

湖泊现代沉积物碳环境记录研究*

陈敬安 万国江 汪福顺 黄荣贵 张 峰

(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)

D. D. Zhang

(Department of Geography and Geology, University of Hong Kong, Pokfulam Road, Hong Kong, China)

R. Schmidt

(Institute of Limnology, Austrian Academy of Sciences, A-5310 Mondsee, Austria)

摘要 通过对云南程海现代沉积物的精细采样和分析, 研究了湖泊沉积物中有机碳与无机碳含量阶段性的正相关和负相关变化. 结果表明, 温度及其引起的相关变化是控制沉积物无机碳含量、碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 和有机碳含量变化关系的主要因素. 当温度及其引起的光合作用强度变化对湖泊自生碳酸钙沉淀起主导作用时, 沉积物有机碳含量与无机碳含量及碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 呈正相关变化; 当温度及其引起的蒸发速率等其他物理化学因素变化对湖泊自生碳酸钙沉淀起主导作用时, 沉积物有机碳含量与无机碳含量及碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 呈负相关变化. 程海沉积物无机碳含量和碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 是湖区气候冷暖变化的良好代用指标.

关键词 湖泊沉积物 有机碳 无机碳 $\delta^{13}\text{C}$

碳是湖泊沉积物的主要组分之一, 由无机碳和有机碳两部分构成. 有机碳主要来源于湖泊水生植物及流域侵蚀带来的陆源植物碎屑; 无机碳则来源于湖泊自生碳酸盐和外源碳酸盐. 湖泊沉积物碳组分的广泛性和多源性一方面使其记录了丰富的区域环境信息, 但另一方面也导致了环境信息的混合性和多解性. 因此, 湖泊沉积物碳环境记录一直是地球科学界研究的热点之一, 并在重建第四纪气候与环境演化历史方面发挥着重要作用^[1~11]. 与海洋沉积物相比, 湖泊沉积物碳的研究落后了许多, 在很多方面尚未取得一致性的认识, 甚至分歧很大. 最近 Dean^[12]较为全面地总结了湖泊沉积物中有机碳与无机碳含量的反相关变化, 他发现这种反相关变化不仅出现在同一湖泊不同部位的表层沉积物中, 而且还存在于同一部位不同深度的沉积物中, 甚至在不同湖泊的表层沉积物中, 有机碳与无机碳含量的负相关依然存在. 然而, 也有研究表明, 一些湖泊沉积物中有机碳与无机碳含量呈正相关变化^[13]. 迄今尚无人对这两种对立的观点作出合理解释. 湖泊沉积物中有机碳与无机碳含量的相关关系受哪些因素控制? 它们反映了什么样的环境条件? 弄清这些问题将为揭示湖泊沉积物碳的环境意义提供理论依据. 本文报道了云南程海现代沉积物中有机碳与无机碳含量阶段性的正相关和负相关变化, 并对这一现象作出了初步解释; 进而探讨了湖泊沉积物碳记录在高分辨率气候变化研

2000-03-26 收稿, 2001-06-01 收修改稿

* 中国科学院知识创新项目(KZCX2-105)、环境地球化学国家重点实验室创新领域项目和国家自然科学基金项目(批准号: 49894170)资助

究中的意义.

1 样品和方法

程海为一构造断陷湖,成湖于更新世早期,位于云南省永胜县境内,地理坐标为 $26^{\circ} 27' \sim 26^{\circ} 38' \text{N}$, $100^{\circ} 38' \sim 100^{\circ} 41' \text{E}$. 湖泊水位 1503.0 m, 面积约 77.22 km^2 , 长约 19.35 km, 平均宽约 4.0 km, 平均水深 25.7 m, 最大水深 35.1 m, 蓄水量 $19.87 \times 10^8 \text{ m}^3$. 程海汇水面积较小, 约为 288.9 km^2 , 无远源性河流输入. 湖区年均气温 13.5°C , 年均降雨量 738.6 mm, 年蒸发量 2040.3 mm^[14]. 湖水水化学分析结果表明其离子总量达 1008.66 mg/L(表 1), 已接近盐湖. 湖水呈弱碱性, 高硬度.

