前已述及，研究区盖层主要由一套海相碳酸盐岩组成，由于海相碳酸盐的 Rb/Sr 趋近于 0，因此能较好地地保存同时代的海水的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值（朱炳泉，1996）。若不考虑沉积作用以外的其它地质作用，则其 Sr 同位素的组成特征应与其同时代的海水锶同位素的组成范围相当。前已阐述，区内自震旦纪以来，缺乏岩浆活动（除晚二叠世外），因而，区内各海相碳酸盐岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值代表与其同时代的海水锶初始比。从显生宙的海水锶同位素的组成范围(图 6.6)可以看出，自寒武纪至现代，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 变化于 0.7067～0.7095（Burke,1982），即海相碳酸盐岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 均小于 0.71。研究区的二叠系栖霞组和茅口组碳酸盐岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值为 0.70798 (邓海琳，1999)和本文测得的银厂坡石炭系摆佐组白云岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值为 0.70909，均证实研究区碳酸盐岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值与它们各自同时代的海水 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值相近。因而，银厂坡矿区分布的这套碳酸盐沉积盖层不太可能提供富放射性成因锶。而峨眉山玄武岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值介于 0.7066～0.7082（汪云亮等，1993）,与地幔源的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值（0.699,福尔，1983）相近，也不可能提供富放射性成因锶。显然，矿石中的这种富含放射性成因锶的成矿流体，不可能来源于赋矿地层及盖层中的其它碳酸盐岩，更不可能来源于峨眉山玄武岩，应有其它来源。

区域上的具高 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值的前寒武基底最有可能提供这种流体。研究表明，古老基底岩系常具有较富放射性成因锶的特征，如拉拉厂铜矿床大红山群石英的的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值为 0.74385（陈好寿，1993），其 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 为 0.7339。东川易门铜矿床昆阳群（会理群）因民组白云岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0.7288(李复汉等，1988)，其 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ 为 0.7281(陈好寿，1993)，均为富放射性成因锶，结合区内昆阳群（会理群）空间展布与银厂坡银矿床距离相对较近的这一事实，可以认为银厂坡矿床高 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值的成矿母液主要源于昆阳群（会理群）的高 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 背景的地层，继承了昆阳群（会理群）的富放射性成因锶并在成矿流体上升过程中与盖层中具有相对较低的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值的海相碳酸盐岩发生水岩反应，当矿床定位后便出现围岩、矿石及方铅矿中 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值的差异。所以银厂坡的锶主要为两种不同源区锶混合的结果，即昆阳群基底岩石和赋矿的摆佐组碳酸盐岩围岩，也不排除成矿流体在上升途中混合少量其它地层中的 Sr。

6.1.4 C、O 同位素特征

利用 100%磷酸法释放碳酸盐岩中的 C 于 CO_2 中（Jochen Hoefs,1997）可以测定其中的 C、O 同位素组成。并利用公式 $\delta^{18}O_{SMOW} = 1.03086 \times \delta^{13}O_{PDB} + 30.86$（Friedman 和 O'Neil,1977），将 $\delta^{13}C_{PDB}$ 换算成 $\delta^{18}O_{SMOW}$，见表 6.4，结果表明，银厂坡摆佐组白云岩围岩的 $\delta^{13}C_{PDB}$ 介于-0.29～+0.81‰，$\delta^{18}O_{SMOW}$ 介于+16.95～+20.99‰，见表 6.4，$\delta^{18}O_{SMOW}$ 明显高出现代海水的 $\delta^{18}O_{SMOW}$ (+9.6‰, Lloy, 1967, 1968; Longinelli and Craig, 1976)。由于 $\delta^{13}C_{PDB}$ 自 3.5Ga 以来，正常海相碳酸盐岩保持在 0±3‰左右（Veizer and Hoefs, 1976; Schidlowski 等，1983），银厂坡 C、O 同位素组成与正常海相碳酸盐

