, and wind speed from April 21 to 22, 2017

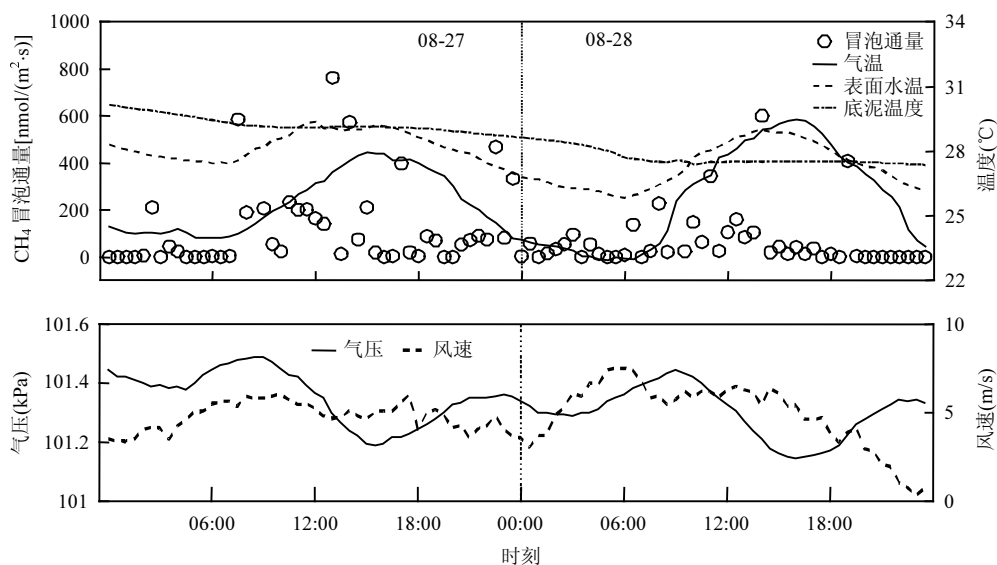


图 7 2016 年 8 月 27~28 日 CH<sub>4</sub> 冒泡通量、气温、表面水温、底泥温度、气压和风速随时间的变化

Fig.7 Temporal variability of CH<sub>4</sub> ebullition flux, air temperature, surface water temperature, sediment temperature, air pressure, and wind speed from August 27 to 28, 2016

2016 年夏季 8 月 27~28 日 CH<sub>4</sub> 冒泡通量和各气象要素随时间的变化如图 7 所示.可以看出,CH<sub>4</sub> 冒泡通量的高值主要集中在 08:00~16:00 期间,该时间

段内的气温在逐渐升高,而气压在逐渐降低,即 CH<sub>4</sub> 冒泡通量与气温呈现出明显的同步变化,与气压呈现出较好的反相位变化.此外,8 月 27 日相比 28 日底

泥温度更高,该天的  $\text{CH}_4$  冒泡频数和高值也相对较多。 $\text{CH}_4$  冒泡通量与风速之间依然没有明显的一致或相反的变化趋势。

从个例分析可以看出, $\text{CH}_4$  冒泡通量变化仅与温度(气温、表面水温和底泥温度)和气压变化有关。

为了进一步验证各气象要素与  $\text{CH}_4$  冒泡通量的相关关系,分别在小时尺度和日尺度上,将春、夏季  $\text{CH}_4$  冒泡通量与相应的气象因子进行相关分析.结果如表 2 所示,无论在小时尺度还是日尺度上, $\text{CH}_4$  冒泡通量与温度(气温、表面水温和底泥温度)和气压均有显著的相关关系,且与温度呈正相关关系,与气压呈负相关关系.然而  $\text{CH}_4$  冒泡通量与风速之间并没有显著的相关关系,说明风速并不是影响  $\text{CH}_4$  冒泡通量的气象因子。

