

# 东营凹陷沙河街组湖相碳酸盐岩碳氧同位素 组分及其古湖泊学意义

刘传联

(同济大学海洋地质开放实验室 上海 200092)

**提 要** 湖相碳酸盐岩的碳、氧稳定同位素分析能提供重要的环境信息。山东东营凹陷沙河街组湖相碳酸盐岩主要分布在沙一段和沙四段。对 47 个碳酸盐岩样品碳、氧同位素组分的分析表明：沙一段、沙四中和沙四上亚段下部沉积时期东营湖均是程度不同的封闭型湖泊。古盐度和蒸发 降雨：沙四中亚段和沙四上亚段下部沉积时期 > 沙一段沉积时期 > 沙四上亚段上部沉积时期；古湖面：沙四上亚段上部沉积时期 > 沙一段沉积时期 > 沙四中亚段和沙四上亚段下部沉积时期；古生产力：沙一段沉积时期 > 沙四上亚段上部沉积时期 > 沙四中亚段和沙四上亚段下部沉积时期。

**关键词** 东营凹陷 沙河街组 碳酸盐岩 碳氧同位素 古湖泊学

**作者简介** 刘传联 男 34 岁 博士生(高级工程师) 古湖泊学

碳、氧稳定同位素分析是现今古环境研究中常用的一种手段,它可以用来进行地层划分、对比、恢复水体的古温度、古盐度、古水文条件、古生产力、古气候和沉积物成岩作用的过程。目前,该方法在古海洋学和第四纪古湖泊学研究中已得到了相当广泛的应用<sup>[1,5]</sup>。在前第四纪古湖泊学研究中应用不多,但也已有成功的例子,如对苏格兰中石炭世 Orcadian 盆地和西班牙第三纪 Ebro 盆地的研究<sup>[6]</sup>。本文通过对山东东营凹陷早第三纪沙河街组湖相碳酸盐岩碳、氧稳定同位素的分析,探讨了其古湖泊学意义。

## 1 材料与方 法

碳、氧稳定同位素分析的材料可以是生物化石壳体,也可以是碳酸盐岩。本次分析所用样品为碳酸盐岩。东营凹陷沙河街组湖相碳酸盐岩主要分布在沙一段(早渐新世)和沙四段(中始新世),一般都夹于暗色泥岩中呈薄层状产出。本次研究选择了代表这两个层段的钻孔滨 297 井(沙一段)和纯 11 井(沙四段)(图 1) 在选取样品时,为了避免成岩作用的影响,首先对所有样品磨成薄片,在镜下详细观察其矿物成分和结构特征,然后挑选具有泥晶结构的灰岩、白云岩、泥灰岩及一些过渡岩性,并在具体取样时尽可能的缩小取样范围,最后取 47 块样品进行分析。

所有样品均由青岛地矿部海洋地质研究所在美国 Finnigan-M AT 公司 Delta E 型气体稳定同位素质谱仪上测试完成,使用的工作标准为 TTB-1,所给数据均相对于国际标准 PDB 值,反应 2 分钟测出方解石,再继续反应 8 分钟测出白云石。

为了更精确的指示环境,同时还对样品进行了微量元素 Sr、Ca、Mg 含量和有机碳含量的测试。

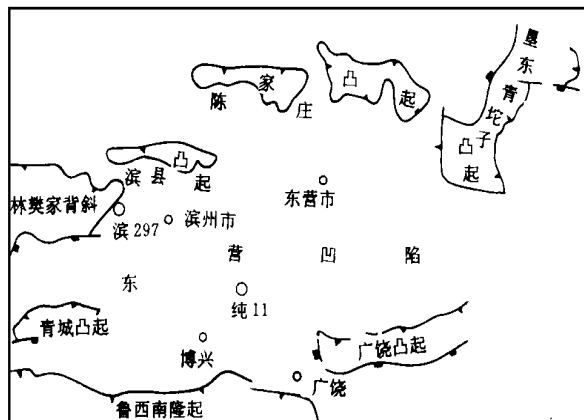


图 1 研究钻孔位置

Fig. 1 Location map of the studied well

## 2 碳、氧同位素组分特征

两口钻孔碳酸盐岩样品碳、氧同位素的分析结果如表 1 表 2 沙一段碳酸盐岩方解石  $\delta^{18}O$  为  $-9.016\text{‰} \sim -0.446\text{‰}$ , 平均值为  $-4.340\text{‰}$ ; 方解石  $\delta^{13}C$  为  $2.002\text{‰} \sim 9.258\text{‰}$ , 平均值为  $5.119\text{‰}$ ; 白云石  $\delta^{18}O$  为  $-4.074\text{‰} \sim -0.861\text{‰}$ , 平均值为  $-1.179\text{‰}$ ; 白云石  $\delta^{13}C$  为  $3.110\text{‰} \sim 7.666\text{‰}$ , 平均值为  $4.712\text{‰}$ 。沙四上亚段上部(表 2: 1~19 号样品)方解石  $\delta^{18}O$  为  $-9.215\text{‰} \sim -5.134\text{‰}$ , 平均值为  $-$

7.983‰;  $\delta^{13}\text{C}$  为 3.294‰~ 6.297‰, 平均值为 4.065‰。沙四上亚段下部和沙四中亚段(表 2 20~ 24号样品)白云石  $\delta^{18}\text{O}$  为 -1.502~ 0.331‰, 平均值为 -0.854‰;  $\delta^{13}\text{C}$  为 -5.476~ 1.616‰, 平均值为 -2.709‰。

Drummond 等<sup>[7]</sup>根据文献资料统计了 670 个世界上不同地理和构造背景下现代和古代非海相碳酸盐岩的氧同位

素分析数据,发现它们大多落在 -15‰~ 5‰之间,而 Kelts & Talbot<sup>[5]</sup>认为湖相原生碳酸盐岩的  $\delta^{13}\text{C}$  为 -2‰~ 6‰。上述东营凹陷沙河街组碳酸盐岩的  $\delta^{18}\text{O}$  值的范围与世界其它地区无差别,  $\delta^{13}\text{C}$  则有“偏正”或“偏负”现象,这可能与  $\delta^{13}\text{C}$  易受成岩作用影响有关,将在下面有关部分讨论。

表 1 滨 297 井沙一段碳酸盐岩碳、氧同位素组分

Table 1 Carbon and oxygen isotopic compositions of carbonates of 1<sup>st</sup> member of the Shahejie Formation from Bin297 well

编号	深度 /m	岩 性	方解石		白云石	
			( $\delta^{18}\text{O} \pm \sigma$ )‰	( $\delta^{13}\text{C} \pm \sigma$ )‰	( $\delta^{18}\text{O} \pm \sigma$ )‰	( $\delta^{13}\text{C} \pm \sigma$ )‰
1	1 253.0	介形虫-藻灰岩	-7.712±0.023	3.500±0.024		
2	1 253.5	泥灰岩	-5.042±0.022	4.574±0.037		
3	1 253.8	白云质灰岩	-7.554±0.049	2.775±0.039	-4.074±0.081	3.110±0.023
4	1 261.0	泥灰岩	-2.547±0.065	8.094±0.044		
5	1 261.3	白云质灰岩	-6.119±0.013	3.507±0.015	-1.682±0.092	4.029±0.015
6	1 261.7	泥灰岩	-2.733±0.028	4.847±0.011		
7	1 262.3	泥灰岩	-6.767±0.094	2.947±0.037		
8	1 263.3	泥灰岩	-1.375±0.058	8.256±0.007		
9	1 264.4	白云质生物灰岩	-3.545±0.064	4.768±0.041	-0.253±0.153	4.557±0.010
10	1 265.4	白云质生物灰岩	-3.697±0.064	3.895±0.021	-0.439±0.063	3.845±0.029
11	1 265.6	泥灰岩	-6.926±0.017	4.735±0.010		
12	1 266.0	灰岩	-9.016±0.032	3.06±0.021		
13	1 266.3	泥灰岩	-7.140±0.062	2.546±0.015		
14	1 270.1	白云岩			-1.125±0.042	4.033±0.033
15	1 270.4	灰质白云岩	-1.564±0.094	7.610±0.033	-0.424±0.056	6.954±0.021
16	1 271.8	介形虫灰岩	-5.31±0.080	7.273±0.020		
17	1 272.0	灰质白云岩	-0.122±0.037	8.664±0.019	0.86±0.088	7.666±0.015
18	1 272.8	灰质白云岩	-3.813±0.060	4.682±0.015	-1.963±0.101	4.474±0.021
19	1 273.5	灰质白云岩	-3.557±0.064	3.126±0.027	-1.510±0.100	3.744±0.015
20	1 274.0	灰岩	-1.785±0.123	9.258±0.038		
21	1 274.5	泥灰岩	-5.740±0.040	3.960±0.002		
22	1 276.1	泥灰岩	0.446±0.011	8.54±0.020		
23	1 286.0	灰岩	-3.860±0.094	2.002±0.048		
平均 值			-4.340	5.119	-1.179	4.712

### 3 古湖泊学意义

#### 3.1 湖泊的封闭与开放性

在一个水文条件开放的湖泊内,水体快速更替,停留时间短,湖水的碳、氧同位素组分更多地反映了注入水的同位素特征,因此,在其中形成的原生碳酸盐岩碳和氧同位素组分的变化是各自独立的。而对于一个水体停留时间长、封闭

性的湖泊,蒸发作用将对湖水的化学组成起着决定性的作用。随着蒸发作用的增强,较轻的  $^{16}\text{O}$  和  $^{12}\text{C}$  优先逸出,造成水体中的  $^{18}\text{O}$  和  $^{13}\text{C}$  含量增加,从而使湖水的碳、氧同位素值同步增加,反映在原生碳酸盐岩碳和氧同位素组分的变化上,两者呈共变趋势。如果以  $\delta^{18}\text{O}$  为横座标、以  $\delta^{13}\text{C}$  为纵座标作散布图,开放性湖泊原生碳酸盐岩的  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^{13}\text{C}$  投点是分散的,而封闭湖泊原生碳酸盐岩的  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^{13}\text{C}$  投点是呈线性相关的,封闭程度越高,相关系数越大<sup>[3]</sup>。因此,根据

原生碳酸盐岩碳和氧同位素组分的变化情况可以推测古湖泊是封闭还是开放性的湖泊。

表 2 纯 11 井沙四段碳酸盐岩碳、氧同位素组分  
Table 2 Carbon and oxygen isotopic compositions of carbonates of 4th member of the Shahejie Formation from Chun11 well

编号	深度 /m	岩性	方解石		白云石	
			( $\delta^{18}\text{O} \pm \sigma$ )‰	( $\delta^{13}\text{C} \pm \sigma$ )‰	( $\delta^{18}\text{O} \pm \sigma$ )‰	( $\delta^{13}\text{C} \pm \sigma$ )‰
1	2 180.80	白云质泥灰岩	- 7.839± 0.049	3.632± 0.008	- 7.387± 0.052	3.522± 0.011
2	2 181.50	泥灰岩	- 8.708± 0.023	3.877± 0.034		
3	2 182.70	泥灰岩	- 8.287± 0.028	3.614± 0.024		
4	2 185.00	泥灰岩	- 7.733± 0.044	3.669± 0.064		
5	2 187.80	泥灰岩	- 8.657± 0.057	3.609± 0.016		
6	2 190.00	泥灰岩	- 8.938± 0.024	4.510± 0.078		
7	2 191.70	灰岩	- 8.430± 0.034	3.682± 0.013		
8	2 192.40	泥灰岩	- 9.215± 0.075	3.677± 0.018		
9	2 195.00	含白云质泥灰岩	- 8.212± 0.038	3.645± 0.042	- 7.832± 0.075	3.513± 0.042
10	2 196.72	泥灰岩	- 7.772± 0.055	3.627± 0.073		
11	2 199.30	泥灰岩	- 8.486± 0.042	3.294± 0.045		
12	2 200.30	泥灰岩	- 7.12± 0.075	4.539± 0.031		
13	2 201.00	泥灰岩	- 8.149± 0.087	3.85± 0.012		
14	2 208.20	泥灰岩	- 8.217± 0.050	3.56± 0.026		
15	2 209.50	泥灰岩	- 7.856± 0.029	3.553± 0.018		
16	2 211.50	白云质灰岩	- 7.364± 0.049	5.372± 0.020	- 6.895± 0.080	5.947± 0.045
17	2 212.60	泥灰岩	- 7.63± 0.054	5.63± 0.027		
18	2 213.50	泥灰岩	- 7.924± 0.056	3.598± 0.035		
19	2 216.50	泥灰岩	- 5.134± 0.027	6.297± 0.025		
平均值			- 7.983	4.065	- 7.371	4.327
20	2 223.00	灰质白云岩	- 1.386± 0.062	2.034± 0.010	- 1.502± 0.041	1.616± 0.066
21	2 245.20	灰质白云岩			- 1.265± 0.010	- 2.90± 0.018
22	2 258.00	灰质白云岩			0.33± 0.015	- 2.01± 0.032
23	2 296.30	灰质白云岩			- 0.71± 0.096	- 4.772± 0.027
24	2 298.60	灰质白云岩			- 1.123± 0.060	- 5.476± 0.030
平均值					- 0.854	- 2.709

图 2和图 3是根据滨 297井沙一段碳酸盐岩碳、氧同位素值所作的垂向曲线和散布图。从图 2可以看出,无论是方解石还是白云石其  $\delta^{18}\text{O}$  变化曲线和  $\delta^{13}\text{C}$  变化曲线基本上同步。从图 3更可以看出两者呈明显的相关趋势,方解石  $\delta^{18}\text{O}$   $\delta^{13}\text{C}$  之间的相关系数  $r$  为 0.76,白云石  $\delta^{18}\text{O}$   $\delta^{13}\text{C}$  之间的相关系数  $r$  为 0.72 这说明沙一段沉积时期的东营湖是一水体停留时间长、较为封闭的湖泊。

图 4和图 5是根据纯 11井沙四段碳酸盐岩碳、氧同位素值所作的垂向曲线和散布图,同样显示出  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^{13}\text{C}$  之间有明显的相关关系。图 5a 示沙四上亚段上部方解石  $\delta^{18}\text{O}$

$\delta^{13}\text{C}$  之间的相关系数  $r$  为 0.71,图 5b 示沙四上亚段下部、沙四中亚段白云石  $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$  之间的相关系数  $r$  为 0.75,反映无论是沙四中亚段还是沙四上亚段沉积时期,东营湖都是较为封闭的湖泊。以上结论与根据岩矿和古生物资料得出的结论是一致的<sup>[8]</sup>。

### 3.2 古湖水面

对于一个封闭湖泊,蒸发、降雨条件控制着湖水的水位。当蒸发量大于降雨量时,湖水水位下降。前已述及,随着蒸发作用的增强,将意味着水体中有较多  $^{16}\text{O}$  逸出,从而导致湖水  $\delta^{18}\text{O}$  值的增加,也使得湖相碳酸盐岩的  $\delta^{18}\text{O}$  值增加。

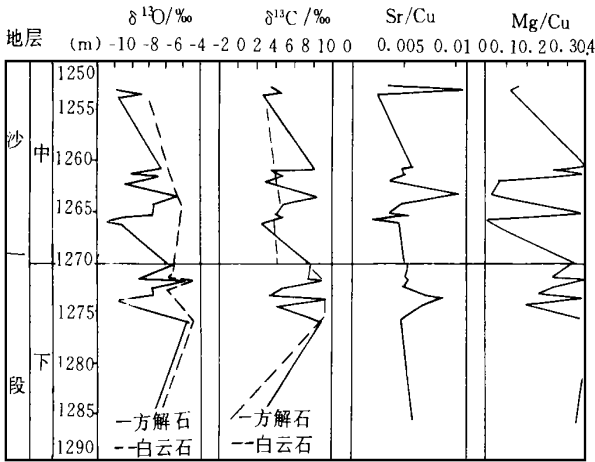


图 2 滨 297 井沙一段  $\delta^{18}\text{O}$   $\delta^{13}\text{C}$  和 Sr/Ca Mg/Ca 曲线  
 Fig. 2 Variation in  $\delta^{18}\text{O}$   $\delta^{13}\text{C}$  Sr/Ca and Mg/Ca of 1<sup>st</sup> member of the Shahejie Formation from Bin 297 well

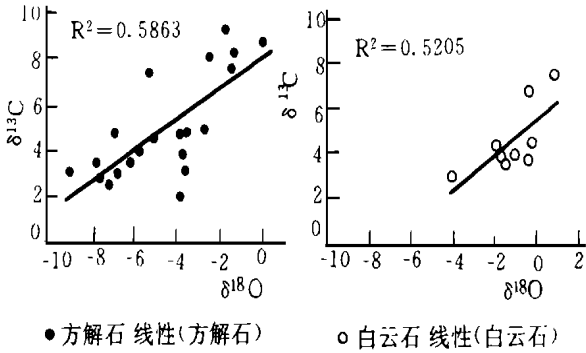


图 3 滨 297 井沙一段  $\delta^{18}\text{O}$   $\delta^{13}\text{C}$  分布  
 a. 方解石; b. 白云石

Fig. 3 Scatter plot of  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  of 1<sup>st</sup> member of the Shahejie Formation from Bin 297 well

因此,可以根据湖相碳酸盐岩的氧同位素值恢复古湖水面的变化。

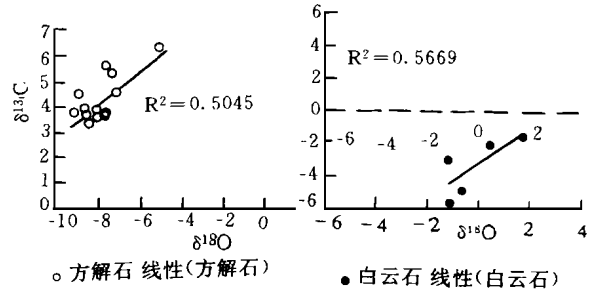


图 5 纯 11 井沙四段  $\delta^{18}\text{O}$   $\delta^{13}\text{C}$  分布

左 a 沙四上亚段上部方解石;右 b. 沙四中亚段和上亚段下部白云石

Fig. 5 Scatter plot of  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  of 4<sup>th</sup>

member of the Shahejie Formation from Chun 11 well

纵观东营凹陷沙一段和沙四段湖相碳酸盐岩  $\delta^{18}\text{O}$  值的变化趋势(图 6),沙四中亚段和沙四上亚段下部最高,沙四上亚段上部最低,沙一段处于两者之间,每一时期都有幅度不同的波动。这反映古湖水面的变化有如下趋势:沙四中亚段和沙四上亚段下部沉积时期 < 沙一段沉积时期 < 沙四上亚段上部沉积时期(图 6) 其中,从沙四中亚段到沙四段沉积的晚期,湖面是逐渐升高的;而沙一下亚段和沙一中亚段分别存在一个高→低→高的次级旋回。

3.3 古气候

正因为在水文条件封闭,水体停留时间长的湖泊中,蒸发作用是控制湖水氧同位素组分的最主要因素,所以封闭湖泊原生碳酸盐岩氧同位素的变化,更多地是反映了蒸发量/降雨量这一气候要素的变化。

根据上述氧同位素的变化情况,东营凹陷沙四段和沙一段沉积时期蒸发/降雨条件的变化趋势如下:沙四中亚段和

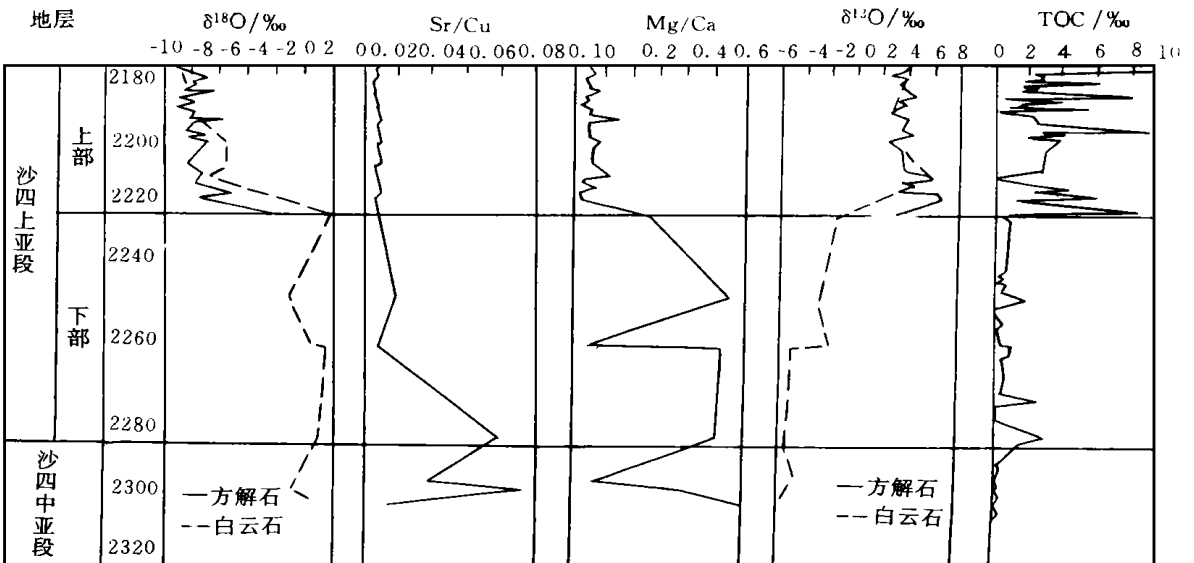


图 4 纯 11 井沙四段  $\delta^{18}\text{O}$   $\delta^{13}\text{C}$  Sr/Ca Mg/Ca、TOC 变化曲线

Fig. 4 Variation in  $\delta^{18}\text{O}$   $\delta^{13}\text{C}$  Sr/Ca Mg/Ca and TOC of 4<sup>th</sup> member of the Shahejie Formation from Chun 11 well

沙四上亚段下部沉积时期 > 沙一段沉积时期 > 沙四上亚段上部沉积时期 (图 6)

### 3.4 古盐度

蒸发 降雨条件变化的直接结果是使水体盐度升高或降低。所以根据氧同位素值同样可以推测古盐度的变化,其趋势与蒸发 降雨的变化趋势是一致的,即沙四中亚段和沙四上亚段下部沉积时期 > 沙一段沉积时期 > 沙四上亚段上部沉积时期 (图 6)

碳酸盐岩的微量元素分析也可以用来推测古盐度。Chivas 等<sup>[9]</sup>对澳大利亚盐湖的研究表明,盐湖中 Sr 和 Mg 的含量随盐度的增加而增加。为此,本次研究在进行碳、氧同位素分析的同时,还进行了 Sr/Ca Mg 含量的测定,据分析数据作成 Sr/Ca Mg/Ca 变化曲线如图 2 和图 4 所示。沙四中亚段和沙四上亚段下部, Sr/Ca 的平均值为 0.036 8, Mg/Ca 平均值为 0.378 1;沙四上亚段上部 Sr/Ca 的平均值为 0.006 4, Mg/Ca 平均值为 0.056 4;沙一段 Sr/Ca 的平均值为 0.006 3, Mg/Ca 平均值为 0.300 0。从中可看出,沙四中亚段和沙四上亚段下部 Sr/Ca 和 Mg/Ca 比值都是最高的,沙一段和沙四上亚段上部 Sr/Ca 比值相差不大,但沙一段 Mg/Ca 比值要比沙四上亚段上部 Mg/Ca 比值高,所以微量元素数据反映的盐度变化趋势与氧同位素指示的趋势是一致的。

### 3.5 古生产力

以上谈到的大多是氧同位素的应用,碳同位素同样具有重要的古湖泊学意义。原生碳酸盐岩的碳同位素组分与湖水中溶解无机碳的碳同位素组分变化是一致的。而影响湖水溶解无机碳同位素组分的一个重要因素就是湖泊的生产力。当湖泊生产力高时,浮游植物繁盛,浮游植物通过光合作用吸收较多的 <sup>12</sup>C,使表层水体中溶解无机碳储库中 <sup>13</sup>C 含量相

对增加,从而使形成的原生碳酸盐岩的  $\delta^{13}C$  值偏高。因此,根据湖相碳酸盐岩碳同位素组分的变化可以恢复古湖泊生产力的变化<sup>[2]</sup>。

沉积物有机碳含量 (TOC) 是表示有机质丰富程度的一项指标,它在一定程度上也能反映古生产力的高低。在保存条件相同的情况下,湖水的生产力越高,当然保存的有机质越丰富,有机碳含量也就越高。为了验证碳同位素在恢复古生产力方面的应用效果,我们对纯 11 井沙四段样品进行了有机碳含量分析,其变化曲线如图 4。从图中可以看出,TOC 与  $\delta^{13}C$  变化趋势极为吻合,反映了两者在恢复古生产力方面的一致性。

根据图 6 所示  $\delta^{13}C$  的变化,东营凹陷沙河街组各沉积时期湖泊古生产力的变化如下:沙四中亚段和沙四上亚段下部沉积时期 < 沙四上亚段上部沉积时期 < 沙一段沉积时期。

湖相碳酸盐岩的  $\delta^{13}C$  值除了受湖水生产力的控制以外,湖水硫酸盐含量也是一个重要的因素<sup>[3]</sup>。前面已经提到,与湖相原生碳酸盐沉积  $\delta^{13}C$  值的正常变化范围相比,沙四中亚段和沙四上亚段下部样品的  $\delta^{13}C$  值“偏负”,沙一段样品的  $\delta^{13}C$  值“偏正”,这除了由于上述古生产力高低影响以外,可能还与两个沉积时期湖水硫酸盐含量不同有关。沙四中亚段和沙四上亚段下部沉积时期,湖水硫酸盐含量高,硫酸盐细菌的还原作用使有机质氧化,将大量富 <sup>12</sup>C 的 CO<sub>2</sub> 和 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 释放于水中,致使非生物成因的碳酸盐富 <sup>12</sup>C,  $\delta^{13}C$  值偏负。沙四中亚段和沙四上亚段下部富含石膏便是以上观点的证明<sup>[8]</sup>。沙一段沉积时期,湖水硫酸盐含量低,早期成岩作用以甲烷化作用为主,甲烷化作用把原始有机质分成两种含碳的产物,甲烷和重碳酸盐,甲烷以富 <sup>12</sup>C 为特征,导致伴生的重碳酸盐中 <sup>13</sup>C 富集,从而使  $\delta^{13}C$  值偏正<sup>[2]</sup>。

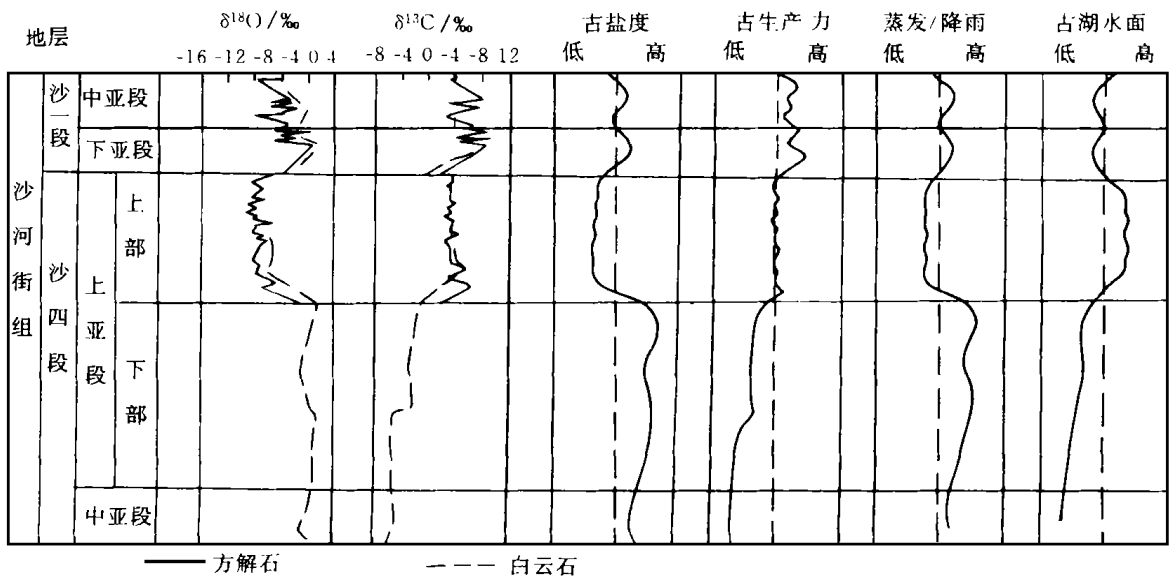


图 6 东营凹陷沙河街组沉积时期古湖泊特征

Fig. 6 Paleolimnological characteristics during the deposition of the Shahejie Formation from Dongying depression

## 4 结语

1) 本文的工作进一步证明了碳、氧稳定同位素分析地球化学方法在第三纪含油气盆地古湖泊学研究方面具有重要的意义。

2) 研究表明,沙一段和沙四段沉积时期的古东营湖都是一个封闭湖泊。

3) 沙河街组沉积时期古湖泊的其它特征变化如下: 古盐度和蒸发 降雨: 沙四中亚段和沙四上亚段下部沉积时期 > 沙一段沉积时期 > 沙四上亚段上部沉积时期; 古湖水面: 沙四上亚段上部沉积时期 > 沙一段沉积时期 > 沙四中亚段和沙四上亚段下部沉积时期; 古生产力: 沙一段沉积时期 > 沙四上亚段上部沉积时期 > 沙四中亚段和沙四上亚段下部沉积时期。

本文承蒙汪品先院士、王慧中教授、赵泉鸿教授帮助和指导,在此一并致谢。

### 参 考 文 献

- 1 同济大学海洋地质系. 古海洋学概论. 上海: 同济大学出版社, 1989. 81~ 104
- 2 刘传联. 稳定同位素地球化学方法在古湖泊学研究中的应用. 见: 汪品先, 刘传联主编, 含油盆地古湖泊学研究方法. 北京: 海洋出版社, 1993. 96~ 123
- 3 Talbot M R, Kelts K. Paleolimnological signatures from carbon and oxygen isotopic ratios in carbonates from organic carbon-rich lacustrine sediments. In: Katz B J, ed. Lacustrine Basin Exploration—Case Studies and modern Analogs, AAPG Memoir 1990, 50 99~ 112
- 4 McKenzie J A. Carbon isotopes and productivity in the lacustrine and marine environment. In: Stumm W, ed. Chemical Processes in Lakes. Wiley, New York, 1985. 99~ 118
- 5 Kelts K, Talbot M R. Lacustrine carbonates as geochemical archives of environmental change and biotic/abiotic interactions. In: Tilzer M M, Sernyay, C, eds. Ecological structure and Function in Large Lakes. Madison, Wis., Science Tech., 1990. 290~ 317
- 6 Janaway T M, Parnell J. Carbonate production within the Orcadian basin, northern Scotland—a petrographic and geochemical study. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 1989, 70 89~ 105
- 7 Drummond C N. Effect of regional topography and hydrology on the lacustrine isotopic record of Miocene paleoclimate in the Rocky Mountains. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 1993, 101 67~ 79
- 8 王秉海, 钱凯. 胜利油区地质研究与勘探实践. 山东东营: 石油大学出版社, 1992. 188~ 194
- 9 Chivas A R, *et al.* Magnesium, strontium and barium partitioning in nonmarine ostracode shells and their use in paleoenvironmental reconstructions—a preliminary study. In: Maddocks R F, ed. Applications of Ostracoda, Univ. Houston Geosc, 1983. 238~ 249

## Carbon and Oxygen Isotopic Compositions of Lacustrine Carbonates of the Shahejie Formation in the Dongying Depression and their Paleolimnological Significance

Liu Chuanlian

(Department of Marine Geology and Geophysics, Tongji university Shanghai 200092)

### Abstract

The stable carbon and oxygen isotopic compositions of lacustrine carbonates can yield useful paleoenvironmental information. The lacustrine carbonates mainly distribute in the first member (Es1) and the 4<sup>th</sup> member (Es4) of the Shahejie Formation in the Dongying depression, Shandong. Stable-isotopic analysis of 47 lacustrine carbonate samples have been carried out to reconstruct the paleohydrology, paleochemistry and paleoproductivity of Dongying Lake during Shahejie Formation depositional period. The results show that Dongying Lake is a closed lake during Es1 and Es4 deposition period. The other paleolimnological characteristics are Paleosalinity and E/P: middle Es4 lower upper Es4 > Es1 > upper upper Es4; Paleolake level: upper upper Es4 > Es1 > middle Es4 lower upper Es4; Paleoproductivity: Es1 > upper upper Es4 > middle Es4 lower upper Es4.

**Key words** Dongying depression Shahejie Formation carbonates carbon isotope oxygen isotope paleolimnology