

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^{*}

李 军 余俊清^{**}

(中国科学院盐湖研究所西安二部, 西安 710043)

提 要 双壳微体甲壳类动物介形虫, 广泛分布于各类湖泊体系中, 其碳酸盐壳化石通常在湖泊沉积物中保存完好. 介形类的古生态学, 尤其是介壳的地球化学在环境变化研究中, 近年来得到越来越广泛的应用. 介壳的氧同位素组成由形成壳体时湖水的同位素组成和温度决定, 可以反映由蒸发和降水的变化所引起的湖水水化学以及与之关联的气候变化情况. 一般而言, 低 $\delta^{18}\text{O}$ 反映了温暖潮湿的气候; 高 $\delta^{18}\text{O}$ 反映了寒冷干燥的气候. 碳同位素可以反映总溶解无机碳的组成以及影响其组成的诸因素的变化, 多数情况下可以反映湖泊古生产力的大小及变化. 介壳中 Mg 和 Sr 的含量, 往往与其宿生水体的盐度和温度呈一定的函数关系, 据此可以恢复湖泊的温度, 尤其是盐度的变化. 为了满足高分辨率环境变化, 特别是定量研究的要求, 必须充分了解介形类各个种属的生命历史和生态消长的过程; 通过定期收集野外介壳和水样进行化学分析, 了解湖水水化学和温度对介壳稳定同位素和微量元素组成的影响; 详细了解湖泊湖沼学, 包括湖水的同位素组成和 M/Ca (M 指微量元素 Mg、Sr 等) 与盐度的关系以及它们随空间和季节变化的特征; 开展实验室增殖培养实验, 测定单个种属介壳与水体的氧同位素分馏系数, 建立微量元素吸收的生理效应.

关键词 湖泊 介形类 稳定同位素 微量元素 环境变化

分类号 P343.3/Q91

介形虫是一种水生双壳微体甲壳类动物, 壳为碳酸盐. 介壳作为湖泊沉积中广泛存在并且保存较好的微体化石, 可以提供重要的环境变化信息, 越来越多地受到环境变化研究者的重视. 从 20 世纪初, 国外学者就开始了介形类的古生态学研究, 50 年代国外学者开始研究介壳的地球化学与生态环境的关系, 进入 80 年代以后更是广泛的利用介形类的古生态学和介壳的地球化学进行环境变化的研究. 介形类的古生态学可以提供湖泊古水文状况方面的信息^[1]; 而介壳的地球化学不仅可提供古水化学条件方面的信息, 而且还可进行古环境参数变化的定量研究^[2-5]. 从 80 年代起, 我国陆续开展了青海湖和岱海等湖介壳的地球化学研究^[6-9]. 张彭熹等^[6,7]研究了青海湖湖底钻孔岩芯中介壳的地球化学, 恢复了冰后期青海湖水体演化和温度变化的历史, 建立了冰后期青海湖湖区的环境演化序列和古气候波动模式, 并利用介壳的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 Sr/Ca 的变化, 对全新世以来青海湖水体的古温度、古盐度和古水位的定量变化情况进行了有益的探讨和研究. 曹建廷等^[8]利用岱海湖泊岩芯介形类的丰度、*Limnocythere cf. inopinata* 介壳体的 Sr/Ca 和 Mg/Ca 的摩尔比值并结合其它地球化学资料, 重建了岱海小冰

^{*} 中国科学院创新项目(KZCX1-Y-05)、中国科学院资源环境重大项目(KZ951-A1-402)和国家自然科学基金项目(49971074)联合资助.

收稿日期:2001-05-01;收到修改稿日期:2001-08-01. 李军,男,1971年生,硕士研究生.

^{**} 通讯作者

期以来气候环境演化的过程和特征. 沈吉等^[9]通过分析计算岱海现生 *Limnocythere cf. inopinata* 介壳体 Sr 的分配系数 $K_D(\text{Sr})$, 建立湖水 $\text{Sr}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ 与盐度的转换方程, 利用岱海沉积钻孔中同种介壳的 Sr/Ca, 对岱海 5000 年以来古盐度的定量变化情况进行了初步的探讨. 为了获得更加可靠的环境变化信息和准确的古环境参数, 近年来国外学者^[10-13] 在介壳与水体是否达到稳定同位素平衡、影响介壳微量元素分配系数大小的因素、介壳对微量元素的吸收以及微量元素与盐度的定量关系等方面进行了广泛而深入的研究. 鉴于湖泊沉积物中介形类的古生态学, 特别是介壳的地球化学在环境变化研究中显示出的重要作用, 本文谨对前人在介壳地球化学方面的主要研究成果, 尤其是最近十年的研究进展作扼要的介绍.