在小时尺度上,分别按照  $1^\circ\text{C}$  为间隔对温度(气

温、表面水温和底泥温度)与其对应的  $\text{CH}_4$  冒泡通量进行分段统计,并计算得到其平均值,如图 8 所示.可以看出, $\text{CH}_4$  冒泡通量随着气温、表面水温和底泥温度的升高呈指数递增趋势,且当温度高于  $24^\circ\text{C}$  时, $\text{CH}_4$  冒泡通量迅速增加.同时,按照  $0.1\text{kPa}$  为间隔对气压与其对应间隔内  $\text{CH}_4$  冒泡通量平均值进行分析发现, $\text{CH}_4$  冒泡通量随着气压的升高呈线性递减趋势。

表 2  $\text{CH}_4$  冒泡通量与气象因子的相关分析

Table 2 Correlation analysis between  $\text{CH}_4$  ebullition flux and meteorological factors

气象要素	气温	表面水温	底泥温度	风速	气压
小时尺度	0.339**	0.337**	0.336**	-0.142	-0.325**
日尺度	0.869**	0.819**	0.715**	-0.365	-0.739**

注: \*\*表示在 0.01 水平上显著相关。

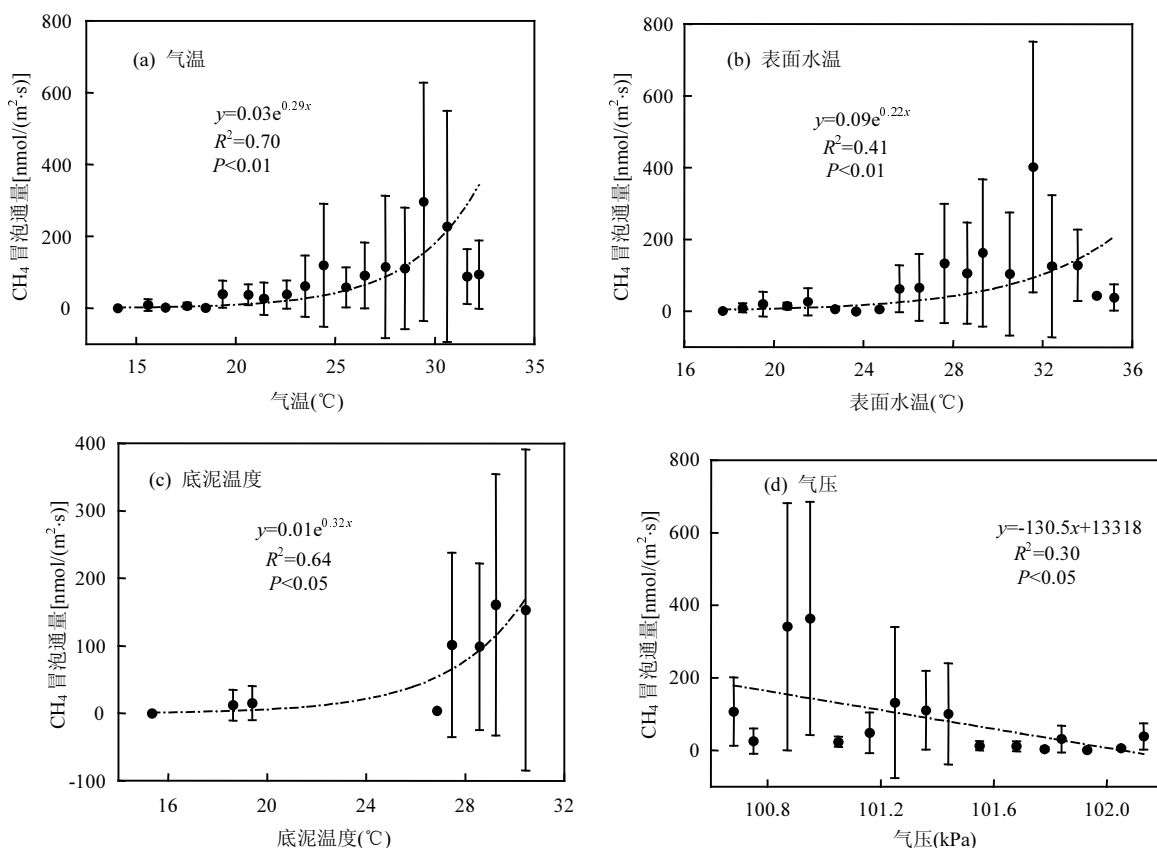


图 8  $\text{CH}_4$  冒泡通量随气温、表面水温、底泥温度和气压的变化

Fig.8 Relationships between  $\text{CH}_4$  ebullition flux and air temperature, surface water temperature, sediment temperature, and air pressure

