

湖泊碳酸盐氧同位素记录的古温度定量研究

曾 承

(襄樊学院 地理学系, 湖北 襄樊 441053)

摘要: 同位素地质温度计的概念一经提出, 便被应用于海洋古水温恢复。该方法被部分学者运用到湖泊领域, 利用湖泊碳酸盐氧同位素记录, 对古湖水温做定量研究, 进而定量反演古气温。在利用湖泊碳酸盐氧同位素记录进行古温度定量研究时, 需要考虑如下因素: 气温对湖泊碳酸盐氧同位素值变化的影响机制; 介形虫 Sr/Ca 与古盐度的关系; 湖泊沉积碳酸盐成因及种类鉴定等等, 做了相应评述。

关键词: 湖泊碳酸盐; 氧同位素组成; 古温度

中图分类号: P597.2

文献标识码: A

文章编号: 1008-858X(2006)01-0049-06

1947年, Urey 在他的题为“同位素热力学”的论文中提出, 由于同位素化合物之间存在热力学性质上的微小差别, CO_3^{2-} 和 H_2O 中氧同位素平衡分馏系数是温度的函数, 因此, 有可能利用深海沉积物所含生物残骸中碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 来恢复海洋古水温, 这是第一次提出同位素地质温度计的概念。1956年, Emiliani 首先应用深海钻孔中沉积物 CaCO_3 中的 $\delta^{18}\text{O}$ 测定第四纪以来的温度变迁; 随后, 该方法被广泛运用。近年来, 该方法被运用到湖泊领域^[1-3], 以期实现对湖泊古水温, 乃到对湖泊汇水区域古气温的定量研究。鉴于湖泊碳酸盐氧同位素在研究古温度方面的重要研究潜质, 本文谨对前人的主要研究成果作扼要介绍和必要简评。

1 碳酸盐氧同位素古温度定量研究原理

自 Urey 第一次提出同位素地质温度计的概念后, Epstein 于 1951 年测定了不同温度环境中生活的软体海生生物碳酸钙的氧同位素值与

温度的实验关系, 并于 1953 年首次建立了温度和 $\delta^{18}\text{O}$ 之间的经验公式

$$t = 16.5 - 4.3(\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w) + 0.14(\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w)^2$$

式中, t 为碳酸盐沉淀时周围水体的温度; $\delta^{18}\text{O}_c$ 为碳酸盐与磷酸在 25°C 反应释放的 CO_2 的氧同位素成分; $\delta^{18}\text{O}_w$ 为碳酸盐与水在 25°C 平衡的 CO_2 的氧同位素成分。

上式中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值没有经过质谱系统的误差校正, Craig^[4] 将此公式修正如下

$$t = 16.9 - 4.2(\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w) + 0.13(\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w)^2$$

后经 Shackleton^[5] 及 Fontes^[6] 等的校正和改进, 成为广泛使用的古温度计算公式

$$t = 16.9 - 4.38(\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w + 0.27) + 0.10(\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w + 0.27)^2 \quad (1)$$

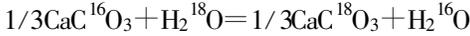
公式表明, 在同位素平衡的条件下, 从海水中析出的碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 与其宿生水体之间的 $\delta^{18}\text{O}$ 之差是温度的函数。换言之, 在平衡状态下, 从海水中析出的碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 是碳酸盐沉淀时周围水体 $\delta^{18}\text{O}$ 和水温的函数^[4,7]。海水碳

收稿日期: 2005-06-12

基金项目: 国家自然科学基金面上项目(49971074); 中科院资环创新重大项目(KZCX1-Y-05)

