

《沉积地球化学应用》讲座(八)

第八讲 微量元素研究在沉积学中的应用(2)

《沉积地球化学应用》讲座编写组

(成都地质学院沉积地质矿产研究所)

利用岩石的微量元素特征来研究沉积岩形成时的古地理和地球化学条件,以及埋藏后的成岩环境特征,是沉积地球化学的一个重要方面。通常包以下内容:

一. 古地理和古环境的研究

1. 区分淡水和海水沉积物

利用微量元素与古盐度的关系来区别沉积物是淡水还是海水成因,前人已经做过许多尝试,其中用得最多的是 B 和 Sr/Ba 比值。V. M. 戈尔德施密特发现海相泥质沉积物是以水云母为主,其中吸附了大量的 B,其含量远高于陆相沉积物。但具体的判别标准却因不同研究者而异,因此这种比较只有相对意义。而且 B 的含量还与气候有关,一般说来干旱气候下形成的沉积物含 B 较潮湿气候的高一些。如德国蔡希斯坦统的含盐粘土中 B 含量($>0.2\%$)比普通海相粘土岩高出 20 倍。

Sr 和 Ba 在表生带中地球化学性质的差异使我们能使用 Sr/Ba 比值来查明沉积条件。据卡特钦科夫研究,在淡水中 $Sr/Ba < 1$,在海水中大于 1。另外, Sr 在干旱条件下的咸水中大量富集,因此 $Sr/Ba = 20-50$ 时可表明为一种白云石沉积之后的干旱盐湖环境。

A. H. 列兹尼科夫还使用铁锰系数来判断盐度,他认为 $Fe/Mn \approx 1$ 时为正常海水, $Fe/Mn \ll 1$ 时为超盐水, $Fe/Mn \approx 5$ 时为发生了淡化,因此 Fe/Mn 比又称为近岸指数。

Veizer(1978)认为正常海相与超盐度环境之间的大致界限为 $Na \approx 230\text{ppm}$,如测定值介于 $150-300\text{ppm}$ 之间则很难确定。但是,由于 $D_{Na}^{岩石} < 1$,在成岩过程中 Na 含量会逐渐减少。如果有淡水介入时则减少的幅度更大。例如第四纪正常海相白云岩中含 Na 超过 1000ppm ,但许多古代细粒白云岩中低于 200ppm 。这正是成岩稳定化过程中淡水参与的新生变形作用引起的。又如锶,从古生代至现代,它在远海沉积物中含量增加了 2—4 倍、在淡水相中增加了 6—10 倍。

2. 古温度、古气候的测定

关于温度对碳酸钙质贝壳的矿物状态和微量元素含量的关系已作过广泛研究。一般认

为 Mg 在方解石质贝壳中的浓度在许多无脊椎动物中随温度的增高而有规律地增高 (Dodd, 1967), 因而可用来测定古海洋温度。一些苏联科学家还研究出了较成熟的分析方法。利用一些软体动物壳的钙镁比值所确定的古温度比根据 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 得出的值高出 $0.5-2.5^{\circ}\text{C}$ 。

一般用 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 来测定古温度是以中生代的箭石为材料, 但由于前述各种成岩作用的影响, 其测定的准确性已很成问题。此时可用壳中的 Mn 浓度进行校正, 但这种校正因成岩影响也不准确。这就必须考虑到 Mn 主要是成岩过程中进入的, 因此它的增加与壳中次生方解石的增加成正比。换言之, $\delta^{18}\text{O}$ 值与锰含量之间有一定的相关关系 (图 1)。这样, 如果我们能画出地区性的 $\delta^{18}\text{O}$ —Mn 的点绘图, 就能求得经过校正的古温度值。

