

三峡水库澎溪河流域高阳回水区夏季水体 CO₂ 分压日变化特性*

郭劲松¹, 蒋滔¹, 李哲^{1**}, 陈永柏², 孙志禹²

(1: 重庆大学三峡库区生态环境教育部重点实验室, 重庆 400030)

(2: 中国长江三峡集团公司, 宜昌 443000)

摘要: 水柱中 CO₂ 分压 ($p\text{CO}_2$) 的时空分布在一定程度上可反映水中碳的环境地化特征. 本研究在夏季分层期间对三峡水库澎溪河(小江)流域高阳回水区段进行了昼夜连续观测发现, 恒定的温跃层中 $p\text{CO}_2$ 随水深增加而显著增大, 表层 0.5 m 处 $p\text{CO}_2$ 均值为 $152 \pm 71 \mu\text{atm}$, 而在水深 10.0 m 处 $p\text{CO}_2$ 均值为 $4568 \pm 1089 \mu\text{atm}$, 同水温、pH 及 DO 存在明显的负相关关系, 进一步分析认为水温等将影响微生物、浮游植物的代谢过程及水-气界面对流传输, 进而对 $p\text{CO}_2$ 分布产生影响. 对水-气界面 CO₂ 扩散通量的估算结果表明, 夏季分层期间高阳水域总体上表现为 CO₂ 的汇, 其对大气 CO₂ 的吸收量最大值于 15:00 左右, 达到 $-0.33 \text{ mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$; 最弱在次日凌晨 3:00 左右, 吸收量仅为 $-0.17 \text{ mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$.

关键词: 二氧化碳分压; 时空分布; 水温分层; 水-气扩散通量; 澎溪河流域; 三峡水库; 高阳回水区

Diurnal variation characteristics of $p\text{CO}_2$ in the summer water column of Gaoyang backwater area in Pengxi River, Three Gorges Reservoir

GUO Jinsong¹, JIANG Tao¹, LI Zhe¹, CHEN Yongbo² & SUN Zhiyu²

(1: *Key Laboratory of the Three Gorges Reservoir Region's Eco-Environment, Chongqing University, Chongqing 400030, P. R. China*)

(2: *China Three Gorges Corporation, Yichang 443000, P. R. China*)

Abstract: Partial pressure of CO₂ ($p\text{CO}_2$) in water column was an important indicator for the geochemical characteristics of carbon. Diel samples for $p\text{CO}_2$ and other environmental factors, i. e. pH, DO and water temperature, was taken from Gaoyang backwater area in the Pengxi (Xiaojiang) River, Three Gorges Reservoir in every 6 h. Results showed that in stable metalimnion, vertical $p\text{CO}_2$ increased along with the water depth. Mean value of the $p\text{CO}_2$ at 0.5 m depth was $152 \pm 71 \mu\text{atm}$, while that of $p\text{CO}_2$ at 10.0 m depth was $4568 \pm 1089 \mu\text{atm}$. Significant negative correlations between $p\text{CO}_2$ and pH, DO, water temperature were detected, indicating metabolism of microbial and planktonic community and penetrative convection were impacted by water temperature that regulated the distribution of $p\text{CO}_2$. Estimation of the water-air flux of CO₂ indicated that the general characteristic of carbon sink in the Gaoyang backwater area was obvious. A maximum sink flux of $-0.33 \text{ mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$ was detected in 15:00 while a minimum sink flux of $-0.17 \text{ mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$ was also detected in 3:00 of the next day.

Keywords: Partial pressure of CO₂; spatio-temporal distribution; water column stratification; water-air flux; Pengxi River; Three Gorges Reservoir; Gaoyang backwater area

水体中溶解态 CO₂ 是全球碳循环过程的重要组成部分, 是多因素协同作用下大气和陆地系统碳过程的重要贮存库和交换库. 认识水中 CO₂ 分压 ($p\text{CO}_2$) 的分布特点及其影响要素, 不仅有利于进一步了解水生生态系统碳循环特征, 也将为深入认识大气系统碳循环特征提供更丰富的信息.