### 3 讨论

#### 3.1 $\text{CH}_4$ 冒泡通量的日变化特征

大量研究结果表明,湖泊  $\text{CH}_4$  冒泡通量白天高于夜间<sup>[1,12]</sup>.本研究计算得到春季白天  $\text{CH}_4$  冒泡通量约为夜间的 2.1 倍,而夏季白天  $\text{CH}_4$  冒泡通量约为夜

间的 1.8 倍,故太湖藻型湖区春、夏季 CH<sub>4</sub> 冒泡通量均是白天高于夜间。造成湖泊 CH<sub>4</sub> 冒泡通量白天高于夜间的原因可能是:白天太阳辐射的加热作用使得水温和底泥温度较高。当底泥中有机物一定时,底泥温度越高,产甲烷菌的活性则越高,CH<sub>4</sub> 的生成速率也就越快。此外,水温升高,CH<sub>4</sub> 在水中的溶解度降低,更有利于底层 CH<sub>4</sub> 气泡的产生并以冒泡形式向大气排放。

CH<sub>4</sub> 冒泡通量的日变化强调了进行长期连续通量观测的重要性,若缺少夜间 CH<sub>4</sub> 冒泡通量的观测则可能会使 CH<sub>4</sub> 冒泡总排放量的估算出现显著偏差。

### 3.2 影响 CH<sub>4</sub> 冒泡通量的气象因子

本研究发现,无论在小时尺度还是日尺度上,CH<sub>4</sub> 冒泡通量与温度(气温、表面水温和底泥温度)均有显著的正相关关系,且随着温度的升高,CH<sub>4</sub> 冒泡通量呈指数升高。Aben 等<sup>[27]</sup>在调研全球 CH<sub>4</sub> 冒泡通量与温度的关系时也发现,在不同类型的淡水生态系统中 CH<sub>4</sub> 冒泡通量均随温度的升高呈指数增加。这主要是由于一方面温度升高,底泥中产甲烷菌的数量和活性都会增加,加快 CH<sub>4</sub> 的生成<sup>[29]</sup>;另一方面水温升高会降低 CH<sub>4</sub> 在水中的溶解度,促进 CH<sub>4</sub> 气泡的形成。然而在贫营养湖泊中,底泥中有机物的限制可能会强烈削弱 CH<sub>4</sub> 冒泡与温度之间的这种关系<sup>[13]</sup>,但在富营养化的太湖并不存在这样的情况。

气压已被证实对 CH<sub>4</sub> 冒泡的变化有很大的影响,甚至可能是 CH<sub>4</sub> 冒泡的触发机制<sup>[11,30]</sup>。早在 1987 年 Mattson 等<sup>[31]</sup>便首次提出 CH<sub>4</sub> 冒泡与局地气压变化有关,且气压每下降 1mbar 甲烷冒泡增加 18%。Casper 等在对 Priest Pot 湖研究时也发现在气压迅速下降期间可观测到 CH<sub>4</sub> 冒泡现象,并得出气压每降低 2%,冒泡增加 10 倍的结论<sup>[30]</sup>。而本研究也发现无论在小时尺度还是日尺度上,CH<sub>4</sub> 冒泡通量与气压均呈显著负相关,在小时尺度上,气压每下降 1kPa,冒泡通量升高 130.5nmol/(m<sup>2</sup>·s)。这主要是由于:随着气压的降低,CH<sub>4</sub> 在水中的溶解度也会降低,更有利于 CH<sub>4</sub> 气泡的形成。此外,气压降低会引起静水压降低,从而减小 CH<sub>4</sub> 气泡排放的阻力,加速其释放到大气中<sup>[17]</sup>。