作者简介: 曾承(1975-), 男, 硕士, 讲师, 主要从事地球化学和环境变化研究。

酸盐与水体之间存在同位素交换反应



海水温度升高, 由于 ^{16}O 比 ^{18}O 相对较轻, 具有更高活性, 更易于迁移, 在同位素交换反应中优先吸入碳酸盐沉淀, 从而使得 $\delta^{18}\text{O}_c$ 降低; 温度降低时则正好相反。但水温对 $\delta^{18}\text{O}_c$ 的影响较小, 水温每变化 1°C , $\delta^{18}\text{O}_c$ 仅变化 0.26% 左右^[8], 二者负相关^[4]。 $\delta^{18}\text{O}_c$ 是 $\delta^{18}\text{O}_w$ 的主要反映, 二者正相关^[4,9]。

2 湖泊碳酸盐氧同位素古温度定量研究应用示例

若水体的 $\delta^{18}\text{O}$ 保持恒定, 则沉积碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 只随温度的变化而改变。由于海水的同位素组成变化不大, 深海沉积物碳酸盐的氧同位素组成与海水温度的关系比较直接。湖泊沉积物则明显不同, Pearson等^[10]从湖泊水量平衡和同位素平衡的角度详细研究了各类湖泊体系 $\delta^{18}\text{O}_w$ 的变化规律, 研究表明: 影响湖泊水量平衡和同位素平衡的因素众多而复杂, 使得 $\delta^{18}\text{O}_w$ 随时间的推移变化多端, 所以很难求得具体的温度。如果能够模拟湖水氧同位素变化过程, 则有可能求得具体的湖水温度。

已有的研究工作多从统计学出发, 将定量恢复古湖水体氧同位素这一复杂过程简单化或通过测定湖泊流域范围内现代水文气象参数及一些相关的同位素资料直接建立起湖泊自生碳酸盐氧同位素值与温度间的统计模型, 从而避开求解湖水氧同位素值这一难题。这一思路与方法在一些地区的应用研究中, 获得了较好的结果, 并为国内外一些专家推崇^[11], 然而, 其时空的局限性也是显而易见的。对于不同自然地理带的湖泊而言, 其碳酸盐氧同位素与温度的相关关系是不同的; 同样的道理, 对于一个湖泊体, 其碳酸盐氧同位素值与温度相关关系也有可能随其所经历的不同演化阶段而有所变化, 尤其是经历了冰期与间冰期气候环境大幅度转变的湖泊体, 更是如此。因此, 统计模型的应用具有较大的局限性, 尤其在长序列中更显示了它的不足^[1]。

Craig等^[4]详细研究了封闭和开放水体的

蒸发过程。Gonfiantini^[12]从湖水蒸发过程中稳定同位素分馏的研究入手, 将湖水蒸发过程中稳定同位素分馏应用于湖泊水量平衡研究, 建立了湖水同位素平衡方程。在此基础上推导出 $\delta^{18}\text{O}_w$ 的计算公式, 用以描述湖水同位素组成在蒸发过程中的变化, 使得湖泊 $\delta^{18}\text{O}_w$ 的定量模拟成为可能。此后, 该公式便被应用于各类湖泊研究^[1-3]。

若尔盖盆地位于青藏高原东部, 气候属于高原亚寒带湿润季风气候区, RM孔位于若尔盖盆地沉积中心, 孔深 310.46m ^[13]。吴敬碌^[1]通过建立湖水氧同位素与盐度的定量关系, 从而通过求解湖水的盐度来获得对应水体氧同位素值; 在此基础上, 利用湖相碳酸盐氧同位素、湖水温度与湖水氧同位素关系表达式, 建立在已知碳酸盐氧同位素及湖水盐度条件下求解相应湖水温度的计算模型。并在若尔盖古湖研究中进行了具体应用, 获得了若尔盖盆地近 200ka 来的温度序列。对其模型简介如下:

如果湖水容积发生变化, 湖泊水体氧同位素组成可由下式计算获得^[12]:

$$\delta = \left(\delta_0 - \frac{\hat{q} + Ax}{1 + Bx} \right) f^{-\frac{1+Bx}{1-x-y}} + \frac{\hat{q} + Ax}{1 + Bx} \quad (2)$$