1 介形虫的某些生态特征

介形虫的生活领域十分广泛, 在一切天然水域中都能生存, 如淡水、半咸水以及咸水环境, 以浅海和湖沼为最多. 介形虫对环境, 特别是对水化学条件的变化极其敏感, 可作为古盐度和古温度等古水化学参数的标志, 从而提供重要的环境变化信息. 典型的湖相介形虫一般长 0.5-2.5mm, 生命周期一般为 3-5 周, 一生中蜕 8-9 次壳, 每个壳都是在几天内分泌形成并脱落的. 大多数湖相介形虫生活在水面或底质表层, 介壳的化学组成可以反映壳体钙化形成时的水化学条件、水体的温度和同位素的组成及变化.

有许多条件可以影响介形虫的生存, 其中包括水深、水温、水化学(pH 值, 碱度, 离子类型, 盐类和盐度等)、能量水平、食物供给状况、水体混浊度、水底状况及捕食状况等条件. 现代湖泊介形虫的生存条件主要与湖水的盐度有关, De Deckker^[14] 等经过研究认为, 如果湖水盐度在方解石的分支点(方解石沉淀开始出现时)以下, 介形虫的种属分异度和丰度都较低; 随着盐度继续增加直到方解石的分支点, 介形虫的种属分异度和丰度都在增加; 当超过方解石的分支点后, 介形虫的种属分异度则趋于降低, 而丰度则趋于更大. 在湖泊中, 随着水份的蒸发, Ca^{2+} 浓缩, pH 值增大, 介形虫的丰度增大^[15]. 这是因为高 pH 值水中的 Ca^{2+} 不仅有利于丰富壳体的自身成分, 而且还可以丰富水体及沉积物的钙质成分, 防止介壳发生化学溶蚀作用, 有利于介壳化石的保存.

2 介壳地球化学的应用与进展

利用介形类进行环境变化研究主要有两种方法: 古生态方法和地球化学方法, 必要的时候两种方法综合使用, 效果更加理想. 目前, 这两种方法被广泛地应用于各类湖泊沉积环境的研究之中. 大陆封闭湖泊体系, 在其发展的整个或部分历史时期, 湖水水量和水化学对降水和蒸发的变化十分敏感. 湿润区开放湖泊体系, 湖水水量平衡受地表和地下水体的注入及外泄的影响, 湖水水化学变化较为复杂. 滨海湖, 湖水水量和水化学受海水注入量多少的影响, 由海平面的升降控制. 较大且深的淡水湖泊(含冰成湖), 多为典型的热分层湖, 湖底温度基本保持不变. 在湖泊的水文状况与人类活动紧密关联的情况下, 湖泊水文状况的变化往往可以反映人类活动的强度.

介壳的地球化学方法指对以低 Mg 方解石为主要成分的壳体进行化学分析, 主要分析其稳定同位素(O、C 等)和微量元素(Mg、Sr 等)的组成, 并根据分析结果推测和判断环境变化. 介壳的地球化学方法是近十几年来才广泛开展的, 该方法在恢复湖泊古温度, 尤其是古盐度方

面效果特别明显.与湖泊自生碳酸盐相比,利用介壳进行地球化学研究具有下列优势:介壳是在很短的时间内分泌形成的,其组成是湖水化学条件的时空记录;选取介壳进行分析,可以避免由湖盆中碳酸盐碎屑的混入而造成的干扰;根据介形虫单个种属壳体形成时所受的时空限值,可以获取该种属介形虫的栖息深度和季节生长循环方面的信息.介壳的地球化学在对环境变化进行定性和定量的研究中,已经并将发挥越来越重要的作用.

2.1 稳定同位素地球化学

1947年,Urey首次提出同位素地质温度计的概念,即用生物成因碳酸盐的氧同位素进行古温度的研究.随后,Epstein等建立了温度与氧同位素组成之间的经验公式,后经Craig校正成为广泛使用的古温度计算公式:

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

式中, t 为温度; $\delta^{18}\text{O}_C$ 为与磷酸在25℃反应释放的 CO_2 的氧同位素成分; $\delta^{18}\text{O}_W$ 为与水在25℃平衡的 CO_2 的氧同位素成分.

