地层中被还原的海水硫酸盐可能有多种存在形式，银厂坡矿床海水硫酸盐存在形式有以下几种可能：①沉积成岩时摄入的海水硫酸盐被限于摆佐组碳酸盐岩中，未形成明显的膏盐层。②下伏的其它地层，由于成矿流体流经这些地层循环淋滤其中的硫。③其它地层中的膏盐层。

由于矿区极少见重晶石等硫酸盐矿物，围岩中海水硫酸盐的硫同位素组成可通过硫化物的硫同位素组成来反演。由于硫化物的 $\delta^{34}S$ 通常比海水硫酸盐低（Hartmann and Nielsen,1969; Goldhaber and Kaplan,1974;Kaplan and Rittenberg,1964, Auldan and kuop, 1960)，Auldan and kuop 认为大约低 6‰左右（1960)。根据银厂坡矿床的硫化物的同位素组成范围（表 6.2)，可以推测银厂坡银矿床地层中被还原的海水硫酸盐的 $\delta^{34}S$ 应介于+13.57‰～+20.15‰之间,而与石炭系同时代的海水硫酸盐其 $\delta^{34}S$ 介于+14‰～+18‰（Claypool, 1980)，两者范围相近，说明硫主要来自摆佐组地层，即沉积成岩时摄入的海水硫酸盐。

赋矿围岩以外的膏盐层为银厂坡的成矿提供硫源可能性不大。银厂坡矿区内出露的震旦系灯影组和下寒武统未发现明显的膏盐层，从区域资料分析，尽管在四川甘洛黑马灯影组底部和埃岱下寒武统龙王组有膏盐层的出露，前者 $\delta^{34}S$ 为 18.8‰，后者均大于 25‰，且两者离散度均小于 2‰ (陈明扬等，1997)，与银厂坡的硫酸盐 $\delta^{34}S$ 差异较大，因而，外部膏盐层为银厂坡的成矿硫体提供硫源可能性不大。

由于银厂坡矿区成矿流体属富氯型（第七章)，这种流体在沿构造破碎带上升过程中，萃取其它地层中的少量的硫是可能的。因而，这种流体携带少量硫及金属组分进入摆佐组碳酸盐岩中的层间破碎带中是可能的，但并非主要来源。

幔源硫 $\delta^{34}S$ 值常介于 0‰附近，而区内岩浆侵入活动不明显，银厂坡矿床的硫化物的 $\delta^{34}S$ 值与幔源硫差别很大，矿床硫来自峨眉山玄武岩的可能性不大。

$\delta^{34}S_{Py} > \delta^{34}S_{Sp} > \delta^{34}S_{Gn}$ 式不成立，硫同位素未达到平衡。矿区黄铁矿、方铅矿和闪锌矿三种硫化物中的硫同位素分布极差均较小，表明这几种硫化物的硫有共同源区——摆佐组碳酸盐岩。

综上所述，本文认为成矿作用中的硫主要来源于摆佐组碳酸盐中的地层硫—即海水硫酸盐的还原作用形成的硫。

6.1.3 Sr 同位素

银厂坡 11 件样品 Sr 同位素组成见表 5.3，Rb/Sr 比值均小于 1，除氧化矿石的 Rb/Sr 比值稍高以外(三件样品 Rb/Sr 介于 0.100～0.389 之间)，其余均小于 0.1，放射性锶的积累可以忽略不计。因而，矿石及脉石矿物的锶同位素组成可以代表成矿时成矿流体锶同位素的初始比。

Sr 同位素的特征表明（表 6.3)，围岩、脉石矿物以及矿石 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 明显不同。围

岩 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值最低，三个样品的值分别为 0.70868,0.70927,0.7093，与石炭纪同时代的海水 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值 0.708～709（Fature,1986）范围大致相同。矿石中的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值高于围岩，介于 0.71084～0.71877（表 6.3）,且氧化矿石和原生硫化矿石的锶同位素组成范围相同，说明成矿后期的氧化环境并未改变原生硫化物矿石锶同位素组成，氧化矿石继承了原生硫化矿石锶同位素的组成。方解石的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值最高，2 个样品的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值分别为 0.72227～72557，明显高于壳源锶的初始比（0.712，福尔，1972）。

表 6.3 银厂坡及麒麟厂矿区岩矿锶同位素组成

矿床	样品名称	W(Rb)/10^{-6}	W(Sr)/10^{-6}	Rb/Sr	$^{87}Sr/^{86}Sr$
银厂坡①	方解石	2.583	337.77	0.007647	0.72557
	方解石	2.575	75.476	0.034117	0.72227
	块状矿石	0.04	10.356	0.00386	0.71120
	块状矿石	0.055	7.877	0.006982	0.71084
	浸染状矿石	0.316	12.137	0.026036	0.71452
	浸染状矿石	0.003	5.401	0.000555	0.71109
	氧化矿石	4.844	48.142	0.100619	0.71189
	氧化矿石	5.033	37.541	0.134067	0.71877
	氧化矿石	13.525	34.756	0.389141	0.71267
	摆佐组白云岩	0.009	67	0.00013	0.70931
	摆佐组白云岩	0.005	53.96	0.000093	0.70868
	摆佐组白云岩	0.5	77.016	0.006492	0.70927
麒麟厂②	闪锌矿	0.06	0.977	0.061412	0.717703
	闪锌矿	0.59583	13.1619	0.045269	0.718080
	闪锌矿	0.03453	1.0405	0.033186	0.714900
	方铅矿	0.019	0.174	0.109195	0.714505
	方铅矿	0.00428	1.0231	0.004183	0.710920
	方铅矿	0.00582	0.679	0.008571	0.710616
	方铅矿	0.000364	1.0881	0.000335	0.710920
	方解石	20.1759	308.2094	0.065462	0.716933
	方解石	1.87003	357.3205	0.005233	0.716813
	方解石	3.08006	51.1277	0.060242	0.710705
	方解石	0.0462	50.3789	0.000917	0.708327

①本文送样，由地科院宜昌所李华芹分析②引自周朝宪,1996

矿区自围岩→硫化矿石→方解石，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值逐渐升高，其中，摆佐组白云岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值平均为 0.70909，矿石的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值平均为 0.713,方解石的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 平均值为 0.72392。对比银厂坡和麒麟厂两个矿床 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值可以看出，两个矿床的硫化矿石、氧化矿石、硫化矿物和脉石矿物可以类比。麒麟厂矿床硫化物和脉石矿物的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值介于 0.70832～0.71808 之间，多数为 0.710 左右，且按方铅矿→白云石→闪锌矿顺序 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值逐渐升高（周朝宪，1996）。麒麟厂的硫化物—方铅矿和闪锌矿的 $^{87}Sr/^{86}Sr$

比值与银厂坡的硫化矿石和氧化矿石的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值大致相当。周朝宪（1996）认为闪锌矿的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值可以代表成矿母液的锶同位素组成，即成矿母注液 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值大于 0.718。

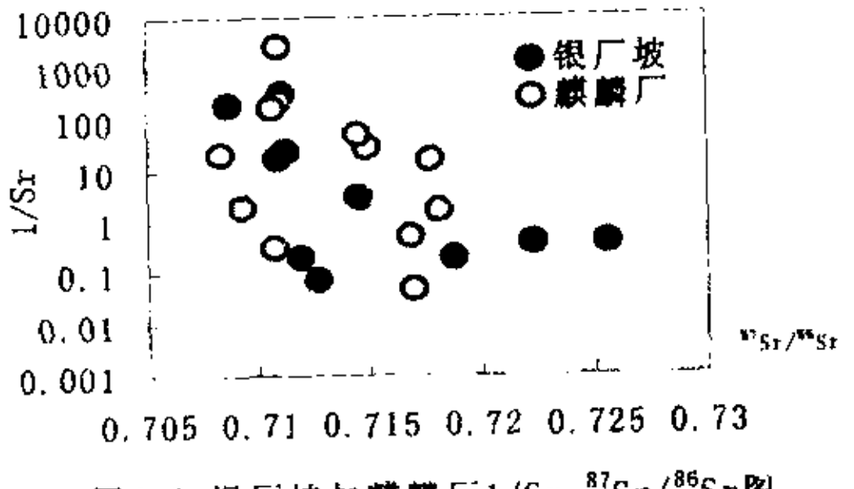


图6.5 银厂坡与麒麟厂1/Sr-$^{87}Sr/^{86}Sr$图

两个矿床的矿石、脉石矿物、硫化物的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 可代表成矿时流体或成矿期流体与围岩作用的发生水岩反应后的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值，它们均明显高出围岩及与石炭纪同时代的海水（$^{87}Sr/^{86}Sr$ 为比值 0.708～709，Fature,1986），显示富放射性成因锶。

在麒麟厂与银厂坡矿区的样品的 $^{87}Sr/^{86}Sr$～1/Sr 的图解上表明（图 6.5），它们之间的无明显的线性关系，但分布区域重合，表明它们富锶的流体可能曾流经共同的源区。

银厂坡与麒麟厂两个矿床的成矿母液均具富放射性成因的锶特征，预示它们的成矿母液均曾流经富放射性成因 Sr 源区。那么，何种地质体为矿区提供放射性成因 Sr 的流体，亦即流体可能流经哪些具此特性的地层或岩系呢？这可从扬子地台的基底与盖层的各地层及岩系 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值特征来分析。

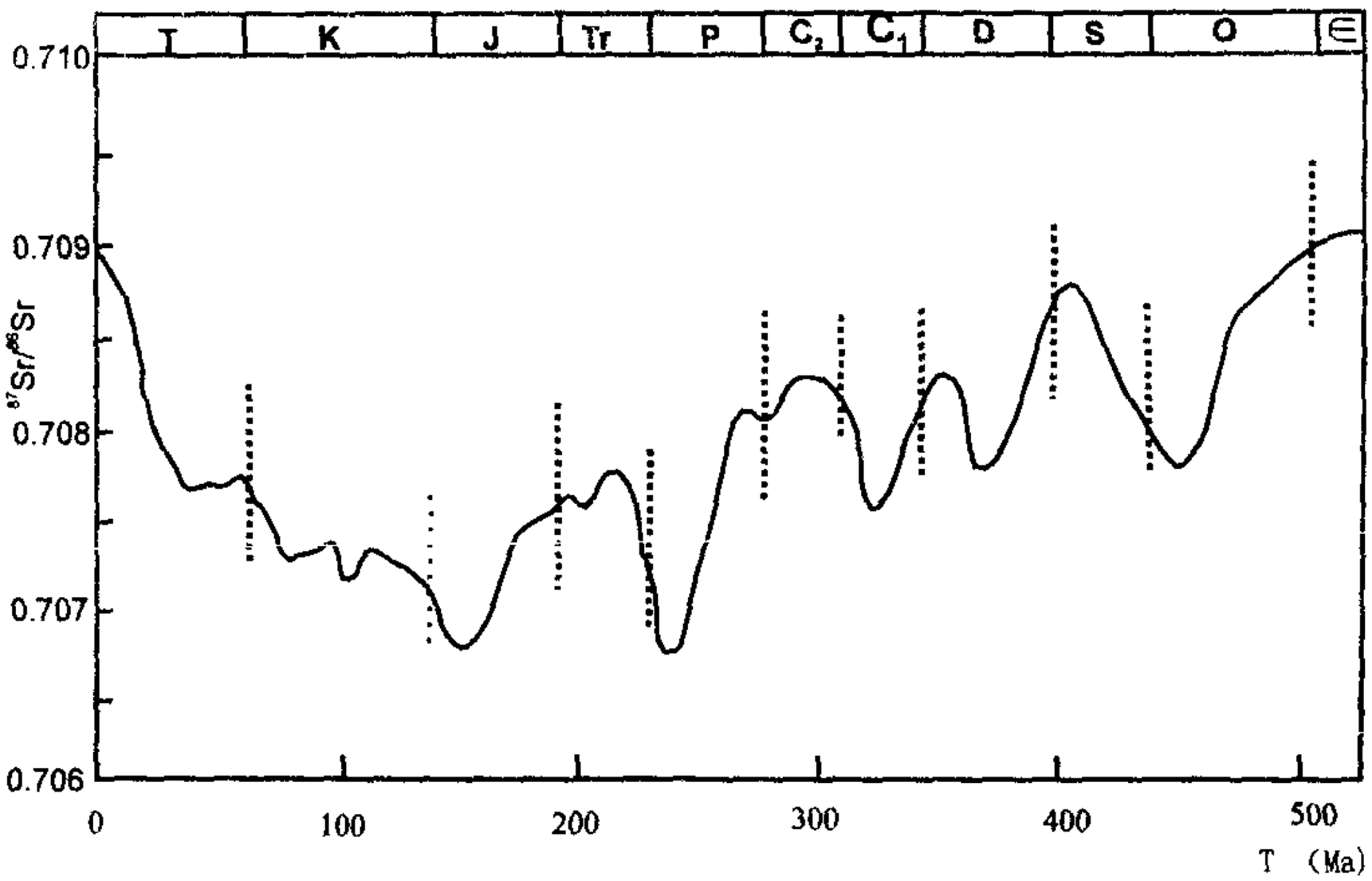


图 6.6 显生宙以来海水 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值演化趋势线（据 Burke,1982）

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