水体溶解态 CO₂ 主要来自底层沉积物的呼吸、水体中有机物的矿化^[1] 以及通过地表-地下径流所带入

* 国家重点基础研究发展计划“973”项目(2010CB955904-04)、中国长江三峡集团公司科研项目(CT-09-08-03)、国家自然科学基金青年基金项目(51009155)和国家水体污染控制与治理科技重大专项项目(2009ZX07104)联合资助. 2011-04-15 收稿; 2011-07-15 收修修改稿. 郭劲松, 男, 1963 年生, 教授; E-mail: guo0768@126.com.

** 通信作者; E-mail: ZheLi81@sina.com.

的陆生植物呼吸及岩石风化所产生的 CO₂^[2-3],而水体中 CO₂ 的消耗则主要通过浮游植物及高等水生植物的光合作用.生产和消耗两者共同决定了水体 pCO₂ 的分布状况.当表层水体 pCO₂ 高于大气时,在水-气界面处通过分子扩散、对流传输等途径向大气释放 CO₂,则此时水体便成为所谓的“碳源”,反之则称为“碳汇”.在全球气候变化背景下,近十几年国内外众多学者对湖泊、河流和水库 pCO₂ 进行了大量研究^[4-6],但绝大部分的工作是建立在年或季这样大的时间尺度上,小时间尺度上的定量观测还非常有限.三峡库区作为一个新形成的人工生态系统,在这方面至今仍为空白.本文尝试以日为时间尺度,研究三峡库区澎溪河(小江)流域高阳回水区域夏季 24 h 水体 pCO₂ 的时空变化特征,着重从水温、pH 及 DO 三个理化指标分析其对水体 pCO₂ 的影响,以期认识三峡水库小时间尺度 pCO₂ 变化提供第一手资料和方法.

1 材料与方法

1.1 采样点概述

澎溪河(小江),地处四川盆地东部边缘,流域面积 5173 km²,干流全长 182.4 km,是三峡库区北岸中段流域面积最大的支流,流域下伏基岩以侏罗系中统沙溪庙组泥质粉砂岩和粉砂质泥岩为主.三峡水库蓄水后,澎溪河流域包含了峡谷、消落区以及湖库等各种特征的水域,其在三峡水库具有代表性.本文选择澎溪河流域高阳平湖回水区(31°3'49"~31°6'7"N,108°39'12"~108°41'22"E)作为研究对象,该区域地处澎溪河流域中部,地势平坦.上游水体经峡谷流入此处,河面陡增,流速减缓,具有类似湖泊的地貌环境及水文水动力特征.低水位运行期(每年 6 月至 9 月,夏季)水体平均水深 10 m,最大深度 12 m;蓄水期(每年 10 月至次年 5 月)平均水深 20 m,最大深度 30 m.

1.2 样品采集与分析方法

本研究于 2009 年 8 月 20 日至 21 日分别对高阳平湖中心水体 0.5、1.0、2.0、3.0、5.0、8.0 和 10.0 m 共 7 个水层进行水质监测,具体的采样时间为 8:00、15:00、20:00 及次日凌晨 3:00 四个时段.利用 HACH 公司生产的 MS5 多参水质仪现场原位测定水温(T)、pH、溶解氧(DO),现场用标准盐酸滴定水体碱度,操作过程与滴定终点判定标准见文献^[7],水体中 pCO₂ 根据 pH、碱度及亨利常数计算而得^[8-10].

2 结果与分析

2.1 pCO₂ 的时空变化特征

从空间上看,本次研究中四个监测时段昼夜水体 pCO₂ 空间变化趋势相似(图 1),基本呈现随深度增加而陡增的趋势,表层 0.5 m 及 1 m 处 pCO₂ 均值分别为 152 ± 71 μatm、157 ± 81 μatm(表 1).而在底层 10.0 m 处 pCO₂ 均值增加到 4568 ± 1089 μatm.从表层 1 m 到底层 10 m,短短的 9 m 水柱,pCO₂ 增加了几十倍.从时间上看,由于浮游植物光合作用的影响,昼间表层水体 pCO₂ 显著低于夜间,四个时段中最小值出现在 15:00 左右,为 72 μatm;随后光合作用减弱,CO₂ 浓度开始上升,在凌晨 3:00 左右出现最大值,为 215 μatm;四个时段监测得到的表层 pCO₂ 大小顺序依次为 3:00 > 8:00 > 20:00 > 15:00(图 1),但无论昼夜,表层 pCO₂ 始终低于大气平均 pCO₂.

