

广东大降坪黄铁矿矿床的铅、钕同位素及金属成矿物质来源探讨*

陈多福 马绍刚 董维权 陈先沛 陈光谦 高计元

(中国科学院广州地球化学研究所, 广州)

提 要: 大降坪黄铁矿矿床 3 号、4 号矿体和硅质物的铅同位素指示, 铅来源于基底混合岩和矿体围岩细碎屑岩的混合, 灰岩的铅同位素反映是细碎屑岩或基底混合岩和震旦纪海水的混合铅。矿石和围岩 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值高, 具有古老基底铅同位素组成特征。钕模式年龄与 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 显示出较好的正相关关系, 说明具放射成因越高, 铅来源于越老的地壳。块状矿石和硅质物的 $\epsilon_{\text{Nd}}(0) = -13.9 \sim -16.5$, 钕模式年龄 t_{DM} 为 $1340 \times 10^6 \sim 2859 \times 10^6 \text{ a}$, 反映其物源为古老的前震旦纪基底物质。 $\text{Sm}-\text{Nd}$ 等时线年龄为 $(230 \pm 13) \times 10^6 \text{ a}$, 或许反映了粤西地区古特提斯构造运动的热动力事件年龄。

关键词: 黄铁矿矿床 铅和钕同位素 金属成矿物质来源 广东大降坪

大降坪黄铁矿床位于云开隆起的东北部, 产于震旦纪碎屑岩系地层中^[1], 矿床主要由 3 号条带状矿体和 4 号块状矿体所组成 (图 1), 被认为是南方震旦纪 BIF 铁矿的硫化物相^[2]。矿床的成因以往被认为是热水沉积-岩浆气液改造形成^[3-5]。作者通过控矿岩石组合、矿石结构构造及元素地球化学特征的研究, 认为矿层和伴生硅质岩主要是热水沉积作用所形成, 后期改造作用并没有改变原始的沉积特征^[6]。本文将报导大降坪黄铁矿床的铅、钕同位素特征, 并对矿床的物质来源作一讨论。

1 样品及分析方法

对大降坪黄铁矿矿床地层剖面中的主要岩石——细碎屑岩、灰岩、硅质物 (硅质岩、硅化岩、3 号矿体的硅质条带、4 号矿体的

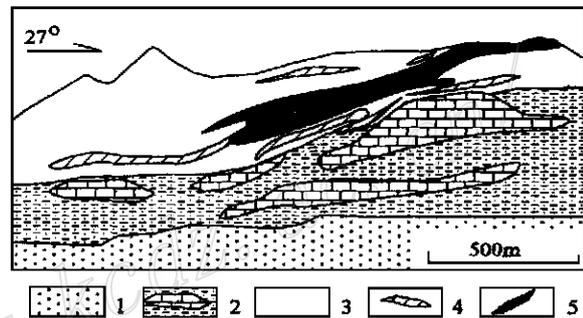


图 1 大降坪黄铁矿矿体纵剖面示意图
(据矿山提供资料改编)

1—碎屑岩系; 2—碳酸盐岩和碎屑岩系; 3—细碎屑岩系;
4—1 号和 3 号条带状中贫矿体; 5—4 号块状富矿体

Fig. 1. Diagrammatic longitudinal geological section of the Dajiangping pyrite deposit.

1- Clastic rock; 2- Carbonate and clastic rocks; 3- Fine clastic rocks; 4- No. 1 and No. 3 banded medium-grade and lean orebody; 5- No. 4 massive rich orebody.

* 国家自然科学基金资助项目(49572114); 同时获得中国科学院九五重点 B 项目和国家九五攀登项目的资助(KZ-952-S1-435)

陈多福, 男, 36 岁, 研究员, 从事矿床沉积学和地球化学研究工作。邮政编码: 510640
1997-08-04 收稿, 1997-12-30 修改回

石英团块) 和主要的矿石——块状黄铁矿、条带状黄铁矿进行采样, 人工选取新鲜部分, 并对矿石选取质纯的部分, 破碎至 200 目的粉样进行 Pb、Sm、Nd 同位素测定 (所有同位素分析由宜昌地质矿产研究所完成, 全部化学分离流程在超净实验室中进行, 质谱分析在 MAT261 和 VG354 上完成, 仪器工作状态由标样监测)。用于监控铅同位素测定的 NBS981 铅标准平均值 $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 为 2.1684 ± 0.0008 , $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 为 0.91464 ± 0.00033 , $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 为 0.059042 ± 0.00037 ; 用于监控 Sm、Nd 同位素测定的 Lalla 和 Nd β 的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 标准平均值分别为 0.511863 ± 7 和 0.511911 ± 7 , 全实验流程本底 Pb 为 2×10^{-10} , Nd 为 86×10^{-12} 。

2 分析结果

2.1 铅同位素

表 1 为黄铁矿矿石和围岩的铅同位素分析结果, 同时列出了张乾等发表的 3 号矿体条带状矿石和 4 号矿体块状矿石黄铁矿和方铅矿的铅同位素组成^[3], 并绘于 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图中(图 2)。从表 1 和图 2 可见, 3 号、4 号矿体和硅质物

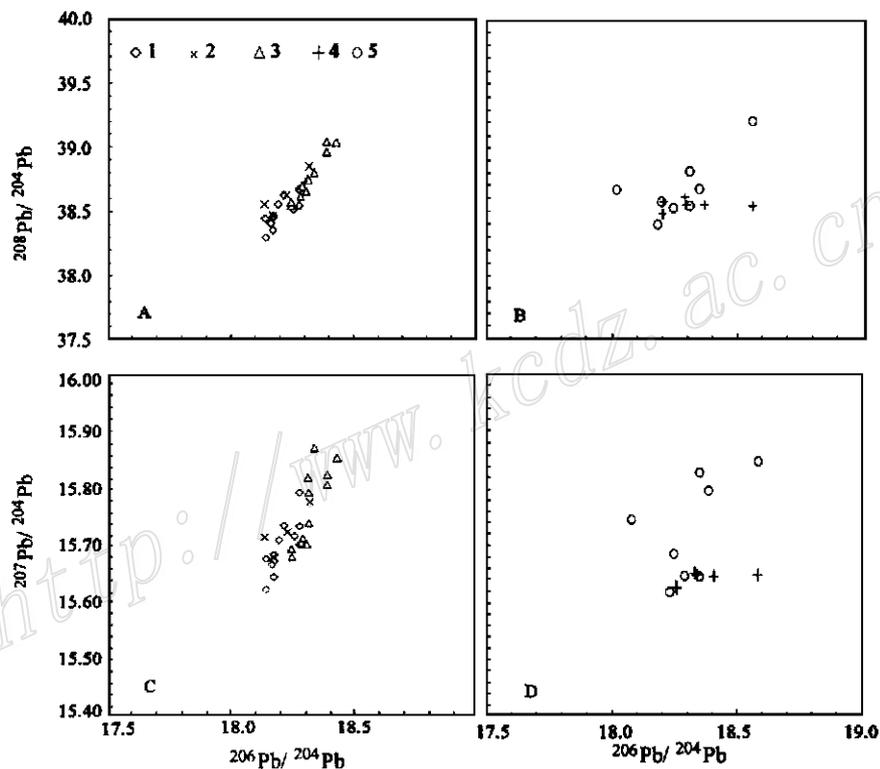


图 2 大降坪黄铁矿矿石和围岩的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 关系图
1—4 号块状矿体; 2—硅质物; 3—3 号条带矿体; 4—灰岩; 5—细碎屑岩; A 和 C 为矿石和硅质物;
B 和 D 为灰岩和细碎屑岩

Fig. 2. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram.

1- No. 4 massive orebody; 2- Siliceous material; 3- No. 3 banded orebody; 4- Limestone; 5- Fine clastic rock; A and C are ore and siliceous material, whereas B and D are limestone and fine clastic rock.

表 1 大降坪黄铁矿矿石和围岩的铅同位素分析结果

Table 1. Lead isotopic analyses of pyrite ores and wall rocks from the Dajiangping ore deposit

样品编号	测定对象	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	模式年龄/ (10^6 a) ^①	μ
D1-1	细碎屑岩	18.248 (3)	15.687 (2)	38.578 (6)	456	10.11
D1-2	细碎屑岩	18.233 (2)	15.62 (4)	38.400 (8)	336	9.81
D1-3	细碎屑岩	18.292 (3)	15.648 (2)	38.529 (4)	348	9.92
D1-4	细碎屑岩	18.352 (6)	15.647 (5)	38.55 (13)	302	9.90
D1-5	细碎屑岩	18.083 (3)	15.747 (3)	38.675 (7)	683	10.45
D1-6	细碎屑岩	18.584 (10)	15.849 (8)	39.208 (15)	519	10.75
59	板岩	18.388	15.798	38.68	562	10.58
60	板岩	18.352	15.83	38.816	643	10.74
D2-1	灰岩	18.339 (1)	15.651 (2)	38.558 (4)	320	9.92
D2-2	灰岩	18.334 (15)	15.655 (13)	38.615 (34)	331	9.94
D2-3	灰岩	18.583 (3)	15.649 (3)	38.542 (7)	134	9.85
D2-4	灰岩	18.254 (6)	15.623 (6)	38.487 (14)	326	9.82
D2-5	灰岩	18.256 (5)	15.632 (5)	38.581 (10)	343	9.86
D2-6	灰岩	18.407 (9)	15.648 (8)	38.556 (24)	263	9.89
41	硅质物	18.321	15.776	38.847	569	10.5
Dx27-2	硅质物	18.228 (7)	15.723 (7)	38.628 (15)	585	10.28
Dx27-1	硅质物	18.138 (7)	15.714 (7)	38.558 (17)	538	10.27
Dx6	硅质物	18.172 (8)	15.679 (8)	38.469 (18)	496	10.1
D4-1	块状矿石	18.194 (3)	15.709 (3)	38.554 (6)	536	10.23
D4-2	块状矿石	18.217 (11)	15.734 (9)	38.624 (22)	566	10.34
D4-3	块状矿石	18.174 (5)	15.683 (8)	38.464 (22)	502	10.11
D4-4	块状矿石	18.174 (12)	15.672 (11)	38.453 (26)	481	10.06
D4-5	块状矿石	18.165 (3)	15.665 (2)	38.411 (7)	475	10.03
28	4号矿体黄铁矿	18.141	15.676	38.443	720	10.94
32	4号矿体黄铁矿	18.279	15.792	38.668	513	10.09
31	4号黄铁矿	18.28	15.7	38.673	458	10.16
74	4号黄铁矿	18.257	15.716	38.514	505	10.24
74-1	4号黄铁矿	18.28	15.733	38.546	520	10.31
74-2	4号方铅矿	18.143	15.622	38.299	407	9.85
74-3	4号方铅矿	18.173	15.644	38.352	428	9.94
Dx30-3	黄铁矿条带	18.307 (2)	15.701 (1)	38.658 (4)	441	10.16
D3-1	黄铁矿条带	18.284 (3)	15.705 (2)	38.616 (5)	465	10.18
D3-3	黄铁矿条带	18.247 (2)	15.679 (2)	38.545 (6)	442	10.07
D3-4	黄铁矿条带	18.316 (14)	15.739 (11)	38.747 (27)	505	10.33
D3-5	黄铁矿条带	18.392 (3)	15.806 (2)	39.041 (4)	574	10.61
D3-6	黄铁矿条带	18.246 (4)	15.693 (3)	38.570 (8)	469	10.41
62	3号矿体黄铁矿	18.293	15.712	38.697	471	10.21
63	3号矿体黄铁矿	18.313	15.818	38.745	649	10.70
64	3号矿体黄铁矿	18.317	15.792	38.742	600	10.57
67	3号矿体黄铁矿	18.392	15.823	38.958	603	10.69
69	3号矿体黄铁矿	18.431	15.853	39.035	629	10.82
64-1	3号矿体黄铁矿	18.34	15.871	38.797	690	10.85

注: D 和 Dx 编号为本文分析, 由地矿部宜昌地质矿产研究所测定。其余为张乾等, 见参考 [3]; 括号内数据为 2σ 绝对误差。①据 Stacey and Kramers 计算的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 模式年龄见参考 [17]