式中, A和B分别为

$$A = \frac{h\hat{q} + \Delta\epsilon + \epsilon/\alpha}{1 - h + \Delta\epsilon} \quad B = \frac{h - \Delta\epsilon - \epsilon/\alpha}{1 - h + \Delta\epsilon}$$

式中, δ 为湖泊水体氧同位素组成、 δ_0 为湖水在时刻 t_0 的氧同位素组成、 I 为入湖水量、 \hat{q} 为入湖水体平均同位素组成、 f 为湖水滞留系数(即湖泊水体在演化过程中从某一时刻 t_0 到 t 时刻的湖水变量)、 x 为蒸发水量在入湖水量中所占份额、 y 为出湖水量在入湖水量中所占份额、 h 为接近湖面的薄层大气的相对湿度、 \hat{q} 为接近湖面的薄层大气中所包含水汽的平均 δ 值、 α 为湖水在蒸发时的水汽平衡分馏系数、 ϵ 为湖水在蒸发时的水汽平衡富集系数、 $\Delta\epsilon$ 为湖水在蒸发时的水汽动力富集系数。

考虑到湖水盐量平衡, 对于混合较好, 湖泊容积不变, 蒸发水量在入湖水量中所占份额 x 可由下式求得:

$$x = 1 - M_1 / M_s \quad (3)$$

式中, M_1 表示入湖水体的平均盐度, M_s 表

示湖水氧同位素达到稳定值时的湖水盐度。

对于混合较好, 湖泊容积变化, 湖水滞留系数 f 可由下式求得:

$$f = \left[\frac{M_0(1-x) - M_f}{M(1-x) - M_f} \right]^{1 - \frac{y}{1-x}} \quad (4)$$

式中, M_0 和 M 分别为湖水初始盐度和在时刻 t 时的湖水盐度。代式(3)入(4)^[1]:

$$f = \left[\frac{M_0 - M_s}{M - M_s} \right]^{1 - \frac{y}{1-x}} = \left(1 - \frac{M_0/M_s}{1 - M/M_s} \right)^{1 - \frac{y}{1-x}} \quad (5)$$

由于 $M_0/M_s \approx 0$, 因而有:

$$f = \left[\frac{M_0 - M_s}{M - M_s} \right]^{1 - \frac{y}{1-x}} = \left(\frac{1}{1 - M/M_s} \right)^{1 - \frac{y}{1-x}} \quad (6)$$

研究时段内若尔盖古湖基本上处于浅水半封闭状态, 且湖盆面积大, 水位变化较为稳定; 再假定湖水容积发生变化, 湖水水位不变, 湖盆无出水^[1], 据式(1)、(2)及(6)建立如下的求解古温度模型:

$$t = 16.9 - 4.38(\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w + 0.27) + 0.10(\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w + 0.27)^2 \quad (7)$$

$$\delta = \left(\delta_0 - \frac{\hat{q} + Ax}{1 + Bx} \right) f^{-\frac{1+Bx}{1-x-y}} + \frac{\hat{q} + Ax}{1 + Bx} \quad (8)$$

$$f = \left[\frac{M_0 - M_s}{M - M_s} \right]^{1 - \frac{y}{1-x}} = \left(\frac{1}{1 - M/M_s} \right)^{1 - \frac{y}{1-x}} \quad (9)$$

上述模型中最重要的两个参数是湖水盐度 M 和湖泊碳酸盐氧同位素组成 $\delta^{18}\text{O}_c$ 。湖水盐度 M 通过测定介形虫 Sr/Ca 比值, 经过计算获得^[14]。由于研究的介形虫分布不连续, 得到的古盐度资料也影响了高分辨率古温度序列的建立。湖泊碳酸盐氧同位素组成 $\delta^{18}\text{O}_c$ 的获得: 由于 RM 孔生物壳体分布层位不连续, 且壳体数量少, 难以满足进行高分辨率古气候复原的需要, 因此选用无机碳酸盐进行 $\delta^{18}\text{O}_c$ 的测定^[13]。

