

新安江水库水体春季二氧化碳分压的分布规律研究

姚臣谌¹, 汪福顺¹, 吴以赢¹, 徐海²

(1. 上海大学 环境与化学工程学院, 上海 200444;

2. 中国科学院地球环境研究所 黄土与第四纪地质国家重点实验室, 西安 710075)

摘要: 为了了解水库温室气体的释放特征, 于2010年4月利用喷淋—鼓泡式平衡器—非分散红外检测器系统对新安江水库表层水体二氧化碳分压 $p(\text{CO}_2)$ 进行了走航观测, 及坝前水体剖面监测。走航结果表明库区河道 $p(\text{CO}_2)$ 区间为 70~130 Pa, 库区中段 $p(\text{CO}_2)$ 区间为 36~45 Pa, 库区坝前 $p(\text{CO}_2)$ 区间为 60~70 Pa; 水库出水 $p(\text{CO}_2)$ 为 140 Pa, 高于坝前表层水体; 坝前剖面结果显示, 在同一剖面上表面水体 $p(\text{CO}_2)$ 最低为 68 Pa, 此后 $p(\text{CO}_2)$ 随着深度增大持续增大, 至水下 10 m 处开始保持稳定在 105 Pa 附近。该水库总体表现为大气 CO_2 的源, 但是通过对上游入库水体的比较发现该水库对温室气体释放缓解作用明显。

关键词: 新安江—千岛湖水库; 温室气体; 二氧化碳分压; CO_2 扩散通量

中图分类号: P593 **文献标志码:** A **文章编号:** 1674-9901(2010)02-0150-07

The vernal distribution of dissolved carbon dioxide ($p\text{CO}_2$) in the Xin'anjiang reservoir

YAO Chen-chen¹, WANG Fu-shun¹, WU Yi-ying¹, XU Hai²

(1. College of Environment and Chemistry Engineer, Shanghai University, Shanghai 200444, China;

2. State Key Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Institute of Earth Environment, Chinese Academy of Sciences, Xi'an 710075, China)

Abstract: In order to evaluate the extent of CO_2 emission from reservoir, this study investigated the partial pressure of CO_2 ($p\text{CO}_2$) in water of the Xin'anjiang reservoir and its river reach, in April 2010. $p\text{CO}_2$ in surface water and in the water column were measured using a continuous measurement system (equilibrator-NDIR system). Results showed that $p\text{CO}_2$ in the surface water at incoming river reach of this reservoir was between 70~130 Pa; at the middle and central lake section, the surface water had $p\text{CO}_2$ about 36~45 Pa and 60~70 Pa respectively. In the outflow waters, $p\text{CO}_2$ reached to 140 Pa, significantly higher than that in central section. Along the water column, surface water had the lowest $p\text{CO}_2$ of 68 Pa, and the $p\text{CO}_2$ gradually increased downwardly. Below 10 m in depth, $p\text{CO}_2$ had stable value around 105 Pa. Based on this study, it can be concluded that both the surface water and the outflow waters of the XinAnJiang reservoir were the source to CO_2 in the sampling season. However, when comparing with the incoming river reach, there is clear evidence showing that reservoir surface indeed has a role in mitigating the CO_2 emission in this case.

Key words: Xin'anjiang reservoir; greenhouse gas; partial pressure of carbon dioxide; CO_2 diffusion flux

众所周知, 化石燃料燃烧所造成的二氧化碳排放, 是人为温室气体排放主要来源。水电则长期被认为是迄今技术最成熟的、可大规模开发的获得清洁能源的主要途径。然而近年来的报道显示淡水水库也可能是温室气体重要排放源 (Rudd et

al, 1993; Victor, 1998), 有些水库单位电力所释放的温室气体甚至大于火电 (Kelly et al, 1997; St Louis et al, 2000; Fearnside, 2002)。例如: Fearnside 等对热带雨林地区水库的研究表明, 在最初 10 年中, 水库甲烷和二氧化碳的释放量约为同

收稿日期: 2010-09-30

基金项目: 国家自然科学基金项目 (40873066); 上海市青年科技启明星计划 (08QA14029); 环境地球化学国家重点实验室开放基金; 上海市重点学科 (第三期) (S30109)