表 1 程海湖水水化学组成

SiO_2 /mg · L ⁻¹	Ca^{2+} /mg · L ⁻¹	Mg^{2+} /mg · L ⁻¹	K^+ /mg · L ⁻¹	Na^+ /mg · L ⁻¹	HCO_3^- /mg · L ⁻¹	CO_3^{2-} /mg · L ⁻¹	SO_4^{2-} /mg · L ⁻¹	Cl^- /mg · L ⁻¹	NO_3^- /mg · L ⁻¹	NO_2^- /mg · L ⁻¹
0.28	9.29	64.52	11.79	181.55	622.40	93.03	3.36	22.72	1.60	0.00048
NH_4^+ /mg · L ⁻¹	DO /mg · L ⁻¹	COD /mg · L ⁻¹	P_2O_5 /mg · L ⁻¹	Fe^{3+} /mg · L ⁻¹	Fe^{2+} /mg · L ⁻¹	总铁 /mg · L ⁻¹	离子总量 /mg · L ⁻¹	pH	总硬度 (德国度)	总碱度 (德国度)
0.012	1.79	1.96	0.178	0.0007	0.0002	0.0009	1008.66	8.24	16.18	37.29

采用奥地利科学院湖泊研究所提供的便携式沉积物采样器,于 1997 年 6 月在程海深水区采得长 40 cm 的沉积物孔柱 CH970608-1. 沉积物柱芯保持完好,悬浮层未受扰动,界面水清亮透明. 沉积物柱在野外现场按 1.0 cm 间隔切分,装入塑料袋中密封保存. 样品经真空冷冻干燥器(Techcomp FD-3-85-MP)干燥后,研磨成小于 120 目的粉末. 采用美国 PE 公司生产的 PE2400 SERIES II 型元素分析仪对沉积物粉末样品进行了 C, H 和 N 含量测定,分析误差小于 5%. 无机碳采用化学容量法测定^[15],分析误差小于 10%. 沉积物碳酸盐 C 和 O 同位素采用磷酸法制备 CO_2 气体,最后在 MAT-252 型质谱仪上测定其 $\delta^{13}\text{C}$ 及 $\delta^{18}\text{O}$ 值,结果采用 PDB 标准,测量误差小于 0.1‰.

2 程海沉积物碳的来源

2.1 沉积物有机碳的来源

从有机质的结构来看,湖泊沉积物有机质一般可分为藻类、草本类、木质类和木炭等 4 种类型. 通常,藻类最易遭受氧化分解而不易保存,草本类次之,木质类和木炭则是最稳定的组分. 藻类通常含有较多的饱和类有机化合物,因而它富含氢原子,通常具较高的 H/C 原子比;草本类主要由芳香族化合物构成, H 的含量较低,因而具较低的 H/C 原子比;木质类则基本由多环芳香族化合物构成,其 H 含量和 H/C 原子比更低;木炭其实是碳质残余物(被氧化或改变了的植物残体),其 H 含量和 H/C 原子比最低^[16]. 当沉积物有机质 H/C 原子比小时,不能直接据此判断有机质的来源,因为低的 H/C 原子比既可能由木质类和木炭在沉积物中的优势造成,也可能由富含 H 原子的藻类经氧化作用降解而形成. 而当沉积物有机质具有高的 H/C 原子比时,则其来源易于识别. 若沉积物 H/C 原子比大于 1.7, 则表明有机质主要来源于水生浮游植物^[16]. 程海沉积物 H/C 原子比变化于 4~30 之间(图 1), 表明程海深水区沉积物有机质主要来源于湖泊水生浮游植物.

很多研究表明,沉积物有机质的 C/N 原子比可有效指示有机质的来源^[12, 17]. 湖泊水生植

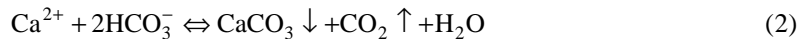
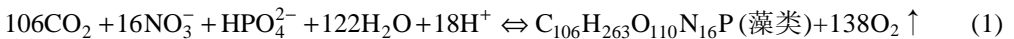
物含有较多的蛋白质, 其 C/N 原子比一般小于 10; 陆源有机质富含腐殖质, 其 C/N 原子比通常为 20~30. 程海沉积物的 C/N 原子比小于 10(图 1), 也说明了程海深水湖区沉积物有机质主要来自湖泊水生植物.