2.2 水温、pH 及溶解氧的时空变化特征

夏季高阳平湖水体水温在垂向上递减的现象十分明显,除 15:00 外,其余三个时刻水体在水深 1~8 m 之间出现温跃层(水温在垂直方向出现急剧变化的水层(ΔT > 1℃/m)^[11]),正午由于气温较高,温跃层的起始水层升至 0.5 m 左右(图 2).白天表层 0.5 m 最高水温出现在 15:00,为 34.1℃,最低水温出现在 8:00,为 31.5℃,昼夜温差 2.6℃,日平均水温为 32.8 ± 1.2℃;随水深增加,水温昼夜变化减小,底层 10 m 水温日平

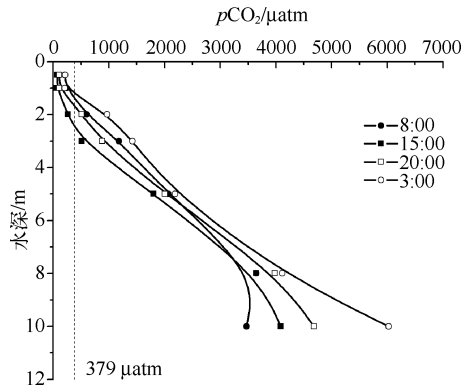


图 1 高阳平湖水体 pCO₂ 垂直分布的日变化
Fig. 1 Daily variations of vertical distribution of pCO₂ in the water column of Gaoyang backwater area

均值为 $25.5 \pm 0.1^\circ\text{C}$ (表 1).

水体 pH 值与水温在空间上变化趋势基本一致, 表层水体 pH 较高 (1 m 以上日均值为 8.86 ± 0.21), 在温跃层中迅速下降, 并在底层达到最小值 (底层 10 m 处日均值为 7.49 ± 0.08) (表 1). 一天中 pH 最大值出现在 15:00 的 1 m 水层, 为 9.14; 最小值出现在凌晨 3:00 的 10 m 水层, 为 7.39. 另外, 3 m 以上水体 pH 日变化较大, 昼夜平均相差 0.4, 而 3 m 以下水体 pH 昼夜变化较小, 平均相差约 0.05.

表 1 水层各参数日垂直变化

Tab. 1 Daily variation of vertical distributions of parameters in the water column

水深/m	$p\text{CO}_2/\mu\text{atm}$	T/ $^\circ\text{C}$	pH	DO/(mg/L)
0.5	152 ± 71	32.8 ± 1.2	8.86 ± 0.21	16.54 ± 1.38
1.0	157 ± 81	32.2 ± 0.6	8.87 ± 0.21	16.91 ± 1.49
2.0	590 ± 293	29.8 ± 0.5	8.35 ± 0.22	11.26 ± 1.97
3.0	1002 ± 392	29.3 ± 0.5	8.18 ± 0.20	9.48 ± 2.32
5.0	2018 ± 162	28.2 ± 0.3	7.88 ± 0.05	6.44 ± 0.77
8.0	3845 ± 239	26.2 ± 0.3	7.58 ± 0.02	4.11 ± 0.28
10.0	4568 ± 1089	25.5 ± 0.1	7.49 ± 0.08	3.32 ± 0.77

