

青海湖碳酸盐氧同位素环境记录再认识

曾 承

(襄樊学院地理学系, 湖北 襄樊 441053)

摘 要:青海湖是我国内陆最大的闭流型水体,地处东亚季风和西风的交汇影响区,对区域降水的改变等气候变化反应敏感,其水位变化历史是研究区域季风环境演变极其宝贵和重要的环境档案。青海湖 Q14B 孔岩芯介壳 $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$ 变化曲线自 1991 年发表以来,受到国内外同行的广泛关注和继续探讨。依据近年来青海湖气候与环境演变研究的最新研究结果和个人对闭流型湖泊同位素地球化学的认识,对介壳 $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$ 变化曲线进行了重新判读并得出以下结论:14.5~10.5 ka B.P.,青海湖区气候已逐渐从干冷向温湿过渡,季风降水逐渐增加;10.8~10.5 ka B.P.,青海湖处于碳酸盐滩湖环境,湖水深度从几米演变到接近干涸;10.5~9.5 ka B.P.,季风降水增加;9.5~8 ka B.P.,湖水水位从此前的接近干涸演变到此间的 2~8 m, $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$ 值跌落到一个较低的位置;8~3.5ka B.P.,气候条件相对稳定,湖水不断蒸发引起重同位素的富集;3.5~0ka B.P.,湖水处于同位素稳定阶段。研究结果还显示, $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$ 值的短期波动与湖泊水位短期变化关系密切且明显,即水位高低分别对应 $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$ 的低值与高值。 $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$ 值的长期变化与湖泊水位长期变化关系不明显,水位较浅时,二者几乎无关联;水位较深时,水位的长期缓慢下降自然会导致 $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$ 逐渐攀升,而水位的长期缓慢上升也可以伴随 $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$ 逐渐攀升。

关键词:青海湖;碳酸盐;氧同位素;水位变化
中图分类号:P597.2 **文献标识码:**A **文章编号:**1008—858X(2007)01—0016—04

青海湖位于青藏高原东北隅,是我国内陆最大的闭流型水体,地处东南季风、西南季风和西风的交汇影响区,对区域降水的改变等气候变化反应敏感,其水位变化历史是研究区域季风环境演变极其宝贵和重要的环境档案。因此,深入研究青海湖环境变化历史,可以为认识青藏高原东北部和区域气候变化特征及其与东亚大气环流变化的关联,提供可靠的证据^[1]。青海湖 Q14B 孔岩芯介壳 $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$ 变化曲线自 1991 年发表以来^[2],受到国内外同行的广泛关注和继续探讨^[3-5]。依据近年来青海湖气候与环境演变研究的最新研究结果和个人对闭流型

湖泊同位素地球化学的认识,对介壳 $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$ 变化曲线进行了重新判读。

1 方法与结果

氧稳定同位素值测自 Q14B 孔岩芯介壳,相对 PDB 的氧同位素组成^[2]。图 1 中的年龄测自水生植物 *Ruppia* 种子,并经内插法获得^[2]。

曲线显示,晚更新世末期(14.5~10.5 ka B.P.), $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$ 值偏高,但在总体趋势上逐渐降低;其中在 10.8~10.5 ka B.P. 期间, $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$ 值急剧

上升了 6‰左右;晚更新世末期向全新世过渡期间(10.5~9.5 ka B.P.), $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$ 值急剧下降了 6‰左右;全新世初期(9.5~8 ka B.P.), $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$ 值处于低值,且较稳定,无大的波动;全新世早、中期(8~3.5 ka B.P.), $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$ 值缓慢而稳定地上升了 6‰左右;全新世晚期(3.5~0 ka B.P.), $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$ 值缓慢而稳定地下降了 1‰左右^[2]。