2.2 沉积物无机碳的来源

湖泊沉积物无机碳主要来源于湖泊外源碳酸盐和自生碳酸盐. 外源碳酸盐(allochthonous)是指由湖盆流域母岩风化产生、由地表径流搬运至湖泊水体的碳酸盐. 湖泊自生碳酸盐包括湖水中无机化学沉淀产生的碳酸盐和生物壳体碳酸盐, 以及少量沉积物埋藏后早期成岩作用产生的碳酸盐.

在自然水体中产生碳酸盐沉淀的必要条件是水体过饱和, 而引起过饱和条件形成的因素有两个: 一是生物因素; 二是物理化学因素, 包括温度变化、水体蒸发浓缩、CO₂ 的溶解与释放等^[6,18].

(1) 生物因素. 藻类在光合作用过程中吸收 CO₂, 导致水体 pH 升高、H⁺ 浓度减小、离子活度积 IAP(ionic activity product)增大, 从而可导致水体对碳酸钙过饱和条件的形成, 并发生碳酸钙沉淀. 其具体过程可表示为^[18]



简言之, 水生植物光合作用吸收二氧化碳, 致使(2)式的反应平衡向右移动, 导致碳酸钙沉淀的产生. 附着在藻类细胞外壳周围的碳酸钙沉淀为碳酸钙的生物成因提供了直接证据^[6,18,19].

(2) 物理化学因素. 影响湖水碳酸钙沉淀的物理化学因素包括温度变化、水体蒸发浓缩、CO₂ 的溶解与释放等, 其中, 温度变化起着最为重要的作用, 主要表现在如下几个方面^{[6,18-20]1)}: ①温度升高, 碳酸钙溶解度与溶解平衡常数(K_e)减小, 湖水过饱和系数增大, 碳酸钙易于沉淀; ②温暖年份湖水热分层出现较早而持续时间较长, 藻类通过光合作用从湖泊表层水体吸收 CO₂ 的时间和强度增大, 有利于过饱和条件的形成; ③温暖年份, 湖水浮游微生物数量增加, 它们一方面可直接形成湖水对碳酸钙过饱和的局部微环境, 另一方面还可作为碳酸钙沉淀的结晶核促使碳酸钙快速沉淀; ④湖水温度升高, CO₂ 在水体中的溶解度减小, 并以气体形式从水体中逸出, 从而易于导致过饱和条件的形成; ⑤高温期湖水蒸发作用增强, 湖水 Ca²⁺, CO₃²⁻ 和 HCO₃⁻ 浓度随湖水蒸发浓缩而增大, 有利于过饱和条件的形成.

判断湖水对碳酸钙饱和性的依据是比较湖水离子活度积 IAP 与平衡常数 K_e 的大小. 计算 IAP 的常用方法是:

$$\text{IAP} = (\text{Ca}^{2+})(\text{CO}_3^{2-}) = \{r_{\text{Ca}^{2+}} \times [\text{Ca}^{2+}] \times r_{\text{HCO}_3^-} \times K_2 \times \text{Alk}\} / (\text{H}^+),$$

其中, $r_{\text{Ca}^{2+}}$ 和 $r_{\text{HCO}_3^-}$ 分别是 Ca²⁺ 和 HCO₃⁻ 的活度系数; [Ca²⁺] 为湖水 Ca²⁺ 的浓度; K_2 是 H₂CO₃ 的

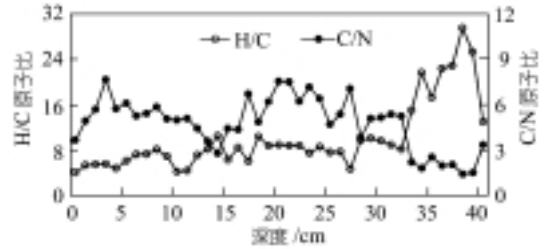


图 1 程海沉积物有机质的 H/C 及 C/N 原子比变化

二级离解常数; Alk 是湖水碱度; (H^+) 为 H^+ 的活度, 通过测定 pH 值来确定 ($pH = -\log(H^+)$).