岩相似。

与硫化物共生的方解石的 $\delta^{13}C_{PDB}$ 介于-3.18～-0.58，均为负值，且比围岩白云岩稍低；方解石的 $\delta^{18}O_{SMOW}$ 介于+11.31～+20.89‰，总体小于围岩，也小于海相碳酸盐（+28～+30‰，赵伦山等，1987）。张理刚（1989）认为，与硫化物共生的方解石的 $\delta^{13}C_{PDB}$ 为负值，且比围岩白云岩小，可能与有机还原或低温条件下沉积碳酸盐与海水无机碳之间的分馏作用有关。

通常，幔源碳 $\delta^{13}C_{PDB}$ 介于-7～-5‰之间（Deines and Gold, 1973; Deines, 1989），显然，银厂坡矿区 C 同位素特征不具幔源 C 特征，这种碳来源于海相碳酸盐岩，因而矿区峨眉山玄武岩提供成矿流体的可能性不大。

表 6.4 银厂坡矿床围岩、矿石与脉石矿物 C、O 同位素特征表

样 号	样品名称	$\delta^{13}C_{PDB}$(‰)	$\delta^{18}O_{PDB}$(‰)	$\delta^{18}O_{SMOW}$ (‰)
Ycp4-7	方解石	-0.58	-13.00	20.89
Ycp3-17	方解石	-3.18	-12.95	17.51
Ycp5-8-c	方解石	-2.23	-17.10	13.23
Ycp6	方解石	-1.48	-17.35	11.31
Ycp6-a	方解石	1.49	-13.49	16.00
Ycp6-1	方解石	-2.16	-11.99	12.97
Ycp6-3	方解石	-2.57	-18.96	17.46
	平均值	-1.96	-14.98	15.62
Ycp2-a(C_1^b)	粗晶白云岩	0.75	-9.57	20.99
Ycp2-b(C_1^b)	粗晶白云岩	0.81	-9.58	20.98
Ycp 3-1K(C_1^b)	中晶白云岩	-0.29	-9.67	16.95
Ycp3-5k(C_1^b)	生物屑灰岩	-2.32	-14.41	18.50
	平均值	-0.26	-10.81	19.36
HE11(C_1^b)	细-中晶白云岩	0.85	-11.19	19.32
HE02(C_1^b)	细-中晶白云岩	0.09	-8.01	22.60
HE17(C_1^b)	细-中晶白云岩	0.85	-9.58	20.98
HE01(C_1^b)	泥晶生物屑灰岩	-1.15	-8.02	22.59
HE12(C_1^b)	含介壳云化灰岩	-1.10	-10.45	20.09
HE16(C_1^b)	生物屑泥粉晶灰岩	-0.44	-8.16	22.45
HE18(C_1^b)	生物屑不等粒灰岩	-1.50	-9.24	21.33

注：Ycp为本文测试，HE据陈仕杰，1986

围岩与脉石矿物的 C、O 同位素组成表明，$\delta^{13}C_{PDB}$(‰) 与 $\delta^{18}O_{PDB}$(‰) 上呈线性正相关关系（见图 6.7A）。Jochen Hoefs（1997）认为，碳酸盐岩与方解石的 C、O 同位素的正相关关系的产生有三种可能性：①两种不同浓度的富 NaCl 流体混合导致方解石的沉淀。②方解石从