2 讨 论

晚更新世末期(14.5~10.5 ka B.P.), $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$ 值偏高,尽管其间出现数次波动幅度超过 2.5‰,最大波动幅度达 6‰的情形,但在总体趋势上逐渐降低;表明此时气候已逐渐从干冷向温湿过渡,季风降水逐渐增加。其中 E 底部 $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$ 几乎恒定在 3‰左右,表明湖水处于同位素稳定状态,气候或水文处于明显稳定阶段。E 中部 $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$ 出现了一次正向波动和一次负向波动,波动幅度超过 2.5‰;正向波动系蒸发(干旱或盆地孤立)所为,负向波动系洪水所为,湖水均偏离同位素稳定阶段;两次波动后青海湖重新处于稳定状态,但 $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$ 值已略为偏大,原因为增加的干旱和更低的相对湿度。TCC 低至 20%~35%,白云石少于 5%,介壳少,以及地震反射剖面等证据充分证明此时水位很浅($\leq 3\text{ m}$)且微咸,气候干冷多风。这阶段 $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$ 值波动较大的原因在于此时青海湖水位很浅,缺少缓冲值波动的能力。随后, $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$ 下降了 6‰左右,表明后冰期东亚季风第一次加强,降雨增加,同位素被强烈稀释。此前气候一直干旱,水位低,直至 12.5 ka 季风开始;11.8 ka 出现河源泥,湖水可能已升至 5 m^[1,6]。

10.8~10.5 ka B.P. 期间, $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$ 值急剧上升了 6‰左右。这是一个让人充满想象和期待的变化阶段,在末次冰期向全新世过渡全球气候总体变暖的过程中,我国青藏高原、北方广大地区乃至整个东亚大陆是否也出现过类似欧洲新仙女木气候突然变冷事件? 根据对 Q14B 孔沉积物岩性、碳酸盐含量(TCC)、碳酸盐矿物组成、 $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$ 值、磁化率(MS)、氮含量(TN)及水生植物(川蔓藻)种子等指标的综合研究,青海湖

在此期间,夏季蒸发量突然增大,强烈的干旱化作用导致碳酸盐滩湖环境,湖水深度从几米演变到接近干涸。但无变冷的任何证据,相反却显示了夏季温度升高的更大可能性^[1,6]。在该孔中未能检测出 YD 事件,其成因有待进一步探讨。

晚更新世末期向全新世过渡期间(10.5~9.5 ka B.P.), $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$ 值急剧下降了 6‰左右,源于季风降水的增加。

全新世初期(9.5~8 ka B.P.), $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$ 值处于低值,且较稳定,无大的波动。其他研究者认为是由于在晚更新世向全新世过渡期间,降水大量增加造成湖水大量增加,从而形成湖泊巨大水体所具有的较强的同位素缓冲能力所致^[2];或者是由于全新世初期稳定而加强的季风降水所致,并认为此时地面温度及相对湿度大于现在,湖水面高于现在,以后湖面持续下降^[4-5]。根据对 Q14B 孔沉积物岩性、碳酸盐含量(TCC)、碳酸盐矿物组成、 $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$ 值、磁化率(MS)、氮含量(TN)及水生植物(川蔓藻)种子等指标的综合研究,在此期间,湖区入湖水量增大,湖水位上升,但湖水的深度估计在 2~8 m 的范围内变化,比青海湖目前的水深低 20 m 左右,那时的有效湿度无疑要比现在低很多;且有足够的证据证明全新世早期的夏季蒸发及降水均比前期大,但与现在的水文与气候条件相比较,那时强烈的夏季蒸发作用和较低的降水量使得青藏高原东北部的降水和蒸发远低于现在^[1,6]。

笔者对此时低而稳定的 $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$ 值的解释是,全新世初期青海湖水面虽然比现在低 20 m 左右,但对一个前期近乎干涸的青海湖而言,即从过渡期的接近干涸演变到早期的 2~8 m,加之青海湖湖底平坦^[2],无疑是一次实质性的变化。湖水如此大幅度的增加,抹去了前期的高 $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$ 值记录, $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$ 值跌落到一个较低的位置(下跌 6‰左右); $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$ 值在全新世早期新的降水-蒸发平衡状态下保持近乎恒定的状态,无大的波动。

全新世早、中期(8~3.5 ka B.P.), $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$ 值缓慢而稳定地上升了 6‰左右。其他研究者认为是在气候相对稳定的条件下,湖水不断蒸发