3 湖泊碳酸盐氧同位素古温度定量研究需注意的问题

3.1 气温对湖泊碳酸盐氧同位素组成的影响机制

在平衡状态下, 从湖水中析出的碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 是碳酸盐沉淀时周围水体 $\delta^{18}\text{O}$ 和水温的函数^[4,7]。湖水温度升高, 由于 ^{16}O 比 ^{18}O 具有更高活性, 更易于迁移, 在同位素交换反应中优先

吸入碳酸盐沉淀, 从而使得 $\delta^{18}\text{O}_c$ 降低, 二者负相关^[4]。但水温对 $\delta^{18}\text{O}_c$ 的影响较小, 水温每变化 1°C , $\delta^{18}\text{O}_c$ 仅变化 0.26% 左右^[8], 水温的变化常常不足以引起 $\delta^{18}\text{O}_c$ 大幅度的变化, 尤其对于内陆封闭湖泊。

碳酸盐常形成于夏季^[13], 故反映的是夏季温度, 而非全年平均温度。卫克勤^[2]及 Wei^[3]对中国西部五个湖泊的碳酸盐结晶时周围湖水温度的模拟计算也证实了这一点。在利用 $\delta^{18}\text{O}_c$ 反演湖泊古水温时尤其应该注意。加之样品是分间距获得, 故一个样品的 $\delta^{18}\text{O}_c$ 值应该与湖水一定年份的 $\delta^{18}\text{O}_w$ 平均值平行^[16]。故碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化能在一定程度上反映湖泊水体多年平均夏季水温的变化。

无机碳酸盐形成于湖水表层, 故其 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化反映的是湖水表层水温, 而非湖水其它部位之水温; 而生物碳酸盐则由于形成于湖水底层, 故其变化反映的应是湖水底层水温, 而非湖水其它部位之水温。湖水表层水温与气温变化较为一致, 二者常同步变化。而湖水底层水温与气温变化常常不一致, 二者并不同步变化。特别对于深湖而言, 更是如此, 因为深湖湖底水温几乎常年保持恒定, 而与气温变化几乎无关。

简言之, 无机碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化能在一定程度上反映湖泊表层水体多年平均夏季水温的变化, 进而能在一定程度上反映湖泊汇水区域多年平均夏季气温的变化。而生物碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化只能在一定程度上反映湖泊底层水体多年平均夏季水温的变化, 而并不能反映气温的变化, 特别是当生物碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化幅度很大时。因此, 湖泊碳酸盐中只有生成于湖水表层的无机碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化能在一定程度上反映湖泊汇水区域多年平均夏季气温的变化。

同时需要加以说明的是, 气温对湖泊碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值的影响不同于水温对湖泊碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值的影响。气温对湖泊碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值的影响是极为复杂的, 一方面气温直接通过影响湖泊表层水温来影响无机碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化; 另一方面, 一个地方的气温往往与当地降水的量及其 $\delta^{18}\text{O}$ 值、相对湿度及蒸发量等因素密切相关, 气温可以间接通过影响它们来影响湖水

$\delta^{18}\text{O}$ 值的变化, 进而影响湖泊碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化。如降水的氧同位素组成 ($\delta^{18}\text{O}_p$) 所具有的“温度效应”、“纬度效应”、“高程效应”, 都与气温有关——降水的 δ 值与气温正相关。而我国季风气候区雨水的同位素组成的季节变化不同于一般的“温度效应”, 而是夏季雨水的 δ 值低于冬季雨水的 δ 值^[2, 3]。又如我国季风区往往雨热同期, 气温高的季节往往降水较多, 从而降低湖水氧同位素组成。气温高, 一般相对湿度较高, 蒸发量较强; 而有的大气相对湿度又与蒸发负相关^[17], 从而形成复杂的影响机制。

