湖泊沉积物记录的湖水古盐度定量研究进展

曾 承[1,2,3,4], 安芷生[1], 刘 卫国[1], 余俊清

(1. 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 陕西 西安 710075;
2. 襄樊学院地理系 湖北 襄樊 441053; 3. 中国科学院盐湖研究所 青海 西宁 810008;
4. 中国科学院研究生院 北京 100039)

摘 要: 湖水古盐度的定量反演, 可以促进过去全球变化研究由定性走向定量。内陆干旱半干旱地区湖泊尤其是封闭湖泊的盐度取决于流域降水, 径流和蒸发的平衡关系, 并直接表现为湖泊水位的变化。关于湖水的古盐度反演, 长期以来已经根据多湖泊沉积环境指标加以揭示, 包括湖泊沉积物中介形虫壳体的元素地球化学特性、硅藻—古盐度转换函数、介形虫壳体的形态学特征及其与生长环境的关系以及实验模拟等。各种方法有不同的适用条件和适用范围及一定的局限性, 对此做了归纳和评述。

关键词: 湖泊沉积物, 古盐度, 定量研究

中图分类号: P597.2 文献标识码: A 文章编号: 1008—858X(2007)04—0013—07

研究过去全球变化的目的是获得和解释各类古气候环境记录信息, 认识地球系统环境的变化过程与机理, 从而为预测未来气候环境变迁物理模型的建立提供基础资料, 并有效地减少预测中的不确定性。这里, 一个关键点和难点是古气候要素的定量化复原, 准确的预测需要古气候要素研究从定性走向定量, 这是过去全球变化研究中的一个发展方向。湖水古盐度的定量反演, 可以促进过去全球变化研究由定性走向定量。

内陆干旱半干旱地区, 湖泊尤其是封闭湖泊的盐度取决于流域降水, 径流和蒸发平衡关系, 并直接表现为湖泊水位的变化[1—4], 关于过去湖水的古盐度反演, 长期以来已经根据多湖泊沉积环境指标加以揭示。湖泊沉积物中介形虫壳体的元素地球化学特性已成功地用于古盐度的定量恢复[5—13]。近年来国际上通过利用硅藻组合—湖水化学数据库, 建立硅藻—古盐度转换函数, 在定量恢复湖水古盐度方面取得很大进展[1,14—18], 硅藻已被成功应用于古盐度的定量恢复, 并被证实为推算过去湖水盐度最有效的生物指标[2—3]。最近, 介形虫壳体的形态学特征及其与生长环境的关系也已引起了有关学者的关注, 并利用这一关系进行了古盐度定量重建的初步研究[19—20]。

鉴于湖水古盐度定量重建的重要性, 本文对前人的主要研究成果做了归纳及相应评述。

1 利用介壳元素地球化学特征定量模拟湖水古盐度

1.1 原 理

湖泊沉积物碳酸盐中的微量元素如镁、锶等的研究对于确定古湖泊的物理化学条件有效而且简单易行, 是确定湖泊水体古盐度的上好

收稿日期: 2007—04—09

基金项目: 国家重点基础研究发展规划项目(2004CB720200); 国家自然科学基金项目(40599420, 40673012, 40571173); 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基金项目(SKLLQG0713); 湖北省教育厅科学技术研究项目(B200625003); 湖北省高等学校省级教学研究项目(20050291)

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

(C)1994-2019 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnk

指标，可通过检测$[Sr^{2+}]/[Ca^{2+}]$来推测古盐度。对湖泊沉积物分析常采用此法，这是因为湖泊表层沉积物中生长数量众多的介形类，属节肢动物门甲壳纲。介形类在生长过程中有8次左右的脱壳过程，在沉积物中留下大量的壳体化石。介形类壳体的矿物组成主要是低镁方解石。在它们生长过程中需不断吸收水介质中的Ca^{2+}以维持壳体生长需要，同时也吸收了少量Mg^{2+}和Sr^{2+}进入壳体，壳体中的Mg^{2+}和Sr^{2+}的含量随水介质中这些离子浓度的变化而变化[21]。