本研究中并没有发现 CH<sub>4</sub> 冒泡通量与风速存在相关关系。但对巴拿马 Gatun 湖的研究中却发现两

者有很好的正相关关系<sup>[1]</sup>。研究表明 CH<sub>4</sub> 冒泡通量与底流引起的切应力密切相关,而底流是风、内部气压梯度和水深的复杂函数<sup>[12]</sup>。Casper 等<sup>[30]</sup>研究中发现最大 CH<sub>4</sub> 冒泡通量发生时刻所对应的风速却很低。因此,底流通常是由风切变以外的其他因子产生。梅梁湾底流可能是由风切变以外的因子触发,因此本研究 CH<sub>4</sub> 冒泡通量与风速不存在显著的相关关系可能与之有关。此外,梅梁湾地处湖湾,风速较小且变化范围不大,这也使得冒泡通量与风速之间未表现出显著的相关性。

### 3.3 太湖藻型湖区 CH<sub>4</sub> 冒泡通量的水平

**3.3.1 太湖藻型湖区 CH<sub>4</sub> 冒泡通量比例** 冒泡被认为是湖泊向大气排放 CH<sub>4</sub> 的主要机制<sup>[1,12,30]</sup>。据估计,全球平均湖泊冒泡通量比例为 40%~60%<sup>[32]</sup>,而在亚热带气候区比例则更高,可达 60%~99%<sup>[33]</sup>。位于青藏高原的花湖<sup>[17]</sup>、巴拿马的 Gatun 湖<sup>[1]</sup>、英国的 Priest Pot 湖<sup>[30]</sup>,其冒泡通量比例高达 93%、98%、96%,说明这些湖泊主要以冒泡方式向大气排放 CH<sub>4</sub>,而扩散比例极小甚至可忽略。但并非所有湖泊都适用。已有研究发现在 5 个高纬度湖泊,扩散是 CH<sub>4</sub> 排放的主要途径<sup>[34]</sup>;位于魁北克的 3 个湖泊,其冒泡仅占 CH<sub>4</sub> 总排放量的 18%~23%<sup>[13]</sup>。本研究计算得到春、夏季 CH<sub>4</sub> 冒泡通量占总通量的比例分别为 31.2%和 68.6%,即春季 CH<sub>4</sub> 以扩散为主要途径,而夏季则以冒泡为主要途径。这可能是由于夏季温度较高,产甲烷菌活性增强,CH<sub>4</sub> 的产量大幅度增加,底层高浓度的 CH<sub>4</sub> 聚集在一起更容易形成气泡并释放到大气中。

Bastviken 等<sup>[32]</sup>得到了 CH<sub>4</sub> 冒泡的相对贡献率与湖泊面积之间的关系,据此计算得到太湖 CH<sub>4</sub> 冒泡通量比例约为 55%,该值介于本研究春、夏季结果之间。而 Xiao 等<sup>[35]</sup>观测得到太湖梅梁湾地区 CH<sub>4</sub> 冒泡通量比例的平均值为 71%,该值相比本研究结果较高。究其原因可能是:一是研究方法不同。本研究采用静态箱—温室气体分析仪直接测量 CH<sub>4</sub> 冒泡通量,而 Xiao 等采用了一种间接的方法,即通过计算通量梯度法得到的 CH<sub>4</sub> 总通量与水平衡法得到的 CH<sub>4</sub> 扩散通量之间的差值来求得 CH<sub>4</sub> 冒泡通量<sup>[35]</sup>。由于水平衡法采用人工取样,在操作过程中 CH<sub>4</sub> 易被氧化,导致计算得到的扩散通量偏低,进而导致求得的冒泡通量偏高;二是研究的



空间代表性不同,箱式法代表观测区域附近的结果,微气象学方法代表数平方公里的综合结果,而CH<sub>4</sub>冒泡有很强的空间变化,因此,两者结果之间会存在差异.