通讯作者: 汪福顺, E-mail: fswang@shu.edu.cn

量级化石燃料电厂的4倍(Philip and Fearnside, 1995)。此外,法属圭亚那(热带地区)Petit Saul水库,其运行的第1个20年里,据估计每年会产生300万吨二氧化碳,而一个相同规模的燃煤电厂每年只产生50万吨二氧化碳(Guérin et al, 2008)。对温带部分的水库观测,也发现了具有很高的 CO_2 、 CH_4 水面释放通量(Huttunen et al, 2002; Aberg et al, 2004)。淡水水库温室气体 CO_2 、 CH_4 及 N_2O 主要来源于水库建成后,被淹没区中的有机质降解。在温带地区,水坝建设往往淹没大量富含有机质的泥炭、沼泽地;在热带地区,淹没区原始植被也具有相当高的生物量。因此,这些地区的水库可能是温室气体的重要来源。然而,由于目前涉及水库温室气体释放的研究大多集中在热带和温带地区水库,对亚热带地区水库温室气体释放现状一直缺乏监测数据。我国作为一个水库大国,仅长江流域内就已建成了40000多座大小各型水库,且都处于亚热带地区。显然,选择该区域典型水库开展温室气体研究有利于初步认识这一地区水库温室气体释放现状,并为进一步研究提供可以借鉴的研究范例。因此,本研究选择浙江新安江水库及其相关河段作为研究对象。该水库是我国建国后第一座自主建设的大型水力发电站,运行时间超过50年。同时,该地区具有水深、库区面积大、水体滞留时间长等特点,对研究亚热带地区高库龄水库的 CO_2 释放效应,以及我国深水型水库的温室气体释放的现状机理都有着重要的借鉴意义。

1 研究地区与方法

1.1 研究区域概况

新安江作为中国浙江省第一大河钱塘江的正源和上游,发源于安徽省黄山市,东入浙江省西部,经淳安至建德与兰江汇合,东北流入钱塘江。干流长373公里,流域面积1.1万多平方公里。新安江水库(又名千岛湖),位于浙江省淳安县境内,是1959年建造我国第一座自行设计、自制设备的大型水力发电站——新安江水力发电站而拦坝蓄水形成的人工湖。千岛湖湖区面积 573 km^2 ,平均水深34 m,能见度9~14 m。周围森林覆盖率达到82.6%,地带性土壤为山地红壤,多数土壤为黄红壤亚类,母质为酸性岩浆岩及砂岩风化体。地处亚热带季风气候区的北缘,平均气温为 17°C ,气温的年较差大和日较差小,年平均降水量为1429.9 mm,蒸发量为1381.5 mm,相对湿度76%(王玉军和鲁庆彬, 2009)。

1.2 样品的采集

2010年4月,分别进行了从新安江水力发电站附近的富溪码头(点1)至黄山尖岛(点2)以及从淳安(点3)至街口(点D)的走航观测,取库区表层水进行 $p(\text{CO}_2)$ 及相关水质参数的分析。并在坝前(点B)进行了分层剖面 $p(\text{CO}_2)$ 分析,坝后(点A)采集下泄水。采样点见(图1)。



图1 采样点分布图

Fig.1 Geographic location of study area and sampling sites

1.3 分析方法

利用自制喷淋—鼓泡式平衡器—非分散红外检测器(CA-10)系统测定 $p(\text{CO}_2)$ (Frankignoulle et al, 2001; Abril and Richard, 2006)。YSI-6600水质参数仪原位测定了水样的pH、温度(T)、溶解氧饱和度(DO%)等参数。AVM-05风速计测定风速。走航全程用GPS对路线进行定位。

库区 $p(\text{CO}_2)$ 走航观测:在走航的过程中利用水泵抽取库区表层水,同时测定 $p(\text{CO}_2)$ 及其他现场参数。剖面 $p(\text{CO}_2)$ 定点观测:选取坝前定点位置(图上地点)分别抽取深度为30 m至10 m(每间隔5 m抽取),以及10 m至表层(每间隔1 m抽取)的水体进行分析。坝后下泄水分析,则直接取坝后表层水。所有待测水体现场分析 $p(\text{CO}_2)$,同时用YSI水质参数仪测定pH、T、DO%。

2 结果

2.1 库区表层的走航观测

整个走航观测结果显示水体温度变化很小(图2)。东南湖区(点1至点2)温度波动为 $14\sim 14.45^\circ\text{C}$,而淳安(点3)至街口(点4)则为 $13.8\sim 15.5^\circ\text{C}$ 。我们将整个走行过程按地形情况分为水库坝前(1区)、库区中段(2区)以及库区河道(3区)。水库坝前(1区)位于大坝前10~28 km,该