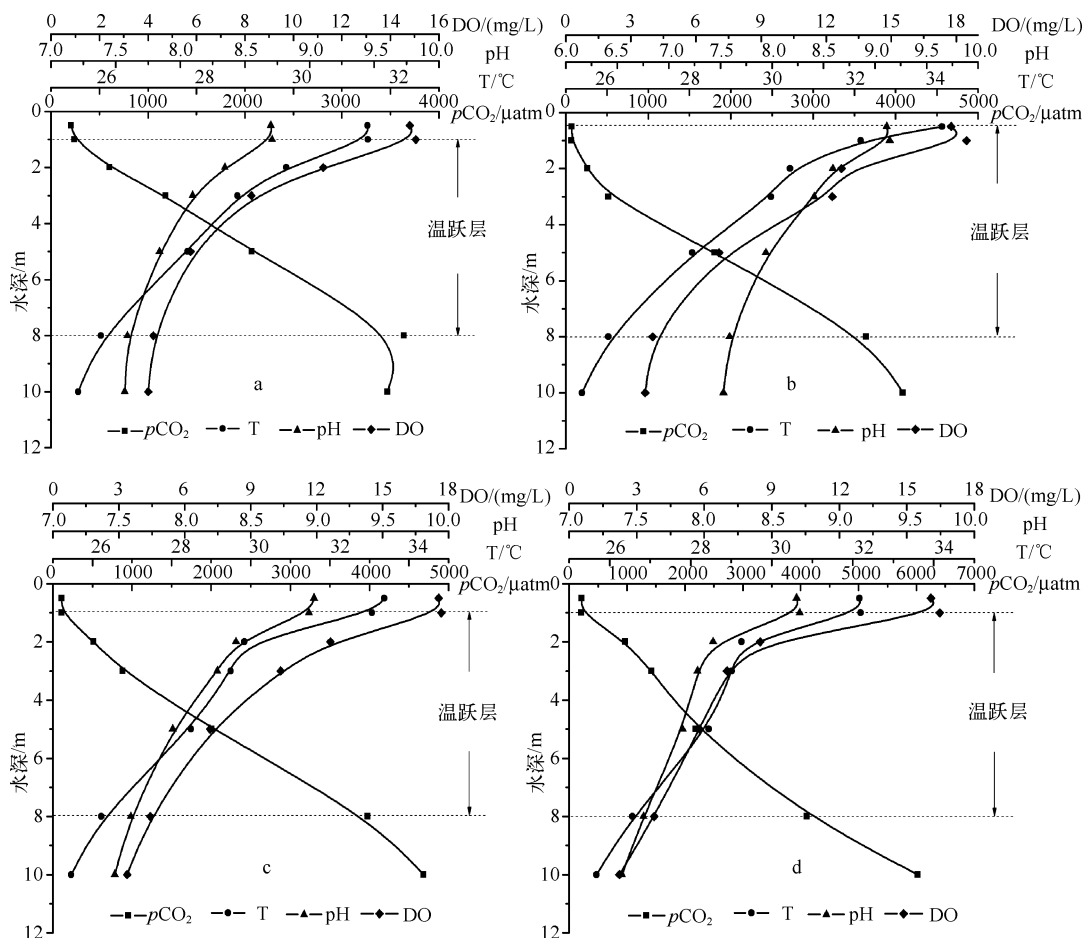


图 2 $p\text{CO}_2$ 、水温、pH 及 DO 四时段垂直变化分布 (a、b、c、d 分别代表 8:00、15:00、20:00 及次日 3:00)

Fig. 2 Vertical profiles of $p\text{CO}_2$, water temperature, pH and DO in four periods

同样,高阳平湖水体 DO 的日变化也具有与水温、pH 相似的特性.日最大值出现在 15:00 时的 10 m 水层,为 18.47 mg/L,最小值出现在次日 3:00,为 2.23 mg/L,这与 pH 的最值出现时刻一致.水体 DO 在温跃层中也急剧下降,并且 3m 以上水层 DO 昼夜变化较大,之后则较小.