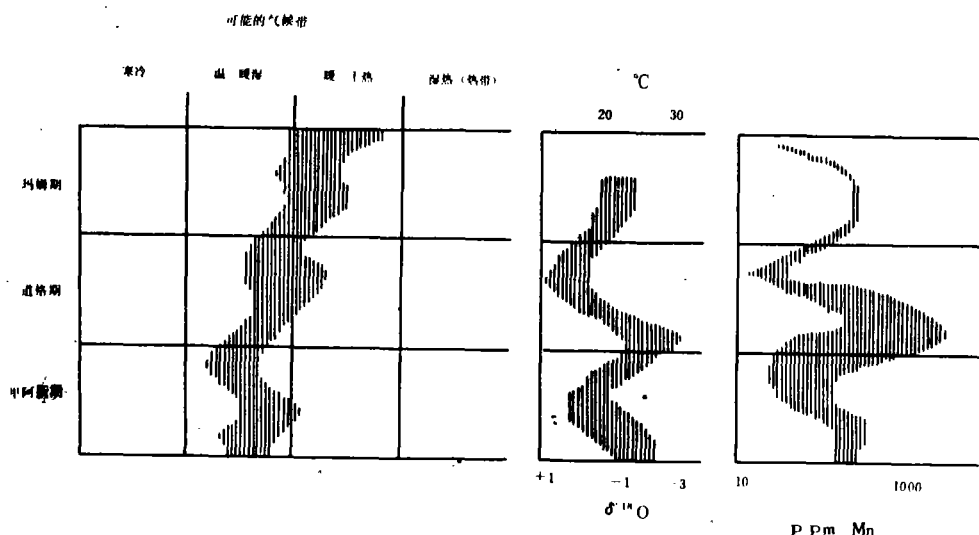


图 1 德国南部侏罗纪的气候变化以及箭石鞘中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 Mn 的变化趋势 (据 Veizer, 1974 修改)

在古生代海洋测温时也遇到相似情况, 一般是愈古老 $\delta^{18}\text{O}$ 愈轻。但这并不反映古生代海洋比现在热, 而更多的是反映有大气水参与的重结晶作用。例如根据 $\delta^{18}\text{O}$ 计算的北美早石炭世海洋温度达 42°C , 可是根据化石组合判断显然不可能有那么高。

综上所述, 无论用 $\delta^{18}\text{O}$ 进行计算, 还是用微量元素来估计都不可能得到很准确的古温度。所以用一些特征的微量元素或微量元素组合来大致区分干旱气候和潮湿气候, 在一般情况下就能满足要求了。例如 Veizer 和 Rudolf, Demovic 在研究喀尔巴阡山西部中生代碳酸盐序列发现石灰岩中 Mn/Ti 和 Mg/Ca 比值受气候的控制 (图 2)。在干旱气候下 Mg/Ca 比值高、斜率陡, 这可能反映了盆地水和岩石所圈闭的原生粒间水本来就具有较高的 Mg/Ca 值。而在潮湿气候下则是含 Mn 高而含 Mg 较少。

元素分布特征还与沉积物类型有关, 如碳酸盐型蓄水盆地本身富 B 贫 Sr, 而氯化物类型盆地含 Sr 特多而含 B 特少, 所以比较应在同类型沉积物中进行。

另外, 时间因素也必须考虑到。如前述的 Mg/Ca 比值, 正如 R. 戴利指出的那样, 这个比值从前寒武纪到新生代不仅在碳酸盐类岩石中逐渐减小, 而且在大陆所有沉积物中也减少。这可能与大陆剥蚀区成分变化有关, 而并不反映气候变潮湿了。

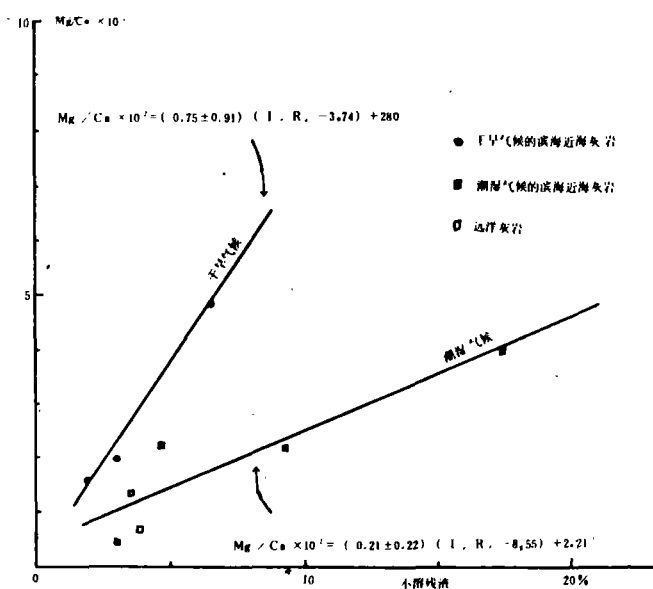


图2 灰岩中 Mg/Ca ——不溶残渣
(I. R.) 的点散图

3. 判断沉积环境

利用微量元素判断沉积环境实际上就是研究古盐度和古气候的综合效应。在研究初期一般多局限于第四纪沉积物,特别是那些未石化的A(文石)和HMC(高镁方解石)向成岩稳定组合(DLMC)转化的剖面中。Sr、Mg及其他微量元素都是很好的指示剂。陆棚碳酸盐相表现出比远洋和泻湖相沉积物更强的Sr的消耗。这是由于:1)它们是A和HMC的混合物,因此与富含文石的泻湖相比较原始B含量较低;2)如与远洋碳酸盐(高LMC)相比稳定性较低;3)它们的孔隙度和渗透率较高,

因而是在一个高水/岩比体系中发生成岩转化(稳定化)。

利用微量元素来区分礁相与非礁相的实例很多,但多数集中在现代沉积物中。如 Stenli 和 Hower(1960)研究了佛罗里达珊瑚礁中Sr的分布,认为礁核含Sr高,而向礁前和礁后变低。

Millimen(1967)研究巴哈马 Hogsty 环礁时发现其中心泻湖沉积物中Sr含量最高。

但古代沉积物中情况显然复杂得多,如前所述,在成岩过程中,无论体系开放与否,也无论有无淡水的淋滤或混合,Sr含量总是降低的,但降低的程度都随体系开放程度和溶液性质而有所不同。Sternberg等(1959)研究了西德三叠纪的Steinplatte礁以后发现Sr含量由泻湖相通过礁核相到礁前相逐渐增加。Veevers(1969)分析澳大利亚D₃—C₁碳酸盐岩后发现,Sr仅在离岸较远的泻湖相中较富集,在礁相和近岸泻湖相中都较低。

Fritz和Katz(1972)、Land和Hoops(1973)等人分析过从二叠纪至中生代浅海相和礁灰岩中的Na。发现与现代沉积一样,其含量明显受不同盐度的控制。高含量(80—200ppm)与中含量(150ppm)多见于局限泻湖环境和有蒸发盐的碳酸盐地层;低含量(30—90ppm)则见于开阔浅海相和礁相灰岩中。在局部含叠层石和溶塌角砾的早期白云岩中Na含量达440ppm,但晚期白云岩Na含量低于100ppm,显然有淡水的介入。

许多学者认为,Mn、Fe含量和与不溶残渣有关的Co、Ni、Zn、Mo、Pb等均可用以区分深海或浅海碳酸盐沉积物。Veizer(1967)分析了捷克斯洛伐克上侏罗统碳酸盐岩微量元素后认为,浅海相Mg、Sr高而深海相Mn高。Tucker(1973)和Franke(1975)先后研究了西德上泥盆统碳酸盐岩后也得到相同结论。Buggisch(1980)利用Mn含量变化划分出了南阿尔卑斯二叠系碳酸盐台地的大陆边缘。Jaffrezo和Renand(1979)甚至以Fe/Mn比值来作为距海岸远近的

指标。

持不同意见的 Annovi(1980)指出,浅海相区泻湖相碳酸盐中含 Mn 高,因为镁方解石多于文石,这有利于 Mn 交代镁方解石中的 Mg。Lutue(1976)和 Cerny(1976)甚至认为 Mn 存在于不溶残渣之中。

Sr 的富集往往与高盐度有关,因此过去常用来判断和区别潮坪或泻湖环境。但是如果再考虑到 B、Na、K、Fe 等元素以及它们间的相关系,则这种判断会更加准确。C. M. 卡特钦科夫就曾利用 Sr/Ca 比来判断沉积条件。在淡水沉积物中该值小于 1,在海相沉积物中大于 1,在蒸发相中特别高。

但值得注意的是,成岩过程中 Sr 的减少速度因沉积物中泥质增多而变慢,这一点在分析古代岩石时应引起特别的注意。

另外,在研究沉积环境时,除了应用必要的地球化学指标以外,还必须综合考虑其他的生物或沉积构造标志。例如很高的 Mg/Ca 比, Sr/Ca 比以及 Sr/Ba 均是潮坪相的特征,但反之不尽然。此时还必须辅以其他标志,如纹层、鸟眼、干裂、叠层石等沉积标志方可确定。

4. 分析沉积盆地构造环境

根据沉积物中部分微量元素和常量元素的组合特征,能大致地区分地台型和地槽型沉积类型。苏联学者 A. B. 罗诺夫等人对俄罗斯地台和高加索的中—新生代地层中一些无氧化物研究表明,在地台型的粘土和砂中, CaO 在离岸 250—500Km 盆地中心部分最富集,而在大高加索地槽内为离岸 0—50Km 的滨岸带内富集。在地台上 Al_2O_3 含量在砂里是从陆相往远海增高,而在粘土中则是降低。在地槽区 Al_2O_3 含量沿相的剖面变化很小。 Na_2O 的含量和 Na_2O+K_2O 的总和都从地台向地槽深处逐渐增大,而 Na_2O/K_2O 比值则在这个方向上逐渐减小。F. 佩蒂庄称之为“沉积物成熟系数”的 Al_2O_3/Na_2O 比值,也有类似变化。微量元素 Mg、P 和 Mn 的习性与 Na 相似,而 Fe、Ti、Si 的习性与 Al 相似。

根据 K 和 Al 对 Na 的比值不仅能区别出地台型沉积物和地槽型沉积物,而且还能区别出地槽建造的主要类型。从 K/Na—Al/Na 的相关系成因图上可以看出,在苏联高加索地区,这两个比值在火山成因的凝灰砂砾岩建造中最低,在复理石建造中最高,而在复矿碎屑建造、层状石灰岩建造及类复理石建造中居中。

Э. Н. Янов 还提出了“元素浓度系数”的概念,力图用多种元素在砂岩和页岩中总的分布特征来定量地区分各种建造类型。

此外,由于砂岩的常量元素及微量元素与矿物成分密切相关,并在一定程度与其成分成熟度有关。因此,砂岩的化学成分常可作为沉积盆地构造分析的标志。H. Blal, G. Middlelon 等(1972)就曾用砂岩中 Fe_2O_3+MgO , Na_2O 和 K_2O 的含量划分出优地槽中的钠砂岩、准地槽中的铁钾砂岩和断陷地槽中的钾砂岩。Cook 还根据 SiO_2 的含量和 K_2O/Na_2O 比值,区分出火山岛弧区的贫石英砂的杂砂岩系列:即 SiO_2 平均值 = 58%, $K_2O/Na_2O < 1$; 活动边缘(安第斯型)的中等含石英砂的砂岩系列: SiO_2 为 68—74%, $K_2O/Na_2O < 1$ 和被动边缘的含高石英砂含量的石英砂岩系列: $SiO_2 = 89%$, $K_2O/Na_2O > 1$ 。M. R. Bhalia 等(1985)还根据澳大利亚东部古生代浊积岩层序中杂砂岩的微量元素特征、根据已公认的构造环境,即大洋岛弧、大陆岛弧、活动大陆边缘和被动大陆边缘等,发现 La、Ce、Nd、Th、Zr、Nb、Y、Sc 和 Co 等不活泼元素在判别构造环境上作用很大。一般说来,从大洋岛弧到大陆岛、到活动大陆边缘再到被动大陆边缘,杂砂岩中的轻稀元素(La、Ce、Nd)、Th、Nb 的含量和 Ba/Sr、Rb/Sr、La/Y 和 Ni/Co

比值系统增大,而 V、Sc 含量和 Ba/Rb、K/Th 和 K/U 比值系统减小。他还认为根据 La-Th, La-Th-Sc, Ti/Zr-La/Sc, La/Y-Sc/Cr, Th-Sc-Zr/10 的投影图,可以得到判别沉积盆地构造环境的最佳图解。他们的研究表明,大洋岛弧杂砂岩以极低的 La、Th、Zr、Nb 含量、低的 Th/U 而高的 La/Sc、La/Th、Ti/Zr 和 Zr/Th 比值为特征。大陆岛弧环境杂砂岩的特征是 La、Th、U、Zr 和 Nb 含量增加,且能用 La-Th-Sc 和 La/Sc-Ti/Zr 投影图加以判别。被动大陆边缘与活动大陆边缘相比较,杂砂岩的重要特征是 Zr 含量增大,Zr/Th 比值高,Ba、Rb、Sr 的含量较低,Ti/Zr 的比值也较低,用 Th-Sc-Zr/10 和 Th-Co-Zr/10 的投影图和 Th/Zr、Th/Sr 比值也可对活动大陆边缘和被动大陆边缘加以判别。

二、微量元素在成岩作用研究中的应用

1. 判断成岩溶液的性质

从比较沉积学的研究中发现,许多古代沉积岩与现代沉积物相比,其中的微量元素含量发生了显著的变化。这显然不是沉积环境不同造成的,而是后期在性质不同的孔隙水中发生成岩转化的结果。因此岩石中微量元素的变化趋势是研究成岩溶液性质的最好线索。其中研究得较多而又比较实用的元素是 Sr、Fe、Mn、Na 等。

例如 Sr 在现代海相碳酸盐中含量很高,在高镁方解石中达 1000—5000ppm (Land 和 Gorean, 1970),文石平均含 Sr 9800ppm,白云岩中含 Sr 至少在 1000ppm 以上。可是在古代碳酸盐岩中均低于此值,这显然的反映了淡水的介入作用。但是在定量计算淡水加入的量比和确定淡水和咸水的界限时都会遇到分配系数 D 的不确定性问题。Kinsman (1969) 认为在 25°C 时 $D_{\text{Sr}}^{\text{CaCO}_3}$ 大约是 0.14。如果海水中 Sr/Ca 摩尔比值为 0.0086,则与之平衡的方解石应含 Sr 1375ppm。Behrent 和 Land (1972) 提出,因离子大小的关系,Sr 可能主要取代白云石晶格中的 Ca 而不是 Mg,因而白云石的分配系数只可能是方解石的一半,即 0.07。这样,海水白云石应含 Sr 约为 600ppm。但后来 Land (1979) 在研究牙买加地区埋藏于深部未经暴露的中新统白垩时发现,如果用 0.14 这个值,则需要大得不可能实现的海水量才能使白垩降低到现在的 Sr 含量。因此他认为,要么是实际 D 值比 0.14 低得多,要么就是有淡水加入。据 Annovi 等 (1986) 提出的 $D_{\text{Sr}}^{\text{CaCO}_3} = 0.055$ 可以推算出,如果成岩溶液为海水则方解石含 Sr 430ppm,如为淡水则 Sr 应低于 150ppm,两者之间为混合水。对于更古老的岩石,由于 Sr 的长期成岩消耗,界限值还应更低一些。

田洪均 (1987) 研究了四川甘溪泥盆系剖面后发现,剖面中大量颗粒灰岩和白云岩平均含 Sr 小于 150ppm,说明成岩水以淡水为主。而属于咸化潮坪核形石滩相的白云化灰岩含 Sr 达 168ppm,说明成岩过程中淡水影响很小,主要是保存在粒间的过咸海水在起作用。

West (1974) 在研究美国田纳西州铜岭地区下奥陶统 Knox 组岩石时发现,潮上带的细粒白云岩含 Sr 37ppm,潮下带的中—粗粒白云岩含 Sr 52ppm,均比直接从海水沉淀出的相应值至少低一个数量级。H. G. Churnet (1981) 认为这种无环带构造,成分接近于理想配比的级细—细粒白云岩是准同生潮坪微晶白云岩在有淡水加入的情况下发和加积新生变形作用形成的。而中—粗粒白云石晶体具多道环带,显然不是由细粒白云石加积作用形成。据 Sr 和 Na (319ppm) 含量推测,应有一定量淡水加入,因此应是海水和淡水混合作用的产物。而且它的 Sr/Ca (0.00024) 仅为同期方解石值 (0.0004) 的一半,表明灰岩的稳定比和粗粒白云石的生成都发生在同一相似溶液中。

碳酸盐岩中 Na 的含量往往作为海水古盐度的指示剂。在现代海相白云岩中含 Na 超过 1000ppm, 灰岩含量更高。古代碳酸盐岩中 Na 的降低同样解释为成岩过程中大气淡水介入的结果。

与 D 小于 1 的 Sr 和 Na 不同, $D_{\text{Mn}}^{\text{方解石}}$ 在 25°C 时为 15 (Pingitore, 1978)。从正常海水 (含 Mn 0.002ppm) 中沉淀出来的方解石晶体应含 Mn 30ppm。古代碳酸盐岩中 Mn 含量的增加据分析也是反映成岩过程中淡水的加入。但是 Mn 不仅可来自雨水, 也可来自页岩脱水形成的地层卤水, 而且随着岩石年龄的增加, Mn 呈总的增长趋势。

Fe 的变化趋势与 Mn 有些相似, 但是 Fe 不仅可以来源于淡水, 也可大量来自含铁矿物的成岩蚀变。所以 Fe 有随时代和埋藏深度的增加而增加的总趋势, 更多地是反映成岩强度的增加而不是淡水影响的加强。

成岩溶液性质的变化可以通过矿物晶体内成分环带构造而反映出来, 这种环带可以通过染色和阴极发光技术而观察到。例如田纳西州铜岭地区下奥陶统 Knox 组粗晶白云岩有多达 8 条不同亮度的阴极发光环带。电子探针测定表明这是 Fe/Mn 的不同而造成的, 其总的变化趋势是 Fe 含量从晶体中心至边缘不断增加, 至外缘时已能用铁氰化钾染成深蓝色。

田洪均 (1987) 在研究川西甘溪泥盆系剖面时发现, 一些粗晶白云石晶体表现出从中心富 Ca 相变至边缘接近于理想配比。Fe 在中心和边缘均较低, 而仅在发光最暗的近边缘暗 (阴极发光) 带中含量最高。这说明白云石晶心部分是在溶液刚好或略为对方解石不饱和时发生的, 而最外缘的清彻亮边表明对方解石完全不饱和 (Sibley, 1979)。

据 Veizer (1974) 和 Richter (1978) 等人的资料, Fe/Mn 值也可作为陆地影响, 即淡水介入程度的指标。当 Fe 远大于 Mn 而 Fe 又是以 Fe^{3+} 为主时, 可说明成岩溶液中有大量淡水加入。因此可认为贫 Mn^{2+} 和富 Fe^{3+} 的成岩溶液是以淡水为主, 富 Mn^{2+} 和贫 Fe^{3+} 的则是以海水为主。现代碳酸盐沉积物的研究证明了这一点, 海水成因方解石 $\text{Fe}/\text{Mn} \approx 1/30-2$, 淡水成因方解石 $\text{Fe}/\text{Mn} \approx 5.5-11$ 。所以, 由阴极发光环带反映出来的这种成岩溶液的变化实际上反映了成岩过程中淡水影响的强弱。

值得注意的是, 在利用全岩测定微量元素时, 应注意排除粘土吸附效应的影响。田洪均 (1987) 发现碳酸盐岩中粘土含量与 Sr 含量间为正相关关系。从而证明了 Bausch (1965, 1968) 关于泥质对 Sr 的吸附并阻止了碳酸盐矿物新生变形作用的观点。因此研究岩石微量元素时, 应尽可能在颗粒或胶结物的单晶上进行, 并最好与阴极发光相配合。

2. 成岩作用期次和强度的判断

根据碳酸盐—水体系中, 分配系数 $D < 1$ 的元素 (如 Sr、Na) 在成岩过程中在晶体内逐渐减少, 而 $D > 1$ 的元素 (如 Fe、Mn) 逐渐增加这一基本原理, 可划分出碳酸盐岩成岩作用的期

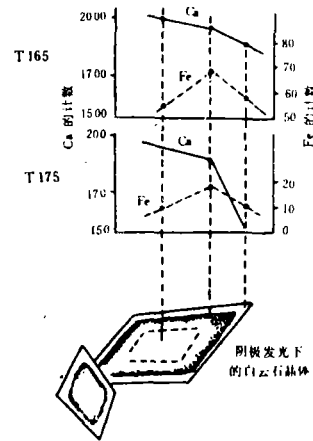


图3 白云石晶体发光特征与 Ca、Fe 相对含量 (用 EDX 计数表示) 的关系图 (据田洪均, 1987)

次和相应的强度(稳定化程度)。一般说来是岩石愈古老,或稳定化进程愈快,则含 Sr 愈少而含 Fe 愈多。即可用 Sr 和 Fe 的相对增量来对比不同环境、不同成因、甚至不同时代的交代白云岩的稳定化程度(灰岩中均转化为成岩低镁方解石,白云石为理想配比,有序度为 1)。

赵逊(1985,私人通讯)在研究了广西六景中泥盆统白云岩中的 Mn 和 Sr 含量以后,发现二者含量较现代类似沉积物低很多,理越到成岩晚期含得愈少。据此,他把该区白云化作用分为两期 7 个阶段。第一阶段早期成岩白云岩(含叠层石)含 Mn99ppm, Sr266ppm;晚期成岩第二阶段白云岩含 Mn66ppm, Sr208ppm;第 3—6 阶段含 Mn48ppm, Sr205ppm;第 7 阶段白云岩含 Mn22ppm, Sr75ppm。这种变化绝非因深度变化而引起,而是在白云石化过程中随着淡水的加入、氧化作用的加强、溶液中 Mn^{2+} 部分氧化为 Mn^{3+} ,因而能取代白云石中 Mg^{2+} 的 Mn^{2+} 减少,造成了白云石中 Mn^{2+} 愈来愈少。显然,这是一个高水/岩比值的开放成岩体系。

如前所述,用 Sr、Fe、Mn 的相对增量也能对同期不同相的碳酸盐岩进行成岩强度的对比。如川西甘溪泥盆系剖面中,原始沉积相为动荡浅滩相,含粘土最少的颗粒白云岩与原岩相比 Sr 减少得最多(达 60%),Fe 增加得最多(达 58%);相反,含粘土较多的台地—潮坪相微晶灰岩白云化后 Sr 减少 22%,Fe 增加 48%。这说明前者稳定化进程比后者快得多,或者说具更高的成岩深度,前者的有序度达 0.97,而后者只为 0.80 左右(田洪均,1987)。

3. 恢复成岩变化前原岩和生物碎屑矿物成分

碳酸盐沉积物中 Sr 含量与生物类型关系已为人知。Hoskin(1968)对墨西哥近代 Alacran 礁体的 Mg、Sr 进行研究表明,Mg 最高的沉积物接近红藻,Sr 含量最高的靠近含 Sr 高的珊瑚和 *Codiacean* 藻。

已经发生了成岩作用的骨屑,其原始成分亦可由微量元素推测出来(brand 和 Veizer, 1980)。古生代灰岩在成岩过程中,除发生结构转变外,还会发生 Sr 的减少和 Mn 的增加。原由文石和高镁方解石组成的生物骨屑 Sr 丢失得最多,仅有少部分 Sr 由其转变成低镁方解石而继承下来。若原始成分为低镁方解石,则 Sr 丢失很少。

Veizer 和 Demovic(1974)、Friedman(1968)等人的研究表明,来源不同的方解石、灰岩屑等含 Sr 不同。由不同的生物化学、物理化学条件下形成的泥晶灰岩(自生泥晶或异化泥晶)也可由于其不同的 Sr 含量而加以区别。

4. 判断古含水层的古流向

在具慢到中等流速的古含水层中,可推测在流动前进方向上 $D\%_{Co} < 1$ 的微量元素将富集,而 $D > 1$ 者将发生贫化,这也反映在 DLMC 中微量元素的区域性梯度上。Land(1975, 1980)和 Meyers(1978)认为完全可以用微量元素法来解决油藏地质学中地下水流向和烃类运移方向等问题。但这必须在一定区域内对某些特定组分(如化石、特定世代的胶结物等)作大量的测试,以作出区域性微量元素等值线图之后。应特别注意:只有同一世代的胶结物才能对比。

5. 古潜流带的确定

在潜流带内有一个永久水流区,而渗流带内只有暂时性水流。潜流带内碳酸盐经历迅速的 A 和 HMC 向 DLMC 的转化,使其碳酸盐骨架早于渗流带,由于成岩体系具高水/岩比, Sr、Mg、Na 的丢失和 Mn、Fe 的获得在该带非常显著。该带埋藏后也非常稳定,因而可根据微量元素丰度再结合同位素和岩石学标志而在剖面加以确认(Wagner 和 Matthews, 1982)。

6. 胶结物成因的确定

微量元素技术是研究碳酸盐胶结物的有力工具。一般说来,只要测出其微量元素含量,就可以根据其相应的分配系数 D 来计算原始母液的近似成分。可惜的是这个系数往往很不准确。从理论上讲,该法可区别各种成因的和不同来源的胶结物。如从浅部大气水中沉淀出来的方解石应贫 Na 、 Sr , 富 Mn 、 Fe , 但可能富 Mg ; 从深盆海水中沉淀的方解石则相反; 从较暖深水中沉淀的方解石应比从较冷的浅水中沉淀的方解石的 $\delta^{18}\text{O}$ 更轻 (Hudson, 1977)。

对岩石中不同期次的方解石胶结物进行微量元素研究, 还能了解岩石的成岩过程。例如川西甘溪泥盆系剖面中一些颗粒灰岩内发现有两种胶结物, 一种是残留在生物体腔孔中的富 Mn 相亮晶方解石, 阴极发光姜黄色; 一种是粒间大量存在的富 Fe 相亮晶方解石, 阴极发光为暗褐至黑色。说明前者是海水成因; 后者成因则以淡水为主, 是成岩水溶掉前期海水胶结物后才沉淀下来的。

7. 白云石化研究

白云石中微量元素分配系数 $D_{\text{Sr}}^{\text{dol}}$ 变化于 0.025—0.07 之间。由于 Sr 多取代白云石晶格中 Ca 的位置, 所以 $D_{\text{Sr}}^{\text{dol}}$ 应为 $D_{\text{Sr}}^{\text{CaCO}_3}$ 的一半 (Behrens 和 Land, 1972)。

一般认为生成白云石的溶液可以是超盐度的, 或者海水—淡水的混合水。白云石可直接从超咸海水中沉淀, 也可以马上交代刚刚沉沉下来的微晶方解石, 此时白云石晶体中 Sr 含量应超过 600ppm。正常盐度海水与海相文石具一致的 $m_{\text{Sr}}/m_{\text{Ca}}$ 比值, 只有强烈蒸发作用才能提高海水或孔隙水的盐度使沉淀物具高于 600ppm 的 Sr 。

对于 Sr 浓度为 20—600ppm 的白云石, 其成因与混合水有关。图 4 表明了白云石晶体中 Sr 浓度与海水—淡水混合比例间的关系。这种混合水仍然保留了海水的 $m_{\text{Sr}}/m_{\text{Ca}}$ 比, 但绝对浓度却降低了。准同生—早期成岩白云岩对高分配系数而言是一种非平衡体系, 所需要的 Sr 由含锶很高的文石溶解供给。晚期成岩白云岩对于低分配系数而言是一种平衡组合, 一般不可能直接从海水或淡水中沉淀出来, 而是多次成岩稳定化产物。这种早期成岩型白云岩多为层纹状、细粒、含 Sr 100—1000ppm; 晚期成岩白云岩则为块状、粗粒、清彻、自形、含 Sr 30—100 (或 150) ppm (Veizer 等, 1974)。

目前, 无论对于直接沉淀还是交代成因的白云石, 其生长动力学机制都还不清楚。很可能 $\text{A} \rightarrow \text{dol.}$ 以及 $\text{HMC} \rightarrow \text{dol.}$ 的转化过程是以扩散机制 (质量溶解不平衡) 为主; 而 $\text{LMC} \rightarrow \text{dol.}$ $\text{DLMC} \rightarrow \text{dol.}$ 的转化是以表面反应 (质量溶解平衡) 为主。前者是低 SI 体系, 后者是高 SI 体系。

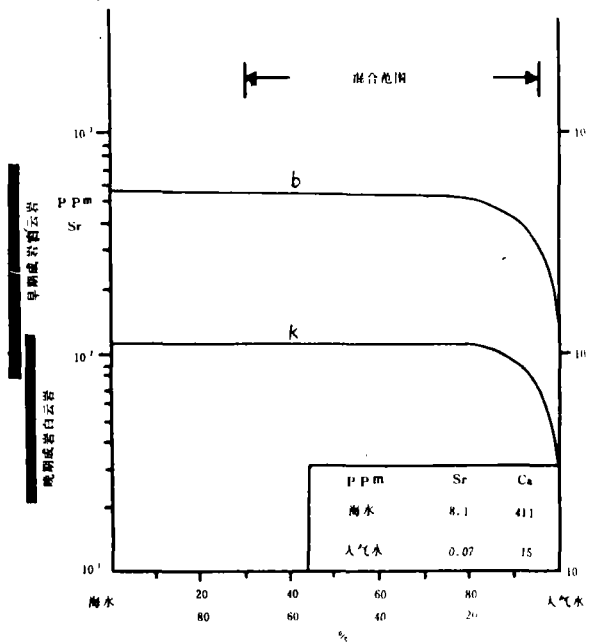


图 4 与海水和大气水混合液相平衡的白云石中 Sr 的浓度。
b (Jacobson 等) 和 k (Katz 等) 类似于 $D_{\text{Sr}}^{\text{dol}}$ (Veizer 等, 1978)