根据程海水化学分析数据(表 1), 按上述公式可求出程海湖水对碳酸钙的过饱和系数 (IAP/K_c) 为 1.40~2.32. 显然, 程海湖水对碳酸钙是过饱和的. 这表明在程海可形成自生碳酸盐沉淀. 已有研究表明, 程海深水区现代沉积物无机碳主要以自生碳酸盐为主^[21,22]. 随水深增大、离湖岸距离变远, 陆源碎屑物质逐渐减少, 但沉积物碳酸盐含量却呈增大趋势^[21]. 这也说明程海沉积物碳酸盐不是由流域侵蚀带来的, 而主要来源于湖泊自生碳酸盐沉淀. 在深水区, 程海沉积物中方解石含量可达 10% 以上^[22].

3 程海沉积物无机碳与有机碳的变化特征

程海沉积物无机碳含量(C_{inorg})和有机碳含量(C_{org})的剖面分布显示, C_{inorg} 与 C_{org} 呈阶段性的正相关和负相关变化(图 2), 依次可分为 4 个阶段(表 2).

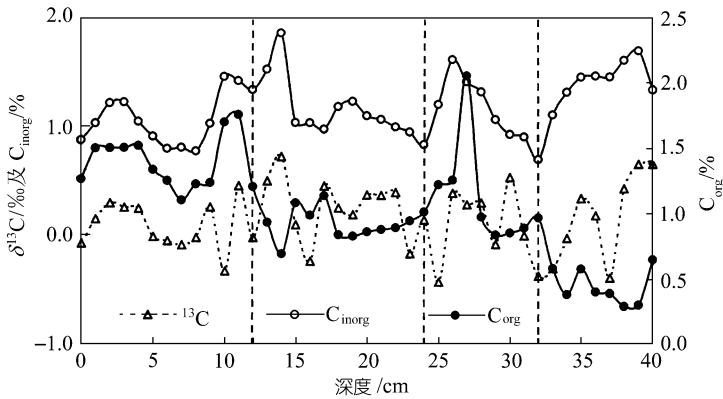


图 2 程海沉积物 C_{inorg} , C_{org} 和碳酸盐 $\delta^{13}C$ 的剖面变化

表 2 沉积物 C_{inorg} , C_{org} 与碳酸盐 $\delta^{13}C$ 的相关系数

阶段	$C_{inorg}-C_{org}$	$C_{inorg}-\delta^{13}C$	$C_{org}-\delta^{13}C$
I (0~12 cm)	0.74	0.24	0.35
II (12~24 cm)	-0.44	0.55	-0.49
III (24~32 cm)	0.58	0.41	0.15
IV (32~40 cm)	-0.90	0.58	-0.25

3.1 阶段 I (0~12 cm) 和阶段 III (24~32 cm)

沉积物 C_{inorg} , C_{org} 与碳酸盐 $\delta^{13}C$ 之间呈同步变化, 相关系数分别为 0.74, 0.35, 0.24(阶段 I) 及 0.58, 0.41, 0.15(阶段 III). 由完全不同的实验方法分析得到不同类型的数据依然具有较好的相关性, 表明这三者之间存在某种内在联系.