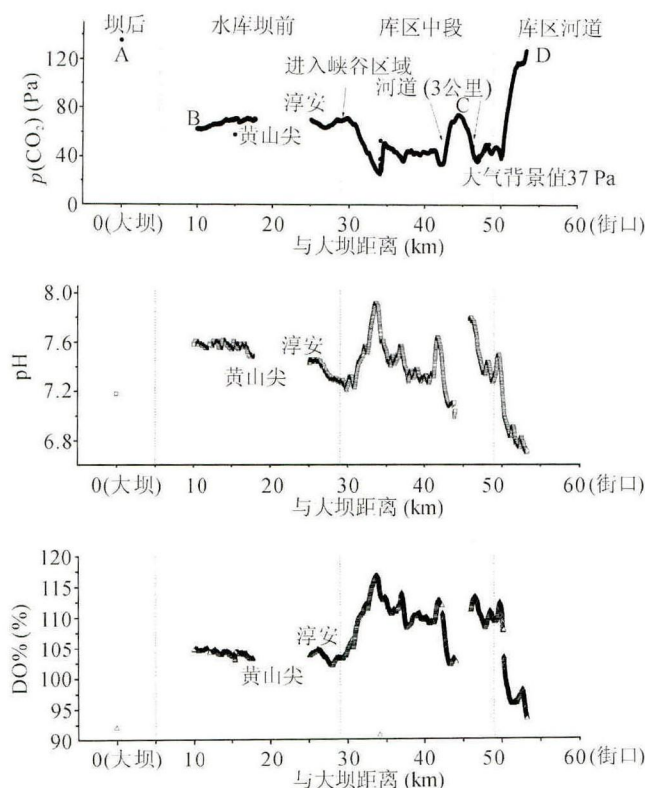


图2 新安江千岛湖水库走航观测结果

Fig.2 Result of continuous measurement in Xin'anjiang-qiandao lake reservoir

区域主要为千岛湖湖区主体, 水域面积大, 水流平缓。库区中段(2区)位于大坝前28~48 km, 该地区为湖区与上游河流的交汇处, 水流较上游河流缓慢, 但近似于河流形态。库区河道(3区)为距大坝48 km以外区域, 该地区流速、风速都高于库区中段。

在水库坝前区域(1区), 随着距大坝距离的增大, 表层水中pH、DO%呈递减趋势, 其中pH从起始的7.59降至7.47, DO%则从105%降至103%。而 $p(\text{CO}_2)$ 呈递增趋势从起始的65 Pa上升至71 Pa, 均值在69 Pa。在库区中段(2区), 各参数波动较大。从库区开阔水域进入中段的峡谷水道后, pH、DO%迅速增加, 并且达到本次观测的最高值7.91与118%。相应地, $p(\text{CO}_2)$ 则快速递减到达本次观测的最低值25.63 Pa(图2距大坝34 km处)。随后在相对开阔区域, 各项参数均相对保持稳定。在距大坝42~45 km(C)处, $p(\text{CO}_2)$ 又迅速上升并达到了库区中段 $p(\text{CO}_2)$ 的最高值75 Pa, 然后又回落至先前的稳定状态。在距大坝约50 km的库区河道段(3区), $p(\text{CO}_2)$ 迅速上升, 而pH与DO%则快速下降。至街口附近(点4), $p(\text{CO}_2)$ 、

pH、DO%分别达到130 Pa, 6.82, 92%。总体上, 在水库坝前 $p(\text{CO}_2)$ 稳定区间为60~70 Pa, 库区中段 $p(\text{CO}_2)$ 稳定区间为36~45 Pa, 库区河道 $p(\text{CO}_2)$ 区间为70~130 Pa。

2.2 坝前剖面监测

在坝前(B点)进行了水体剖面监测(图3), 实际剖面点位于坝前6 km处。剖面监测从水体表面下方30 m处开始每间隔5 m稳定监测, 至表面以下10 m处每隔1 m稳定监测直至表面。 $p\text{CO}_2$ 最小值出现在水体表面为68 Pa, 然后随着深度增大, 迅速增加。在水面10 m以下, $p\text{CO}_2$ 相对稳定, 变化范围为100~105 Pa。与 $p\text{CO}_2$ 变化规律相反, pH、DO%及温度变化趋势均是在表层水体到达峰值, 然后随着深度增加的迅速下降。三者在15 m以下达到一个低值并在此后保持稳定。

3 讨论

3.1 水体中 $p(\text{CO}_2)$ 变化的主要影响因素

水体中溶解无机碳(DIC)的主要来源于矿物的化学风化产物, 如: 黄河水体的 HCO_3^- 90%来自碳酸盐的风化作用、10%来自硅酸盐的风化作用(李

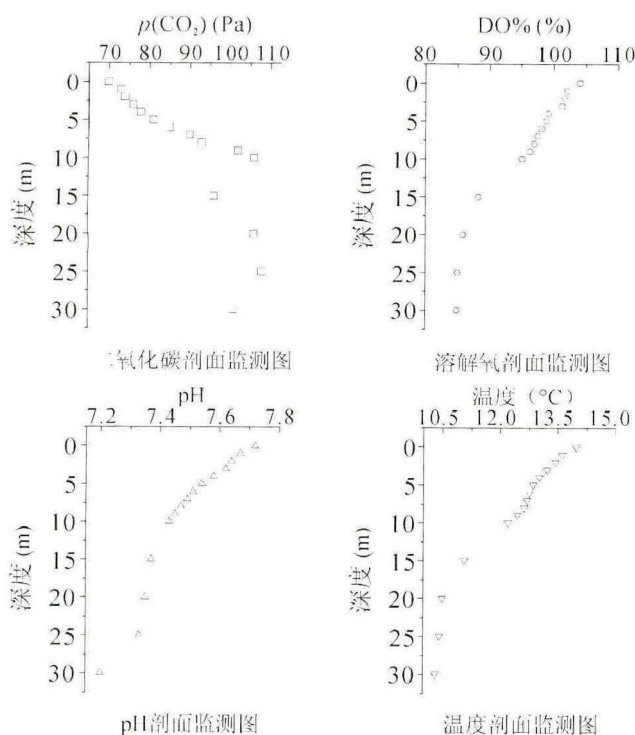
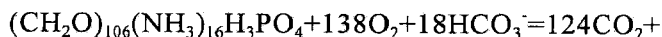


图3 坝前剖面监测结果

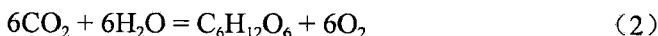
Fig.3 Result of vertical monitor in the front of the dam

晶莹和张经, 2003)。我国赣南流域 DIC 则是大部分来自于硅酸盐的化学风化, 较小部分来自于碳酸盐的风化作用。进入河流体系后, 水体无机碳平衡关系则主要受到水生光合作用及呼吸过程的控制(李甜甜, 2000)。这种平衡体系的演变可以对水体中 $p(\text{CO}_2)$ 产生重要影响, 如: 英国泰晤士河 $p(\text{CO}_2)$ 主要受到光合作用和呼吸作用的影响, 而加拿大渥太华河则主要受呼吸作用和矿物风化控制 (Colin et al, 1998; Kevin and Jan, 1999)。研究发现在水体相对静止的库区中, 呼吸作用对 $p(\text{CO}_2)$ 的影响要远大于干流(苏征等, 2005)。

初级生产力降解过程可以按(1)式进行描述:



而光合作用方程式:

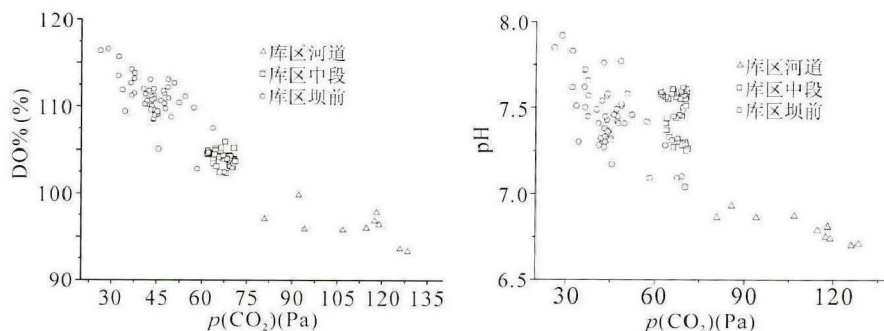


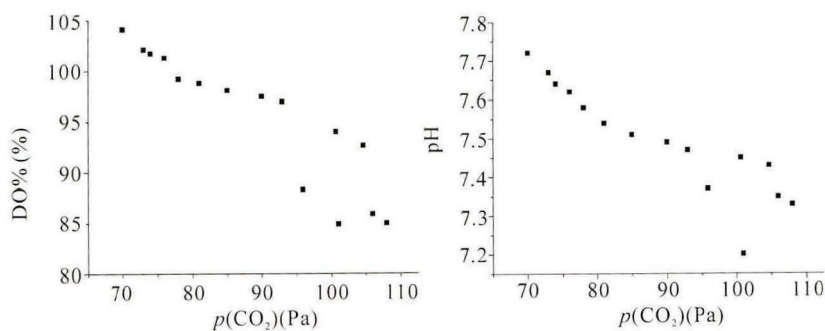
显然, 光合作用或呼吸作用占主导作用的水体中 $p(\text{CO}_2)$ 与水体中溶解氧含量保持负相关关系, 又如导致美国萨蒂拉河口存在较低的溶解氧和较高的 $p(\text{CO}_2)$ 的原因是潮汐湿地的呼吸作用 (Cai et al, 1999)。

3.2 水库表面 $p(\text{CO}_2)$ 变化规律分析

通过对全程走航监测所得的 $\text{DO}\%$ 、pH 与 $p(\text{CO}_2)$ 等参数的进行相关分析(图4), 可以发现全程 $\text{DO}\%$ 与 $p(\text{CO}_2)$ 之间均存在显著的负相关关系, 表明该地区水体温室气体释放主要受到呼吸和光合作用。

从整个走航过程中 $p(\text{CO}_2)$ 的变化表现来看, 库区河道 $p(\text{CO}_2)$ 高达 70~130 Pa, 而溶解氧饱和度与 pH 都很低, 表明该区域二氧化碳分压受到微生物呼吸作用的影响较大呈现出的“河流型”异养体系的特征(图4)。这与此处水体含有大量来自于上游水体携带的有机质有关。当水体进入库区中段后, $p(\text{CO}_2)$ 迅速降低 ($p(\text{CO}_2)$ 区间为 36~46 Pa)。这主要由于: 在整个 20 km 库区中段中主要是由短距离的狭窄河道以及大面积的由岔流所形成的小湖泊组成。小湖泊减缓了河流的流动性, 高流速的水体进入稳定状态为浮游植物的生长创造了有利条件, 水生生态系统由库区河道的“河流型”异养体系向以浮游生物为主的“湖沼型”自养体系演化, 大部分库区中段水体的溶解氧百分率均超过 110%, 光和作用较强, 大量吸收了水体中溶解二氧化碳, 并导致水体 pH 的显著上升(图4)。在距大坝 42~45 km (C) 处, 此处也属于库区中段范围, 但各参数与附近水体表现完全不同。主要由于该处为 3 km 的狭窄河道, 地形情况类似库区河道。水库坝前 $p(\text{CO}_2)$ 稳定区间为 60~70 Pa, 并且随着与大坝

图4 表层 $p(\text{CO}_2)$ 与水化学参数线性关系分析图Fig.4 Relationship between surface $p(\text{CO}_2)$ and hydrochemistry parameters

图 5 剖面 $p(\text{CO}_2)$ 与水化学参数线性关系分析图Fig.5 Relationship between $p(\text{CO}_2)$ and hydrochemistry parameters along the water column

的距离增大而增大。该区域均为湖泊地区，水体流速缓慢。由于库区中段对水体中有机质大量消耗，因此水库坝前水体清澈。溶解氧百分率基本维持在 105% 以下，说明此水域微生物的呼吸作用与水生光合作用处于平衡状态。

从我们对坝后水体的监测来看，出库水体 $p(\text{CO}_2)$ 值为 140 Pa，明显高于水库坝前的表层水体（约 60~70 Pa）。其原因主要由于新安江大坝最大坝高为 105 m，而大坝泄水来自于水库底层相对还原的水体。水库下泄水的脱气效应，即底层水体泄水方式是 CO_2 释放的一个重要通道。

3.3 剖面 $p(\text{CO}_2)$ 变化相关性分析

从图 5 可以看出， $p(\text{CO}_2)$ 分别与 pH、DO% 呈负相关关系。根据坝前剖面监测结果显示在水面下 10 m 以内区域，随着水体的深度增加 $p(\text{CO}_2)$ 与温度持续下降而 pH、DO% 上升。显然，光合作用在上层水体中占据主导作用，水中初级生产力通过光合作用大量消耗水体中溶解 CO_2 ，并释放 O_2 。随着水体深度的增加，水体中无机碳平衡逐渐受呼吸作用控制。如，在水面 15 以下，水体具有更高的 $p(\text{CO}_2)$ ，同时 pH、DO% 更低。

3.4 水库表层水体 CO_2 释放通量分析

水气界面 CO_2 扩散模型估算公式由式 (3) 计算 (Kelly et al., 1994)：

$$F = k(c_{\text{water}} - c_{\text{air}}) \quad (3)$$

式中 F 为水气界面释放通量 ($\text{mmol} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$)， $F > 0$ 表示水体向大气中释放 CO_2 ， $F < 0$ 表示水体吸收 CO_2 ； k 值代表气体交换系数 ($\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$)； c_{water} 为水体中实测溶解 CO_2 浓度 ($\text{mol} \cdot \text{L}^{-1}$)； c_{air} 为大气 CO_2 在水体中的平衡浓度 ($\text{mol} \cdot \text{L}^{-1}$)； k 值主要受到流速、风速、温度等因素影响。在本次新安江千岛湖走航观测中，整个走航区域基本都属于低流速的湖

泊、水库地形（流速 $< 0.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ），并且气温稳定。因此 k 值的计算法采用目前于湖泊地形引用较多的 Cole 经验计算公式 (4) 计算 (Yao et al., 2007)：

$$k = 2.07 + (0.215U^{1.7}) \quad (4)$$

式中 U 是风速。根据我们现场实测千岛湖的风速约为 $1.8 \sim 2.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ，计算得 k 值为 $2.654 \sim 2.956 \text{ cm} \cdot \text{h}^{-1}$ ($0.637 \sim 0.709 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$)。

关于库区河道的 CO_2 释放通量计算，由于水体进入河道，流速高且水体较浑浊，Cole 经验计算公式不再适用。通过借鉴附近地区已有的研究，西江河风速为 $0.7 \sim 2.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ，浑浊度中等，其 k 值估算区间为 $8 \sim 15 \text{ cm} \cdot \text{h}^{-1}$ (Yao et al., 2007)，新安江街口地区的风速为 $2.0 \sim 2.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ，浑浊度中等，其 k 值应该与西江河高值较为接近，因此我们取 k 值为 $10 \text{ cm} \cdot \text{h}^{-1}$ ($2.40 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$)。

根据上述对 k 值的分析和走航结果，分段计算水库坝后、坝前、库区中段以及库区河道的 CO_2 释放通量。千岛湖湖泊水体水流缓慢，因此在计算水库坝后、坝前的 CO_2 释放通量时我们取 k 值范围中的低值 $2.65 \text{ cm} \cdot \text{h}^{-1}$ ($0.63 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$)；库区中段由于地形变化复杂，有大面积的滞水区也有狭窄的急速河道（流速 $> 1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ），我们取 k 值范围中的高值 $2.956 \text{ cm} \cdot \text{h}^{-1}$ ($0.709 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$)；而库区河道，流速、风速都高于库区中段，基于对西江河分析比较我们取 k 值为 $15 \text{ cm} \cdot \text{h}^{-1}$ ($3.60 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$) 作估算。计算结果水库坝后、坝前、库区中段以及库区河道的 CO_2 释放通量分别为 $28.57 (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$ ， $5.62 \sim 8.44 \text{ mmol} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$ ， $-1.25 \sim 1.56 \text{ mmol} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$ ， $34.3 \sim 98.5 \text{ mmol} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$ (图 6)。计算结果显示，水库坝后、水库坝前、库区中段都表现为 CO_2 的源，但上游高 CO_2 水体经过库区中段与水库坝前得到了极大的消耗。

3.5 水库 CO₂ 释放通量比较

对比世界上主要水库的水气界面 CO₂ 交换通量可以看出(表 1), 新安江水库水气界面 CO₂ 交换通量要大大低于巴西、加拿大等水库, 与国内洪家渡水库、云贵高原湖泊较为接近。水坝建成往往大量淹没陆地原生生态系统, 植被在随后的腐化降解过程中逐渐向水体释放无机形式的营养盐(包括 N、P 等), 同时释放温室气体(如 CO₂、CH₄ 等)。虽然我国水库大多处于温带地区, 但在拦截蓄水前执行严格的清库工作。因此和其他地域水库相比, 我国大部分水库显然没有大量的有机质淹没情况。因此水库的温室气体释放作用并不明显。

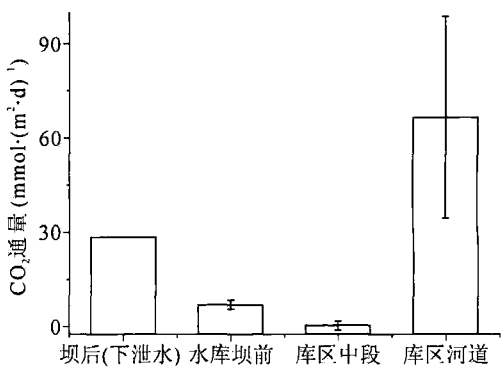


图 6 新安江—千岛湖水库各段 CO₂ 释放通量
Fig.6 Release flux of CO₂ in different parts Xin'anjiang-qiandao lake reservoir

表 1 世界上主要水库、水气界面 CO₂ 交换通量
Table 1 Exchange flux of CO₂ between water and air in main reservoirs of the world

水库名称	位置	气候带	水气界面 CO ₂ 交换通量 (mmol·(m ² ·d) ⁻¹)	文献来源
Petit Saut	法属圭亚那	热带	101.36	Guérin et al, 2008
Serra da mesa	巴西	热带	90.91	Guérin et al, 2008
Samuel	巴西	热带	361.77	Yao et al, 2007
Xingo	巴西	热带	139.50	Yao et al, 2007
Laforge-1	加拿大	温带	52.27	Guérin et al, 2008
Revelstoke	加拿大	温带	50.00	Guérin et al, 2008
Porttipahtaf	芬兰	温带	35.00	Huttunen et al, 2003
Shasta	美国	温带	30.82	Soumis et al, 2004
红枫湖	中国	亚热带	20.20	刘丛强, 2007
洪家渡水库	中国	亚热带	6.14	喻元秀 等, 2008
云贵高原湖泊	中国	亚热带	10.00	王仕禄 等, 2003
万安水库	中国	亚热带	12.74	本课题组待发表资料
新安江水库	中国	亚热带	7.03	本研究

大部分河流由于携带了大量有机质, 受呼吸作用的影响为明显的温室气体源。而大坝的建造, 人为有效的减缓了河流的流动性, 为水生生物的生长创造了条件, 从而水体生态系统慢慢转变为受光合作用主导。通过此次走航全程监测分析, 可以肯定新安江水库对河流温室气体释放的减缓作用明显。

4 结论

通过对新安江—千岛湖的走航调查, 发现虽然水库坝前也有着温室气体“源”的情况。明显的该地区水体有机质主要来源于上游水体的输送, 并且由于大坝的拦截作用降低了水流速度, 水库水体滞水时间长, 使新安江水库的水生生态系统由“河流型”异养体系向以浮游生物为主的“湖沼型”自养体系演化, 形成了自身的生态系统, 并减缓了河流

温室气体的释放。
通过对 DO%、pH、p(CO₂) 的相关趋势分析, 发现水体表层 p(CO₂) 与 DO%、pH 均存在显著的负相关关系。表明新安江—千岛湖水库表层水体 p(CO₂) 受呼吸作用和光合作用的控制现象明显。
新安江水库下泄水表现出的 p(CO₂) 大大高于坝前表层水体, 这主要由于该水库运行使用的是库底泄水模式, 该运行模式为水库温室气体释放的重要通道。

参考文献

李晶莹, 张 经. 2003. 黄河流域化学风化作用与大气 CO₂ 的消耗 [J]. 海洋地质与第四纪地质, 23 (2): 43-49.
李甜甜. 2000. 赣江上游与红枫湖流域水化学特征及溶解碳的研究 [D]. 北京: 首都师范大学.
刘丛强. 2007. 生物地球化学过程与地表物质循环 - 西南喀斯特流域侵蚀与生源要素循环 [M]. 北京: 科学出版社,

- 486-528.
- 苏征, 张龙军, 王晓亮. 2005. 黄河河流水体二氧化碳分压及其影响因素分析[J]. *海洋科学*, 29(4): 41-44.
- 王仕禄, 万国江, 刘丛强, 等. 2003. 云贵高原湖泊 CO₂ 的地球化学变化及其大气 CO₂ 源汇效应[J]. *第四纪研究*, 23(5): 581.
- 王玉军, 鲁庆彬. 2009. 千岛湖鸟类多样性及其季节变化[J]. *浙江林业科技*, 29(5): 41-47.
- 喻元秀, 刘丛强, 汪福顺, 等. 2008. 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[J]. *生态学杂志*, 27(7): 1193-1199.
- Aberg J, Kristin A, Algesten G, et al. 2004. A comparison of the carbon balances of a natural lake and a hydroelectric reservoir in northern Sweden[J]. *Water Research*, 24: 531-538.
- Abril G, Richard S. 2006. In situ measurements of dissolved gases (CO₂ and CH₄) in a wide range of concentrations in a tropical reservoir using an equilibrator[J]. *Science of the Total Environment*, 354: 246-251.
- Cai W J, Lawrence R P, Mary A M, et al. 1999. Oxygen and carbon dioxide mass balance for the estuarine-intertidal marsh complex of five rivers in the southeastern U.S.[J]. *Limnol Oceanogr*, 44(3): 639-649.
- Cole J J, Caraco NF. 1998. Atmospheric exchange of carbon dioxide in a low-wind oligotrophic lake measured by the addition of SF₆[J]. *Limnol Oceanogr*, 43: 647-656.
- Colin N, Martin H, Richard J W. 1998. Dissolved carbon dioxide and oxygen in the River Thames: Spring-summer 1997[J]. *The science of the Total Environment*, 210/211: 205-217.
- Dos Santos M A, Rosa L P, Sikar B, et al. 2006. Gross greenhouse gas fluxes from hydropower reservoir compared to thermo power plants[J]. *Energy Policy*, 34(4): 281-288.
- Fearnside P M. 2002. Greenhouse gas emissions from a hydroelectric reservoir (Brazil's Tucuruí Dam) and the energy policy implications[J]. *Water Air and Soil Pollution*, 133(1-4): 69-96.
- Frankignoulle M, Borges A, Biondo R. 2001. A new design of equilibrator to monitor carbon dioxide in highly dynamic and turbid environments[J]. *Wat Res*, 35(5): 1344-1347.
- Guérin F, Abril G, Junet A, et al. 2008. Anaerobic decomposition of tropical soils and plant material: Implication for the CO₂ and CH₄ budget of the Petit Saut Reservoir[J]. *Applied Geochemistry*, 23: 2272-2283.
- Huttunen J T, Alm J, Liikanen A, et al. 2003. Fluxes of methane, carbon dioxide and nitrous oxide in boreal lakes and potential anthropogenic effects on the aquatic greenhouse gas emissions[J]. *Chemosphere*, 52(3): 609-621.
- Huttunen J T, Vaisanen T S, Hellsten S K, et al. 2002. Fluxes of CH₄, CO₂, and N₂O in hydroelectric reservoirs Lokka and Porttipahta in the northern boreal zone in Finland[J]. *Global Biogeochemical cycles*, 16: 1-17.
- Kelly C A, Rudd J W M, Bodaly R A, et al. 1997. Increases in fluxes of greenhouse gases and methyl mercury following flooding of an experimental reservoir[J]. *Environ Sci. Technol*, 31: 1334-1344.
- Kelly C, Rudd J, St. Louis V. 1994. Turning attention to reservoir surfaces, a neglected area in greenhouse studies[J]. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 75(29): 332-333.
- Kevin T, Jan V. 1999. Carbon fluxes, pCO₂ and substrate weather in a large northern river basin, Canada: carbon isotope perspectives[J]. *Chemical Geology*, 159: 61-68.
- Philip M, Fearnside P M. 1995. Hydroelectric Dams in the Brazilian Amazon as Sources of Greenhouse Gases[J]. *Environmental Conservation*, 22(1): 7-19.
- Rudd J W, Harris R, Kelly C A. 1993. Are Hydroelectric Reservoirs Significant Sources of Greenhouse Gases[J]. *Ambio*, 22(4): 246-248.
- Soumis N, Duchemin E, Canuel R, et al. 2004. Greenhouse gas emissions from reservoirs of the western United States[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 18: 1211.
- St Louis V L, Kelly C A, Duchemin E, et al. 2000. Reservoir surfaces as sources of greenhouse gases to the atmosphere: A global estimate[J]. *Bioscience*, 50(9): 766-775.
- Victor D G. 1998. Global warming: Strategies for cutting carbon[J]. *Nature*, 395: 837-838.
- Yao G, Gao Q, Wang Z, et al. 2007. Dynamics of CO₂ partial pressure and CO₂ outgassing in the lower reaches of the Xijiang River, a subtropical monsoon river in China[J]. *Science of the Total Environment*, 376(1-3): 255-266.