表 3 不同湖泊 CH<sub>4</sub> 冒泡通量的对比分析

Table 3 Comparison of CH<sub>4</sub> ebullition flux over different lakes

湖泊名/国家	面积 (km <sup>2</sup> )	水深 (m)	观测 时间	CH <sub>4</sub> 冒泡通量 [nmol/(m <sup>2</sup> ·s)]	文献
太湖梅梁湾/中国	100	2.5	4 月	1.8	本研
太湖梅梁湾/中国	100	2.5	8 月	104.5	究
花湖/中国	1.6	0.5	全年	3.9	[35]
2 个湖泊/西伯利亚	0.06~0.11	—	5~8 月	448.5	[17]
Postilampi/芬兰	0.03	—	6~10 月	33.8	[39]
Kevätön/芬兰	0.03	3.2	7~10 月	26.0~33.3	[40]
Villasjön/瑞典	4.07	2.3	5~10 月	2.5	[41]
Inre Harrsjön/瑞典	0.17	0.7	6~9 月	15.9	[11]
Mellan Harrsjön/瑞典	0.02	2.0	6~9 月	4.9	[11]
Priest Pot/英国	0.01	1.8	6~9 月	12.1	[11]
Lac Croche/加拿大	0.01	3.7	5~10 月	138.9	[30]
Lac Cromwell/加拿大	0.18	4.7	5~11 月	1.7	[13]
Lac Triton/加拿大	1.10	3.5	5~11 月	6.9	[13]
Mirror/美国	0.02	2.5	5~11 月	15.0	[13]
Brown/美国	0.15	11.0	6~8 月	8.8	[31]
Crampton/美国	0.33	—	6~8 月	3.8	[32]
East Long/美国	0.26	—	6~8 月	2.2	[32]
Hummingbird/美国	0.02	5.4	6~8 月	7.0	[32]
Morris/美国	0.01	—	6~8 月	3.0	[32]
Paul/美国	0.06	—	6~8 月	43.0	[32]
Peter/美国	0.02	—	6~8 月	7.1	[32]
Roach/美国	0.03	5.7	6~8 月	11.8	[32]
Tuesday/美国	0.45	—	6~8 月	0.2	[32]
Ward/美国	0.01	—	6~8 月	3.1	[32]
Kinneret/以色列	0.03	—	6~8 月	26.4	[32]
Loiza/波多黎各	—	—	6~12 月	115.7	[42]
Gatun/巴拿马	2.4	6.1	7 月	5.8~17.4	[12]
Calado/巴西	431	12.7	9 月	3.6~787.0	[12]
Medalha/巴西	—	—	9 月	81.4	[43]
Mirante/巴西	—	—	3、6、9、 12 月	107.1	[44]
	—	—	3、6、9、 12 月	59.3	[44]

注: —表示文献中未给出数据.

3.3.2 太湖藻型湖区 CH<sub>4</sub> 冒泡通量 明确太湖藻型湖区 CH<sub>4</sub> 冒泡通量在全球范围湖泊中的位置,对于评估其碳源能力有着重要的意义.然而针对湖泊 CH<sub>4</sub> 排放的研究在全球分布不均,其中 70%分布在美国、巴西、加拿大、芬兰和中国<sup>[36]</sup>.通过调研全球 30 个湖泊可以发现,大多数研究开展的时间都集中在温暖的季节(表 3).对比其他研究结果,本研究夏季

的 CH<sub>4</sub> 冒泡通量处于一个较高的水平,比芬兰、瑞典、加拿大和美国等寒带和温带地区的湖泊高 1 至 2 个数量级,但比热带地区的大多数湖泊低.造成这种现象的原因主要是不同地区的温度不同,寒带和温带地区的温度较低,产甲烷菌的活性较低,CH<sub>4</sub> 的产量也就比亚热带和热带地区低.同时,温度越低,CH<sub>4</sub> 在水体中的溶解度也就越高,在这样的环境下,底泥中 CH<sub>4</sub> 气泡的形成过程将大大减弱.值得注意的是,位于温带地区的 Priest Pot 湖虽然温度较低,但冒泡通量却高于本研究,这主要是因为 Priest Pot 湖是一个超富营养化的湖泊,而一项长期的试验已表明营养物质浓度对 CH<sub>4</sub> 排放的影响超过了温度对湖泊 CH<sub>4</sub> 排放的影响<sup>[37]</sup>.此外,位于中国若尔盖高原的花湖,其 CH<sub>4</sub> 冒泡通量约为本研究的 4 倍,这主要是由于花湖的有机碳含量极高,为 CH<sub>4</sub> 的生成创造了有利条件.此外,花湖的海拔高达 3450m 导致大气压较低,使得 CH<sub>4</sub> 在底泥孔隙水中的溶解度几乎是低海拔湖泊的 1/3<sup>[17]</sup>.而 Xiao 等观测得到太湖梅梁湾年平均 CH<sub>4</sub> 冒泡通量略高于本研究春季观测结果,但远低于夏季的观测结果.这可能是由于秋、冬季 CH<sub>4</sub> 冒泡现象极少发生,通量值很低,从而使全年的平均值降低<sup>[16]</sup>.由此可见,为准确估算太湖藻型湖区年平均冒泡通量,在 CH<sub>4</sub> 冒泡较少的秋、冬季开展试验是十分必要的.