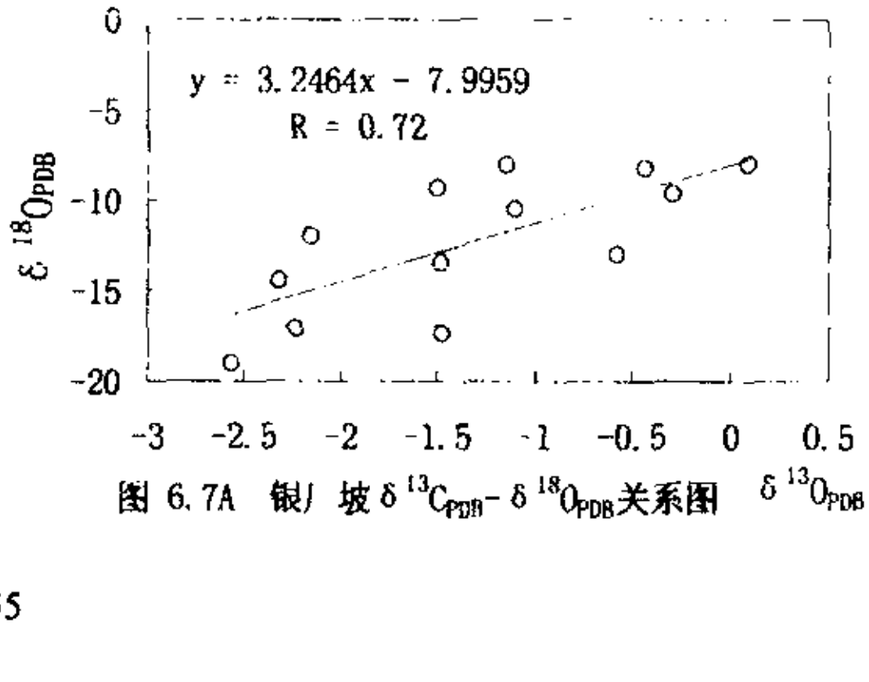


图 6.7A 银厂坡 $\delta^{13}C_{PDB}$-$\delta^{18}O_{PDB}$ 关系图

H_2CO_3 占主要地位的流体中沉淀。③碳酸盐岩的 CO_2 去气作用或流体与围岩的水岩反应造成。本文认为，与硫化物密切共生的方解石 C、O 同位素组成代表成矿流体与碳酸盐围岩发生水岩交换反应的结果，主要取决于成矿流体与碳酸盐围岩在反应过程中对 C、O 同位素贡献的大小。若流体贡献大，则方解石的 C、O 同位素组成主要显示成矿流体的同位素组成特征；反之，则体现围岩同位素组成的特征。从上述脉石矿物与围岩的 C、O 同位素组成的线性关系来看(图 6.7)，以围岩贡献的同位素最大，主要继承了围岩的 C、O 同位素组成特征。因而，我们认为，流体与围岩发生水岩反应，导致与硫化物共生的方解石的 C、O 同位素组成主要继承了围岩的组成特征，而成矿流体对 C、O 同位素的贡献相对较小。银厂坡矿体主要位于石炭系摆佐组顶部的粗晶白云岩中，这种疏松多孔碳酸盐岩有利于成矿流体的渗入，促进围岩及与成矿流体进行 C、O 同位素的交换。

虽然白云岩起源于灰岩的白云岩化的问题尚未解决（Hardie,1987），但人们认识到以下事实：白云岩化必须有水的参与；$\delta^{13}C$ 同位素的组成决定于碳酸盐岩的组成；O 同位素组成决定于孔隙水的组成与温度。Sheppard and schwarcz(1970)研究认为，白云石比方解石更富集 4-～7‰ $\delta^{18}O$,这与银厂坡矿区的情形十分类似。

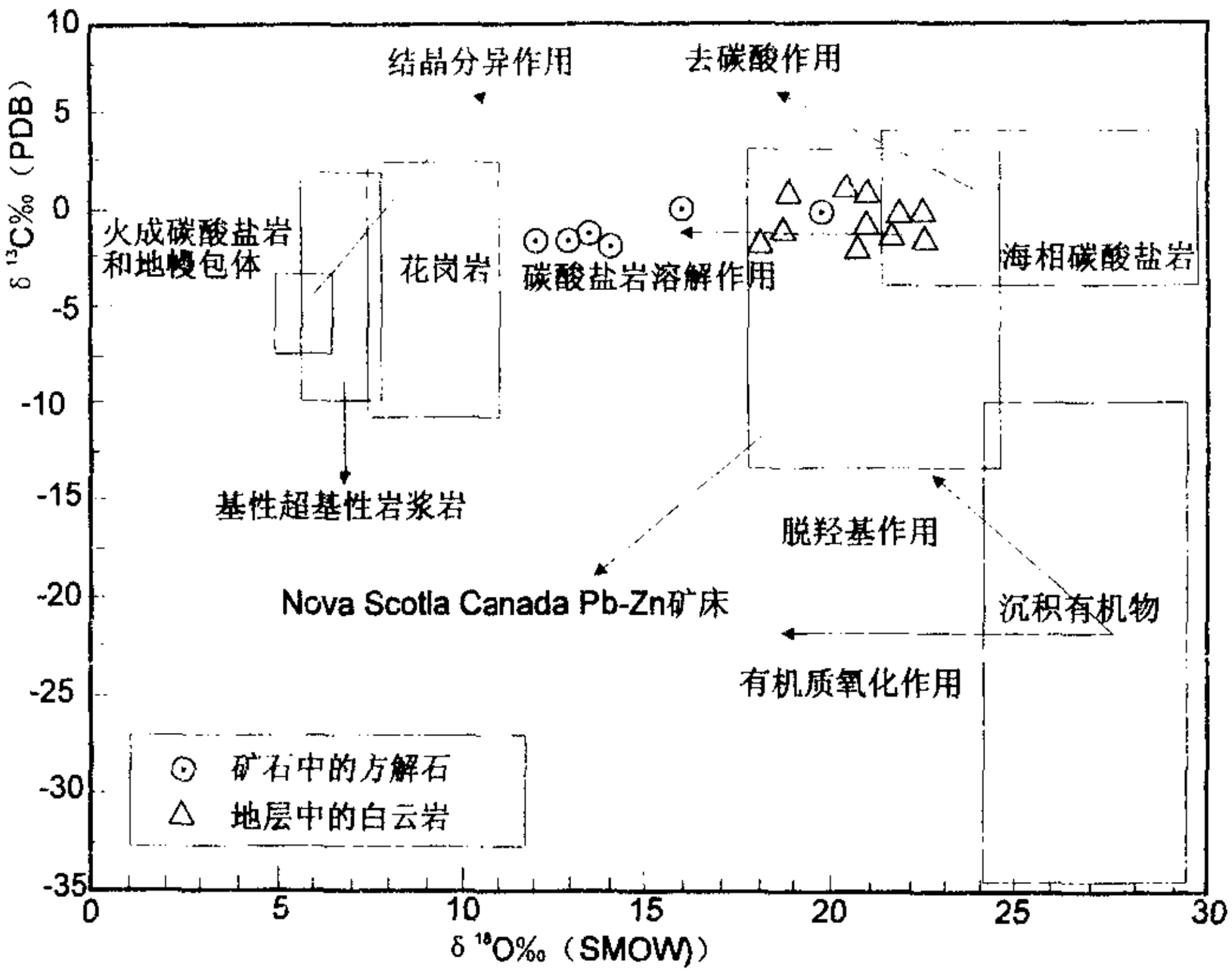


图 6.7 B 银厂坡方解石与摆佐组白云岩 $\delta^{13}C_{PDB}$(‰) 与 $\delta^{18}O_{SMOW}$(‰) 关系图（底图据刘建明等，1997）

从银厂坡矿床的 C、O 同位素关系来看（图 6.7B），白云岩的 $\delta^{13}C_{PDB}$ 与 $\delta^{18}O_{SMOW}$ 值落入海相碳酸盐岩和加拿大 Nova scotla Pb-Zn 矿床范围，方解石的 $\delta^{13}C_{PDB}$ 与 $\delta^{18}O_{SMOW}$ 值落入海相碳酸盐岩溶解区域。这也说明方解石 C、O 主要继承围岩特征。从图中还可看出，矿床的 $\delta^{13}C_{PDB}$、$\delta^{18}O_{SMOW}$ 组成不同于沉积有机物、花岗岩、火成碳酸盐和地幔包体、基性超基性岩浆岩及峨眉山玄武岩，也不同于有机氧化作用和结晶分异作用形成的岩石的 $\delta^{13}C_{PDB}$、$\delta^{18}O_{SMOW}$ 组成。

第二节 微量元素特征

6.2.1 稀土元素地球化学

稀土元素是微量元素中一组地球化学性质极其相似的元素，这种性质导致它们在地质地球化学过程中常常以一个整体迁移，但不同的稀土元素之间性质仍有微小差异，有时便成为成矿环境与成矿物质来源良好的示踪剂。稀土元素中以铕和铈最为重要，因为所有稀土元素均呈三价，但 Eu 同时又具二价态，Ce，Tb 有四价态， Eu、Ce 的这种特性使 δ Eu、δ Ce 成为判别地质地球化学过程中成矿物质来源、氧化与还原条件（Drake and weill,1975）的重要参数。

本文对围岩、蚀变岩、氧化矿石、硫化矿石、脉石矿物中的方解石和峨眉山玄武岩的稀土元素进行了分析，见表 6.5，并用球粒陨石值（Boynton,1984）标准化。

①矿石、围岩及蚀变岩

分别采自矿体的顶底板及夹在中间的弱蚀变碎裂状白云岩和矿石。它们的稀土元素具以下特征： δ Eu<1, 介于 0.562～0.981。 δ Ce<1, 介于 0.68～0.986。$(La/Sm)_N$ 介于 2.063～3.163 配分曲线明显向右倾斜，$(La/Yb)_N$ 介于 3.027～9.661， LREE/HREE 变化于 2.894～8.364。ΣREE 含量范围介于 0.709～2.969×10^{-6}。富集轻稀土为特征。从剖面上的稀土元素的配分模式上可以看出，围岩、弱蚀变白云岩、矿石的稀土元素配分模式相似，可能在一定程度上说明矿石、蚀变岩与围岩的稀土元素在成矿流体的水岩反应中，表现了一定的继承性，围岩能提供一定的成矿物质，稀土元素配分模式图见图 6.8。

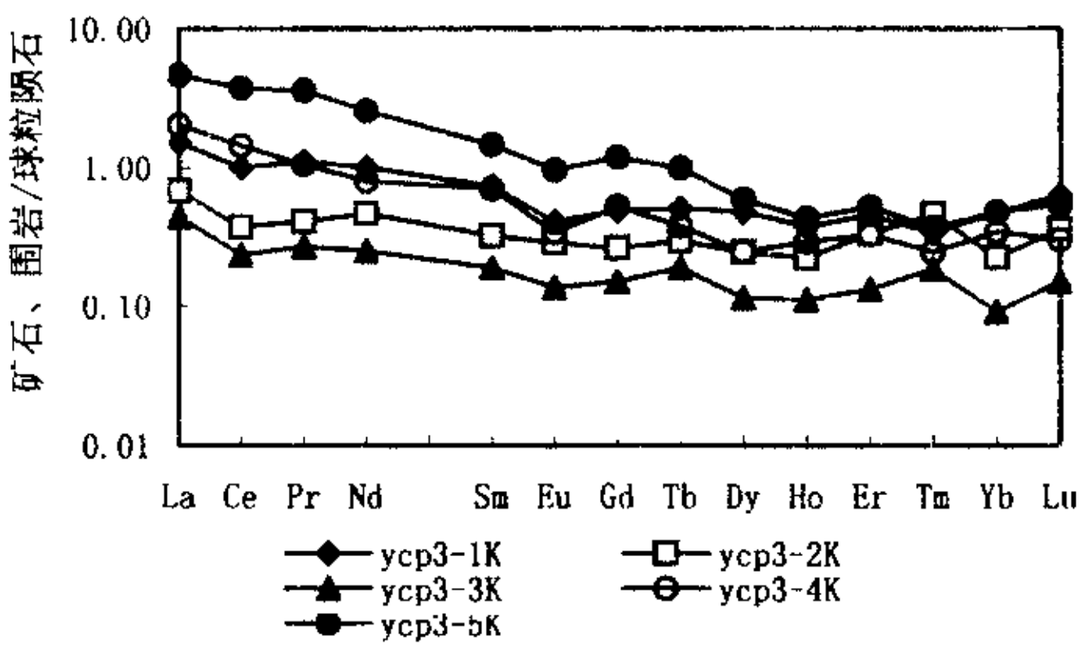


图6.8 围岩、蚀变岩、矿石稀土元素配分模式图