早在20世纪60年代，国外古生物学家就已发现，海洋和内陆湖泊中含钙质介壳的生物，如双壳类、腹足类、珊瑚等壳体中Mg^{2+}和Sr^{2+}的含量与水体的盐度有关，并利用地层中化石的$[Mg^{2+}]/[Ca^{2+}]$和$[Sr^{2+}]/[Ca^{2+}]$判别海、陆相[22]。20世纪80年代后期，随着元素测试技术和精度的提高，可精确地测定微体化石壳体的Mg^{2+}、Sr^{2+}含量。Chivas等人[5-7]率先通过野外采样及实验培养，对多个属种介形类壳体及其宿生水体的微量元素进行研究，获得了介形类壳体Mg^{2+}、Sr^{2+}含量与其宿生水体中Mg^{2+}、Sr^{2+}含量的分配系数，并探讨了介形类壳体中微量元素与湖水盐度、温度的关系。研究表明，介壳中的$[Sr^{2+}]/[Ca^{2+}]$取决于宿生水体的$[Sr^{2+}]/[Ca^{2+}]$；而$[Mg^{2+}]/[Ca^{2+}]$则取决于宿生水体$[Mg^{2+}]/[Ca^{2+}]$和水体温度[23-24]。其中，某一特定属种介形类壳体的Mg^{2+}、Sr^{2+}含量与其宿生水体中Mg^{2+}、Sr^{2+}含量的分配系数K_D的表达式为

$$K_D[M^{2+}](t)=([M^{2+}]/[Ca^{2+}])_{介壳}/([M^{2+}]/[Ca^{2+}])_{宿生水}, \quad (1)$$

M^{2+}指所涉及的微量元素，一般为Mg^{2+}和Sr^{2+}；t指温度(℃)；$[M^{2+}]/[Ca^{2+}]$为物质的量浓度比。

通常湖水的$[Sr^{2+}]/[Ca^{2+}]$与盐度呈正相关关系[25]，其关系式为

$$([Sr^{2+}]/[Ca^{2+}])_{宿生水}=A\times S+B \quad (2)$$

(2)式中S为湖水盐度；A，B为常数，可根据现代湖水Sr^{2+}、Ca^{2+}含量与盐度的测定获得。

将(1)和(2)式合并即可获得定量计算古盐度公式：

$$S=[([Sr^{2+}]/[Ca^{2+}])_{介壳}/K_D(Sr^{2+})-B]/A \quad (3)$$

因而通过分析湖泊沉积钻孔岩心中介形类壳体的$[Sr^{2+}]/[Ca^{2+}]$，可以定量恢复湖泊的古盐度。

各国学者[9,26-30]对澳大利亚Keilambete湖、阿尔及利亚Hassi el Mejna地区全新世湖泊沉积物、撒哈拉北部全新世湖泊沉积、中国青海湖12 ka BP以来岩芯、美国Devils湖、克什米尔地区晚第四纪地层、西班牙Baza盆地早更新世湖泊沉积中所含介形类的微量元素研究表明，利用$[Sr^{2+}]/[Ca^{2+}]$来定量恢复古盐度是行之有效的。

1.2 应 用

张彭熹等人[9,27,31]在我国较早运用湖泊沉积物中介壳微量元素对湖水盐度进行定性和定量重建。但其对青海湖古盐度的重建思路与后人不完全相同，对其工作简介如下：结合湖水以及现生介形虫(胖真星介 *Eucypris inflata*)壳体的$[Sr^{2+}]/[Ca^{2+}]$比值，得到湖水盐度与水介质离子比函数方程为

$$[Sr^{2+}]/[Ca^{2+}]=0.000\,219\times S-0.000\,72 \quad (R^2=0.98), \quad (4)$$

在得到此方程后，他们并未求取介壳的Mg^{2+}、Sr^{2+}含量与其宿生水体中Mg^{2+}、Sr^{2+}含量的分配系数K_D，进而利用公式(3)计算盐度，而是采集了青海湖现生胖真星介壳，经真空灼烧除去几丁质后获得其$[Sr^{2+}]/[Ca^{2+}]$平均比值为0.001 044，将此值代入上述方程，求得现代湖水的含盐量为1.479 5 g/L，再根据对全湖不同深度湖水取样(159个)，测定的平均含盐量为14.134 g/L得到一个校正系数

$$S=9.55\times[(M^{2+}/Ca^{2+})_{介壳}-0.000\,72]/0.000\,219 \quad (5)$$

据此公式，定量重建了青海湖冰后期以来的湖水古盐度。

张恩楼等人[13]则利用胖真星介(*Eucypris infiata*)壳体的$[Sr^{2+}]/[Ca^{2+}]$比值，结合湖水以及现生介形虫壳体的$[Sr^{2+}]/[Ca^{2+}]$比值，定量恢复了青海湖近900 a来的古盐度序列。其计算所得胖真星介的Sr^{2+}分配系数$K_D(Sr^{2+})$为