值得注意的是,本研究测得的 CH<sub>4</sub> 冒泡通量可能会低于实际的冒泡总通量.一方面是因为冒泡可能会以相对较小的稳定气泡流出现,导致箱体内部的 CH<sub>4</sub> 浓度随时间线性增加<sup>[38]</sup>,而这部分数据在处理时会被认定为扩散排放.另一方面是因为本研究的空间分辨率较低,已有研究表明,采样点越少,CH<sub>4</sub> 冒泡被低估的可能性就越高<sup>[10]</sup>.因此,在同一个湖区开展多点的同时观测会降低结果的不确定性.

## 4 结论

4.1 太湖藻型湖区春、夏季 CH<sub>4</sub> 冒泡通量分别为 1.843,104.497nmol/(m<sup>2</sup>·s),且存在白天高于夜间的日变化特征.春、夏季 CH<sub>4</sub> 冒泡通量比例分别为 31.2% 和 68.6%,即夏季冒泡是湖泊 CH<sub>4</sub> 的主要排放方式,而春季 CH<sub>4</sub> 则以扩散排放为主.

4.2 无论在小时尺度还是日尺度上,温度(气温、表面水温和底泥温度)和气压控制着 CH<sub>4</sub> 冒泡通量.

## 参考文献:

- [1] Keller M, Stallard R F. Methane emission by bubbling from Gatun Lake, Panama [J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 1994,99(D4):8307–8319.
- [2] Davidson T A, Audet J, Jeppesen E, et al. Synergy between nutrients and warming enhances methane ebullition from experimental lakes [J]. *Nature Climate Change*, 2018,8(2):156–160.
- [3] Bastviken D, Tranvik L J, Downing J A, et al. Freshwater methane emissions offset the continental carbon sink [J]. *Science*, 2011, 331(6013):50.
- [4] Kirschke S, Bousquet P, Ciais P, et al. Three decades of global methane sources and sinks [J]. *Nature Geoscience*, 2013,6(10): 813–823.
- [5] Conrad R. Quantification of methanogenic pathways using stable carbon isotopic signatures: a review and a proposal [J]. *Organic Geochemistry*, 2005,36(5):739–752.
- [6] Bastviken D, Cole J J, Pace M L, et al. Fates of methane from different lake habitats: Connecting whole - lake budgets and CH<sub>4</sub> emissions [J]. *Journal of Geophysical Research Biogeosciences*, 2008,113(G2), doi:10.1029/2007JG000608.
- [7] Walter K M, Smith L C. Methane bubbling from northern lakes: present and future contributions to the global methane budget [J]. *Philosophical Transactions*, 2007,365(1856):1657–1676.
- [8] Wik M, Varner R K, Anthony K W, et al. Climate-sensitive northern lakes and ponds are critical components of methane release [J]. *Nature Geoscience*, 2016,9(2):99–106.
- [9] Schmid M, Ostrovsky I, McGinnis D F. Role of gas ebullition in the methane budget of a deep subtropical lake: What can we learn from process-based modeling? [J]. *Limnology & Oceanography*, 2017, 62(6):2674–2698.
- [10] Wik M, Thornton B F, Bastviken D, et al. Biased sampling of methane release from northern lakes: A problem for extrapolation [J]. *Geophysical Research Letters*, 2016,43(3):1256–1262.
- [11] Wik M, Crill P M, Varner R K, et al. Multiyear measurements of ebullitive methane flux from three subarctic lakes [J]. *Journal of Geophysical Research Biogeosciences*, 2013,118(3):1307–1321.
- [12] Joyce J. Physical Controls on Methane Ebullition from Reservoirs and Lakes [J]. *Environmental & Engineering Geoscience*, 2003,9(2):167–178.
- [13] Delsontro T, Boutet L, St-Pierre A, et al. Methane ebullition and diffusion from northern ponds and lakes regulated by the interaction between temperature and system productivity [J]. *Limnology & Oceanography*, 2016,61:S62–S77.
- [14] Ostrovsky I. Methane Bubbles in Lake Kinneret: Quantification and Temporal and Spatial Heterogeneity [J]. *Limnology & Oceanography*, 2003,48(3):1030–1036.
- [15] 龙 丽,肖尚斌,张 成,等.亚热带浅水池塘水-气界面甲烷通量特征 [J]. *环境科学*, 2016,37(12):4552–4559.