故在利用湖泊碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化来推测古气温变化时, 湖泊碳酸盐的矿物学工作必不可少; 同时, 还得考虑气温影响碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化的机制。实际上, 在这种情况下, 碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化似乎已经与气温没有多大关联。

3.2 介形虫 Sr/Ca 与古盐度

有很多学者利用湖泊介壳 Sr/Ca 反演湖水古盐度。澳大利亚学者 Chivas 等^[18] 更是通过湖泊中介形类壳体及其宿生水体的 Sr/Ca 值研究, 给出了计算湖水古盐度的公式。

在封闭湖泊体系中, 如果随着碳酸盐矿物沉淀, Ca 在湖水中的含量总保持一定的水平, 则在一般情况下, 介壳的 Mg/Ca 和 Sr/Ca 都和盐度为正相关关系。可是在多数情况, 碳酸盐矿物的沉淀总是伴随着文石的出现; 由于 Sr 在文石的分配系数较大 (Sr 在文石的分配系数大于 1, 而在方解石的分配系数仅为 0.13), 所以当文石开始沉淀时, Sr 的浓度下降, 导致介壳中 Sr 的含量降低。即 Sr 与盐度之间存在复杂的变化关系, 使 Mg/Ca 与盐度表现为明显的正相关关系, 而 Sr/Ca 与盐度的正相关性较弱甚至变为负相关。由于 Sr 在碳酸盐矿物中溶解的复杂性, 因此在一般情况下, 介壳的 Mg/Ca 较 Sr/Ca 更容易推断盐度, 也更加可靠^[19]。对于淡水一半咸水湖而言, 湖水中的 Mg/Ca 比率决定着湖泊中沉淀的碳酸盐相态, Muller 在 1972 年提出了以下概括的经验关系, 见表 1。

表 1 湖水 Mg/Ca 与湖泊沉积碳酸盐的关系

Table 1 The relation between the Mg/Ca ratio in lake waters and the occurrence of lacustrine

Mg/Ca	carbonate sediments	
	原始沉淀	沉积物
< 2	方解石	方解石
2—12	镁方解石	白云石
> 12	文石	镁方解石
> 12	文石	文石

表中的镁方解石包括高镁方解石和低镁方解石, 二者的区别为 $\text{Mg}_x\text{Ca}_{(1-x)}\text{CO}_3$ 中, $x = 0.005 \sim 0.007$ 时, 为低镁方解石; $x = 0.07 \sim 0.3$ 时, 为高镁方解石。在碳酸盐沉积阶段, 当补给水 Mg、Ca 含量不变, 湖水 Mg、Ca 含量稳定在某一水平时, 湖面波动对 Mg、Ca 沉积速率比值 (等于自生沉积物中的 Mg/Ca) 的影响是: 当湖面上升时, Mg/Ca 减小; 当湖面下降时, Mg/Ca 增大; 当湖面稳定时, Mg/Ca 不变。而湖水位的升降又与气候干旱或湿润密切相关^[17]。

当湖水 Mg/Ca 比率较低时, 首先析出的是方解石 (Mg^{2+} 浓度增加; 可阻止方解石晶格结构的形成), 随着湖水的进一步浓缩, Mg/Ca 比超过 2 时, 湖水析出镁方解石。Muller 认为, 由镁方解石形成原白云石所要求的最小 Mg/Ca 比约为 7, 当湖水超过这个临界值时, 开始形成原白云石 (Mg^{2+} 浓度过高, 会抑制白云石的形成), Mg/Ca 比超过 12 时, 湖水析出文石。