(C)1994-2019 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnk

0.622; 湖水盐度与水介质离子比函数方程为

$$([Sr^{2+}]/[Ca^{2+}])_{湖水}=0.000\,557\times S-0.005\,645\ (R^2=0.94),\quad (6)$$

但介形虫壳体微量元素与盐度的关系较为散乱, 难以用简单的线形关系表述, 从而使利用介形虫壳体微量元素特征恢复的盐度变化较为散乱, 且其利用壳体的地球化学特征重建的盐度方程与前人[9]所用的方程具有较大的差别。

沈吉等人[10]则通过分析湖泊表层沉积物中活体介形类壳体(意外湖花介 *Limnocythere cf. inopinata*)的$[Sr^{2+}]/[Ca^{2+}]$比值以及活体介形类采样点湖水的$[Sr^{2+}]/[Ca^{2+}]$比值的相互关系, 获取岱海 $K_D(Sr^{2+})$值; 在岱海 9 个采样点, 按水面以下50 cm, 沉积物以上50 cm以及水深中间部位采集湖水样, 分别进行$[Sr^{2+}]/[Ca^{2+}]$和盐度测定, 建立了岱海湖水盐度与水介质离子比函数方程, 确定常数 A、B 值; 结合岱海沉积钻孔中同种介形类壳体的$[Sr^{2+}]/[Ca^{2+}]$值, 定量恢复了过去5 000年以来岱海湖水的古盐度变化。其计算获得的 $K_d(Sr)$值为 0.963 ~ 1.121, 平均值 1.064; 湖水盐度与水介质离子比函数方程为

$$[Sr^{2+}]/[Ca^{2+}]=0.005\,879\times S-0.008\,399\ (R^2=0.96)。\quad (7)$$

以同样的原理, 曹建廷等人[12]获取了岱海近800 年来的湖水盐度变化历史, 并据盐度变化情况解析了气候环境变化意义。其计算获得的$K_D(Sr^{2+})$值为 0.962 ~ 1.119, 平均值 1.064; 湖水盐度与水介质离子比函数方程为

$$S=0.370\,151\times([Sr^{2+}]/[Ca^{2+}])\times 1\,000+1.441\,71\ (R^2=0.996)。\quad (8)$$

1.3　问　题

1.3.1　文石对锶的强烈吸附问题

研究表明, 当湖泊中有文石结晶析出时, 会吸收水体中的Mg^{2+}和Sr^{2+}等元素, 造成生活在其中的介形虫壳体中相应元素与水体盐度不成线性关系, 原因是微量元素在结晶文石和介形虫壳体中的分配并不成比例关系[28]。青海湖介形虫壳体微量元素与盐度的散乱关系, 以及不同学者利用壳体的地球化学特征重建的盐度方程[9,13]具有较大的差别, 其原因可能与青海湖沉积物中文石含量较高有关。

在封闭湖泊体系中, 如果随着碳酸盐矿物沉淀, Ca^{2+}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$[Mg^{2+}]/[Ca^{2+}]$和$[Sr^{2+}]/[Ca^{2+}]$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^{2+} 在文石的分配系数较大(Sr^{2+}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^{2+}的浓度下降, 导致介壳中 Sr^{2+} 的含量降低。即Sr^{2+}与盐度之间存在复杂的变化关系, 使$[Mg^{2+}]/[Ca^{2+}]$与盐度表现为明显的正相关关系, 而$[Sr^{2+}]/[Ca^{2+}]$与盐度的正相关性较弱甚至变为负相关。由于Sr^{2+}在碳酸盐矿物中溶解的复杂性, 因此在一般情况下, 介壳的$[Mg^{2+}]/[Ca^{2+}]$较$[Sr^{2+}]/[Ca^{2+}]$更容易推断盐度, 也更加可靠[32]。

因此, 在利用$[Sr^{2+}]/[Ca^{2+}]$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, 则已吸附湖水中的大部分Sr^{2+}, 那么介壳吸附的 Sr^{2+} 已很少, 此时再利用介壳$[Sr^{2+}]/[Ca^{2+}]$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。如果有文石存在, 从逻辑上无外乎有如下几种处理方法:

1)忽略文石的存在, 特别是在文石含量很低时;

2)通过实验, 以确定文石存在对盐度重建的影响程度, 并据此对所建盐度进行校正;

3)有文石存在的阶段, 则去除湖水古盐度的反演。这样的结果是: 反演的湖水古盐度将出现空白; 比如, 青海湖在末次冰期中的 70% 以上的时间中都有文石存在, 并且比例很高, 最高时接近 100%(YU, 2002);

4)选择其它指标反演古盐度, $[Mg^{2+}]/[Ca^{2+}]$或外是一个不错的选择; 或是与其它指标结合反演古盐度; 或是选择其它方法, 如利用介壳生长特征。

1.3.2　介形连续分布问题

利用介壳$[Sr^{2+}]/[Ca^{2+}]$反演古盐度, 还受介壳连续性影响。

1.3.3　介形不同种属问题

不同时期介壳种属不同, 而其分配系数是

(C)1994-2019 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

不同的，如何校正是个必须解决的问题。所以在这种情况下，目前只限于短时间范围内的湖水盐度定量重建。

1.3.4 盐度多控制因素问题

壳体$[Sr^{2+}]/[Ca^{2+}]$和$[Mg^{2+}]/[Ca^{2+}]$受控于壳体形成时周围水体的Sr^{2+}和Mg^{2+}浓度、盐度、温度、离子成分及水动力状况等。在解决具体问题时往往无法排除其他因素而难以取得单一解。

2 利用介壳体长特征重建湖水古盐度

最近的研究结果表明特异湖浪介是青藏高原湖泊中的优势种，其体长与其生存的水体盐度具有较为密切的关系；当湖水的盐度以电导率表示时，电导率小于5.62 mS/cm时，特异湖浪介的体长随着湖水电导率的增加而增加；电导率大于5.62 mS/cm时，特异湖浪介的体长随着湖水电导率的增加而减小。并且根据青藏高原近50个湖泊中现生特异湖浪介的体长特征与其所栖息水体的盐度特点，建立了一个适用于青藏高原湖泊的古盐度定量重建的公式[20]

$$S=(L-569.09)/36.685\ (R^2=0.2583,\ S\leqslant 2.0\ \text{mS/cm}) \quad (9)$$

$$S=(L-522.50)/23.808\ (R^2=0.3796,\ 2.0\ \text{mS/cm}\leqslant S\leqslant 5.62\ \text{mS/cm}) \quad (10)$$

$$S=(L-680.71)/6.2092\ (R^2=0.7524,\ S>5.62\ \text{mS/cm}) \quad (11)$$

S为被恢复的古盐度（以电导率的形式表示，单位为mS/cm），L为化石特异湖浪介的体长（单位为μm）。在恢复古盐度的工作中，应用该(9)～(11)式计算古盐度时，由特异湖浪介的体长通常可以得到3个值，有一个值通常因为不合逻辑（比如为负数）而很容易被排除，而另两个值也可以根据特异湖浪介的丰度变化（绝对丰度或相对丰度）以及沉积物的其他代用指标（其它化石生物，岩性，TCC，同位素分析）很容易判断出真值。在相对短时间序列内的环境进行重建时，采样时湖水的现有盐度，对选用真正代表古盐度的计算值也很有参考价值。据此恢复了错鄂湖近200 a来的盐度变化[20]。

为了剔除青海湖中文石大量存在对盐度重建带来的影响，通过对青海湖沉积物中成体特异湖浪介（*Limnocythere inopinata*）的体长测定，运用青藏高原特异湖浪介的体长与盐度关系的经验公式，定量重建了青海湖近0.9 ka来的古盐度变化序列[13]。

在应用特异湖浪介体长特征进行青海湖近0.9 ka来古盐度的定量计算时，由于其时间较短，盐度的变化幅度较小，因而结合青海湖湖水的现有盐度和沉积物的碳酸盐等指标的变化，恢复了该沉积岩芯古盐度（以电导率形式表示）变化序列。为了便于与应用介形虫壳体的$[Sr^{2+}]/[Ca^{2+}]$比值恢复的盐度进行对比，将不同采样点现场测定的电导率与其盐度的关系进行拟合，得到一个适用于该湖的公式

$$S=0.24\times S_{cond}+8.65, \quad (12)$$

式中S为盐度，S_{cond}为以电导率形式表示的盐度。将用特异湖浪介恢复的以电导率形式表示的盐度带入(12)式中，便可得到近0.9 ka来青海湖湖水古盐度的变化序列。据此恢复的盐度变化具有明显的变化规律，而且与碳酸盐含量的变化[33]具有较好的反相关关系。