在同位素平衡的条件下,沉积碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 与其宿生水体的 $\delta^{18}\text{O}$ 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.然而,对于各类湖泊体系而言,影响湖泊水量和同位素平衡的因素多而复杂,致使湖水的 $\delta^{18}\text{O}$ 随时间的变化而改变,所以很难求得具体的温度.因此,沉积碳酸盐的氧同位素往往反映了其宿生水体环境的相对冷暖和 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化.

同样,介壳与水体是否达到了氧同位素平衡这一问题,也是长期困扰研究者的基本问题.Xia等^[10]在对*Candon rawsoni*介进行培养研究实验后证实,介壳与水的氧同位素分馏中存在着微弱的生物分馏效应,可能是由于介形虫在形成壳体的早期阶段强烈的新陈代谢活动而造成的^[4,10],具体原因还有待进一步的研究.对介壳进行单体分析,将分析结果与无机方解石和海相生物文石的氧同位素分馏相比,发现在同一温度下,介壳的氧同位素组成比无机方解石富约0.8%~1‰,而与海相生物文石比较接近,并由此拟合介壳的氧同位素组成与水的温度及氧同位素组成的关系式为:

$$t(^{\circ}\text{C}) = 22.4 - 5.59(\delta^{18}\text{O}_{\text{介壳}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{水}})$$

另外,Von Grafenstein等^[10]通过对不同季节、不同深度及不同种属淡水介形虫的壳体进行稳定同位素分析,并计算了在相同条件下,水体与溶解无机碳在同位素平衡条件下形成的方解石的氧同位素的理论值.通过比较发现,在相同条件下,介壳的 $\delta^{18}\text{O}$ 值比理论计算值大,这也说明不同种属的介形虫在不同程度上都存在着生物分馏效应.如果对介壳的生物分馏效应进行校正,则介壳的氧同位素可以反映壳体钙化时湖水的平均温度.虽然介壳与水体之间存在着生物分馏效应,但在一般情况下,该生物分馏效应较弱,所以介壳的氧同位素仍不失为一个很好的地球化学指标.

水体温度的变化也可导致介壳和水体的氧同位素分馏,这一现象在Xia等^[10]的试验中也得到了证实.Xia等分别测定了15℃和25℃培养试验中介壳和水体的氧同位素组成,并用线性回归拟合了它们之间的关系式:

$$15^{\circ}\text{C时:}\delta^{18}\text{O}_{\text{介壳}} = -0.47 + 0.97\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$$

$$25^{\circ}\text{C时:}\delta^{18}\text{O}_{\text{介壳}} = 1.12 + 1.07\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$$

所得的两条回归直线基本平行,15℃的直线较25℃的直线上移了约2‰.这2‰的差异即为

10℃的温差所造成的介壳和水体之间的氧同位素分馏。

介壳的氧同位素组成取决于壳体分泌形成时湖水的温度和同位素组成,与湖水的温度呈负相关关系,而与湖水的氧同位素的组成呈正相关关系。因此,介壳的氧同位素组成可以反映壳体分泌形成时湖水的温度和同位素组成。湖水同位素的组成在很大程度上反映了降水同位素的组成及变化、蒸发和降水的变化、当地的水文状况和水体的滞留时间长短等条件。而影响湖泊水量和同位素平衡的因素有外部因素(大气和水文状况)和内部因素(季节分层和混合作用)。另外,其它一些环境和生物因素,如光合作用,新陈代谢的速度,食物是否充足,光的穿透力及水化学等条件都会影响介壳氧同位素的组成。

针对不同的湖泊体系,影响介壳氧同位素组成的因素也在发生着变化。在干旱—半干旱区封闭湖泊体系中,湖水温度的长期变化效应对湖水同位素的组成影响较小,氧同位素的分馏效应主要取决于蒸发作用;含 ^{16}O 的水分子的蒸气压大于含 ^{18}O 的水分子,导致水在蒸发的过程中,蒸气富集 ^{16}O ,湖水富集 ^{18}O 。这种分馏效应的大小主要由大气的温度和相对湿度控制,同时也受风速、太阳辐射和大气辐射等因素影响。在湿润区开放湖泊体系中,湖泊的水量和同位素平衡主要由地表径流和地下水体的注入和外泄控制,湖水的滞留时间短,气候变化,如气温降低造成降水的 ^{18}O 偏负等会直接影响湖水 ^{18}O 的变化。