一般来说, 湖泊初级生产力主要受湖水营养物质状况和温度控制. 如果湖水营养状况变化是控制湖泊初级生产力变化的主要因素, 则沉积物碳酸盐 $\delta^{18}O$ 与 $\delta^{13}C$ 不会表现出良好的正相关变化, 因为湖泊自生碳酸盐碳同位素组成在很大程度上受湖泊初级生产力控制, 而氧同位素组成则基本不受生产力变化影响^[1,13]. 程海沉积物碳酸盐 $\delta^{18}O$ 与 $\delta^{13}C$ 的正相关变化(图 3)表明, 程海初级生产力的变化不是由湖水营养状况变化引起的, 而主要受温度控制. 高温期,

1) 见 75 页脚注

藻类光合作用增强, 更多的 $^{12}\text{CO}_2$ 被藻类所吸收; 同时, 温暖期云南地区大气降水减少而雨水 $\delta^{18}\text{O}$ 值增大^[11], 湖水蒸发作用增强, 水体蒸发浓缩. 这一方面导致湖水对碳酸钙过饱和度增加, 产生更多的自生碳酸盐沉淀; 另一方面也使湖泊水体更加富集 ^{13}C 和 ^{18}O , 最终导致湖泊自生碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 出现同步增大的正相关变化. 此外, 高温期藻类光合作用增强可使藻类生物量增加、有机质输送通量增大, 导致沉积物有机碳含量呈现出与无机碳和 $\delta^{13}\text{C}$ 相同的变化趋势.

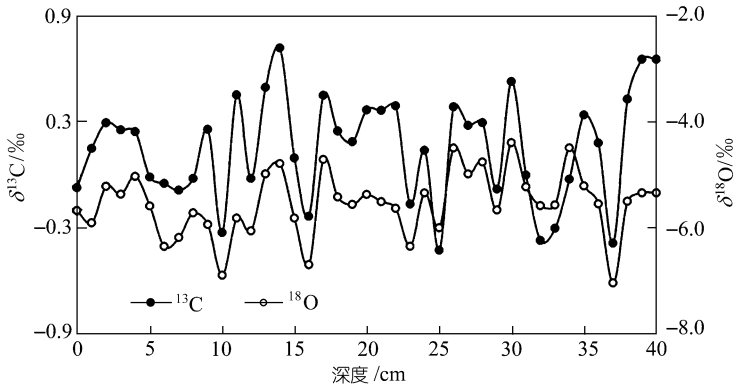


图 3 程海沉积物碳酸盐碳氧同位素的剖面变化

由此看来, 湖水营养物质状况在这一层段较为稳定, 温度变化是影响湖泊初级生产力变化的主要因素. 温度及其引起的光合作用强度变化是导致湖泊有机质产量、碳酸钙沉淀量和 $\delta^{13}\text{C}$ 发生变化的主要原因, 并由此导致了沉积物 C_{inorg} , C_{org} 与碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 值的同步波动. 它们的高值指示温暖期, 低值对应相对寒冷期.

Ontario 湖也存在类似的现象^[13], 沉积物 C_{inorg} 与 C_{org} 在整个剖面上呈正相关波动(图 4(a)), 相关系数达 0.92. 而且, 沉积物 C_{inorg} 与碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 也呈同步变化(图 4(b)), 相关系数为 0.57. 温度变化及其引起的光合作用强度变化可能也是导致这一现象出现的原因. 对 Ontario 湖的现场观测表明, 湖水热分层较早的温暖年份, 碳酸钙堆积量及其 $\delta^{13}\text{C}$ 为峰值^[6,13]. 这在一定程度上验证了我们的假设.

3.2 阶段 II (12~24 cm) 和阶段 IV (32~40 cm)

沉积物 C_{inorg} 与碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 值之间呈正相关变化, 相关系数分别为 0.55(阶段 II) 和 0.58(阶段 IV). 沉积物 C_{org} 和 C_{inorg} 与碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 呈负相关变化, 相关系数分别为 -0.44 , -0.49 (阶段 II) 及 -0.90 , -0.25 (阶段 IV).

