

# 青藏高原咸化湖泊沉积碳酸盐岩碳、氧稳定同位素组成及其地质意义\*

彭立才 孙镇城

(石油大学地球科学系, 北京 102200)

主题词 青藏高原 咸化湖泊 碳、氧稳定同位素 沉积环境

提要 青藏高原咸化湖泊沉积碳酸盐岩的碳、氧稳定同位素分析数据表明, 咸化湖泊沉积碳酸盐岩富集 $^{13}\text{C}$ 和 $^{18}\text{O}$ , 在很大程度上同海洋沉积碳酸盐岩的 $^{13}\text{C}$ 、 $^{18}\text{O}$ 同位素区间值重叠, 也具有较高的Z值。所以, 在运用 $^{13}\text{C}$ 、 $^{18}\text{O}$ 稳定同位素值或Keith和Weber的区分侏罗纪以来的海洋、淡水沉积碳酸盐岩的Z值时, 应考虑陆相咸化湖泊沉积碳酸盐岩的特点, 以便正确地确定沉积环境。

青藏高原俗称“世界屋脊”, 平均海拔4500m以上。高原气候异常干燥, 蒸发量大于降雨量, 植被稀少。在广阔的高原上, 大小湖泊星罗棋布, 湖泊面积大于 $1\text{km}^2$ 的共有1612个, 大部分为咸化湖泊, 其湖水由微咸至高矿化度的卤水。

## 1 青藏高原咸化湖泊沉积碳酸盐岩碳、氧同位素组成及其Z值

青海湖是一个典型的内陆半咸化湖。按瓦里亚什科(1962)天然水化学分类, 青海湖湖水属硫酸钠亚型。湖水密度 $1.011\text{g}/\text{cm}^3$ , 盐度 $14.134\text{g}/\text{l}$ , pH值为9.15—9.30, Eh值为+126—+152mv。青海湖湖底有面积泉华存在, 根据对湖底泉华逐层进行的 $\delta^{18}\text{O}$ 和( $\delta^{13}\text{C}$ )的分析结果(表1), 其 $\delta^{13}\text{C}$ ‰(PDB)值为3.49—5.03,  $\delta^{18}\text{O}$ ‰(PDB)值为-27.29—-21.89。根据这些测值, 计算Z值, 结果表明7个Z值全大于120。该处泉华的 $\delta^{18}\text{O}$ 值比西藏现代热水区形成的泉华中 $\delta^{18}\text{O}$ 值要高得多, 西藏地区两个测值为-51.17‰(PDB)、-51.22‰(PDB)(据《青海湖近代环境的演化和预测》中数据计算, 1994)。中科院地化所的研究认为这是由于青海湖湖底上升泉水的盐度较高所致, 而西藏的泉水则可能由邻区地表水补给(据《西藏盐湖》, 1988)。

青海湖湖底的近代沉积物中, 碳酸盐矿物组成较为复杂, 有文石, 方解石和白云石, 它们可以是原生的也可以是在准同生阶段形成的。碳酸盐矿物通常在淤泥中占40%左右, 其中以方解石和文石为主(占95%左右), 白云石较少(占5%左右)。

\* 本文于1995年11月收到, 1996年5月改回

表1 青海湖泉华  $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$  分析结果Table 1  $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$  analyses of sinter in the Qinghai Lake

地区	编号	样品名称	矿物组成	$\delta^{13}\text{C}$ (‰) (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰) (PDB)	Z
青海湖	N-1	湖底泉华	文石(少量水菱镁矿)	4.42	-25.14	123.83
	N-2	同上	同上	4.70	-22.55	125.70
	N-3	同上	同上	5.03	-21.89	126.70
	N-4	同上	同上	4.84	-23.66	125.43
	N-5	同上	同上	4.63	-25.14	124.26
	N-6	同上	同上	4.62	-24.96	124.33
	H-14C	碳酸盐结核	文石(97%),方解石(3%)	3.49	-27.29	120.86