因此, 在利用 Sr/Ca 反演湖水古盐度时, 湖泊碳酸盐分析工作必不可少。如果有文石存在, 由于文石对 Sr 有强烈的选择性吸附, 其吸附能力远远超过方解石; 文石则已吸附湖水中的大部分 Sr, 那么介壳吸附的 Sr 已很少, 此时再利用介壳 Sr/Ca 反演湖水古盐度, 则已不再是精度的问题, 而是方法学的问题。遗憾的是湖泊碳酸盐矿物中, 文石很常见, 如青海湖在末次冰期后绝大部分时段都有文石存在, 并且比例很高, 最高时接近 100%^[20]。

4 结 论

在同位素平衡的条件下, 从水中析出的碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 与其宿生水体之间的 $\delta^{18}\text{O}$ 之差是

温度的函数。若水体的 $\delta^{18}\text{O}$ 保持恒定, 则沉积碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 只随温度的变化而改变。由于海水的同位素组成变化不大, 深海沉积碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 与海水温度的关系比较直接。对于湖泊而言, 由于湖泊水体 $\delta^{18}\text{O}$ 随时间的推移变化多端, 如果能够模拟湖水 $\delta^{18}\text{O}$ 变化过程, 方有可能求得具体的湖水温度, 进而定量反演古气温。由于水温变化对湖泊碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 变化影响甚微, 加之气温对湖泊碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 的影响机制远较水温复杂得多, 碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化已经与气温没有多大关联。在多数情况下, 碳酸盐矿物的沉淀总是伴随着文石的出现, 而文石对 Sr 具有强烈的选择性吸附, 使得 Sr 与盐度之间存在复杂的变化关系, Sr/Ca 与盐度的正相关性较弱甚至变为负相关。在利用湖泊碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 记录进行古温度定量研究时, 还要考虑湖积碳酸盐种类。

参考文献:

[1] 吴敬禄, 王苏民, 施雅风, 等. 若尔盖盆地 200ka 以来氧同位素记录的古温度定量研究[J]. 中国科学, 2000, 30(1): 73—80.

[2] 卫克勤, 林瑞芬. 内陆封闭湖泊自生碳酸盐氧同位素剖面的古气候意义[J]. 地球化学, 1995, 24(3): 215—224.

[3] Wei K, Gasse F. Oxygen isotopes in lacustrine carbonates of West China revisited; implications for post glacial changes in summer monsoon circulation[J]. Quaternary Science Reviews, 1999, 18: 1315—1334.

[4] Craig H. The measurement of oxygen isotope paleotemperatures [A]. In: Tongiorgi E, ed. Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures [C]. Pisa: Consiglio Nazionale delle Ricerche Laboratorio di Geologia Nucleare, 1965. 161—182.

[5] Shackleton N J. Non-equilibrium isotopic fractionation between sea-water and planktonic foraminiferal test [J]. Nature, 1973, 242: 177—179.

[6] Fontes J C, Melidres F, Gibert E, et al. Stable isotope and radiocarbon balances of two Tibetan lakes (Sumxi Co, Longmu Co) from 13000 BP [J]. Quaternary Science Reviews, 1993, 12: 875—887.

[7] Epstein S, Buchsbaum R, Lowenstam H A, et al. Revised carbonate-water isotopic temperature scale [J]. Bull Geol Soc Am, 1953, 64: 1315—1326.

[8] Valero Garcés B L, Kelts K, Ito E. Oxygen and carbon isotope

trends and sedimentological evolution of a meromictic and saline lacustrine system: the Hobocene Medicine Lake basin, North American Great Plains, USA [J]. Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol, 1995, 117: 253—278.