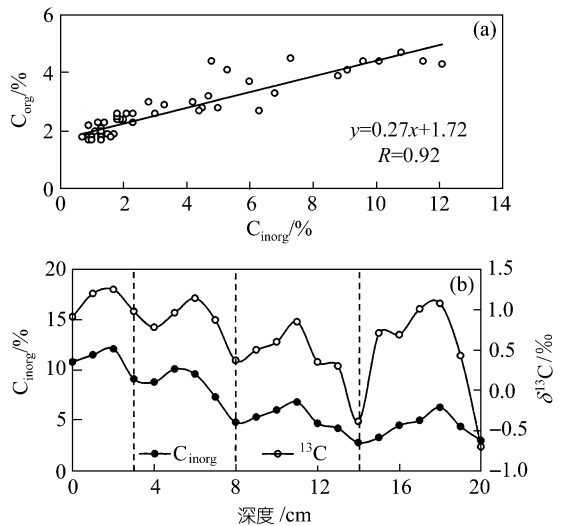


图 4 Ontario 湖沉积物 C_{inorg} , C_{org} 和碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 的变化^[13]

导致湖泊沉积物 C_{org} 与 C_{inorg} 呈负相关变化的原因包括两者相互之间的稀释作用以及有机质降解对碳酸盐产生的溶蚀作用. Dean^[12]认为, 藻类繁盛虽然一方面通过吸收更多的 CO_2 而使得湖水表层的碳酸钙沉淀量增加; 但另一方面, 藻类死亡导致湖水有机质输送通量增大, 有机质在湖泊底层水和沉积物中的降解产生 CO_2 和有机酸, 使得湖泊底层水和沉积物孔隙水的 pH 值降低, 导致更多的碳酸钙溶解, 沉积物碳酸钙含量反而降低, 最终导致沉积物中 C_{org} 与 C_{inorg} 的反相关变化. 如果这一解释成立, 那么沉积物碳酸盐 $\delta^{13}C$ 值与 C_{org} 应该呈同步变化, 因为藻类光合作用选择性吸收 $^{12}CO_2$, 藻类繁盛应该使碳酸钙沉淀的 $\delta^{13}C$ 值增大^[11]. 沉积物碳酸盐 $\delta^{13}C$ 与 C_{org} 的反相关变化显然表明这一假设不成立. 此外, 程海沉积物 C_{inorg} 较 C_{org} 更高的含量也排除了该假设的可能性. 事实上, 在这一层段, 沉积物 C_{org} 基本稳定在较低水平, 指示较低的湖泊初级生产力. 因此, 沉积物 C_{inorg} 变化不是由藻类生产力变化引起, 而可能是由物理化学条件改变所致. 温度升高和水体蒸发浓缩可能是导致沉积物 C_{inorg} 增加的主要原因. 在湖水温度增大、水体蒸发浓缩期间, 湖水蒸发作用增强, 在 CO_2 水-气交换过程中产生同位素分馏, 富 ^{12}C 的 CO_2 优先向大气扩散, 从而使湖水相对富集 ^{13}C ^[23], 湖泊自生碳酸盐 $\delta^{13}C$ 增大; 与此同时, 碳酸钙溶解度随温度升高而减小, Ca^{2+} , CO_3^{2-} 和 HCO_3^- 的浓度随湖水蒸发浓缩而增大, 从而导致湖水对碳酸钙过饱和度增大、碳酸钙沉淀量增加和沉积物 C_{inorg} 增大, 最终导致碳酸盐 $\delta^{13}C$ 值与 C_{inorg} 呈正相关变化. C_{org} 与 C_{inorg} 的反相关变化则主要由无机碳的稀释作用造成. 由此可见, 温度等物理化学因素变化是控制本段沉积物 C_{inorg} 及碳酸盐 $\delta^{13}C$ 变化的主要原因, 湖泊初级生产力变化对湖水碳酸钙沉淀影响较小. 高的 C_{inorg} 值指示气温较高、湖水蒸发浓缩期.

综上所述, 温度及其引起的相关变化是控制程海沉积物无机碳含量、碳酸盐 $\delta^{13}C$ 值和有机质含量之间阶段性变化关系的主要因素: 当温度及其引起的光合作用强度变化对湖泊自生碳酸钙沉淀起主导作用时, 沉积物有机碳含量与无机碳含量、碳酸盐 $\delta^{13}C$ 呈正相关变化; 当温度变化及其引起的蒸发速率等其他物理化学因素(碳酸钙和 CO_2 的溶解度等)变化对湖泊自生碳酸钙沉淀起主导作用时, 沉积物有机碳含量与无机碳含量、碳酸盐 $\delta^{13}C$ 呈负相关变化.

4 沉积物碳的环境指示意义

由上述分析可知, 无论在哪一个阶段, 沉积物 C_{inorg} 与碳酸盐 $\delta^{13}C$ 总是呈正相关变化, 在整个柱芯中的相关系数达 0.40. 温度变化及其引起的光合作用强度和蒸发速率变化不仅控制了碳酸钙的沉淀量, 而且还控制着碳酸钙的碳同位素组成. 因此, 程海沉积物 C_{inorg} 和碳酸盐 $\delta^{13}C$ 均具有气候冷暖变化指示意义: 高值指示高温期, 低值指示相对寒冷期.

根据放射性核素 ^{137}Cs 计年法获得的沉积物年代标尺^{1,2)}, 可将程海沉积物 C_{inorg} 与邻近的大理地区气温记录进行对比分析. 尽管在一定程度上受到分样精度和定年误差的影响, 但沉积物 C_{inorg} 与气温记录总体上表现出了较好的一致性(图 5). 自 20 世纪 60 年代开始, 该地区气温逐渐降低, 沉积物无机碳含量也呈下降趋势, 两者均在 1967 年前后达到低值; 此后, 该地区气温和 C_{inorg} 含量呈同步波动: 均在 1973, 1981 和 1988 年前后出现峰值, 在 1976, 1983 和 1992 年前后出现谷值(图 5). 沉积物 C_{inorg} 与气温变化的相关系数达 0.40, 并存在如下定量关系:

1) 见 75 页脚注

2) 胥思勤. 红枫-百花湖、程海沉积物 ^{210}Pb 分布及环境示踪的对比研究. 中国科学院地球化学研究所硕士论文(1999)

$T(^{\circ}\text{C}) = 0.448 C_{\text{inorg}}(\%) + 14.273$. 由此可见, 程海沉积物无机碳对湖区气温变化反映较为灵敏, 可作为气候变化的半定量指标应用于晚近气候历史的高分辨率重建.

从图 5 还可看出, 程海沉积物 C_{inorg} 呈现出 8~12 a 的准周期变化, 反映了程海区域气候的准周期波动. 由图 4(b) 可见, Ontario 湖沉积物 C_{inorg} 在剖面上也呈现出明显的准周期变化, 其周期长度约为 5~6 cm, 对应于 9~13 a^[13]. 相隔如此之远的两个湖泊, 其沉积物无机碳含量表现出如此接近的周期性变化, 这可能意味着它们受某一共同因素制约. 太阳活动的周期性变化(如太阳黑子变化的 11 a 周期)很可能是导致这一结果的原因. 沉积物碳可能是记录太阳活动短周期变化的良好代用指标.

值得指出的是, 以往沉积物自生碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 常用来恢复湖泊古生产力变化^[1], 本文发现的碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 与 C_{org} 的反相关关系提醒我们这一方法是值得谨慎考虑的, 该方法可能只适用于富营养化湖泊. 程海和 Ontario 湖沉积物碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 与 C_{inorg} 的正相关变化, 表明沉积物碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 和 C_{inorg} 可指示湖区气温变化. 选择不同地区、不同类型的代表性湖泊开展碳环境记录的综合对比研究对认识湖泊碳循环过程、揭示沉积物碳的环境意义和高分辨率重建晚近短尺度气候变化历史均具有重要意义, 值得进一步研究.