注: 部分数据取自《青海湖近代环境的演化和预测》。

表2为青海湖近代沉积物埋深5m之内淤泥沉积物中碳酸盐矿物氧、碳同位素组成。湖底沉积物0—1.5m范围内,碳酸盐矿物的 $\delta^{18}\text{O}$ 为-2.25‰—-6.34‰(PDB), $\delta^{13}\text{C}$ 为1.57‰—-6.31‰(PDB)(图1)。湖底表面的碳酸盐矿物氧、碳同位素较重,0.5m深度以下则迅速变轻,由于取样深度相差不超过两米,碳酸盐矿物成岩温度几乎没有差异,故氧、碳同位素的差异主要反映了碳酸盐矿物生长的水介质盐度的差异。沉积物表层中碳酸盐矿物的氧、碳同位素较重,说明水体盐度较大,碳酸盐矿物是在半咸水环境中形成的。在0.5—1.5m深的沉积物中碳酸盐矿物中的氧、碳同位素变轻,明显具有较淡水碳酸盐的特征,相关资料证明该湖当时处于淡化期。在1.5—5.0m深度沉积物中碳酸盐矿物的氧、碳稳定同位素组成又变重,( $\delta^{18}\text{O}$ 为-3.77‰—-1.74‰(PDB), $\delta^{13}\text{C}$ 为-0.62‰—-1.35‰(PDB),且随埋深的增大,其氧、碳同位素有缓慢变重的趋势,淡水影响减弱,孔隙水盐度有逐渐增高的趋向(据《青海湖近代环境的演化和预测》)。

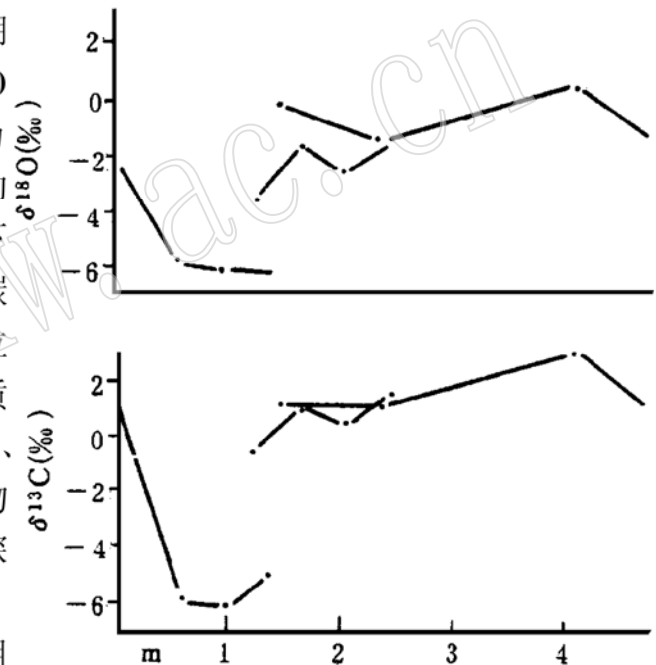


图1 青海湖沉积物中氧、碳同位素变化图  
Fig. 1 Variation of oxygen and carbon isotopes in sediments of the Qinghai Lake

表2 青海湖湖底沉积碳酸盐矿物碳、氧同位素组成

Table 2 Carbon and oxygen isotopic composition of carbonate minerals deposited on the bottom of the Qinghai Lake

深度(m)	$\delta^{13}\text{C}$ ‰(PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ ‰(PDB)	Z 值范围
0—1.5	-6.31—-1.57	-2.25—-6.34	111.22—129.39
1.5—5.0	-0.62—-1.35	-3.77—-1.74	124.15—129.20

表3为西藏地区部分咸化湖泊沉积的水菱镁矿的碳、氧同位素组成,其Z值全部大于120,这些样品取自同一时期不同的咸化湖泊(表3)并且具有不同的产状。这些产状不同的水菱镁矿形成于不同的沉积环境,其 $\delta^{13}\text{C}$ (PDB)值有一定变化,为3.6‰—8.9‰,氧同位素组成变化较大,为-8.5‰—4.3‰(PDB)。碳、氧同位素同其结构、构造、颜色等有明显关系。纹层状面状菱镁矿,如班戈湖II湖东南I-1剖面,呈明显 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 正异常,其 $\delta^{13}\text{C}$ 值较高,达8.8‰—8.9‰, $\delta^{18}\text{O}$ 约3.5‰—4.3‰,此类水菱镁矿呈雪白色、泥晶结构、层纹构造,含水菱镁矿最高,而碎屑物最少,系原生稳定蒸发沉积物,这种较强烈蒸发的极浅水环境导致了高的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值;灰白色板状水菱镁矿或灰绿色水菱镁矿粘土,如表3色林错东南昌舍冈拉I<sub>2</sub>级堤间洼地和扎仓茶卡I湖I-1级湖堤,其 $\delta^{13}\text{C}$ 值在3.6—8.0‰之间, $\delta^{18}\text{O}$ 值为-1.2‰—1.4‰,呈泥晶结构或隐晶交织结构,不同程度含有水云母等粘土矿物,为堤间较稳定水体蒸发环境并略具还原条件下形成的,这里较高的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值仍与蒸发作用有关;灰白色方解石、水菱镁矿胶结物,如表3的羊炸河曲I-3级湖堤剖面,其 $\delta^{13}\text{C}$ 值为3.6‰, $\delta^{18}\text{O}$ 值为-8.5‰。此类水菱镁矿与部分方解石共生,呈白色粉状,易粘手,据其产出特点,碳酸盐胶结物为成岩作用阶段的产物。这类水菱镁矿的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值均较低,说明它是在砂砾间孔隙水受到外围淡水掺杂的弱蒸发环境中形成的。

表3 水菱镁矿碳、氧稳定同位素组成(‰)

Table 3 Carbon and oxygen stable isotope composition of hydromagnesite(‰)

编号	地点	岩性及层位	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)	Z
n235	班戈湖II湖东南I-1剖面	白色水菱镁矿薄层(剖面上部)	8.8	3.5	147.07
n234	同上	白色纹层状水菱镁矿(剖面中部)	8.9	4.3	147.67
n233	同上	灰绿色水菱镁矿粘土(剖面下部)	7.4	1.4	143.15
n280	色林错东南昌舍冈拉I <sub>2</sub> 级堤间洼地	灰白色板状水菱镁矿(剖面上部)	8.0	1.4	144.38
n281	同上	灰色水菱镁矿粘土(剖面下部)	7.2	-1.2	141.45
n302	羊炸河曲I-3级湖堤剖面	灰白色方解石、水菱镁矿胶结物	3.6	-8.5	130.44
	色林错湖底	灰黑色含水菱镁矿软泥	4	-6	132.50
	平均值		6.8	-0.73	140.86
5363	扎仓茶卡I湖I-1级湖堤	灰绿色含水菱镁矿粘土	6.4	0.1	140.46
4742	同上	灰白色含粘土的水菱镁矿	6.5	-1.0	140.11
	世界大洋	海相正常碳酸盐	2.0	0.0	131.396

据郑绵平等(1989)资料计算。

西藏扎布耶盐湖区的碳酸盐沉积也反映了同样的特点。表4为查堆东部沙嘴群一湖底碳、氧同位素组成,其 $\delta^{13}\text{C}$ ‰(PDB)值0.6—6.9。氧同位素为-13.4‰—0.2‰(PDB),Z值亦均大于120,由9级沙嘴至现代湖底(南湖,其矿化度为398.95g/l),其碳、氧稳定同位素值的变化趋势由低变高。这种沙嘴都是高能环境湖水作用的产物,它们较高的碳、氧同位素值与上述水菱镁矿成因相似。其岩性可见表4。

表4 查堆雄东部沙嘴群—湖底碳、氧同位素(‰)(PDB)

Table 4 Carbon and oxygen isotopic composition of sandspit groups lakebed on the eastern part

编号	海拔(m)	沙嘴序号	岩性	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Z
Z556	4600	9	灰色钙质砂砾胶结物以方解石为主, 其次为文石	1.4	-7.9	126.23
Z555	4540	8	灰色钙质角砾岩胶结物以方解石为主, 含少量文石	0.6	-13.0	122.05
Z554	4532	8	同上, 胶结物均为方解石	0.9	-13.4	122.47
Z553	4516	7-低	铁锈黄色含砾亚砂土	2.7	-6.6	129.54
R553	4485	6	浅黄色, 碳酸盐粘土	4.7	-6.4	133.74
Z562	4485	6	浅黄色碳酸盐粘土、文石和高镁方解石为主, 含少量低镁方解石	3.2	-6.3	130.72
Z527	4470	5	桔红色粘土质碳酸盐文石和高镁方解石为主, 含少量方解石微量自生石英(下部)	5.6	-2.9	137.32
Z528	4470	5	灰绿色粘土质碳酸盐, 以文石为主, 含少量方解石(中部)	5.6	-4.6	136.48
Z529	4470	5	灰白色粘土碳酸盐, 以文石和高镁方解石为主, 少量方解石、白云石(上部)	6.9	0.2	141.53
Z526	4470(下部)	5	钙质砂砾岩(相当Q3)	4.0	-2.7	134.15
Z546	4470	5	碳酸盐粘土	6.2	-2.6	138.70
Z538	4463	4	浅绿色含碳酸盐粘土, 文石为主, 含微量方解石	5.6	-4.2	136.68
R322	4463	4	灰绿色含粘土碳酸盐, 文石为主, 微量方解石, 少量自生石英	5.7	-4.5	136.73
Z532	4449	3	灰绿色含碳酸盐粘土, 文石为主, 含少量方解石	4.2	-4.3	133.76
R158	4444	3	香灰色含粉砂粘土碳酸盐, 文石为主, 含少量铁白云石、粘土矿物以伊利石为主, 其次为绿泥石	5.7	-9.7	134.14
R522	4443	2	灰绿色含粘土碳酸钙质砂, 含少量低镁方解石, 及微量文石(下部)	3.8	-4.0	133.09
R521	4443	2	浅灰色碳酸盐粘土, 含镁方解石为主, 其次有一般方解石。	4.4	-3.1	134.77
R211	4432	1-1	灰白色碳酸盐粘土, 文石为主, 少量方解石, 粘土矿物为伊利石, 绿泥石和少量高岭石。	4.9	-9.9	132.41
R329	4432	1-1	灰绿色含粘土碳酸盐, 文石为主, 其次为铁白云石。粘土矿物为伊利石、绿泥石和少量高岭石	4.7	-1.4	136.23
R52	4421	0	灰绿色含硼砂盐质粘土碳酸盐	6.3	-0.5	139.95

注: 表3.4部分资料取自《青藏高原盐湖》。

郑绵平等在研究青藏高原盐湖居红土硼矿成因, 测定了居红土钙华的碳氧同位素, 并将它同其它类型沉积物的  $\delta^{13}\text{C}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  进行对比(表5), 同样说明居红土钙华有高的碳、氧同位素值和 Z 值, 也证明了西藏盐湖湖底钙镁碳酸盐有高的碳、氧同位素及 Z 值。

表5 居红土钙华与其它类型沉积物的  $\delta^{13}\text{C}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  对比Table 5 Comparison in  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  between travertine of and other types of sediments

类别	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)(PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)(PDB)	Z	测定者
居红土钙华	8.8(2)	12.7(2)	151.4(2)	吴静淑等
海相碳酸盐	-3.2—5.2(1.16)	-1—12	> 120	
西藏盐湖湖底钙镁碳酸盐	4.9(8)	-1.5(8)	136.6(8)	吴静淑等

## 2 咸化湖泊沉积碳酸盐碳、氧同位素组成及 Z 值的地质意义

运用碳、氧稳定同位素研究沉积环境,前人已做了大量有益的工作。海水中氧的同位素 $^{18}\text{O}$ 和碳的同位素 $^{13}\text{C}$ 都比淡水中要多,沉积物中的自生矿物(碳酸钙、碳酸铁等)反映了这一差别,便成为利用稳定同位素作古环境指标的根据。试验证明:碳酸钙和它的沉积介质之间存在着同位素平衡,即进入自生碳酸钙中去的稳定同位素 $^{18}\text{O}$ 、 $^{13}\text{C}$ ,与水中的含量成比例关系。淡水环境中形成的碳酸钙,比起同一温度下从海水中沉积出来的碳酸钙来, $^{13}\text{C}$ 和 $^{18}\text{O}$ 的含量都较少。Batertschi(1951), Craig(1953), Landergren(1953), Jeffrey(1955)等测得的海相石灰岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 的范围为 $-4\text{‰}$ — $+4\text{‰}$ (PDB)。Weber(1964)、Degens(1966)的研究认为:海相碳酸盐中 $\delta^{13}\text{C}$ 为 $-5\text{‰}$ — $+5\text{‰}$ ,陆相碳酸盐中为 $-15\text{‰}$ — $-5\text{‰}$ 。蒸发岩相中的碳酸盐达 $-2\text{‰}$ — $5\text{‰}$ ,其值基本上不随地质年代而变。Degens(1964和1966)的资料认为:海相碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)值为 $22\text{‰}$ — $29\text{‰}$ (1964)淡水碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 为 $10\text{‰}$ — $25\text{‰}$ ,其值随地质年代而变。

Keith和Weber(1964)将换算出的 $\delta^{18}\text{O}$ (PDB)和测得的 $\delta^{13}\text{C}$ (PDB)代入他们所提出的区分侏罗纪以来海相和淡水相灰岩计算公式:

$$Z = 2.048 \times (\delta^{13}\text{C} + 50) + 0.498 \times (\delta^{18}\text{O} + 50)$$

Z值大于120为海相,小于120为淡水相,Z等于120时的石灰岩,其沉积环境不好确定。这些指标,在我国沉积环境研究领域有着及其广泛的应用。

以前的研究,对陆相咸化湖沉积碳酸盐岩考虑得较少,或者没有独立地研究它。而从上述陆相咸化湖泊沉积碳酸盐的碳、氧同位素组成分析结果看,只要沉积环境的盐度适合或在蒸发和氧化条件下,陆相咸化湖泊沉积碳酸盐同样具有较高的碳、氧同位素值及Z值。为对Z值作一深入的探索,笔者仔细阅读了1964年Keith和Weber的研究成果:Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils。在该项研究中,Keith和Weber做了侏罗纪以来299块样品的碳、氧稳定同位素分析,其中淡水相样148个,海相样151个。其研究亦表明:大陆荒漠地区的湖泊、植物线以上、活火山或未风化的火山岩附近沉积的碳酸盐岩,均富集 $^{13}\text{C}$ ,出现陆相沉积灰岩的异常值,其值在海相范围之内。在他们的研究当中,美国西部地区的17个样品,均具有较高的 $^{13}\text{C}$ 值,Z值亦约60%大于120,而该地区正是美国干旱气候,咸化湖泊分布区。同时,Keith和Weber还指出:这一公式应用于海陆过渡环境(近海岸)是不可行的。所以,在应用该公式时还需谨慎。

一般认为,当碳酸盐是在与环境平衡状态下沉积的,碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值就取决于碳酸盐矿物相、水体的盐度和温度。所以,陆相咸化湖泊,由于其盐度与海相相当,或高于海洋,其中沉积的碳酸盐有较高的 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 及Z值是完全可能的,也是客观事实。简单地把碳酸盐岩Z值大于120都认为是海相沉积的结果是不全面的,它们可以是陆相咸化湖泊沉积。

## 参考文献

- 1 郑锦平, 向军等著. 青藏高原盐湖. 北京科学技术出版社, 1989.
- 2 中国科学院兰州分院、中国科学院西部资源环境研究中心著. 青海湖近代环境的演化和预测. 科学出版社, 1994.
- 3 张秀莲. 碳酸盐岩中氧、碳稳定同位素与古盐度、古水温的关系. 沉积学报, 1985, 3(4): 17-30.
- 4 同济大学海洋地质系编. 海陆相地层辨认标志. 科学出版社, 1980.
- 5 刘群, 陈郁华等著. 中国中、新生代陆源碎屑——化学岩型盐类沉积. 北京科学技术出版社, 1987.
- 6 Keith M L. and Weber. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils. *Geoch. Et Cosmoch. Acta.* 1964, V. 28: 1786- 1816.
- 7 Clayton R N. and Degens E T. Use of carbon isotope analyses of carbonates for differentiating fresh- water and marine sediments. *AAPG*, V. 43 N. 4: 890- 897.
- 8 Keith M L. and Degens E T. Geochemical indicators of marine and fresh- water sediments. *Mineral Conservation Series*(the College of Mineral Industries, Pennsylvania State University), N. 57- 98.

## Carbon and Oxygen Stable Isotopic Composition of Carbonate Rocks from Saline Lakes on Qinghai-Xizang Plateau and Its Geological Significance

Peng Licai, Sun Zhencheng

(Department of Earth Sciences, University of Petroleum, Beijing 102200)

**Key words:** Qinghai Xizang plateau, saline lake, carbon and oxygen stable isotope, sedimentary environment

### Abstract

The analytical data of carbon and oxygen stable isotopic composition of carbonate rocks from saline lakes on Qinghai Xizang plateau indicate that carbonate sediments in saline lakes are rich in carbon-13 and oxygen-18. Most of the values coincide with values of marine carbonates, with relatively high  $\delta$  value. So when using carbon and oxygen stable isotopic values or Keith and Weber's  $Z$  value as the discrimination criteria for sedimentary environments, one must consider the characteristics of saline lakes so as to avoid incorrect results.