

《沉积地球化学应用》讲座(七)

第七讲 微量元素在沉积学研究中的应用(1)

《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)

利用沉积岩中微量元素所提供的信息来研究沉积学和沉积矿床学中的问题,是当代地球化学研究的重要课题。研究微量元素,目前已从单纯的统计对比、对号入座发展到深入讨论元素迁移和分配的化学动力学机理。这就使得我们不能只是单纯地根据少数地球化学指标来判断古气候、古盐度、古环境以及成矿溶液的性质,还应综合考虑时间因素、成岩蚀变对微量元素含量的影响,从而可对实验数据进行校正,使古环境的再造更为准确。

岩浆岩成岩、成矿过程中,微量元素的定量研究开展得较早而深入,许多元素的地球化学行为都是在高温高压下加以认识的。在沉积岩和沉积矿床研究中,了解得比较深入的是碳酸盐岩沉积和成岩过程中微量元素的习性。因此本专题前半部分以 J. Veiver(1983)对碳酸盐岩微量元素的研究为基础,着重介绍有关微量元素的基本理论和在成岩作用研究中的理论意义;后半部分则着重介绍微量元素在研究沉积相和成岩作用方面的运用实例。

一、微量元素分配理论及其在成岩作用研究中的运用

(一)微量元素分配规律及影响因素

1. 分配定律

碳酸盐矿物包括文石(A)、低镁方解石(LMC)和高镁方解石(HMC)^①,多为海相成因。海水中的²⁴Mg/⁴⁰Ca 为 5:1,浅海内相应生成的 A 和 HMC 应含 Mg 约 1.6—7.5%,而深海软泥则以 LMC 为主。

在沉淀碳酸盐矿物的同时,一些微量元素能以下述方式结合进去:

(1)取代 CaCO₃ 晶格中的 Ca²⁺

① 为了使叙述简练,本文中碳酸盐矿物均以符号表示,A:文石;LMC:低镁方解石;HMC:高镁方解石;DLMC:成岩低镁方解石;IHMC:中镁方解石(含 MgCO₃ 4—12mol%)

(2)存在于晶格平面之间

(3)占据因晶格缺陷而空出的位置

(4)因过剩的离子电荷而被吸附

(5)存在于非碳酸盐组分,如不溶粘土残渣和流体包体中

以上(1)、(3)、(5)均常见,尤以(1)更为重要,研究亦较深入,对(5)则在研究时应尽可能排除。

一种微量元素结合进碳酸盐晶格时,受所谓分配定律所支配(Mcintire, 1963)。根据反应体系的不同又可分为两种情况:

(1)体系处于完全平衡状态及沉淀时,水-固相之间无任何浓度梯度,则遵循均一分布定律(Gordon 等, 1959)

$$\frac{m_{Me}}{m_{Ca_s}} = D \frac{m_{Me_o}}{m_{Ca_w}}$$

这里, m 为摩尔浓度, Me 为某微量元素, 下标 s 和 w 分别指固相和水, D 为分配系数。该定律适用于体系水量远大于沉淀物的情况。

(2)体系不处于完全平衡状态, 水在沉淀过程中成分要改变, 沉淀出的固相内微量元素有明显浓度梯度, 则遵循不均一(多相)分配定律(Doerner-Hoskins):

$$\log \frac{m_{Me_o}}{m_{Me_f}} = \lambda \log \frac{m_{Ca_o}}{m_{Ca_f}}$$

这里, 下标 o 和 f 分别代表溶液中微量元素和 Ca 的初始及终了浓度。

对分配系数的了解现状总结于表 1, 当其 $D > 1$ 时, 沉淀的固相比水含更高的微量元素浓度, 即微量元素在淀出相中发生富集; 当 $D < 1$ 时则相反。另外, 不同矿物所含微量丰度也不同, 如斜方晶系的文石晶胞优先结合较大阳离子, 如 Sr 、 Na 、 Ba 、 U , 而较小的方解石三方晶系晶胞则结合较小的阳离子 Mg 、 Fe 、 Mn 、 Zn 、 Cu 、 Cd 等。

2. 元素分配的影响因素

分配系数 D 随许多因素而变化, 最主要的控制因素是沉淀速度。但是, D 的不确定性并不影响我们进行定性的研究。在许多情况下, 只要求水成分的估计值, 并知道 D 的数量级和与单位值(1)的关系就行了。

(1)生物因素

现代碳酸盐的沉淀, 直接(壳)或间接(造成环境的变化)由生物因素引起。生物分配过程一般导致碳酸盐中微量元素的降低(少数为增加), 例如对 Sr 和 Mg 。正是这种排斥镁的胞内分异作用使 LMC 的壳以浅海相环境中沉淀出来。对 Sr 的排斥作用对软体动物特别重要。 $CaCO_3$ 中的 Sr 从母液(海水)中继承了同位素成分而无任何分馏, 相反大陆水常具明显的放射性, 所以从理论上讲 Sr 同位素可作为碳酸盐中大气水的指示剂。碳酸盐矿物成岩稳定化作用是 $A \rightarrow DLMC$ (成岩低镁方解石), $HMC \rightarrow DLMC$, $LMC \rightarrow DLMC$ 的溶解-再沉淀过程, $D_{方解石}^{Sr} = 0.5 - 0.13$, Sr 由碳酸盐中溶解并充满孔隙水体系, 所得的 DLMC 的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值就是海水的比值。

表 1 方解石、文石和白云石中微量元素分配系数

Table 1 Partition coefficients for trace elements from calcite, aragonite and dolomite

微量元素	方解石		文石	白云石
	报导值	推荐值	报导值	报导值
Sr	0.027—0.4(1.2)	0.13 D. P. 0.05 A→DLMC HMC→DLMC 0.03 LMC→DLMC	0.19—1.2(1.6)	0.025—0.06
Na	0.00002—0.00003		~0.00014 (3—4×D _{方解石})	0.00002—0.00003
Mg	0.013—0.06 (0.0008—0.12)		~0.0006—0.005	
Fe	1≤X<20			
Mn		6 D. P. 15 A→DLMC HMC→DLMC 30 LMC→DLMC	0.86 (~1/2—1/3D _{方解石})	
Zn	50—20(50)		~5	
Co	2—5(8)			
Cd	8—30		1.5—7	
Cu	~25(15—40)		~2.5(1—10)	
Ba	0.1—0.4(3)		1—2(5)	
UO ₂ ²⁺	≤0.02		0.3—1.2	

(2)海水成分

从显生宙以来,海水的成分基本保持不变,因此可以用现代海水成分作为古代海水性质的近似值。但是这一规律并不适用于前寒武纪,因为当时的海水是与地幔物质玄武岩进行物质交换的。

(3)成岩水中淡水与海水的比例关系对微量元素分配的控制。

碳酸盐成岩作用既可在海水中进行,又可在大气衍生中进行。当碳酸盐集合体出露于大气水中时,将由化学梯度驱动而发生溶解-再沉淀作用。若在海水中,则要求有升高的温度和压力,并通过压溶而得到加强。Land(1976)认为碳酸盐矿物的多相转化大多是在大气水或大气水-海水源流带内进行的。

作为成岩溶液的浅部地下水,其^mMe/^mCa值可与地表大气水比较,这个值对CaCO₃中微量元素的取代具有重要意义。通常Sr/Ca、Mg/Ca、Na/Ca值低于海水值,而Mn/Ca、Fe/Ca高于海水值。尽管如此,把浅部地下水中的^mMe/^mCa看成是成岩溶液的平均值,或是稳定化的最终结果是合理的。

海水和介入的浅地下水之间^mMe/^mCa值之差愈大,DLMC中成分的置换就愈强。例如这两

种水的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 相差约 1.6 倍, $^{23}\text{Na}/^{23}\text{Ca}$ 就相差 33 倍(图 1)。假定一个完全的 $A \rightarrow \text{DLMC}$ 的同质多相转变时成岩水部分或完全平衡,则 Na 的损失将远远超过 Sr 的减少。此外,浅部地下水中 $^{55}\text{Mn}/^{40}\text{Ca}$ 超过海水值约 500 倍,所沉淀的 DLMC 中 Mn 含量非常高。一般说来,大气水成因 DLMC 应含 Sr 24 ppm, Mg 1950—8980 ppm, Na 7—80 ppm, Mn 13000 ppm, Fe 24000—478000 ppm。对于古老地层, Fe、Mn 值还会更高。

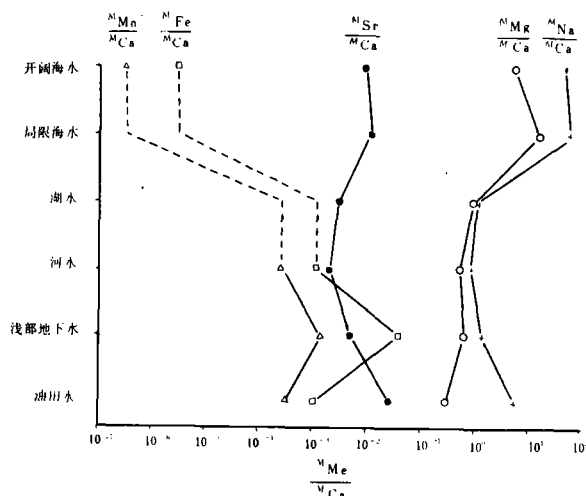


图 1 天然水中平均 $^{55}\text{Mn}/^{40}\text{Ca}$ 值据 Majid(1983)

Fig. 1. Average $^{55}\text{Mn}/^{40}\text{Ca}$ values for natural water (after Majid, 1983).

(二)成岩体系的讨论

1. 水/岩比

所谓水/岩比是指在成岩或成矿过程中孔隙水和原岩的相对体积或对新生矿物相对重要性的一种定性量度、一般用溶解指数来间接地衡量。所谓溶解指数是指微量元素和由溶解固体衍生的同位素对水中同位素的比,用 SI 表示。SI=100 表示一特定离子完全来自溶液。SI 愈高反应成岩体系的水/岩比愈高,这是一种固相溶解不足以改变大量孔隙水成分的开放体系。相反,低 SI 值反应为低水/岩比的封闭体系,孔隙水的量和流动均有限,固相溶解控制着水的化学成分。自然界中,原生碳酸盐骨架矿物稳定化为 DLMC,这往往是在低—中等水/岩比条件下完成,因而细微结构得以保存。孔隙中胶结物的沉淀有大量的物质带入,因而是在中—高水/岩比条件下进行。在特定的物理化学条件下,在同一成岩事件中,相同的构型对每一微量元素和同位素产生不同的水/岩比。例如在对方解石饱和的大气水中,溶质/水=1/10⁴,所沉淀的 DLMC 含有原岩石的 $^{55}\text{Mn}/^{40}\text{Ca}$ 比值,但 $\delta^{18}\text{O}$ 完全由进入的大气水所控制。所以溶质再沉淀对氧来说是高水/岩比事件,对微量元素来说是低水/岩比事件,这是碳酸盐成岩作用的典型特征。

2. 成岩水的时空演化

在孔隙中每一成岩体系内均可发生固体—液体间的反应。成岩水为大气水的体系,溶质主要是通过扩散和平流进行搬运。扩散的速度仅为 0.0Xcm²/年,而在含水层中平流是以每年几米的速度搬运溶质。DLMC 是由连续的溶解—再沉淀作用产生的,在此过程中矿物的钙基本恒定,而 $^{55}\text{Mn}/^{40}\text{Ca}$ 不恒定。沉淀了的 DLMC 只得到部分 $D_{\text{方解石}}^{\text{Mn}} < 1$ 的阳离子。结合进去的 Sr 只有原来文石的 1/10($D_{\text{方解石}}^{\text{Sr}} = 0.05 - 0.13$),其它 9/10 留在孔隙水中。相反,如 $D > 1$ 则结合进 DLMC 中微量元素(如铁、锰等)要高于原来文石中的量,多余的部分从孔隙水中取得。对于高

水/岩比的体系,流体搬运速度大于溶解-再沉淀速度,体系不易达到平衡,成岩稳定化将继续进行;对于低水/岩化的体系,则成岩作用会停留在某一阶段。

一些相同时代的白云岩地层,因原岩沉积环境不同、粘土含量不同或后期与大气水的连通性的差异,会表现出白云石晶体有序度和微量元素的极大差异,其根本原因就在这里。

成岩水如为海水衍生的孔隙水,其溶解-再沉淀速度是岩石静压力和上覆盖层的函数,在常温常压下原生碳酸盐矿物与海水处于平衡状态。在深海成岩过程中,孔隙水中微量元素和钙的搬运可用下式表示(Berner 1980, Baker 等 1983):

$$0 = \frac{\partial}{\partial z} \Phi D \frac{\partial (\text{Me}^{2+})}{\partial z} - \Phi W \frac{\partial (\text{Me}^{2+})}{\partial z} + (1 - \Phi) J \frac{\text{Me}}{\text{Ca}_{\text{初始}}} - D_{\text{方解石}}^{\text{Me}} \frac{\text{Me}^{2+}}{\text{Ca}^{2+}}$$

这里 z 是水-沉积物界面之下的深度, D 是沉积物中的扩散系数, W 为平流速度, J 是方解石反应速度, Φ 为孔隙度。

总之,碳酸盐的连续溶解-再沉淀作用决定了孔隙水中 $^m\text{Me}/^m\text{Ca}$ 比梯度,在空间和时间上造成了具 $D < 1$ 的微量元素的 $^m\text{Me}/^m\text{Ca}$ 比很高,而 $D > 1$ 的微量元素的 $^m\text{Me}/^m\text{Ca}$ 较低。梯度的实际值取决于溶解-再沉淀速度与流动速度的相对大小。快速流动的开放体系(大气水体系)SI 值大,梯度一般较小;反之亦然,如深海沉积物中。

(三)两种体系中的重要结晶作用

在碳酸盐成岩稳定化过程中亚稳定的 A、HMC、LMC $\xrightarrow{\text{溶解}}$ 孔隙水 $\xrightarrow{\text{再沉淀}}$ DLMC,此时运动着的流体在下游方向上将最终达到总的平衡。这就是质量溶解平衡过程,是高水/岩体系中的情况。相反,碳酸盐格架的稳定化(LMC $\rightarrow$ DLMC)是在具中到低的水/岩比体系中缓慢进行的,情况较为复杂。

1. 高水/岩比体系中的重结晶作用

大气水的总矿化度只有海水的 1/29,海水中 Sr/Ca、Mg/Ca、Na/Ca 较淡水高,而 Ba/Ca、Mn/Ca、Zn/Ca、Co/Ca、Cu/Ca、Fe/Ca 则是淡水较海水高。由于 $^m\text{Me}/^m\text{Ca}$ 值是 SI 的函数,所以当高 SI 体系的原生海相沉积物中有大气水进入时,孔隙溶液是一种具新 $^m\text{Me}/^m\text{Ca}$ 值的混合水。重新沉淀的 DLMC 将与之平衡而引起 Sr、Mg、Na、Ba 的减少和 Mn、Fe、Zn、Co、Cd、Cu 的富集,这种淡水的调整作用和分配系数 D 决定了微量元素成岩再分配的总趋势(图 2)。如海水的 $^m\text{Sr}/^m\text{Ca} = 0.089$,当 $D_{\text{方解石}}^{\text{Sr}} = 0.13$ 时,则海相 HMC 含 Sr1100 ppm。如有 $^m\text{Sr}/^m\text{Ca} = 0.0055$ 的地下水进入,体系的 SI=50,则溶质 50% 来自水,50% 来自周围的 HMC,最终水的 $^m\text{Sr}/^m\text{Ca} = 0.0033$ 。此时新沉淀的 DLMC($D_{\text{LMC}}^{\text{Sr}} = 0.05$)将只含 Sr144 ppm。所以在有淡水参与的高水/岩比体系中,DLMC 的 Sr 减少 37 倍,Mn、Fe、Zn 则有所增加。在这种体系中的反复重结晶作用将破坏原生结构。

如果进入体系的是海水而不是淡水,则 LMC $\rightarrow$ DLMC 的成岩重结晶将会造成与淡水过程中相似的微量元素的消耗与富集。但由于孔隙水阻抗效应不一样,这种变化的幅度也不同。如在前例中,以海水取代大气水,则沉淀出的 DLMC 含 Sr219 ppm。

上述两种情况都是在短期内迅速完成的。

2. 中等水/岩比体系中的重结晶作用

(1) 概述

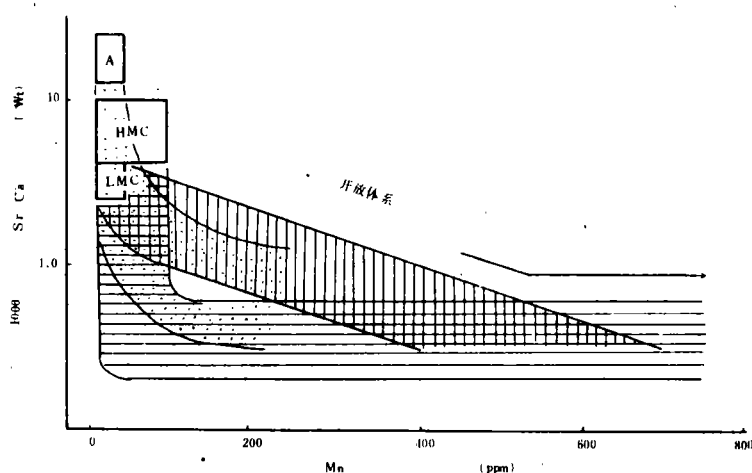


图2 在大气水体系的稳定化过程中A、HMC、LMC的成岩演化趋势。

开放体系是指化石和基质(或胶结物)之间无化学差别的区域。

据 Brand 和 Veizer, 1980

Fig. 2. Diagenetic evolution of aragonite, high-magnesian calcite and low-magnesian calcite during stabilization of meteoric water system.

The open system refers to the field without chemical differences

between the fossils and the matrix (or cements) (after Brand and Veizer, 1980).

上述具高流速的体系中,我们可以忽略重结晶时从固相中排出的部分微量元素。但这种假设对具中等SI的体系来说并不合理。在水源有限时, $D < 1$ 的元素必定在其下流方向发生 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的增加, $D > 1$ 的元素则减少。而且, D 对于1的偏离愈大这种趋势愈明显。因此往下游方向会出现 $\text{Na} > \text{UO}_2 > \text{Sr} > \text{Ba}$ 的正梯度降和 $\text{Co} < \text{Fe} < \text{Zn} < \text{Cd} < \text{Cu}$ 的负梯度降。对沉积盆地区域重结晶作用进行模拟时,必须考虑这种孔隙水演化的总趋势。对于SI很低的体系,这种梯度不明显,所沉淀的DLMC也许更反映被溶解相的成分,即微量元素比值不变。

(2) 天然体系矿物稳定化总趋势

在成岩过程中微量元素通过再分配而发生量的变化,其影响因素有:①分配系数的大小及对1的偏移程度;②海水与成岩水之间 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的差值;③成岩体系的开放程度。这三个因素共同起作用,因此随着成岩蚀变程度的加强,在DLMC中会出现 $\text{Mn} > \text{Fe} > \text{Zn} > \text{Cu} > \text{Co}$ 浓度增加的序列和 $\text{Na} < \text{Sr} < \text{U} < \text{Mg} < \text{Ba}$ 的浓度降低序列。其中Sr和Mn最容易取代碳酸盐晶格中的Ca, D 值偏差很大,它们的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 在海水中和大气水相差达几个数量级,所以最适于作示踪剂。即随成岩强度增加,Sr与Mn表现为明显的负相关关系。

(3) 原始格架成分对成岩蚀变的敏感性

碳酸盐沉积物多为生物成因。由于生物原始壳质成分不同,所以后期所经历的成岩蚀变也就不一样。例如,腕足类和箭石壳质为LMC,因而对成岩蚀变不敏感,微量元素变化不大。古生代HMC质的珊瑚却会蚀变为与最终成岩水相平衡的LMC。与此类似,主要由LMC组成的深海沉积物成岩蚀变要比主要由A和HMC组成的浅海沉积物弱得多,因此更能反映原始水成分。

(4) 显微构造保存的原因——质量溶解不平衡模式

Veizer(1978)提出的水在含水层中运动的质量溶解平衡模式可适用于某些开放成岩环境(图3右半部)。不过成岩过程中Sr的大量丢失需要无数次的重结晶过程,这必然要破坏岩石和生物的微细结构,但自然界的情况往往不是这样。

微细结构的保存说明溶解-再沉淀作用必然只局限于微米级,即被溶解颗粒周围的水溶液主要受主岩成分的影响,而与整个孔隙水不平衡。这是一种局部的半封闭体系(图3左半部)。反应是在各成分的固-液界面上独立的反应带内进行。Veizer称之为质量溶解不平衡模式,其反应的总趋势仍然和开放体系差不多。

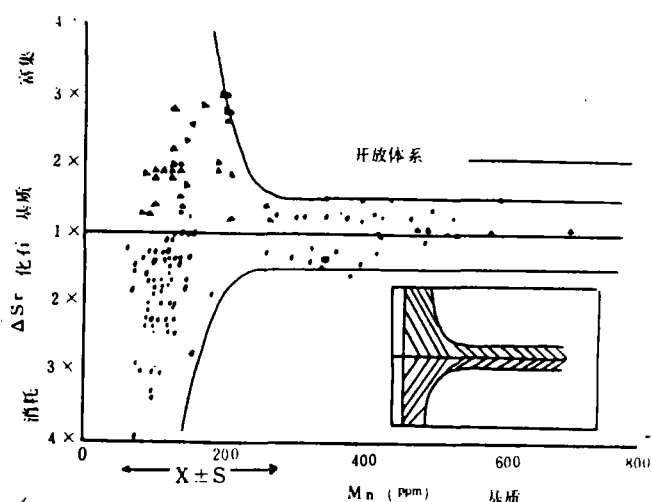


图3 化石和基质中微量元素的相对富集和消耗示意图

据 Brand 和 Veizer(1980)

三角形代表 LMC 质化石(腕足、四射珊瑚),圆形代表海百合、图上半部代表 Sr 在基质中发生富集,下半部则为消耗。

Fig. 3. Schematic representation showing relative enrichment and consumption of trace elements from the fossils and the matrix (after Brand and Veizer, 1980).

Triangles indicate low-magnesian calcitic fossils (brachiopods and tetracorals); Circles indicate crinoids. Sr enrichment in the matrix is shown in the upper part of the figure, whereas Sr consumption in the lower part of it.

(四) 成岩模式

1. 两种模式的总结

质量溶解不平衡模式对于碳酸盐骨架和海相胶结物的成岩稳定化是很重要的。问题在于,重结晶位置与孔隙水之间到底是如何不平衡的。Drever(1983)认为有三种机制控制了固体的溶解和生长速度。

①反应控制。颗粒表面物质分离和附着受平流的速度控制时,近颗粒的溶液浓度很快与溶液总浓度一致。

②表面扩散控制。当溶液中离子或分子向(或从)颗粒表面扩散搬运时,近颗粒溶液浓度与固相近于平衡,因而向外形成浓度梯度。

③表面反应控制。离子或分子通过固体周围的反应层进行扩散,最终也将产生均一的溶液成分(图4,c)。

上述三种机制还可发生混合而形成中间型。它们中的不平衡度主要取决于扩散——离子流体搬运的相对速度。在近地表条件下,起主导作用的是平流搬运,则受①和③的控制,所以溶解-再沉淀进行得很迅速,颗粒的微细结构不易保存。这是一种在具较高水/岩比的开放体系中的质量溶解平衡模式。在埋藏条件下,LMC向更稳定的DLMC转化时溶解速度很慢,造成了一种受表面扩散控制的溶解-生成作用。但如果地下水丰富,也可能转化为前一种情况。

至此,我们可把成岩模式的讨论总结如下:

假定在溶解碳酸盐矿物、大量水和沉淀的DLMC之间,在稳定化作用向下游迁移的前端达到大规模平衡,则称为质量溶解平衡模式。此时孔隙水在重结晶位置上发生连续的交换,近颗粒浓度与总的溶液浓度一样(图4a)。该模式适用于某些开放体系成岩环境(图3右侧),但不能解释Sr从碳酸盐中大量丢失而又不破坏微细结构的现象。

更多的情况是,重结晶位置上水的化学成分与总孔隙水不一样,固-液界面上的局部反应带化学性质受固相控制,而不与孔隙水平衡,这就是质量溶解不平衡模式。该模式适用于 $A \rightarrow \text{DLMC}$ 、 $\text{HMC} \rightarrow \text{DLMC}$ 转化时受溶解和生长速度控制的扩散作用,对碳酸盐骨架和海相胶结物的成岩稳定化很重要。可以解释各种不同化学质以及古代灰岩中Sr大量丢失而不受同一限度的约束的原因。

(五)对成岩作用研究定量化的看法

从理论上讲, $A \rightarrow \text{DLMC}$ 、 $\text{HMC} \rightarrow \text{DLMC}$ 、 $\text{LMC} \rightarrow \text{DLMC}$ 及 $\text{DLMC}_x \rightarrow \text{DLMC}_y$ 的成岩转化应减少后继方解石相中 $D < 1$ 的微量元素的浓度。对某一元素(如Sr)及成岩水中特定的 $^{87}\text{Me}/^{86}\text{Ca}$ 值,微量元素丢失程度将随SI指数的增加而增加。如珊瑚中 $A \rightarrow \text{DLMC}$ 的转化,其原始Sr含量为9000 ppm, $^{87}\text{Me}/^{86}\text{Ca} = 0.0103$,而成岩大气水中 $^{87}\text{Me}/^{86}\text{Ca} = 0.0055$,若 $D_{\text{DLMC}} = 0.05$,则DLMC在低SI时含Sr450 ppm,中

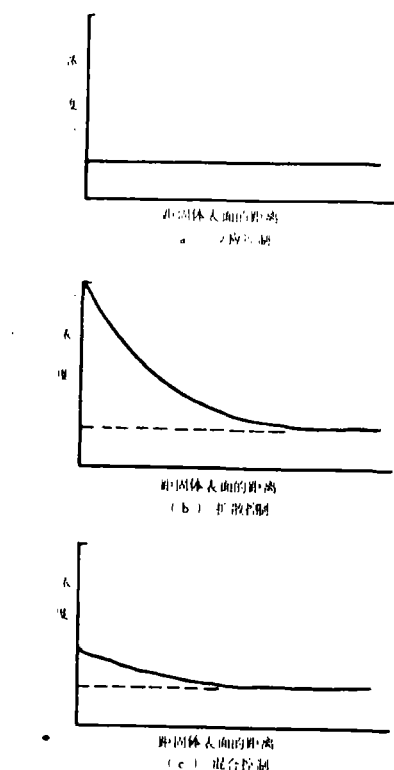


图4 固体溶解的三种情况

(据 Drever 1982)。

Fig. 4. Three states of solid dissolution (afte Drever, 1982).

等SI时含Sr345 ppm,高SI时含Sr240 ppm。与此类似,含Sr1500 ppm的海百合中, $\text{HMC} \rightarrow \text{DLMC}$ 转化时在DLMC中将分别产生75、157、240 ppm的Sr。这样,在同一外部条件下,两种转化都使得后继相中Sr含量减少,但是 Δ 珊瑚-海百合随SI的增加而减少。因此 Δ 值可作判断成岩体系中SI值(或有效水/岩比)的标志。其它化石、组构和胶结物也可作为附加标志,例如淡水胶结物的出现可作为高水/岩比的标志。特别是化石是很容易鉴别的,当我们确定了它的原

生矿物成分和化学特征以后,在同一样品中的 $\Delta_{\text{石x-化石}}$ 就可作为成岩体系开放程度的量度。所选用的微量元素以研究最多的 Sr 为最好,其它一些元素,特别是 $D > 1$ 的也可作附加成岩参数(图 5)。但必须注意,所得到的微量元素 Δ 值只是近似地反映了变化的总趋势。

有了上述数据我们就能了解矿物成岩蚀变的强度,就可以根据其开放程度来判断微量元素的丢失或富集程度,因而可以对实验数据进行校正,从而恢复原始矿物的性质和近似的化学组成。这样,我们对古地理、古气候、古盐度的解释就会更加合理。同时也可对后期渗入水的相对时间、性质和方向进行判断,更好地了解岩石的孔隙发育演化史。

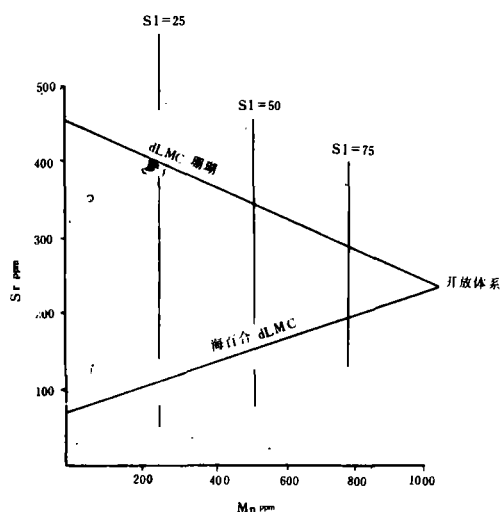


图 5 重结晶的珊瑚和海百合中 Sr-Mn 关系及体系开放程度的判断

假定珊瑚中原生文石含 Sr 9000 ppm, Mn 0.5 ppm; 海百合中的 HMC 含 Sr 1500 ppm, Mn 1 ppm; 成岩水的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.0055$, $^{55}\text{Mn}/^{54}\text{Mn}=0.00012$; 假定最后的 DLMC 含 Mn 1000 ppm ($D_{\text{方解石}}^{\text{Mn}}=15$)。该图可用于成岩水成分未知的情况。矿物转化时 Sr-Mn 的对应关系可大致判断体系的 S1(开放程度)。

Fig. 5. Sr-Mn relations in recrystallized corals and crinoids and the determination of open degrees of the system. Primary aragonite in corals is assumed to contain 9000 ppm Sr and 0.5 ppm Mn; High-magnesian calcite in crinoids is assumed to contain 1500 ppm Sr and 1 ppm Mn. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.0055$ and $^{55}\text{Mn}/^{54}\text{Mn}=0.00012$ for diagenetic water. The final diagenetic low-magnesian calcite is assumed to contain 1000 ppm Mn ($D_{\text{方解石}}^{\text{Mn}}=15$).