湖水季节性氧同位素组成的变化,主要受蒸发富集的影响,特别是在暖季湖水的表层。若夏季河流和直接降水含有较重的 $\delta^{18}\text{O}$,则会使浅处的 $\delta^{18}\text{O}$ 增加^[11];高纬度的冰雪融水或低温降水含有较负的 $\delta^{18}\text{O}$,则会使湖水的 $\delta^{18}\text{O}$ 降低^[16]。这种湖泊在迅速蒸发的条件下,如果湖水可以较好地缓冲这种由较重或较负水体注入所造成的影响的话,则水位较低湖泊的氧同位素的组成变化明显。对于咸水湖来说,介壳 $\delta^{18}\text{O}$ 的组成随着温度的增加而减少,随着盐度的增加而增加^[4]。而对于湖体较大湖水较深的湖泊体系而言,较深位置的湖下层温度基本保持不变,介壳 $\delta^{18}\text{O}$ 的组成主要反映湖水水位以及蒸发和降水的变化^[2,6]。

一般情况下,介壳的 $\delta^{18}\text{O}$ 低值可能反映有效湿度的增加或 $\delta^{18}\text{O}$ 较负的降水或径流的注入;高值可能反映蒸发增强,湖水水位下降,生产力降低,或者人类生产生活活动用水导致湖水水位下降;而频繁的低值和高值变化可能反映了极端的洪水或暴雨侵蚀事件。温暖潮湿的气候会使介壳的 $\delta^{18}\text{O}$ 较低,寒冷干旱的气候会使介壳的 $\delta^{18}\text{O}$ 较高。如果气候为温暖和干旱或寒冷和潮湿的共同作用,则介壳的 $\delta^{18}\text{O}$ 取决于两种因素之间量的均衡。这时,则必须结合其它环境指标的综合分析,才可作出准确的判断。

众多碳源的参与及它们之间的综合作用,决定了湖泊体系中碳的循环十分复杂。这些碳源包括以下四类:无机碎屑碳(PIC)有方解石,文石,白云石等;有机碎屑碳(POC)有木屑,植物残骸,藻类,细菌等;溶解无机碳(DIC)有二氧化碳,碳酸根离子,重碳酸根离子等;溶解有机碳(DOC)等。而且,影响湖泊碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 的因素较多,主要包括以下几种^[17-19]:藻类等浮游植物生长利用表层水体DIC池中的 ^{12}C ,使得 ^{13}C 在DIC池中富集;有机质降解使湖底的POC,DOC,PIC和DIC池中富集 ^{12}C ;陆地植被覆盖及变化(C3和C4植物);大气 CO_2 与湖水DIC池的交换;较小盐湖 CO_2 的放气作用,使湖水碳池的 ^{13}C 增加以及湖水水化学、深浅、是否分层、混合是否均匀、pH值及温度等因素都会影响湖泊碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 组成。由于底栖介形虫生活在湖底——湖水和底质的分界面,介壳的 $\delta^{13}\text{C}$ 反映了湖泊水体和沉积物之间的碳循环。对于较浅没有分层的湖泊体系而言,湖水表层的碳也会对介壳 $\delta^{13}\text{C}$ 的组成产生一定的影响。

由于碳同位素在碳酸盐中的温度分馏效应十分微弱,所以介壳的碳同位素一般不反映温度的变化^[20],可能反映了碳酸盐沉淀时总溶解无机碳(TDIC)的碳同位素组成及变化,而 CO₂与大气交换程度、湖泊生产力的大小、有机质的腐烂的程度、细菌作用的大小以及溶解碳酸盐的输入等因素都会对 TDIC 中碳同位素的组成产生影响。

利用稳定同位素来恢复古环境,应该综合介壳和化学沉积碳酸盐的同位素记录进行全面分析,以求达到最理想的效果。碳酸盐和介壳的 δ¹⁸O 较高,而 δ¹³C 相似且都趋于降低,说明蒸发加强,湖水水位下降,湖水强烈混合,湖泊生产力降低。而碳酸盐和介壳的 δ¹³C 差别较大时,说明湖水分层或有较多的有机沉淀物。碳酸盐和介壳的 δ¹⁸O 相似,说明湖水混合均匀及两者形成时温度相似,可以反映蒸发和降水的变化。碳酸盐的 δ¹⁸O 较高,介壳的 δ¹⁸O 适中,碳酸盐和介壳的 δ¹³C 都较高或稳定同位素值频繁的高低变化,说明了盐沼与盐湖的季节性波动或洪水及暴雨的极端侵蚀事件。