张恩楼等人[13]对两种青海湖不同方法恢复的古盐度作了比较评价，并与历史气候序列进行对比，结果表明利用介形壳体长恢复盐度具有较高的可信度，而利用介形虫壳体微量元素恢复盐度的方法在青海湖不适宜应用。

3 实验模拟以获取湖水盐度与氧同位素值的定量关系

3.1 原理及应用

沈吉等人[11]选择内蒙古岱海，通过野外采集湖水水样及湖区大气降水，开展实验室蒸发模拟试验，获取湖水盐度与氧同位素之间的定量关系。

实验在一定抽风量的干燥通风橱内进行，通过表面低温缓慢蒸发现代岱海湖水和用湖区大气降水稀释湖水的方法，实验测定水样的盐度和氧同位素组成变化。试验条件选择为风速5 m/s，蒸发水样表层空气温度为摄氏28 ℃，表

(C)1994-2019 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

面蒸发采用红外灯远距离照烤。连续测定水样在不同盐度状况下的氧同位素组成, 其中水样的盐度采用化学分析方法计算获得, 水体的氧同位素分析采用二氧化碳－水平衡法, 生成的二氧化碳气体用 MAT－252 型质谱仪分析其氧同位素值。实验显示, 随着水体盐度的增加, 水体氧同位素组成相应发生变化, 二者之间呈明显对数关系。选择对数形式的数学模型为 $y=a\times\ln x+b$, 对实验数据进行曲线拟合, 获得水体盐度与氧同位素的拟合曲线方程

$$\delta^{18}O_w=13.49\times\ln S-111.33\ (R^2=0.995)。\quad (13)$$

3.2　问　题

实验模拟的时空局限性是显而易见的, 对于不同自然地理带的湖泊而言, 其碳酸盐氧同位素与盐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盐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水位发生了剧烈变化的湖泊体, 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。

同时, 实验模拟的效果取决于对环境真实气候环境条件的逼近程度。

4　硅藻组合与盐水盐度

研究表明, 盐度(电导率)是控制高原湖泊硅藻分布的主要因素[18]。通过对藏南沉错钻孔化石硅藻组合研究, 应用青藏高原硅藻－湖水电导率转换函数, 对沉错最近 300 年来湖泊古盐度进行了定量恢复[34]。

Gasse 等人[35] 利用西撒哈拉及 Sahel 地区的 13 个湖泊硅藻记录, 利用硅藻－盐度转换函数重建了该区15 000年来的湖水盐度序列。Bloom 等人[36] 则根据美国加洲和内华达洲 57 个湖泊的硅藻记录, 对该区湖水盐度重建做了有益尝试。Kashima 等人[37] 在 1991 和 1992 年对 23 个湖泊、池塘和河流的 38 个点位采集了 68 个现生硅藻样品, 从中选出 51 个样品; 先是获得硅藻在不同盐度范围内的生态特征, 在此基础上建立硅藻与盐度的转换函数, 进而定量重建了土耳其安纳托利亚中部半干旱区湖盆 20 万年来的古盐度序列, 与同区由地形调查所得结果十分吻合。

这种方法需要大量的不同区域湖泊的现代硅藻种属及环境参数的资料信息。因此该方法的使用受到一定限制。

5　结　论

在众多的湖水古盐度重建方法中, 各种方法有不同的适用条件和适用范围及其一定的局限性。古盐度的恢复需要多种方法的综合, 同时要结合其它地质研究, 考虑古沉积环境、古气候和古生态方面的因素。

参考文献:

[1] Fritz S C. Twentieth-century salinity and water-level fluctuations in Davils Lake, N. Dakota: A test of a diatom-based transfer function[J]. Limnol Oceanogr, 1990, (35): 1771－1781.

[2] Fritz S C, Cumming B F, Gasse F, et al. Diatoms as indicators of hydrologic and climatic change in saline lakes[M] //Stoermer E F, Smol J P. The Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Sciences. London: Cambridge University Press, 1999: 41－72.