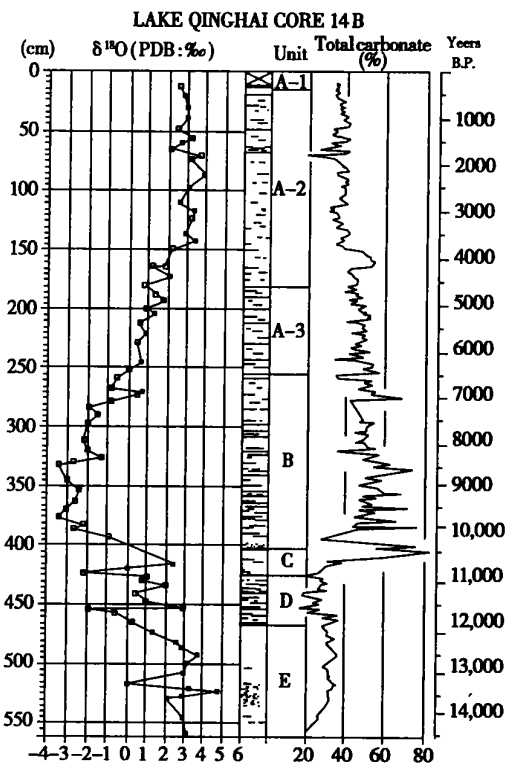


图 1 青海湖 Q14B 孔介壳 $\delta^{18}\text{O}_\text{e}$ 及 TCC
随深度变化图^[2]

Fig.1 $\delta^{18}\text{O}_\text{e}$ values of ostracoda and TCC versus
sediment depth

而引起重同位素的富集^[2]。或者是由夏季风的逐步退却,贫重同位素的季风降水减少引起的,此时湖水水位逐步降低^[4-5]。研究表明,我国季风区雨水的同位素组成的季节变化与“温度效应”^[8]预测的恰好相反,夏季雨水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值低于冬季,即季风气候抑制和掩盖了温度效应,因此夏季风带来的是贫重同位素的雨水^[9]。在地质历史过程中的夏季风盛行时期,气候转暖,降水增多,而雨水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值反而降低,进而导致内陆封闭湖泊自生碳酸盐氧同位素组成与大气降水同位素组成同步降低。岩性特征表明在 8~6.7 ka B.P. 水位不断上升至全新世最高,超过现在 12 m,随后水位处于静止的深水环境^[2]。显然,此阶段水位上升,而 $\delta^{18}\text{O}_\text{e}$ 值却反而上升。笔者对此解释为,蒸发导致水位下降和 $\delta^{18}\text{O}_\text{e}$ 值上升,夏季季风降水导致水位上升和 $\delta^{18}\text{O}_\text{e}$ 值下降;降水量多于蒸发量,故水位上升,

而低 $\delta^{18}\text{O}_\text{e}$ 值降水对湖水 $\delta^{18}\text{O}_\text{e}$ 值的减小程度小于蒸发对湖水 $\delta^{18}\text{O}_\text{e}$ 的增大程度。至于低 $\delta^{18}\text{O}_\text{e}$ 值降水和蒸发对湖水 $\delta^{18}\text{O}_\text{e}$ 的影响程度究竟有多大,需要进一步研究。

全新世晚期(3.5~0 ka B.P.), $\delta^{18}\text{O}_\text{e}$ 值稳定在 3‰左右,表明此时湖水处于同位素稳定阶段,但自然变化着(趋负),不能直接解释为水位变化。但短期内的负向和正向波动仍分别代表相对高水位(三次负波动代表冰进)和相对低水位(两次正波动代表干旱事件)。

3 结 论

晚更新世末期(14.5~10.5 ka B.P.), 青海湖区气候已逐渐从干冷向温湿过渡,季风降水逐渐增加。晚更新世末期向全新世过渡期间的很短一段时间内(10.8~10.5 ka B.P.), 青海湖处于碳酸盐滩湖环境,湖水深度从几米演变到接近干涸,但无变冷的任何证据,相反却显示了夏季温度升高的更大可能性。晚更新世末期向全新世过渡时(10.5~9.5 ka B.P.), 季风降水增加。全新世初期(9.5~8 ka B.P.), 湖区入湖水量增大,湖水水位上升,从过渡期的接近干涸演变到早期的 2~8 m,无疑是一次实质性的变化。湖水水位如此大幅度的增加,抹去了前期的高 $\delta^{18}\text{O}_\text{e}$ 值记录, $\delta^{18}\text{O}_\text{e}$ 值跌落到一个较低的位置(下跌 6‰左右); $\delta^{18}\text{O}_\text{e}$ 值在全新世早期新的降水-蒸发平衡状态下保持近乎恒定的状态,无大的波动。全新世早、中期(8~3.5 ka B.P.), 气候条件相对稳定,湖水不断蒸发而引起重同位素的富集。全新世晚期(3.5~0 ka B.P.), 湖水处于同位素稳定阶段。

研究结果还显示, $\delta^{18}\text{O}_\text{e}$ 值的短期波动与湖泊水位短期变化关系密切且明显,即水位高低分别对应 $\delta^{18}\text{O}_\text{e}$ 的低值与高值。 $\delta^{18}\text{O}_\text{e}$ 值的长期变化与湖泊水位长期变化关系不明显,水位较浅时,二者几乎无关联;水位较深时,水位的长期缓慢下降自然会导致 $\delta^{18}\text{O}_\text{e}$ 逐渐攀升,而水位的长期缓慢上升也可以伴随 $\delta^{18}\text{O}_\text{e}$ 逐渐攀升。

参考文献:

[1] 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 Paleolimno., 2002(28); 195—206.

[2] Lister G.S, Kelts K, Chen K Z, et al.Lake Qinghai, China: closed-basin lake levels and the oxygen isotope record for ostracoda since the latest Pleistocene [J].Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol., 1991(84); 141—162

[3] 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

[4] 林瑞芬, 卫克勤. 新疆玛纳斯湖沉积物氧同位素记录的古气候信息探讨——与青海湖和色林错比较[J]. 第四纪研究, 1998, 18(4); 308—318

[5] 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

[6] 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

[7] Yu J Q, Kelts K, Chen K Z, et al.An arid event at the Younger Dryas time window in the N.E.Tibet-Qinghai Plateau; evidence from Qinghai Lake [J]. Geolines, 2000(11); 38—41

[8] Dansgaard W.Stable isotopes in precipitation [J]. Telius, 1964, 16(4); 436—468

[9] 卫克勤, 林瑞芬. 论季风气候对我国雨水同位素组成的影响[J]. 地球化学, 1994, 23(1); 33—41

Oxygen Isotope Records of Carbonates from Lake Qinghai as Environmental Archives : Re-explanation

ZENG Cheng

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

Abstract : Lake Qinghai, the largest closed water body in China, influenced by both the eastern Asian monsoon and westerlies, is sensitive to climatic changes such as regional precipitations. The history of the lake-level changes is an important environmental archive for studying regional monsoon evolution. Since its publication in 1991, the $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$ curve of the core Q14B of Lake Qinghai has been attracting extensive attentions and continuous discussions. New data have been published with regard to climatic and environmental evolution of the lake in the last decade. The following conclusive remarks are based mainly on an attempt to reevaluation of the $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$ record.

Climatically, the period of 14.5 to 10.5 ka B.P. was a transitional stage from cold and arid to warm and wet conditions, during which monsoon precipitations increased gradually. The lake level was from several meters to playa status between 10.8 and 10.5 ka B.P., followed by an increasing amount of monsoon precipitation between 10.5 and 9.5 ka B.P. During the period of 9.5—8 ka B.P., the lake level changed from previous playa to 2—8 m, and $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$ became very negative. The climatic regime remained stable from 8 to 3.5 ka B.P., which resulted in the evaporative enrichment of $\delta^{18}\text{O}$ in the lake water reservoir. From 3.5 to 0 ka B.P., lake water was in an isotopic steady stage. Results also suggest that the short-term fluctuation of $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$ is mainly caused by short-term lake-level changes, positive and negative excursions reflecting lower and higher levels respectively. Long-term changing trend of $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$ is not clearly correlated with long-term lake-level changes. When the lake level is low, $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$ shows no correlation with the lake level. When the lake is deep, the long-term slow decline of lake level will certainly lead to gradual increase in $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$, but the long-term rising of lake level can also accompany the gradual enrichment of $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$.

Key words : Qinghai Lake ; Carbonate ; Oxygen isotope ; Lake-level change