2.2 微量元素地球化学

通过在实验室培养介形虫并分析壳体的化学组成,Chivas^[21]计算了某些微量元素的分配系数(K_D):

$$K_D[M]_{(T)} = (M/Ca)_{\text{介壳}} / (M/Ca)_{\text{宿生水}}$$

式中, M 指所涉及的微量元素,一般为 Mg 和 Sr; T 指温度(°C); M/Ca 为克分子比率。

通过上式可以计算各种属介形虫壳体的微量元素 M 与其宿生水之间的分配系数。分析并建立湖水 M/Ca 与盐度的相关关系,则可根据该种属介形虫的分配系数及介壳化石的 M/Ca 定量地计算湖水的古盐度、古温度以及古水位等参数,该方法在恢复古盐度方面效果尤其明显。应该强调的是,分配系数并不总是个常数,而是随着环境条件的变化而变化的,如在高 Mg/Ca 的湖水中,随着湖水中 Mg/Ca 的增加, Mg 的分配系数有可能减小,而 Sr 的分配系数则有可能增大^[12]。另外,对某些离子来说,如 Mg 等,它们是温度的函数^[5],即:

$$K_D = F(T)$$

湖水 M/Ca 的变化只是由降水和蒸发作用的变化所引起的,这是利用介壳微量元素恢复古盐度所假设的必要前提。同时,在极低或极高的盐度下,湖水的盐度与 M/Ca 相关性较差。有时,注入湖泊的水体的化学组成对湖水的水化学变化起着至关重要的作用^[13]。

对于干旱-半干旱区的封闭湖泊体系而言,湖泊的水化学状况往往是由蒸发和降水的变化决定的。随着蒸发的加强到达方解石的分支点后,方解石沉淀出现并可导致湖水水位下降、微量元素浓缩以及盐度增加,使 M/Ca 与盐度呈正相关关系。Engstrom 等^[5]计算出 Mg 和 Sr 在 *Candona rawsoni* 介壳体和湖水中的分配系数分别如下:

$$K_D[Mg] = [Mg/Ca_{\text{介壳}} - 0.004] / (Mg^{2+} / Ca^{2+})_{\text{水}} = 9.68 \times 10^{-5} \times T(^{\circ}C)$$

$$K_D[Sr] = (Sr/Ca)_{\text{介壳}} / (Sr^{2+} / Ca^{2+})_{\text{水}} = 0.406$$

他们还分别拟合了湖水的 Mg²⁺/Ca²⁺ 和 Sr²⁺/Ca²⁺ 与盐度的相关关系,据此定量计算了近百年来 Devils 湖的盐度变化。

蒸发会使湖水的盐度增加,碳酸盐矿物发生沉淀。不同碳酸盐矿物的沉淀有选择地移去某些离子,导致元素离子的含量发生变化,而介壳微量元素含量的变化便记录了湖水的化学变化。盐度的变化往往反映了湖水水位以及蒸发和降水的变化,由此可以推断湖区气候的相关变