[3] Smol J P, Cumming B F. Tracking long-term changes in climate using algal indicators in lake sediments[J]. J Phycol, 2000, (36): 986－1011.

[4] Verschuren D, Laird K R, Cumming B F. Rainfall and drought in equatorial east Africa during the past 1100 years[J]. Nature, 2000, (403): 410－414.

[5] Chivas A R, De Deckker P, Shelley J M C. Strontium conetent of ostracods indicates lacustrine palaeosalinity[J]. Nature, 1985, (316): 251－253.

[6] Chivas A R, De Deckker P, Shelley J M G. Magnesium content of non-marine ostracod shells: a new palaeosalinometer and palaeothemometer[J]. Paleogeogr Palaeoclim Palaeoecol, 1986, (54): 43－61.

[7] 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.

[8] Yu Z C, Emi I, Engstrom D R, et al. A 2100-year trace-element and stable-isotope record at decadal resolution from Rice Lake in the Northern Great Plains, USA[J]. The Holocene, 2002, 12(5): 605－617.

[9] 张彭熹, 张保珍, 钱桂敏, 等. 青海湖全新世以来古环境

(C)1994-2019 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

参数的研究[J].第四纪研究,1994,(3):225—238.

[10] 沈吉,王苏民,Matsumoto R,等.内蒙古岱海古盐度定量复原初探[J].科学通报,2000,(17):1885—1888.

[11] 沈吉,曹建廷.岱海湖水盐度与氧同位素定量关系的建立[J].第四纪研究,2000,20(2).

[12] 曹建廷,段学军,王苏民,等.近800年来内蒙古岱海湖水的船度定量及其气候意义[J].地学前缘,2002,9(1):187—192.

[13] 张恩楼,沈吉,王苏民,等.近0.9 ka来青海湖湖水盐度的定量恢复[J].科学通报,2004,49(7):697—701.

[14] Wilson S E, Cumming B F, Smol J P. Diatom-based salinity relationship in 111 lakes from the Interior Plateau of British Columbia, Canada: The development of diatom-based model for paleosalinity and paleoclimatic reconstructions[J]. J Paleolim, 1994,(12):197—221.

[15] Gasse F, Juggins S, Ben K. Diatom-based transfer functions for inferring past hydrochemical characteristics of Africa lakes [J]. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 1995, 117(1):31—54.

[16] Wilson S E. Assessing the rehabilitee of salinity inference model from diatom assemblages: an examination of a lake data from western north America[J]. Can J Fish and Aqual Sci., 1996,(53):1580—1594.

[17] Juggins S. The European diatom database (EDDI. version 1.0)[M]. Newcastle: University of Newcastle, UK, 2001.

[18] 羊向东,王苏民,夏威岚,等.典型对应分析在青藏高原现代湖泊硅藻与环境研究中的应用[J].中国科学D辑,2001,31(增刊):273—280.

[19] Yin Y, Geiger W, Martens K. Effects of genotype and environment on phenotypic variability in Limnocythere inopinata (Crustacea: Ostracoda)[J]. Hydrobiologia, 1999,(400):85—114.

[20] 尹宇,李万春,羊向东,等.特异湖浪介对水化学环境因子的形态学响应[J].中国科学D辑,2001,31(增刊):252—257.

[21] Deckker P, Chivas A R, Shelley J M G, et al. Ostracod shell chemistry: A new palaeoenvironmental indicator applied to a regressive/transgressive record from the Gulf of Carpentaria [J]. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 1988,(66):231—241.

[22] Turekian K K. The marine geochemistry of strontium[J]. Geochim Cosmochim Acta, 1964,(28):34—56.

[23] Gibert E, Arnold M, Conrad G, et al. Retour des conditions humides au Tardiglaciaire au Sahara septentrional (sebkha Mellala, Algeric)[J]. Bulletin de la Socie' te' ge' ologique de France, 1990,(3):497—504.

[24] Chivas A R, De Deckker P, Cali J A, et al. Coupled stable-isotope and trace-element measurements of lacustrine carbonates as paleoclimatic indicators[C] //Swart P K, Lohmann K C, McKenzie J, et al. 11th International Symposium on Ostracods, Warrnambool, Victoria, Australia, July 8—12, 1993: 113—121.