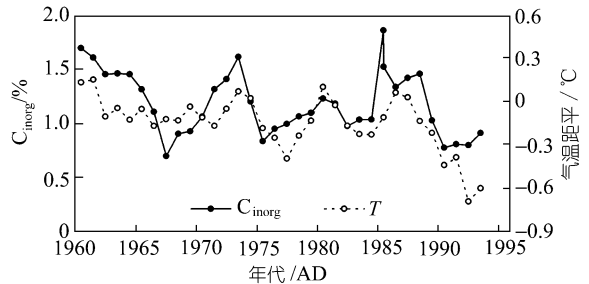


图 5 程海沉积物无机碳含量与邻近地区气温变化的比较

参 考 文 献

- McKenzie J A. Carbon isotopes and productivity in the lacustrine and marine environment. In: Stumm W, ed. *Chemical Processes in Lakes*. New York: Wiley, 1985. 99~118
- Wagner B, Melles M, Hahne J, et al. Holocene climate history of Geographical Society Φ , East Greenland—evidence from lake sediments. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2000, 160: 45~68
- 王苏民, 薛滨. 中更新世以来若尔盖盆地环境演化与黄土高原比较研究. *中国科学, D 辑*, 1996, 26(4): 323~328
- 罗建育, 陈镇东, 万政康. 台湾大鬼湖之古气候记录. *中国科学, D 辑*, 1996, 26(5): 474~480
- 万国江, 白占国, 王浩然, 等. 洱海近代沉积物中碳-氮-硫-磷的地球化学记录. *地球化学*, 2000, 29(2): 189~197
- Hodell D A, Schelske C L, Fahnenstiel G L, et al. Biologically induced calcite and its isotopic composition in Lake Ontario. *Limnology Oceanography*, 1998, 43(2): 187~199
- Zhang H C, Ma Y Z, Wünnemann B, et al. A Holocene climatic record from arid northwestern China. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2000, 162: 389~401
- 罗建育, 陈镇东. 台湾高山湖泊沉积记录指示的近 4000 年气候与环境变化. *中国科学, D 辑*, 1997, 27(4): 366~372
- Meyers P A, Lallier-Verges E. Lacustrine sedimentary organic matter records of Late Quaternary paleoclimates. *Journal of Paleolimnology*, 1999, 21(3): 345~372
- 刘泽纯, 陈晔, 袁林旺, 等. 应用自然伽玛测井曲线反演 2.85 Ma B.P. 来古气候变化. *中国科学, D 辑*, 2000, 30(6): 609~618
- 陈敬安, 万国江, 唐德贵, 等. 洱海近代气候变化的粒度与同位素记录. *自然科学进展*, 2000, 10(3): 253~259
- Dean W E. The carbon cycle and biogeochemical dynamics in lake sediments. *Journal of Paleolimnology*, 1999, 21(4): 375~393
- Schelske C L, Hodell D A. Recent changes in productivity and climate of Lake Ontario detected by isotopic analysis of

- sediments. *Limnology Oceanography*, 1991, 36(5): 961~975
- 14 王苏民, 窦鸿声. 中国湖泊志. 北京: 科学出版社, 1998. 377~378
- 15 李酉年. 土壤农业化学常规分析方法. 北京: 科学出版社. 1983
- 16 Talbot M R, Livingstone D A. Hydrogen index and carbon isotopes of lacustrine organic matter as lake level indicators. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 1989,70: 121~137
- 17 Meyers P A, Ishiwatari R. Lacustrine organic geochemistry-an review of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments. *Organic Geochemistry*, 1993, 20: 867~900
- 18 Kelts K, Hsu K J. Freshwater Carbonate Sedimentation. In: Lerman A, ed. *Lakes: Chemistry, Geology, Physics*. Berlin: Springer-Verlag, 1978. 295~323
- 19 Robbins L L, Blackwelder P L. Biochemical and ultrastructural evidence for the origin of whittings: A biologically induced calcium carbonate precipitation mechanism. *Geology*, 1992, 20: 464~468
- 20 Wigley T M, Plummer L N. Mixing of carbonate waters. *Geochim Cosmochim Acta*, 1976,40: 989~995
- 21 王云飞, 胡文英, 张秀珠. 云南湖泊的碳酸盐沉积. *海洋与湖沼*, 1989, 20(2): 122~130
- 22 王云飞. 青海湖、岱海的湖泊碳酸盐化学沉积与气候环境变化. *海洋与湖沼*, 1993, 24(1): 31~36
- 23 Emerich K, Ehhalt D H, Vogel J C. Carbon isotope fractionation during the precipitation of calcium carbonate. *Earth and Planetary Science Letters*, 1970, 8: 363~371