化情况. 介壳中 Mg 和 Sr 的含量主要由湖水的化学组成和温度决定, 影响因素包括^[4,5,20-23]; 介形虫的种属, 各自的分配系数, 湖水的化学组成, 盐度, 温度, 沉积矿物学以及化石的埋葬条件等. 水体的化学组成对介壳 M 的含量有着重要的影响, 它的影响远远大于温度对其的影响. 因此, 在多数湖泊体系中, 介壳 M 的含量更多的是反映水体化学组成的变化, 而不是温度的变化. 不同种属介形虫对 M 吸收能力的大小, 分配系数的大小也对介壳 M 的含量有一定的影响. 介壳对 Mg 和 Sr 的吸收, 特别是对 Mg 的吸收与介形虫种属的关系十分密切. 介形虫的生理上倾向于产生低 Mg 的壳. 因此, 在极高或极低 Mg/Ca 的湖水中, 介壳便是在对 Mg 的不平衡吸收的条件下产生的. 而且, 在不同条件下, 相同或相近的介形虫种属对 Mg 吸收的分配系数一般相似, 这也可能影响了 Mg/Ca 与盐度的关系, 使其不能够真实的反映盐度的变化. 一般情况下, 盐度与介壳 Mg 和 Sr 的含量呈正相关关系, 但在极高或极低的盐度下并不存在这种关系. 温度也与介壳 Mg 和 Sr 的含量呈正相关关系, 但对 Sr 的影响不如对 Mg 的影响那么明显. Mg 和 Sr 的浓度对介壳 Mg 和 Sr 的含量也有影响, 大则高, 小则低, 但对 Sr 的影响较大. 此外, 在盐度和 Mg/Ca 较高的湖水中碳酸盐沉淀时, 易生成文石而不是方解石, 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^[25]), 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, 而 Mg 的含量则相对增高. 同时, 在高 Mg/Ca 的湖水中, 即使 Sr 的浓度不变, 介壳对 Sr 的吸收也是随着介壳中 Mg 的含量的增加而增加. 另外, 在高 Mg/Ca 的湖水中, 随着 Mg/Ca 的增加, 介壳会减少对 Mg 吸收, 使介壳中 Mg 的含量相对降低. 粘土矿物的沉淀, 特别是含 Mg 蛭石和蒙脱石的沉淀会有选择的吸收 Mg, 使 Mg 的浓度降低. 此时, 如果没有文石或含 Sr 矿物的出现, 则 Sr 的浓度增加, 导致介壳中 Mg 的含量降低, Sr 的含量相对增加. 介壳化石埋葬时湖水的 pH 值的大小以及碳酸盐的饱和度等因素可能使其发生化学溶蚀, 导致 M/Ca 与盐度的复杂变化. 另外, 同一种属介形虫的不同发展阶段对介壳 Mg 和 Sr 的组成, 特别是 Mg 也有很大的影响. Chivas 等^[4]发现 Mg 在幼虫壳, 即壳钙化的早期阶段的含量很高, 而 Engstrom 等^[5]通过培养实验也证实了这一现象. Xia 等^[12]通过对 Coldwater 湖和 Roslyn 湖的 *condoma ruxsoni* 介壳体及湖水进行定期收集和分折, 发现介形虫脱壳的温度范围很宽, 可以发生在不同季节. 而不同季节介壳的微量元素组成变化较大, 其中季节温度的变化起着重要的作用, 加之介壳是在很短的时间内形成的, 记录的只是壳体分泌钙化时的水化学条件. 因此, 在研究较长时间段内的环境变化时, 应该挑选较多的同种属介壳单体进行化学分析, 以求消除季节温度变化所造成的干扰.

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. 一般情况下, 介壳的 Mg/Ca 和 Sr/Ca 都和盐度为正相关关系, 即 Mg/Ca 和 Sr/Ca 大时盐度大, 小时盐度小. 可是在多数情况下, 碳酸盐矿物的沉淀总是伴随着文石的出现, 导致 Sr 与盐度的复杂变化, 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. 另外, 在一些情况下, 沉积物中的粘土矿物含蒙脱石或含 Mg 蛭石时, 也会导致 Mg 与盐度的复杂变化, 使 Sr/Ca 与盐度表现为明显的正相关关系, 而 Mg/Ca 与盐度的相关性较弱或失去相关关系. 介壳的 Mg/Ca 变化较大, 而 Sr/Ca 基本保持不变, 反映了湖水温度的变化. 介形虫的种属变化及生理特征、湖水极高或极低的盐度、较高的 M/Ca、化学组成、沉积矿物学以及化石的埋葬条件等因素的影响, 都会使介壳 M/Ca 与盐度的关系发生复杂的变化. 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,然而由于 Mg 在粘土矿物中的溶解也具有复杂性,此时 Sr/Ca 却相对地较为容易和可靠. Engstrom 等^[5]利用 *Candon rawsoni* 介壳体的 Mg/Ca 和 Sr/Ca, 定量计算了 Devils 湖近百年来的盐度变化情况,并将其与测试记录的盐度值相比较,发现由 Mg 计算的盐度比盐度的真实记录值低 10% 左右,而由 Sr 计算的盐度与真实记录相差更大,但是基本上都能反映出盐度的变化趋势. Engstrom 认为造成这种现象的原因可能是由于 *Candon rawsoni* 介在高盐度情况下生存受到抑制,因此不能忠实记录高盐度湖水的 Mg/Ca 以及 Sr 与盐度的复杂变化所造成的.