3 讨论

3.1 pCO₂与水温、pH 及 DO 的相关性分析

研究结果表明,无论哪一时段,pCO₂与水温、pH 及 DO 均呈明显负相关(图 2、表 2),这与许多学者的研究结果相似^[12-14].温跃层是各参数变化最快的区域,pCO₂在温跃层中急剧增大,而 pH、DO 在该层中则迅速降低(图 2).这是因为随水深的增加,光照辐射衰减,细菌分解溶解态有机碳(DOC)及沉积物的呼吸作用逐渐代替光合作用而成为主导,所以 2 m 水层以下 pCO₂迅速增加,而水温、pH 及 DO 急剧下降,并在底部达到各自的极值.表层水体 pCO₂无论昼夜均低于大气平均水平(379 μatm)(图 1)^[15],这主要是由水温调控微生物新陈代谢、水环境中的光化学反应以及水-气界面对流传输所致.一方面昼间太阳辐射较强,表层水体浮游植物光合作用吸收水中溶解态 CO₂,另一方面水中生物的呼吸、光及细菌降解 DOC 都有利于 pCO₂的上升^[16];再者,夏季昼间水体温度低于空气(当日气温为 32~39℃),水-气界面存在从空气到表层水体的热传输,从而促进了水体对大气 CO₂的吸收^[17].三者共同作用的结果是:研究期间昼间表层水体以浮游植物光合作用占主导,表层水体 pCO₂降低,而 pH 和 DO 上升,并在 15:00 达到最小,而同时表层水温、pH 和 DO 则达到各自一天中的最大值.夜间浮游植物光合作用及光降解 DOC 停止,而呼吸和矿化作用仍在进行,另外,夜间气温的下降使得表层水体温度高于空气,水-气界面流传输过程与昼间相反,表层水体 CO₂将会随热传递释放到大气中^[17].研究期间呼吸矿化作用以及对流传输两者的共同作用使得夜间 pCO₂有所增加,并在次日日出前达到一天中最大值(图 2),但仍低于大气平均水平.另外,pH 与 DO 的昼夜变化在 3 m 以上较大,这与当日平均真光层深度(2.94 m)一致.

3.2 与其它水体 pCO₂的比较

早在 1935 年, Juday 等就率先报道了 Wisconsin 湖绝大多数水体样本的溶解态 CO₂过饱和现象^[18].近年来,众多研究表明世界范围内的水生生态系统,表层水体溶解态 CO₂大多呈过饱和状态. Cole 等对 62°N 到 60°S 之间的 1835 个大小湖泊的研究发现,其中 87% 的湖泊 CO₂过饱和,全球湖泊平均 pCO₂为 1036 μatm^[19]. Sobek 等对全球 4902 个湖泊的研究也得到相似的结论^[20].处于亚热带地区的美国 Florida 湖泊群,其 948 个大大小小的湖泊 pCO₂从 0 到 81000 μatm 不等,其中 87% 的湖泊 CO₂超饱和,中值为 1030 μatm^[21].而更高纬度地区无论湖泊还是水库其全年(除冰封期外)水体 CO₂则都呈现超饱和现象^[22-24].与湖泊类似,世界绝大多数河流中的 CO₂都呈过饱和状态,pCO₂基本在 2000~8000 μatm 之间,一些地区支流水体 pCO₂甚至高达 10000 μatm 以上^[25-26].对欧洲、美洲及亚洲河流入海口这些水域的观测也得到同样的结论^[27-29].近年来,国内也有一些关于水体 pCO₂的报道.王祖桂^[30]、张龙军等^[31]对黄河、长江主干流的观测结果表明:秋季黄河干流水体 pCO₂为 790~1600 μatm,而长江干流水体全年 pCO₂为 860~1600 μatm;有学者对云贵高原地区的湖泊和水库等水环境中 pCO₂进行数年研究发现,该地区除夏季外其它季节水体 CO₂均过饱和^[5,12-13](表 3).然而本研究结果表明,夏季高阳平湖表层水体(<1 m)昼夜溶解态 CO₂是欠饱和的,主要是由于浮游植物生长较旺盛(表层水体叶绿素 a 浓度约为 20 μg/L),白天光合作用吸收 CO₂,使表层水体 pCO₂小于大气平均值;而夜晚微生物和藻类呼吸作用所释放的 CO₂在水中未达饱和.这与 Maberly 等 1996 年对英国 Cumbria 的一个生产型湖泊(Esthwaite Water)8 月份表层水体 pCO₂的监测结果相似^[6].但其具体原因还有待进一步研究分析.