- [16] 谢 恒,龙 丽,肖尚斌,等.城市浅水河流冬夏季温室气体日变化及影响因素 [J]. *三峡大学学报(自然科学版)*, 2017,39(4):31–35.
- [17] Dan Z, Yan W, Chen H, et al. Intense methane ebullition from open water area of a shallow peatland lake on the eastern Tibetan Plateau [J]. *Science of The Total Environment*, 2016,542:57–64.
- [18] Strack M, Kellner E, Waddington J M. Dynamics of biogenic gas bubbles in peat and their effects on peatland biogeochemistry [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2005,19(1),doi:10.1029/2004GB002330.
- [19] Xiao S, Wang Y, Liu D, et al. Diel and seasonal variation of methane and carbon dioxide fluxes at Site Guojiaba, the Three Gorges Reservoir [J]. *Journal of Environmental Sciences*, 2013,25(10):2065–2071.
- [20] Hu W, Jørgensen S E, Zhang F, et al. A model on the carbon cycling in Lake Taihu, China [J]. *Ecological Modelling*, 2011,222(16):2973–2991.
- [21] 秦伯强.太湖生态与环境若干问题的研究进展及其展望 [J]. *湖泊科学*, 2009,21(4):445–455.
- [22] 贾 磊,蒲旂旒,杨诗俊,等.太湖藻型湖区 CH<sub>4</sub>、CO<sub>2</sub> 排放特征及其影响因素分析 [J]. *环境科学*, 2018,39(5):2316–2329.
- [23] Lee X, Liu S, Xiao W, et al. The Taihu Eddy Flux Network: An observational program on energy, water, and greenhouse gas fluxes of a large freshwater lake [J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2014,95(10):1583–1594.
- [24] 宋晓兰,刘正文,潘宏凯,等.太湖梅梁湾与五里湖浮游植物群落的比较 [J]. *湖泊科学*, 2007,19(6):643–651.
- [25] 朱广伟,秦伯强,张运林,等.2005–2017 年北部太湖水体叶绿素 a 和营养盐变化及影响因素 [J]. *湖泊科学*, 2018,30(2):279–295.
- [26] Schubert C J, Diem T, Eugster W. Methane emissions from a small wind shielded lake determined by eddy covariance, flux chambers, anchored funnels, and boundary model calculations: a comparison [J]. *Environmental Science & Technology*, 2012,46(8):4515–4522.
- [27] Aben R, Barros N, Van E D, et al. Cross continental increase in methane ebullition under climate change [J]. *Nature Communications*, 2017,8,doi:10.1038/s41467-017-01535-y.
- [28] 肖启涛.太湖水-气界面温室气体(CO<sub>2</sub>、CH<sub>4</sub>、N<sub>2</sub>O)通量研究 [D]. 南京:南京信息工程大学, 2014.
- [29] 韩 洋,郑有飞,吴荣军,等.南京典型水体春季温室气体排放特征研究 [J]. *中国环境科学*, 2013,33(8):1360–1371.
- [30] Casper P, Maberly S C, Hall G H, et al. Fluxes of methane and carbon dioxide from a small productive lake to the atmosphere [J]. *Biogeochemistry*, 2000,49(1):1–19.
- [31] Mattson M D, Likens G E. Air pressure and methane fluxes [J]. *Nature*, 1990,347:718–719.
- [32] Bastviken D, Cole J, Pace M, et al. Methane emissions from lakes: Dependence of lake characteristics, two regional assessments, and a global estimate [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2004,18(4):305–313.
- [33] Sturm K, Yuan Z, Gibbes B, et al. Methane and nitrous oxide sources and emissions in a subtropical freshwater reservoir, South East Queensland, Australia [J]. *Biogeosciences*, 2014,11(18):5245–5258.
- [34] Smith L K, Jr W M L. Seasonality of methane emissions from five lakes and associated wetlands of the Colorado Rockies [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 1992,6(4):323–338.
- [35] Xiao Q, Zhang M, Hu Z, et al. Spatial variations of methane emission in a large shallow eutrophic lake in subtropical climate [J]. *Journal of Geophysical Research Biogeosciences*, 2017,122(7):1597–1614.
- [36] Ortiz-Llorente M J, Alvarez-Cobelas M. Comparison of biogenic

