

云贵高原湖泊 CO₂ 的地球化学变化及其
大气 CO₂ 源汇效应*

王仕禄 万国江 刘丛强 杨伟 朱兆洲 肖化云 陶发祥

(中国科学院地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室, 贵阳 550002)

湖泊是大气 CO₂ 的源还是汇? 长期以来一直都存有争议。云贵高原地区的湖泊由于受流域碳酸盐岩风化作用的影响, 使这一问题就显得更特殊, 也更复杂。

本次研究通过化学平衡计算和气相色谱测定两种方法得到了比较一致的湖水 CO₂ 浓度结果。研究发现, 在夏季强烈的光合作用消耗了湖水 CO₂, 致使湖水中 CO₂ 浓度降低。在贵州草海、百花湖以及云南的泸沽湖、杞麓湖, 表层湖水 CO₂ 分压(为便于与大气 CO₂ 比较, 文中湖水 CO₂ 用分压单位表示)小于 200 μ atm, 远低于大气 CO₂ 分压, 湖泊正不断地从大气中吸收 CO₂, 从而构成大气 CO₂ 的汇。在贵州的阿哈湖、红枫湖及云南的洱海、抚仙湖等大多数湖泊中, 夏季表层湖水 CO₂ 分压在 20% 的变化范围内, 近似与大气 CO₂ 保持平衡。而在冬季由于光合作用减弱, 表层湖水 CO₂ 分压升高, 最低值达到 769 μ atm, 最高值为 2 205 μ atm, 平均为 1 292 μ atm。显然, 冬季湖泊 CO₂ 处于过饱和状态, 是大气 CO₂ 的源。在入湖河流中, 即使在夏季强烈的光合作用下, 河水中的 CO₂ 分压也超过了 1 000 μ atm, 冬季更高, 入湖河流始终是大气 CO₂ 的源。湖泊中溶解 CO₂ 强烈的季节性变化主要受控于湖泊内部光合作用与呼吸作用的平衡。云贵高原地区面积大于 10 km² 的 13 个湖泊中, 冬、夏两季表层湖水 CO₂ 分压的平均值变化为 100 ~ 1 761 μ atm, 平均为 639 μ atm, 是大气 CO₂ 分压的 1.8 倍。因此, 总体而言, 云贵高原湖泊仍然是大气 CO₂ 的源。依据分子扩散模型计算出云贵高原湖泊 CO₂ 的释放通量变化在 -17.6 ~ 33.5 mmol C/m²·day 之间(负值表示湖泊吸收 CO₂, 正值表示释放 CO₂), 平均为 10.8 mmol C/m²·day。与北半球湖泊的平均值(CO₂ 分压为 1 036 μ atm, 释放通量为 16.2 mmol C/m²·day)相比, 该地区湖泊中 CO₂ 分压偏小, CO₂ 释放通量偏低。

通过 ²¹⁰Pb 与 ¹³⁷Cs 计年确定湖泊沉积速率后, 结合表层沉积物有机碳含量, 最终得出各湖泊沉积物-水界面有机碳的沉积通量变化为 2.1 ~ 12.2 mmol C/m²·day, 平均为 7.4 mmol C/m²·day。而一些人为污染的重富营养湖泊则远高于此值, 在滇池高达 144.5 mmol C/m²·day。水-气界面 CO₂ 释放通量与沉积物-水界面有机碳沉积通量之比与湖泊碱度之间, 并没有出现类似其他湖泊中良好的线性关系。相反, 图 1 显示出这一比值与湖泊 TP 和 TN 存在一定的变化关系。虽然各湖泊的营养状况、氮磷的来源、形态及生物有效性等各有差异, 致使图 1 中的线性关系不强, 但总体的负相关变化趋势明显。随着 TP 和 TN 含量升高, 湖泊生产力增强, 生物量增加, 光合作用加剧, CO₂ 分压降低, 致使水-气界面 CO₂ 释放通量减小, 沉积物有机碳沉积通量增加。因此, 可以预计未来人为活动使湖泊 N 和 P 载荷增加后, 云贵高原湖泊释放回大气的 CO₂ 量将进一步减少, 更多的碳被埋藏到沉积物中去。

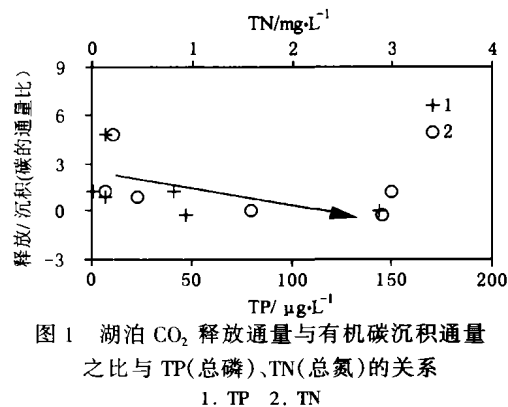


图 1 湖泊 CO₂ 释放通量与有机碳沉积通量之比与 TP(总磷)、TN(总氮)的关系

1. TP 2. TN

第一作者简介: 王仕禄 男 32 岁 副研究员 环境地球化学专业 E-mail: slwang@mail.gyig.ac.cn

* 国家自然科学基金项目(批准号:49903007 和 40073032)和中国科学院知识创新工程项目(批准号:KZCX2-105)资助
2002-09-08 收稿, 2002-10-31 收修改稿