利用介壳的地球化学参数研究环境变化的最终目的,就是为了使其成为建立高分辨率环境变化研究档案的重要指标. 然而,对于稳定同位素而言,各种湖泊体系影响氧同位素组成的因素十分复杂,此外还存在着众多碳源的综合作用,以及介壳与湖水同位素之间复杂的同位素分馏效应. 同样,对于微量元素而言,镁和锶与盐度的复杂变化,介壳吸收微量元素时表现出的复杂生理机制以及介壳化石的溶蚀作用. 而且,对于各种各样的湖泊体系而言,影响湖水微量元素与盐度关系的因素复杂多变,在多数湖泊中很难发现它们之间较为理想的定量关系. 这些因素都使利用介壳地球化学进行高分辨率的环境变化的研究具有一定程度的复杂性和困难性. 与碳同位素和微量元素相比,氧同位素与其综环境指标具有较好的一致性^[25]. 因此,在一般情况下氧同位素可能能够提供比较确切的环境变化信息.

参 考 文 献

- 1 Carbonel P, Colin J-P, Daniopol D L, *et al.* Paleocology of limnic ostracodes: a review of some major topics. *Paleogeogr Palaeoclimat Palaeoecol*, 1988, **62**:413-461
- 2 Lister G S, Chen K Z, Yu J Q, *et al.* Lake Qinghai, China: closed-basin lake levels and the oxygen isotope record for Ostracoda since the latest Pleistocene. *Paleogeogr Palaeoclim Palaeoecol*, 1991, **84**:141-162
- 3 Hodell D A, Curtis J H, Jones G A, *et al.* Reconstruction of Caribbean climate change over the past 10,500 years. *Nature*, 1991, **352**:790-793
- 4 Chivas A R, De Deckker P, Shelley J M G. Magnesium content of non-marine ostracod shells: a new palaeosalinometer and palaeothermometer. *Paleogeogr Palaeoclim Palaeoecol*, 1986, **54**:43-61
- 5 Engstrom D R, Nelson S R. Paleosalinity from trace metals in fossil ostracodes compared with observational records at Devil's Lake, North Dakota, USA. *Paleogeogr Palaeoclim Palaeoecol*, 1991, **83**:295-312
- 6 张彭薰,张保珍,扬文博.青海湖冰后期以来古气候波动模式的研究.第四纪研究,1989,1:66-77
- 7 张彭薰,张保珍,钱桂敏等.青海湖全新世以来古环境参数的研究.第四纪研究,1994,3:225-238
- 8 曹建廷,沈吉,王苏民等.内蒙古岱海地区小冰期气候演化的地球化学记录.地球化学,2001,30(3):231-235
- 9 沈吉,王苏民,R Matsumoto等.内蒙古岱海古盐度定量复原初探.科学通报,2000,45(17):1885-1889
- 10 Xia J, E Ito, Engstrom D R. Geochemistry of ostracode calcite: Part 1. An experimental determination of isotope fractionation. *Geochim Cosmochim Acta*, 1997, **61**(20):377-382
- 11 Von Grafenstein U, Erlenkeuser H, Trumborn P. Oxygen and carbon isotope in modern fresh-water ostracod valves: assessing vital offsets and autecological effects of interest for palaeoclimate studies. *Paleogeogr Palaeoclim Palaeoecol*, 1999, **148**:133-152
- 12 Xia J, D R Engstrom, Ito E. Geochemistry of ostracode calcite: Part 2. The effects of water chemistry and seasonal temperature variation on *Candon rawsoni*. *Geochim Cosmochim Acta*, 1997, **61**(2):383-391
- 13 Bridgwater N D, Holmes J A, O'Hara S L. Complex controls on the trace element chemistry of non-marine ostracods: an example from Lake Patzcuaro, central Mexico. *Paleogeogr Palaeoclim Palaeoecol*, 1999, **148**:117-131