- methane emissions from unmanaged estuaries, lakes, oceans, rivers and wetlands [J]. *Atmospheric Environment*, 2012,59(9):328-337.
- [37] Davidson T A, Audet J, Svenning J C, et al. Eutrophication effects on greenhouse gas fluxes from shallow - lake mesocosms override those of climate warming [J]. *Global Change Biology*, 2015,21(12):4449-4463.
- [38] Coulthard T J, Baird A J, Ramirez J, et al. Methane dynamics in peat: Importance of shallow peats and a novel reduced-complexity approach for modeling ebullition [J]. *Geophysical Monograph*, 2009,184:173-185.
- [39] Walter K M, Zimov S A, Chanton J P, et al. Methane bubbling from Siberian thaw lakes as a positive feedback to climate warming [J]. *Nature*, 2006,443(7107):71-75.
- [40] Huttunen J T, Lappalainen K M, Saarijärvi E, et al. A novel sediment gas sampler and a subsurface gas collector used for measurement of the ebullition of methane and carbon dioxide from a eutrophied lake [J]. *Science of the Total Environment*, 2001,266(1):153-158.
- [41] Huttunen J T, Alm J, Liikanen A, et al. Fluxes of methane, carbon dioxide and nitrous oxide in boreal lakes and potential anthropogenic effects on the aquatic greenhouse gas emissions [J]. *Chemosphere*, 2003,52(3):609-621.
- [42] Ostrovsky I, McGinnis D F, Lapidus L, et al. Quantifying gas ebullition with echosounder: the role of methane transport by bubbles in a medium-sized lake [J]. *Limnology & Oceanography Methods*, 2008, 6(2):105-118.
- [43] Engle D, Melack J M. Methane emissions from an Amazon floodplain lake: enhanced release during episodic mixing and during falling water [J]. *Biogeochemistry*, 2000,51(1):71-90.
- [44] Marani L, Alvalá P C. Methane emissions from lakes and floodplains in Pantanal, Brazil [J]. *Atmospheric Environment*, 2007,41(8):1627-1633.

**作者简介:** 蒲旖旎(1995-),女,四川营山人,南京信息工程大学硕士研究生,主要从事地气交换研究.发表论文 1 篇.

## 《中国环境科学》2011~2014 年发表的论文中 20 篇入选“领跑者 5000”提名论文

《中国环境科学》2011~2014 年发表的论文中有 20 篇入选“精品期刊顶尖论文平台——领跑者 5000”提名论文。“领跑者 5000(F5000)”平台由中国科学技术信息研究所于 2013 年建设,旨在集中展示中国精品科技期刊上发表的最高端的学术研究成果,将与国际和国内重要检索系统链接,扩大论文影响.该平台将与汤森路透公司合作,拟利用 WOK 国际检索系统平台,与 SCI 数据库在同一平台内实现文献链接和国际引文检索,在更大范围内向世界科技同行展示和推广中国最重要的科研成果.提名论文均为 2011~2014 年在学科领域内被引率排名居前的论文.本次环境学科共有 65 篇文章入选“领跑者 5000”提名论文.