表 2 高阳平湖 pCO₂与水温、pH 及 DO 之间相关性分析(n=28)

Tab. 2 Relative analysis between pCO₂ and water temperature, pH, DO in Gaoyang backwater area

相关性	pCO ₂	T	pH	DO
pCO ₂	1			
T	-0.964 **	1		
pH	-0.992 **	0.974 **	1	
DO	-0.991 **	0.974 **	0.992 **	1

** 表示 P<0.01,极显著相关.

表3 世界各地表层水体 $p\text{CO}_2$ 及 CO_2 交换通量*
 Tab.3 The $p\text{CO}_2$ and exchange flux of CO_2 in the surface water in the world

水体名称(类型)	所属国家	$p\text{CO}_2/\mu\text{atm}$	CO_2 通量/($\text{mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$)	时间尺度
Diktar-Erik(湖泊) ^[1]	瑞典	617 ~ 822	0.17	H/D/M
Esthwaite Water(湖泊) ^[6]	英国	—	-0.88 ~ -0.32	H/M
Florida lakes(湖泊) ^[21]	美国	0 ~ 81000	0.88	M
全世界湖泊 ^[19]	—	1 ~ 20249	0.18	M
云贵高原湖泊 ^[5,12-13]	中国	100 ~ 1761	-0.73 ~ 1.40	M
Amazonian rivers(河流) ^[26]	巴西	4350 ± 1900	5.61 ~ 10.18	M
Hudson River(河流) ^[25]	美国	1014	0.67 ~ 1.5	W
黄河(河流) ^[31]	中国	790 ~ 1600	0.82	走航
长江(河流) ^[30]	中国	860 ~ 1600	0.74	走航
全世界河流 ^[25]	—	679 ~ 9475	—	M
欧洲河口(河口) ^[27]	欧洲	125 ~ 9425	2.08 ~ 27.5	M
珠江河口(河口) ^[28]	中国	1815 ~ 4785	—	D/M
高阳平湖(本研究)	中国	72 ~ 215	-0.33 ~ -0.17	H

3.3 水气界面 CO_2 扩散通量

水气界面 CO_2 交换通量受以下几个因素的影响:1) 表层水体与水面上大气中 CO_2 的分压差;2) 气体交换系数,而气体交换系数又受流速、风速、温度等因素影响. 对于淡水水体,假设化学离子强度为 1,则水-气界面 CO_2 交换通量(正为释放、负为吸收)为^[32]:

$$F_{\text{CO}_2} = k_{\text{CO}_2} K_0 (p\text{CO}_2^{\text{water}} - p\text{CO}_2^{\text{air}}) \quad (1)$$

式中, F_{CO_2} 为水-气界面 CO_2 通量($\text{mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$); K_0 为水中的 CO_2 溶解度($\text{mol}/(\text{L} \cdot \text{atm})$); k_{CO_2} 为 CO_2 交换系数(cm/h); $p\text{CO}_2^{\text{water}}$ 为表层水中 CO_2 分压(atm); $p\text{CO}_2^{\text{air}}$ 为大气中 CO_2 分压(atm). 气体交换系数采用目前湖泊水体最为常用的公式^[1]:

$$k_{600} = 2.07 + 0.215 U_{10}^{1.7} \quad (2)$$

式中, U_{10} 为水面上方 10 m 风速(m/s); k_{600} 为 SF_6 气体的交换系数(cm/h). 当风速小于 3 m/s 时, k_{CO_2} 为:

$$k_{\text{CO}_2} = k_{600} (600^{0.67}) / (Sc^{0.67}) \quad (u < 3 \text{ m/s}) \quad (3)$$

式中, Sc 是 $t^\circ\text{C}$ 下 CO_2 的 Schmidt 常数,对淡水而言,按下式进行计算:

$$Sc = 1911.1 - 118.11t + 3.4527t^2 - 0.04132t^3 \quad (4)$$

观测当日从中国气象站获得的风速数据(日平均风速均 0.85 m/s),并以 379 μatm 作为当日平均大气 CO_2 分压,计算得出的 CO_2 通量在四个时段均为负值(图 3),说明当日高阳平湖 24 h 均为大气 CO_2 的汇,这与 Maberly 对 Esthwaite Water 湖 8 月计算得出的通量结果相似^[6]. 受浮游植物光合作用的影响,四个时段中 15:00 对大气 CO_2 的吸收最为强烈,为 -0.33 $\text{mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$; 夜晚吸收量降低,到次日 3:00 仅有 -0.17 $\text{mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$ (图 3). 与世界其它水体相比,高阳平湖日吸收量较大,这与观测