[25] Williams W D. The relationship between salinity and Sr/Ca in the lake water[J]. Aust J Mar Freshwat Res, 1966,(17):169—176.

[26] Gasse F, Fontes J C, Plaziat J C, et al. Biological remains, geochemistry and stable isotopes for the reconstruction of environmental and hydrological changes in the Holocene lakes from north Sahara[J]. Palaeogeogr Palaeo climatol Palaeoecol, 1987,(60):1—46.

[27] 张彭熹,张保珍,杨文博.青海湖冰后期以来古气候波动模式的研究[J].第四纪研究,1989,(1):66—77.

[28] Engstrom D R, Nelson S R. Paleosalinity from trace metals in fossil ostracodes compared with observational records at Devil's Lake, North Dakota, USA[J]. Palaeogeogn Palaeoclim. Palaeoecol., 1991,(83):295—312.

[29] Holmes I A, Hales P E, Street-Perrott F A. Trace-element chemistry of non-marine ostracods as a means of palaeolimnological reconstruction: An example from the Quaternary of Kashmir, North India[J]. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 1992,(95):177—186.

[30] Anadon P, Utrilla R, Julia R. Palaeoenvironmental reconstruction of a Pleistocene lacustrine sequence from faunal assemblages and ostracode shell geochemistry, Baza Basin, SE Spain[J]. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 1994,(111):191—205.

[31] Holmes J A. Trace element and stable-isotope geochemistry of non-marine ostracode shells in quaternary palaeoenvironmental reconstruction[J]. Journal of palaeolimnololgy, 1996, 15(3):223—235.

[32] 张彭熹,张保珍,杨文博.青海湖冰后期水体环境的演化[J].沉积学报,1988,6(2):1—14.

[33] 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.

[34] 刘兴起,沈吉,王苏民,等.青海湖16000年以来的花粉记录及其古气候古环境演化[J].科学通报,2002,47(17):1351—1355.

[35] 羊向东,王苏民,Kamenik C,等.藏南沉错钻孔硅藻组合与湖水古盐度定量恢复[J].中国科学D辑,2003,33(2):163—169.

[36] Gasse F. Diatom-inferred salinity and carbonate oxygen isotopes in Holocene waterbodies of the western Sahara and Sahel (Africa)[J]. Quaternary science reviews, 2002,(21):737—767.

[37] Bloom A M, Moser K A, Porinchu D F. et al. Diatom-inference models for surface-water temperature and salinity developed from a 57— lake calibration set from the Sierra Nevada, California, USA[J]. J of Paleolimnology, 2003,(29):235—255.

[38] Kashima K. The quantitative reconstruction of salinity changes

(C)1994-2019 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

using diatom assemblages in inland saline lakes in the central part of Turkey during the Late Quaternary[J]. Quaternary International, 2003, (105): 13—19.

Quantitative Research Progress on Palaeo-salinity Deduced from Lacustrine Sediments

ZENG Cheng[1,2,3,4], AN Zhi-sheng[1], LIU Wei-guo[1], YU Jun-qing[3]

(1. *State Key Laboratory of Loess and Quaternary*, *Institute of Earth Environment*, *Chinese Academy of Sciences*, *Xi' an*, 710075, *China*; 2. *Department of Geography*, *Xiangfan University*, *Xiangfan*, 441053, *China*; 3. *Qinghai Institute of Salt Lakes*, *Chinese Academy of Sciences*, *Xining*, 810000, *China*; 4. *Graduate University of Chinese Academy of Sciences*, *Beijing*, 100039, *China*)

Abstract: Quantitative reconstruction of lake water palaeo-salinity can urge the past age global environment study (PAGES) from the qualitative to the quantitative. The salinity of the lakes in inland arid and semi-arid regions, especially the closed lakes in mainly dependent on the balance between precipitation, runoff and evaporation. Furthermore, it is directly revealed by the change of the lake water-level. For a long time, many indexes recorded by the lacustrine sediments have been used to reconstruct the lake water palaeo-salinity, including geochemical characteristics of chemical elements from ostracode shells, transformation function between diatom and palaeo-salinity, the relationship of morphological character and living environment of ostracode shells, and experimental simulation. All the methods mentioned above have the different applicable conditions and scopes. And it is summarized in this paper.

Key words: Lacustrine sediments; Palaeo-salinity; Quantitative research

(C)1994-2019 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnk