

《沉积地球化学应用》讲座(六)

第六讲 稳定同位素在古环境研究中的应用

《沉积地球化学应用讲座》编写组编

(成都地质学院沉积地质科学研究所)

按照 R. C. Selley 的意见,沉积乃是“在物理上、化学上和生物上均有别于相邻地区的一块表面”。而认识古环境,必须要通过这些在物理上、化学上和生物上有差别地区的沉积物的研究才有可能。在自然界中稳定同位素的分馏作用,常常和这些物理、化学和生物因素有关,因此有可能藉助古沉积物中稳定同位素的分馏特点来判断环境。近几十年来在这方面已进行了许多研究,有的已经取得长足的进步。

一、关于古海洋温度问题

早在 1947 年, H. C. Urey 首先提出利用生物碳酸盐骨骼与海水间的氧同位素分馏来测定古海水温度, 随后 Epstein(1953)测定生活在已知温度下的软体动物的氧同位素组成, 导出了 7—30°C 范围内的古温度方程为:

$$T^{\circ}\text{C} = 16.5 - 4.3(\delta_{\text{c}} - \delta_{\text{w}}) + 0.14(\delta_{\text{c}} - \delta_{\text{w}})^2$$

式中 δ_{c} 为 25°C 条件下碳酸盐与 100% 磷酸反应时产生的 CO_2 的 $\delta^{18}\text{O}$ 值, δ_{w} 为 25°C 时与水平衡的 CO_2 的 $\delta^{18}\text{O}$ 值。后来 Craig(1965)把方程修改为:

$$T^{\circ}\text{C} = 16.9 - 4.2(\delta_{\text{c}} - \delta_{\text{w}}) + 0.13(\delta_{\text{c}} - \delta_{\text{w}})^2$$

1972 年, Horibe 等根据实测结果, 又提出了分别实用于方解石(C)和文石(A)的经验方程:

$$T^{\circ}\text{C} = 17.04 - 4.34(\delta_{\text{c}} - \delta_{\text{w}}) + 0.16(\delta_{\text{c}} - \delta_{\text{w}})^2$$

$$T^{\circ}\text{C} = 13.85 - 4.54(\delta_{\text{a}} - \delta_{\text{w}}) + 0.04(\delta_{\text{a}} - \delta_{\text{w}})^2$$

最近 J. Erze(1983)又提出一个适用于 14—30°C 的古温度方程:

$$T^{\circ}\text{C} = 17.0 - 4.52(\delta_{\text{c}} - \delta_{\text{w}}) + 0.03(\delta_{\text{c}} - \delta_{\text{w}})^2$$

上述各方程中所采用的标准都是 PDB 而不是 SHOW, 而且一般不能用淡水沉积的方解石

来测定古温度。此外在利用碳酸盐骨骼作古温度测定时,有三个方面值得注意。

1. 关于古海水的氧同位素组成

在上列各方程中,都需要知道 δ_w 值,即与给定的 CaCO_3 样品沉淀时处于平衡的海水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值,而这个值是很难确定的。通常假定古海水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值与现代海水一样,一般说来,寒武纪以来海水的同位素组成的变化是很小的。但由于海水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值与盐度有关,因此,强烈蒸发使海水盐度的增加,从而导致 $\delta^{18}\text{O}$ 增加。同理,淡水稀释则会使海水的盐度和 $\delta^{18}\text{O}$ 值降低。这些因素都会使古温度测定出现误差,据 Epstein (1953) 估计,盐度在 35‰ 的基础上,变化一个单位,测定温度会有 1°C 的偏差。此外,海水作为一个整体,它的 $\delta^{18}\text{O}$ 值又和与冰川形成存在于大陆上的水量有关。冰川冰的 $\delta^{18}\text{O}$ 是富含 ^{18}O 的, Craig (1965) 曾测出目前海洋的平均 $\delta^{18}\text{O}$ 为 -0.08‰ ,但如果全部大陆冰川都融化,海水的 δ 值将减少到 -0.60‰ 。

2. 关于生物体与水的平衡问题

利用生物体碳酸盐测温的前提是:该种碳酸盐是生物在正常盐度的海水中分泌的,并与海水达到氧同位素平衡。但某些生物体的碳酸盐,并未与海水达到平衡。在这种情况下,它们的 $\delta^{18}\text{O}$ 值就不仅是温度的函数,因此前述方程不能使用。与海水处于平衡的生物中,使用最广的是新生代的浮游有孔虫(不包括底栖者)、颗石藻体碳酸盐等,软体动物的腕足类也可使用,与海水未处于平衡的有棘皮动物、海星、蛇尾纲和海百合等的碳酸盐。此外,生物的生态因素对碳酸盐骨骼中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值也有影响。因此,在古温度测定时,不仅要考虑生物的种属特点,而且要注意其生态特点,应选择那些栖息深度稳定的种属进行测定。

3. 关于成岩作用的影响

在成岩作用过程中,随着深度、温度和压力增大,生物骨骼和孔隙水之间将发生同位素交换,当有淡水渗入时,这种改变会更大一些。成岩作用一般是使 ^{18}O 的含量减少,从而使计算温度大大的高于实际温度。成岩以后发生的结晶作用和化学蚀变作用,也有改变原有的同位素组成,并导致古温度测定结果的误差。

由于上述原因,许多学者曾认为:“同位素温度测定,其绝对值未必是精确的”,但可用它来测定地质历史上海洋温度的相对变化,特别是新生代以来的古温度变化就是有效一些。Emiliani 等曾根据远海有孔虫的 $\delta^{18}\text{O}$ 测定值,汇集了更新世期间大洋上部 50 m 深处的温度变化情况,显示了大约在 435000a 以来,大洋中曾经出现过八次温度波动,反映了冰期与间冰期的交替,也有人试图测定中、新生代期间的海洋温度史,但未获满意的结果。

许多学者研究了生物成因的二氧化硅和磷酸盐与海水之间氧同位素分馏和温度的关系,相应的方程式是:

$$T^\circ\text{C} = 5 - (4.5 \pm 0.4)(\delta_{\text{Si}} - \delta_w - 40)$$

$$T^\circ\text{C} = 111.4 - 4.3(\delta_{\text{P}} - \delta_w)$$

式中 δ_{Si} 是 SiO_2 的氧同位素组成(SMOW), δ_{P} 为磷酸盐中的氧同位素组成(SMOW),方程同样存在 δ_w 的确定问题,而且这两条直线方程的斜率与碳酸盐-水温度方程的斜率近似(图 1),图中 $\Delta^{18}\text{O}$ 是给定矿物的 δ 值与和该矿物处于平衡的水的 δ 值之差,和碳酸盐、磷酸盐相比较,二氧化硅比水更富集 $\delta^{18}\text{O}$,然而在所有三个相中,分馏作用与温度的关系实际上是相同的,因此不可能通过测定生物成因的碳酸盐、二氧化碳或磷酸盐时,而同时得到水的温度和同位素组成(Fanre 1977)。

二、关于古地理环境

不同环境中形成的碳酸盐岩,其氧碳同位素组成是各不相同的(图2)。J. D. Hudson 对此也有过很好的总结(图3)。

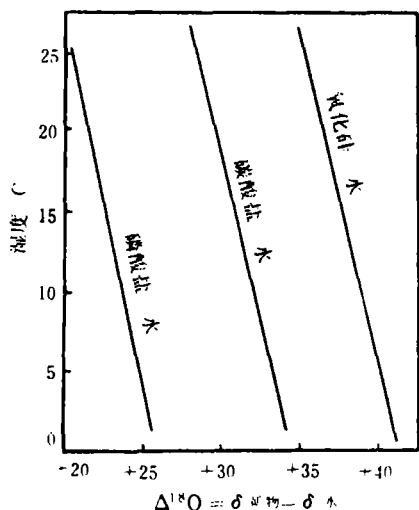


图1 碳酸钙、磷酸盐、二氧化硅与水之间的氧同位素分馏和温度的关系

(据 G. Faure 1977, 均为 SHOW 标准)

Fig. 1. Oxygen isotope fractionation between calcium carbonate and water, phosphate and water, silica and water vs. temperatures (after Faure, 1977).

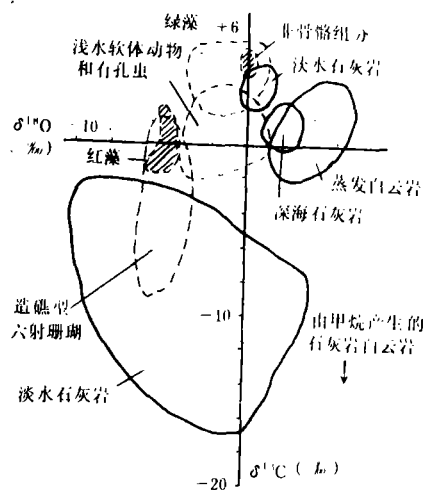


图2 不同类型碳酸盐中的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 的分布(据 J. D. Milliman, 1974)

Fig. 2. Distribution of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ in carbonates of various types(after Milliman, 1974)

一般说来,沉积碳酸盐中的氧同位素组成,主要反映了介质的温度和盐度,在盐度一定的广海沉积中, $\delta^{18}\text{O}$ 值与温度成反比,温度每升高 4°C , $\delta^{18}\text{O}$ 约降低 1‰ 。反之,如果温度一定时,则 $\delta^{18}\text{O}$ 与盐度成正比。而碳同位素组成,则基本上与温度无关,而主要受介质氧化还原条件的控制,即 ^{13}C 的富集程度随碳原子的氧化程度的增加而增强,因此, $\delta^{13}\text{C}$ 的偏负程度是环境闭塞程度和还原强度的标志。此外,碳同位素在海相中接近于 0‰ ,而淡水碳酸盐中则贫于 ^{13}C ,而富于 ^{12}C ,因此,在淡水和咸水、浅海和深海、局限和开放、还原和氧化环境中,碳酸盐的氧、碳同位素组成均有明显的差别。利用这些差别可以作为岩相分析的有用参数。许靖华、何起祥、吴应林等(1985)在研究我国西南早、中三叠世“绿豆岩”等时面上下的碳氧同位素地球化学时,取得了较为满意的结果。

可根据“绿豆岩”底板碳酸盐岩的氧、碳同位素(图4)的平面分布将川鄂黔诸省分为以下四个单元:

1. 黔桂广海区

位于贞丰—贵阳—福泉一线以西,出露广海相的骨屑灰岩,颗粒支撑,泥晶胶结,生物以广

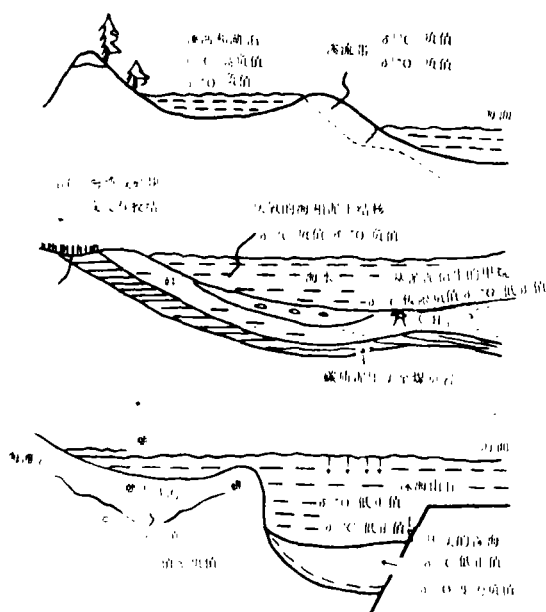


图 3 沉积环境与碳酸盐氧同位素组成变化的关系(据 J. D. Hudson, 1977)

Fig. 3. Relationship between sedimentary environments and isotopic composition of oxygen from carbonates (after Hudson, 1977).

海窄盐性生物如有孔虫、海百合及瓣鳃类等为主。其 $\delta^{18}\text{O} = -4.32\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C} = 2.13\text{‰}$ 。

2. 西南萨勃哈台地

包括贞丰—贵阳一线以北, 龙门山以东的广大地区。区内广泛发育白云岩, 常见硬石膏或石盐与之共生, 大多数白云岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化于 $-1.57 \sim -3.27\text{‰}$ 之间, 高于正常海灰岩 $1 \sim 3\text{‰}$, 这是由于蒸发作用所导致的同位素分馏的结果。因此, 可以推测本区在早三叠世应为干燥气候条件下的萨勃哈型碳盐台地。其 $\delta^{13}\text{C}$ 的分布较复杂, 但均较广海区为轻, 说明水流不畅, 环境相对闭塞, 而等值线所显示的起伏变化, 说明台地内部由于地形变化所造成的氧化还原条件的差异, 也可能与局部滞流环境有关。其中以遵义一带最高 ($-0.77 \sim -0.46\text{‰}$), 高县一带和成都以西偏低 (分别为 $-4.53 \sim -4.17\text{‰}$), 其余地区均在 -2.5‰ 左右。

3. 沙漠菱镁矿湖

位于北碚—利川之间, 区内菱镁矿发育, 外围为白云岩, 其 $\delta^{18}\text{O}$ 值中央部分偏轻, 边缘部分偏重, 似呈牛眼状分布, 当为萨勃哈台地上的孤立湖盆。 $\delta^{18}\text{O}$ 偏低说明湖盆中曾有大量淡水输入, 而湖滨则由于蒸发作用而使 $\delta^{18}\text{O}$ 偏高。碳同位素的空间分布及其所指示的湖盆轮廓, 与 $\delta^{18}\text{O}$ 极为吻合, 极轻的 $\delta^{13}\text{C}$ 说明水体滞留和还原程度很高, 应为一深水湖泊, 湖滨周围的高值, 反映了以氧化作用为特征的地形隆起带。

4. 次生石灰岩带

宜宾以东至鄂西广大地区以及龙门山区的绿豆岩底板为结晶灰岩和交代灰岩层, 镜下为中细粒镶嵌结构, 颗粒呈凝块状或云雾状消光, 是典型的去白云岩结构。其同位素组成特点是 $\delta^{18}\text{O}$ 出现极大的负值, 龙门山地区为 $-10.43 \sim -11.50\text{‰}$; 宜宾以东为 $-8.96 \sim -15.08\text{‰}$ 。但碳同位素与周围的白云岩无差别。这样的氧、碳同位素组成不是淡水灰岩的特点, 而可能是淡

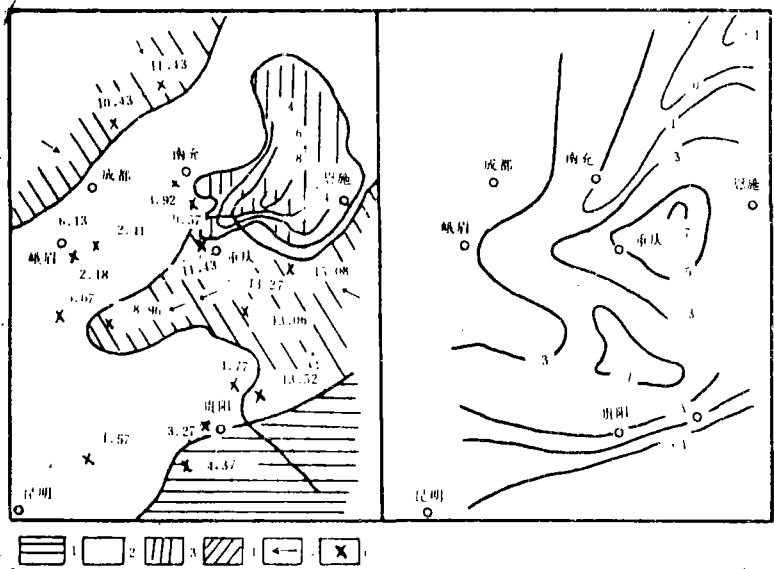


图 4 “录豆岩”底板碳酸盐岩的古地理略图及 $\delta^{18}\text{O}$ 等值线(左)和 $\delta^{13}\text{C}$ 的等值线图(右)

1. 黔桂广海区、2. 西南萨勃哈台地、3. 沙漠菱镁矿湖、4. 次生石灰岩带、5. 地下水运动方向、6. $\delta^{18}\text{O}$ 值点。

Fig. 4. Schematic palaeogeographic map showing the distribution of carbonate rocks at the bottom of “mung bean rock” and $\delta^{18}\text{O}$ isoline (left) and $\delta^{13}\text{C}$ isoline (right).

1=Guizhou-Guangxi open sea area; 2=sabkha platforms in Southwest China;
3=lakes in desert in which magnesite was deposited; 4=secondary limestone zone;
5=movement direction of groundwater; 6=sampling location for $\delta^{18}\text{O}$ values.

水作用下去白云岩化的产物,是一种次生灰岩,其地下水活动方向可能包括西部和东部两个方向。

沈德麒(1983)、刘文均(1987)在研究华南泥盆系碳酸盐沉积相时,也曾注意到由台地→浅海陆棚→盆地环境,随着沉积盆地深度的加大和由局限到开放的变化,碳酸盐岩的氧、碳同位素组成均有同步增大的特点(图 5、表 1)。

表 1 湖南泥盆系棋梓桥组不同环境碳酸盐岩的氧、碳同位素组成

Table 1 Isotopic compositions of oxygen and carbon from carbonate rocks in distinct environments in the Devonian Qiziqiao Formation in Hunan

环境	岩石	样品数	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}(\text{PDB})$		$\delta^{13}\text{C}\text{‰}(\text{PDB})$	
			范围	均值	范围	均值
台地 (潮坪泻湖)	泥晶灰岩	11	-18.59—-10.47	-13.46	-2.21—0.90	-0.48
生物礁	礁灰岩	3	-13.17—-7.40	-9.51	1.03—2.17	1.42
浅海陆棚	泥晶灰岩	5	-10.73—-7.65	-8.77	-2.36—0.90	-0.35
盆台	泥晶灰岩	7	-7.24—-5.017	-6.44	0.12—2.39	1.23

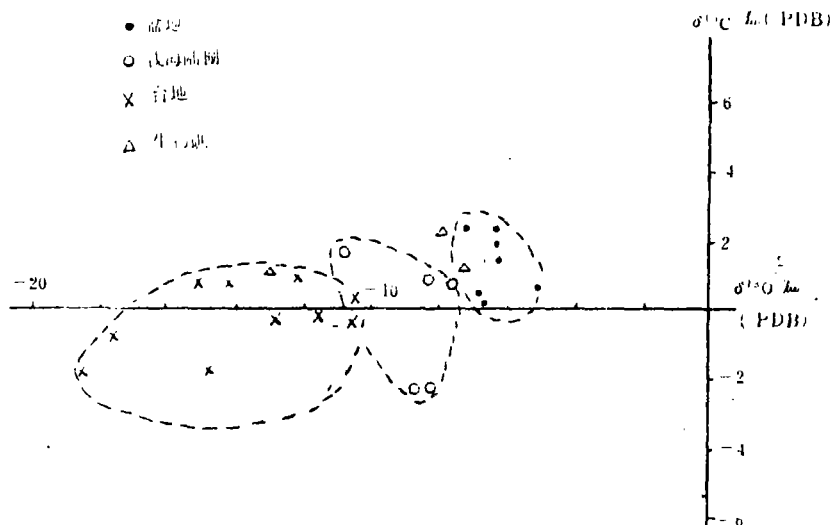


图 5 湖南泥盆系棋梓桥组不同岩相碳酸盐岩中的氧、碳同位素组成(刘文均 1987)

Fig. 5. Isotopic compositions of oxygen and carbon from carbonate rocks in different sedimentary facies in the Devonian Qiziqiao Formation in Hunan(after Liu Wenjun, 1987).

利用海生植物和陆生植物中 ^{12}C 含量的不同,也可用以区别淡水和海水碳酸盐以及确定海岸线位置等。

由于陆生植物比海生植物富 ^{12}C ,因而海水中含有较多有机成因的 CO_2 ,且盐度低于海水,这就造成淡水的氧、碳同位素组成比海水轻,结果导致淡水碳酸盐的同位素组成也比海水碳酸盐的轻。淡水灰岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 为18—25‰,海水灰岩为22—30‰(Smow Taylor 1967), $\delta^{13}\text{C}$ 分别为9.82—14.10‰(平均为-2.28‰)和2.44—3.33‰(平均-0.24‰)(Craig 1953),根据这一特点,基本上可区别咸水、半咸水和淡水中形成的灰岩。Weber曾用如下的经验方程来区分侏罗纪以来形成的海相和淡水灰岩:

$$Z = a(\delta^{13}\text{C} + 50) + b(\delta^{18}\text{O} + 50)$$

式中的 $a=2.048$, $b=0.498$,当 $Z>120$ 时为海相灰岩; $Z<120$ 时为淡水灰岩。当然在使用这一标志时,还应考虑成岩作用及其它地质作用的影响,如重结晶作用等。

利用淡水及海水氧、碳同位素组成的差别,也可确定海岸线的位置、盆地形状、海进海退变迁和沉积物质来源等有关问题,墨西哥湾现代沉积物中有机碳的 $\delta^{13}\text{C}$ 值的分布特征即为一例(第二讲图7)。Weber(1975)曾根据灰岩的碳同位素组成的变化,成功的重建了宾夕法尼亚系(C_1)文特波尔盆地的沉积环境。他根据 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值等值线平行于海岸线的特点,用 $\delta^{13}\text{C} = -5\text{‰}$ 的等值线圈出当时的海岸线;用 $\delta^{13}\text{C} = -1\text{‰}$ 的等值线圈出了文特波尔盆地的中心;还根据 $\delta^{13}\text{C}$ 值等值线的形状,指出当时淡水的补给区和未被发现的滨岸三角洲;利用 $\delta^{13}\text{C}$ 值的三维空间变化,判断海进、海退的变迁,指出了该盆地早期范围较小,后期因海浸作用,盆地的面积有所扩大。

三、关于古环境的系统状态问题

沉积岩中的硫化物,通常是由沉积物的孔隙溶液、海水底层水或流经富含有机质地层的地下水中所含的硫酸盐被厌氧细菌还原所产生的 H_2S 与金属离子结合而成的。这些硫化物的 $\delta^{34}S$ 值的特点和偏离原始硫酸盐 $\delta^{34}S$ 值的程度,是同位素分馏效应(K_1/K_2)和系统状态(封闭还是开放)这两个因素控制的。

同位素分馏效应(K_1/K_2)通常受与质量有关的反应速度的影响,可从 1.015 增加到 1.065,而系统状态则与沉积环境有关。

所谓开放系统是溶液中溶解的硫酸盐,在还原作用和沉积作用过程中,由于细菌还原作用所消耗的量可以从上覆海水中通过扩散作用而得到不断的补充。换句话说,其硫酸盐的消耗量大致等于或小于供给量,因而系统中硫酸盐的同位素组成基本保持不变。在这种环境下所形成的硫化物的 $\delta^{34}S$ 值也基本保持不变。这种系统相当于自然界开放的深海或静海环境,其中所产生的硫同位素动力分馏效应(K_1/K_2)为 1.040—1.060,所形成的硫化物的 $\delta^{34}S$ 值不仅相对稳定,而且一般比同期海水的 $\delta^{34}S$ 值低 40—60‰,由于不同地史时期内海水硫酸盐的 $\delta^{34}S$ 值变化于 10—30‰之间,因此在这种系统中,由于还原硫酸盐而形成的硫化物的 $\delta^{34}S$,变化于 -10—-50‰之间,而且其中形成的 $CaSO_4$ 的 $\delta^{34}S$ 值,大致接近于同期海水的硫同位素组成。例如现代海洋调查结果表明,在黑海的静海部分,位于底部沉积物上部的黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值为 -21.1—-30.5‰,海水硫酸盐的 $\delta^{34}S$ 值为 +21.0—+25.7‰,其差值(Δ 值)为 42.1—56.2‰,即分馏系数为 1.042—1.056(维诺格拉多夫,1962);又如加里福尼亚圣巴巴拉静海盆地底部,黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值为 -20.0—-27.0‰,与其伴生的硫酸盐的 $\delta^{34}S$ 值为 +17.0—+27.0‰, Δ 值为 40—70‰。

所谓封闭系统,是指硫酸盐的补给速度小于硫酸盐还原速度的体系。例如浅海、半咸水或淡水环境的潮汐泻湖,潮汐平原、沼泽和三角洲,以及其他一些含有溶解硫酸盐和有机营养物质的孤立水体。在这种封闭系统中,由于细菌还原硫酸盐时, $^{32}SO_4^{2-}$ 优先被还原为 H_2S ,因而,开始形成的硫化物以富含 ^{32}S 为特点,残余下来的硫盐则逐渐的富于 ^{34}S 。所以,越晚期形成的硫化物越富含 ^{34}S 。在这种系统中 $K_1/K_2=1.025$,即它所形成的硫化物的 $\delta^{34}S$ 值约比硫酸盐低 25‰,但其中形成的蒸发盐的 $\delta^{34}S_{CaSO_4}$ 值始终大于溶解硫酸盐的 $\delta^{34}S$ 值。

这种封闭系统还可能有两种情况。

其一是对 H_2S 开放的系统。这种系统中的 H_2S 形成后,即迅速扩散、消耗,或者有大量金属离子存在而使 H_2S 迅速转变为金属硫化物而从系统中沉淀下来。在这种环境下形成的硫化物的 $\delta^{34}S$ 值,早期以富含 ^{32}S 为特点,随后 $\delta^{34}S$ 值逐渐增大,还原作用结束时,即后期形成的硫化物,其 $\delta^{34}S$ 值会超过还原作用开始时硫酸盐的 $\delta^{34}S$ 值。但整个系统中硫化物的 $\delta^{34}S$ 值的变化是比较平缓的。

其二是对 H_2S 封闭的系统。 H_2S 形成后由于金属离子供应不足而不能迅速转变为硫化物而沉淀。在这种系统中的硫化物,早期最大限度的富 ^{32}S ,然后 $\delta^{34}S$ 逐步增高,反应结束, $\delta^{34}S$ 值约等于还原作用开始时硫酸盐的 $\delta^{34}S$ 值。整个系统中硫化物的 $\delta^{34}S$ 值变化转迅速。以上几种环境下沉淀的硫化物的 $\delta^{34}S$ 值分布特点如图 6 所示。反之也可以根据沉积物准同生阶段形成的硫化物的 $\delta^{34}S$ 值来判断其环境特点。湖南城步铺头沉积黄铁矿床的研究结果,提供了这

方面的有效例证(刘文均,1984)。

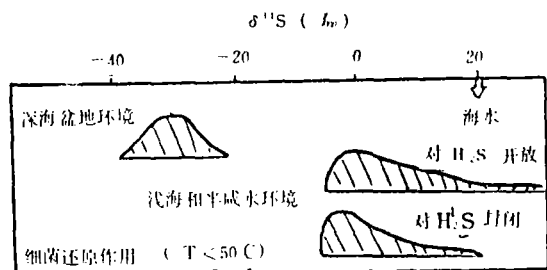


图6 不同沉积环境下硫化物的硫同位素分布特点(据 Ohmoto 1979)

Fig. 6. Distribution of sulfur isotope from the sulfides in distinct sedimentary environments (after Ohmoto, 1979).

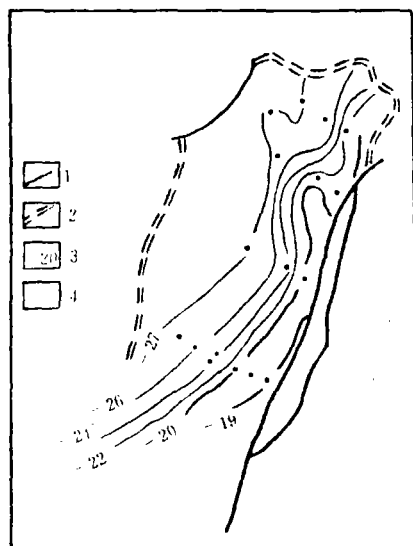


图7 湖南铺头黄铁矿床的 $\delta^{34}\text{S}$ 等值线图

1. 断层, 2. 矿层露头, 3. $\delta^{34}\text{S}$ 等值线, 4. 采样点。

Fig. 7. $\delta^{34}\text{S}$ isoline of the Putou pyrite deposit in Hunan.

1=faults; 2=outcrops of ore beds;

3= $\delta^{34}\text{S}$ isoline; 4=sampling location.

铺头黄铁矿床位于泥盆世棋梓桥晚期,受北东向基底断裂扩张活动所控制的城步—新化线状深水盆地中。含矿岩系为一套含浮游生物的泥灰岩、泥质灰岩及硅质岩组成的暗色岩系。矿体产于硅质岩中,呈似层状整合产出,平面上为一北东向透镜体,其东侧有一深水丘礁群。矿石矿物仅有黄铁矿一种,普遍具莓球状结构及水平纹层状、条带状构造。矿床的硫同位素组成以富含 ^{32}S 为特点,分布集中,分布范围为 -17.4‰ — -28.0‰ ,平均值为 -23.7‰ ,极差 10.6‰ ,标准差 3.64 ,在垂直剖面上, $\delta^{34}\text{S}$ 值不随时间的发展而变化,根据矿区不同钻孔的39个样品的结果,矿床的 $\delta^{34}\text{S}$ 值在空间上有一定的变化规律(图7),即沿矿体走向方向上 $\delta^{34}\text{S}$ 值比较稳定,而在倾向上由西到东, $\delta^{34}\text{S}$ 值逐渐上升,到丘礁边缘上升到 -20.2‰ 左右。如果以中泥盆世海水硫酸盐的 $\delta^{34}\text{S}$ 为 $+17.3\text{‰}$ 计(Sangster 1979),而此矿床的 $\delta^{34}\text{S}$ 平均值为 -23.7‰ ,即比同期海水约低 41‰ ,其环境的分馏系数(K_1/K_2)约等于 1.041 。这表明铺头黄铁矿床应是静海开放系统中的产物。这个结论与地质观察结果完全一致,与现代海洋调查结果也是相当的。整个矿床 $\delta^{34}\text{S}$ 的离散范围较小,矿层垂直剖面上变化很小,均表明沉积环境是处于相对稳定的开放系统,而矿床 $\delta^{34}\text{S}$ 值在倾向上的变化,说明东侧较西侧的沉积环境相对较封闭一些,因而使硫酸盐的补给受到一定程度的限制,这种限制可能是与生物礁所造成的局部滞流环境有关。

四、关于古海平面的变化问题

全球性的海平面升降问题,是沉积学中重要问题之一,通过识别海平面波动旋回的沉积记载来划分地层和解释地质记录,是被列入 GSGP 主要研究内容之一。对全球性海平面波动旋回的认识,可以用各种方法,同位素地球化学的方法也能提供重要的佐证。J. Hoefs(1981) 曾经

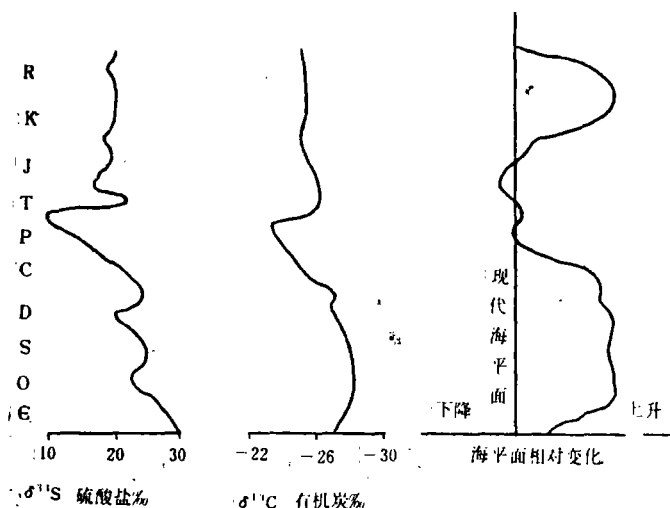


图8 $\delta^{34}\text{S}$ 和有机 $\delta^{13}\text{C}$ 年龄曲线及海平面变化曲线
(据 Hoefs 1981)

Fig. 8. Curves for $\delta^{34}\text{S}$ and $\delta^{13}\text{C}$ of organic carbon and sea level fluctuations(after Hoefs, 1981).

注意到海平面的升降与相应地史时期硫酸盐的 $\delta^{34}\text{S}$ 值和有机碳的 $\delta^{13}\text{C}$ 值有对应关系(图8)。在海平面上升时期,硫酸盐的 $\delta^{34}\text{S}$ 值升高,而有机碳的 $\delta^{13}\text{C}$ 值降低;反之在海平面的降低时期,海水中硫、碳同位素组成向相反的方向变化。F. T. Mackenzie 等(1981)认为这是由于海平面升高时期,陆地面积相对缩小,由剥蚀而带入海洋的硫化物硫和有机碳的碳的数量也相应减少,海洋中生物则大量发育,细菌还原硫酸盐作用加剧,因而导致黄铁矿的大量形成和海水硫酸盐 $\delta^{34}\text{S}$ 值的升高,而富 ^{13}C 碳酸盐的大量沉积,也必然导致有机碳的 $\delta^{13}\text{C}$ 值进一步降低。

在关于 CREC-GSGP 的试点项目,即“白垩纪地质纪录与全球地质作用、资料、韵律和事件”的研究中,也发现在早、中白垩世(即森诺曼阶和土仑阶)之间,发生过一次全球性的海平面上升事件。在此事件不到1Ma的时间内,大陆边缘和陆表海中有有机碳埋藏速度增大,出现了全球性的黑色页岩沉积。与此同时形成的远洋和陆棚灰岩中 $\delta^{13}\text{C}$ 值增高达5‰左右(图9),其原因是由于沉积物中大量有机碳的束缚作用导致 $\delta^{13}\text{C}$ 降低和水中 ^{13}C 富集。此外,陆棚灰岩的高 $\delta^{13}\text{C}$ 值与 Mn 的富集之间也存在着正相关关系。

由此看来,大的海浸,使陆棚面积扩大、水体加深、浪基面上升,光合作用所能达到的界面也随之而上移,从而导致缺氧或还原环境扩大、有机碳的埋藏速度增大,造成全球性缺氧事件和黑色页岩沉积、海水中碳、硫同位素发生异常并可能与烃类的聚集和沉积金属矿床有成因联系。大海浸的起因则可能与海底扩张活动、火山作用、上翻洋流、气候与温度等有关。

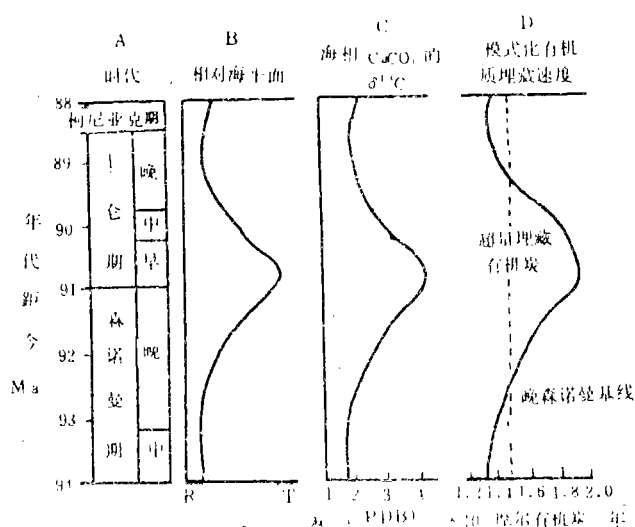


图9 森诺曼—土伦期海浸相对时间及其海相 $CaCO_3$ 的 $\delta^{13}C$ 值的比较

(据 M. A. Arthur 等 1987)

Fig. 9. Relative ages for Cenomanian—Turonian transgression and comparison of $\delta^{13}C$ values for marine $CaCO_3$ (after Arthur et al., 1987).