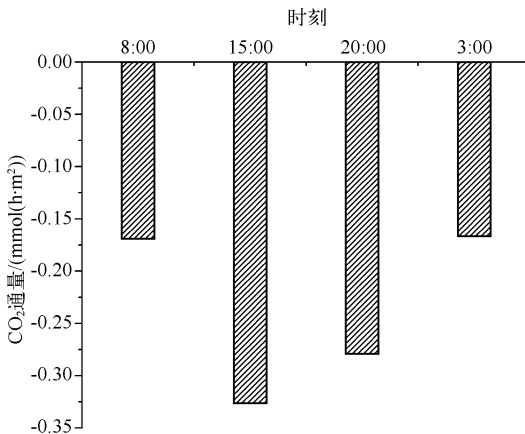


图3 高阳平湖水-气界面 CO_2 通量日变化
 Fig.3 Diurnal variations of the CO_2 flux at the water-air interface of Gaoyang backwater area

的时间尺度有关(表3)。而要得到其水气界面 CO₂年通量,需要今后进一步的观测。

4 参考文献

- [1] Jonsson A, Karlsson J, Jansson M *et al.* Sources of carbon dioxide supersaturation in clearwater and humic lakes in Northern Sweden. *Ecosystems*, 2003, **6**: 224-235.
- [2] Billett MF, Garnett MH, Harvey F. UK peatland streams release old carbon dioxide to the atmosphere and young dissolved organic carbon to rivers. *Geophysical Research Letters*, 2007, **34**: L23401.
- [3] Waldron S, Scott EM, Soulsby C. Stable isotope analysis reveals lower-order river dissolved inorganic carbon pools are highly dynamic. *Environmental Science and Technology*, 2007, **41**:6156-6162.
- [4] Karlsson J, Jansson M, Jonsson A. Respiration of allochthonous organic carbon in unproductive forest lakes determined by the Keeling plot method. *Limnology and Oceanography*, 2007, **52**: 603-608.
- [5] 王仕禄,万国江,刘丛强等. 云贵高原湖泊 CO₂的地球化学变化及其大气 CO₂源汇效应. 第四纪研究,2003,**23**:581.
- [6] Maberly SC. Diel, episodic and seasonal changes in pH and concentrations of inorganic carbon in a productive lake. *Freshwater Biology*, 1996, **35**: 579-598.
- [7] 国家环境保护总局. 水和废水监测分析方法:第4版. 北京:中国环境科学出版社,2002:120-121.
- [8] Webster KE, Soranno PA, Cheruvilil KS *et al.* An empirical evaluation of the nutrient-color paradigm for lakes. *Limnology and Oceanography*, 2008, **53**: 1137-1148.
- [9] Erlandsson M, Fölster J, Laudon H *et al.* Natural variability in lake pH on seasonal, interannual and decadal time scales: Implications for assessment of human impact. *Environmental Science and Technology*, 2008, **42**:5594-5599.
- [10] Finlay K, Leavitt PR, Wissel B *et al.* Regulation of spatial and temporal variability of carbon flux in six hard-water lakes of the northern Great Plains. *Limnology and Oceanography*, 2009, **54**: 2553-2564.
- [11] Wetzel RG. *Limnology: lakes and river ecosystems*. California: Academic Press, 2001: 65-120.
- [12] 吕迎春,刘丛强,王仕禄等. 红枫湖夏季分层期间 pCO₂分布规律的研究. 水科学进展,2008,**19**:107-110.
- [13] 喻元秀,刘丛强,汪福顺等. 洪家渡水库溶解二氧化碳分压的时空分布特征及其扩散通量. 生态学杂志,2008,**27**: 1193-1199.
- [14] Therrien J, Tremblay A, Jacques RB. CO₂ emissions from Semi-Arid Reservoirs and natural aquatic ecosystems. In: Therrien AJ ed. GHG emissions from boreal reservoirs and natural aquatic ecosystems, in greenhouse gas emissions-fluxes and processes. Berlin: Springer, 2005: 233-250.
- [15] Solomon S, Qin D, Manning M *et al.* Historical overview of climate change science. In: IPCC ed. Intergovernmental panel on climate change. Cambridge, U. K and USA: Cambridge University Press, 2007: 95-127.
- [16] Bastien J. Impacts of ultraviolet radiation on aquatic ecosystems; greenhouse gas emissions and implications for hydroelectric Reservoirs Tremblay. In: Therrien AJ ed. GHG emissions from boreal reservoirs and natural aquatic ecosystems, in greenhouse gas emissions-fluxes and processes. Berlin: Springer, 2005: 509-526.
- [17] Soumis N, Canuel R, Lucotte M. Evaluation of two current approaches for the measurement of carbon dioxide diffusive fluxes from lentic ecosystems. *Environmental Science and Technology*, 2008, **42**: 2964-2969.
- [18] Juday C, Birge EA, Meloche VW *et al.* The carbon dioxide and hydrogen ion content of the lake waters of northeastern Wisconsin. *T Wisc Acad Sci*, 1935, **29**:1-82.
- [19] Cole JJ, Caraco NF, Kling GW *et al.* Carbon dioxide supersaturation in the surface waters of lakes. *Science*, 1994, **265**: 1568-1570.
- [20] Sobek S, Tranvik LJ, Cole JJ. Temperature independence of carbon dioxide supersaturation in global lakes. *Global Biogeochem Cy*, 2005, **19**: GB2003. 1-GB2003. 10.
- [21] Lazzarino JK, Bachmann RW, Hoyer MV *et al.* Carbon dioxide supersaturation in Florida lakes. *Hydrobiologia*, 2009, **627**: 169-180.
- [22] Sobek S, Algesten G, Jansson K *et al.* The catchment and climate regulation of pCO₂ in boreal lakes. *Global Change Biology*, 2003, **9**: 630-641.
- [23] Åberg J, Bergström AK, Algesten G *et al.* A comparison of the carbon balances of a natural lake (L. Örträsket) and a hydroelectric reservoir (L. Skinnmuddselet) in northern Sweden. *Water Research*, 2004, **38**:531-538.