- 14 De Deckker P, Forester R M. The use of ostracods to reconstruct continental palaeoenvironmental records. In: De Deckker P, Colin J-P, & Peyrouquet J-P, eds. *Ostracoda in the earth sciences*. Amsterdam: Elsevier, 1988. 175 - 199
- 15 叶得泉,徐静慧. 松辽盆地白垩纪介形类地层学特征. 微体古生物学报, 1994, 11(4): 429 - 438
- 16 Schwab A, Stephen J B, Kelts K. Holocene environments from stable isotope stratigraphy of ostracods and authigenic carbonate in Chilean Altiplano Lakes. *Palaogeogr Palaoclim Palaecol*, 1999, 148: 153 - 168
- 17 McKenzie J A. Carbon isotopes and productivity in the lacustrine and marine environment. In: Sturm W, ed. *Chemical Processes in Lakes*. Wiley: New York, 1985. 99 - 118
- 18 Herczeg A L, Fairbanks R G. Anomalous carbon isotope fractionation between atmospheric CO₂ and dissolved inorganic carbon induced by intense photosynthesis. *Geochim Cosmochim Acta*, 1987, 51: 895 - 899
- 19 Cole J J, Carago N F, Kling G W, et al. Carbon dioxide supersaturation in the surface waters of lakes. *Science*, 1994, 265: 1568 - 1570
- 20 Romanek C S, Grossman E L, Morse J W. Carbon isotope fractionation in synthetic aragonite and calcite: effects of temperature and precipitation rate. *Geochim Cosmochim Acta*, 1992, 56: 419 - 430
- 21 Chivas A R, De Deckker P, Shelly J M G. Magnesium and Strontium in non-marine ostracod shells as indicators of palaeosalinity and palaeotemperature. *Hydrobiologia*, 1986, 143: 135 - 142
- 22 Haskell B J, Engstrom D R, Sherrilyn C. Late Quaternary palaeohydrology in the North American Great Plains inferred from the geochemistry of endogenic carbonate and fossil ostracodes from Devils Lake, North Dakota, USA. *Palaogeogr Palaoclim Palaecol*, 1996, 124: 179 - 193
- 23 Holmes J A, Street-Perrott F A, Allen M J, et al. Holocene palaeolimnology of Kajernerum Oasis, North Nigeria: an isotopic study of ostracodes, authigenic carbonate and organic carbon. *Geol Soc*, 1997, 154: 311 - 319
- 24 Tardy Y C, Cheverry, Fritz B. Néof ormation d'une argile magnésienne dans les dépressions inter dunaires dulac Tchad. Application aux domaines de stabilité des phyllosilicates alumineux, magnésiens et ferrifères. *C R Acad Sc Paris*, 1974. 278: 1999 - 2002
- 25 Verizer J. Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. In: Reeder R J, ed. *Carbonates: Mineralogy and Chemistry*. Reviews in Mineralogy, Washington DC, 1983. 265 - 300
- 26 Anadón P, Juliá R & Utrilla R. Palaeoenvironmental reconstruction from faunal assemblages and ostracode shell geochemistry of a Pleistocene lacustrine sequence, Baza basin, SE Spain. *Palaogeogr Palaoclim Palaecol*, 1994, 111: 191 - 205

Lacustrine Ostracodes as Environmental Change Indicators: Application and Advance

LI Jun YU Junqing

(*Institute for Salt Lake studies, Chinese Academy of Sciences, Xi'an 710043, P. R. China*)

Abstract

Ostracodes, the microscopic bivalved crustaceans, survive in a wide diversity of lakes and ostracod fossil valves are often found well preserved in the lake sediment sequences. The characteristics of ostracod palaeoecology and particularly geochemical characteristics of fossil ostracod shells buried in the lake sediment sequences are increasingly studied and used to indicate the past environmental changes on the globe. The isotopic composition and temperature of the lake water in which the shells formed determine the oxygen isotopic composition of shells. Changes in $\delta^{18}\text{O}_{\text{ostracod}}$ in a sediment sequence may reflect the past variations of $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ relating to climate-induced changes in precipitation-to-evaporation balance. In general, low $\delta^{18}\text{O}_{\text{ostracod}}$ may reflect warm or moist climate, while high $\delta^{18}\text{O}_{\text{ostracod}}$ may represent cold or dry climate. The $\delta^{13}\text{C}_{\text{ostracod}}$ may reflect the isotopic ratios of total dissolved inorganic carbon (TDIC) and the changes of factors controlling $\delta^{13}\text{C}_{\text{TDIC}}$ value, especially palaeoproductivity of a lake. The uptake of Mg and Sr into ostracod shells may be a function of salinity and temperature of host water, which can be used to reconstruct palaeosalinity and palaeotemperature of a lake. The following aspects are required in order to conduct quantitative research: (1) firm understanding of the life history and ecological procedure of the ostracod species concerned, (2) analyzing field regular collections of ostracod shells and lake waters, to learn the controls of the water chemistry and temperature on the composition of stable isotopes and trace elements of ostracod shells, (3) detailed knowledge of the limnology of the lake investigated, including the relationship between M/Ca and salinity, the isotopic composition and the spatial and seasonal variations in these properties, and (4) culture experiments for each species used, to establish the effects of physiology on the trace elements uptake and determine the isotopic behavior of individual ostracod species with host water.

Key Words Lakes, ostracodes, stable isotopes, trace elements, environmental indicators