- [9] Gasse F, Fontes J C, Piazzi J C, et al. Biological remains, geochemistry and stable isotopes for the reconstruction of environmental and hydrological changes in the Hobocene lakes from North Sahara [J]. Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol, 1987, 60: 1—46.
- [10] Pearson F J, Copley T B. Stable isotope studies of lakes [A]. In: Lemman A, ed. Lakes: Chemistry, geology and physics [C]. New York: Springer-Verlag, 1978: 325—339.
- [11] Grafenstein U V, Erlenkeuser H, Kleinmann, et al. High-frequency climatic oscillations during the last deglaciation as revealed by oxygen-isotope records of benthic organisms (Anmersee, Southern Germany) [J]. Journal of Palaeolimnology, 1994, 11: 349—357.
- [12] Gonfiantini R. Environmental isotopes in lake studies [A]. In: Fritz B, Fontes J C, eds. Handbook of environmental isotope geochemistry, Vol 2 [M]. The terrestrial environment. Amsterdam: ELSEVIER, 1986: 113—168.
- [13] 吴敬禄, 王苏民, 潘红玺, 等. 青藏高原东部 RM 孔 140ka 以来湖泊碳酸盐同位素记录的末古气候特征 [J]. 中国科学, 1997, 27(3): 255—259.
- [14] 吉磊, 朱育新, 王苏民. 介形类微量元素分析应用于若尔盖盆地 RM 孔的古环境解释 [C]. 北京: 科学出版社, 1996: 123—129.
- [15] Kelts K. Reading environmental signals from Lake Sediment archives [A]. in Report of X III INQUA Congress [C]. Science Press China, 1991. 10—19.
- [16] 余俊清, Kelts K. 末次冰消期晚期青藏高原东北部气候变化 [J]. 第四纪研究, 2002, 22(5): 413—423.
- [17] 顾兆炎, 刘嘉麒, 袁宝印, 等. 湖相自生沉积作用与环境——兼论西藏色林错沉积物记录 [J]. 第四纪研究, 1994, 14(2): 162—173.
- [18] Chivas A R, De Deckker P, Shelley, J. M. G. Magnesium and strontium in non-marine ostracod shells as indicators of palaeosalinity and palaeotemperature [J]. Hydrobiologia, 1986, 143: 135—142.
- [19] 李军, 余俊清. 湖相介形类壳体地球化学在环境变化研究中的应用与进展 [J]. 湖泊科学, 2001, 13(4): 367—375.
- [20] Yu J Q, Kelts K R. Abrupt changes in climatic conditions across the late glacial/Holocene transition on the N. E. Tibet—Qinghai Plateau; evidence from Lake Qinghai, China [J]. J. Paleolimn., 2002, 28: 195—206.

Quantificational Research of Paleotemperature from Oxygen Isotope Records for Lacustrine Carbonates

ZENG Cheng

(*Department of Geography, Xiangfan University, Xiangfan 441053, China*)

Abstract: The technique of isotopic geological thermometer was applied to paleotemperature reconstruction of sea-water since being put forward, which was subsequently introduced into lacustrine sediments. Two aspects with regards to the quantificational research of paleotemperature from oxygen isotope records for lacustrine carbonates are of much concern. One is the influencing mechanism of temperature on oxygen isotope composition, another is related to the relation between Sr/Ca of lacustrine ostracodes and paleosalinity. Further, the corresponding critique is given in this paper.

Key words: Lacustrine carbonate; Oxygen isotope composition; Paleotemperature

(上接第 38 页)

Study on the Purification of Magnesium Hydroxide by Hydrothermal Method

YAN Xiu-chuan^{1,2}, LI Zhao-hao^{1,2}, MA Pei-hua¹, LI Fa-qiang¹, Deng Xiao-chuan¹

(1. *Qinghai Institute of Salt Lakes, Chinese Academy of Sciences, Xining, Qinghai 810008, China*;

2. *Graduate School of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China*)

Abstract: In the experiment, crude magnesium hydroxide from salt lake industry was used as the raw material, magnesium hydroxide dissolved and formed crystals again by hydrothermal treatment. The products after hydrothermal treatment were characterized by means of modern instruments and the results were satisfactory.

Key words: Hydrothermal method; Magnesium hydroxide; Purification