- [24] Demarty M, Bastien J, Tremblay A. Carbon dioxide and methane annual emissions from two boreal reservoirs and nearby lakes in Quebec, Canada. *Biogeosciences Discuss*, 2009, **6**: 2939-2963.
- [25] Cole JJ, Caraco NF. Carbon in catchments: Connecting terrestrial carbon losses with aquatic metabolism. *Marine Freshwater Research*, 2001, **52**:101-110.
- [26] Richey JE, Melack JM, Aufdenkampe AK *et al.* Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO₂. *Nature*, 2002, **416**: 617-620.
- [27] Frankignoulle M, Abril G, Borges A *et al.* Carbon dioxide emission from European estuaries. *Nature*, 1998, **282**: 434-436.
- [28] Zhai WD, Dai MH, Cai WJ *et al.* High partial pressure of CO₂ and its maintaining mechanism in a subtropical estuary: the Pearl River estuary, China. *Marine Chemistry*, 2005, **93**: 21-32.
- [29] Raymond PA, Bauer JE, Cole JJ. Atmospheric CO₂ evasion, dissolved inorganic carbon production, and net heterotrophy in the York River estuary. *Limnology and Oceanography*, 2000, **33**: 551-561.
- [30] 桂祖胜. 长江干流及其河口水体 pCO₂ 的分布与影响因素的初步研究[学位论文]. 青岛:中国海洋大学,2007.
- [31] 张龙军,徐雪梅,温志超. 秋季黄河 pCO₂ 控制因素及水-气界面通量. 水科学进展, 2009, **20**:227-235.
- [32] Matthews CJD, Louis VLS, Hesslein RH *et al.* Comparison of three techniques used to measure diffusive gas exchange from sheltered aquatic surfaces. *Environmental Science and Technology*, 2003, **37**: 772-780.