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化较小, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化相对较大。在图 2 中均具呈线性分布, 且有所重叠, 3 号矿体相对富放射成因铅, 硅质物分布于两者之间, 三者的线性分布斜率基本相似; 矿体围岩细碎屑岩的铅同位素分布范围最大, 线性分布特征不明显, 且重叠了矿石和硅质物的铅同位素范围; 灰岩的铅同位素分布范围较小, 也具线性特征, 但其斜率明显不同。矿石、硅质物和细碎屑岩的 Stecey 和 Kram er 铅模式年龄基本一致, 反映矿床为同生沉积成它们的 μ 值在 10 左右, 为高 μ 值铅。

2 Sm、Nd 同位素

表 2 为大降坪黄铁矿矿床 4 号矿体块状矿石和其中硅质物的钐钕同位素分析结果, Nd 同位素非常均一, Sm 同位素相对变化较大, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -13.9 \sim -16.5$, 钐模式年龄 t_{DM} 为 $1340 \times 10^6 \sim 2859 \times 10^6 \text{ a}$ 。5 个样品构成的等时线如图 3, 等时线年龄为 $(230 \pm 13) \times 10^6 \text{ a}$, $I_{\text{Nd}} = 51171 \pm 0.00001$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -12.33$ 。

表 2 大降坪黄铁矿矿床 4 号矿体块状矿石和硅质物钐钕同位素组成

Table 2. Sm-Nd isotopic composition of massive ores and siliceous material from the Dajiangping pyrite deposit

样品号	测定对象	Sm/ 10^{-6}	Nd/ 10^{-6}	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$t_{\text{DM}}/(10^6 \text{ a})$	等时线特征
Dx-6	硅质物	1.765	9.60	0.1113	0.511882 ± 0.00001	-14.7472	1882	$r = 0.9951$, $t = (230 \pm 13) \times 10^6 \text{ a}$
D4-1	块状矿石	0.118	0.61	0.1173	0.511884 ± 0.00002	-14.7082	1995	
D4-2	块状矿石	0.095	0.39	0.1489	0.511927 ± 0.00001	-13.8694	2859	$\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -12.33$
D4-3	块状矿石	0.242	1.27	0.1154	0.511885 ± 0.00001	-14.6887	1955	
D4-4	块状矿石	0.057	0.57	0.0596	0.511794 ± 0.00001	-16.4639	1340	$I_{\text{Nd}} = 0.51171 \pm 0.00001$

注: $t_{\text{DM}} = 1/\lambda \ln[(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - 0.51315)/(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - 0.2137) + 1]$; $\epsilon_{\text{Nd}}(0) = [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - 0.512638) / 0.512638] \times 10^4$; $\lambda = 6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$ 。由地矿部宜昌地质矿产研究所测定

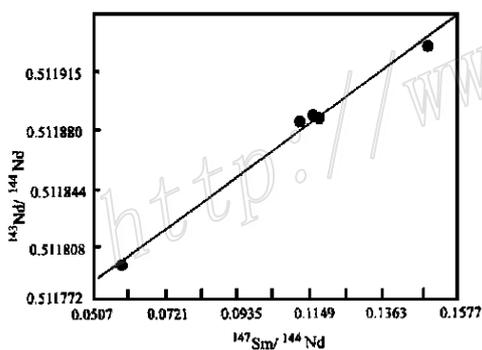


图 3 大降坪块状黄铁矿和硅质物的钐钕等时线

Fig. 3. Sm-Nd isochron line of massive pyrite and siliceous material in the Dajiangping ore deposit.

3 讨论

3.1 铅来源

铅同位素是了解矿床金属成矿物质来源的有力证据, 大降坪超大型黄铁矿矿床的主要矿体和围岩的铅同位素特点见图 4, 并同时标出了云开地区燕山期岩浆岩、前震旦纪基底混合岩^[3]和现代海底锰结核铅同位素数据^[18]。从图 4 可见前震旦纪基底混合岩具最低放射成因铅, 分布在最下部, 矿体围岩——细碎屑岩具最高的放射成因铅, 分布于最上部, 矿石和硅质物的铅同位素分布于两者之间, 反映了矿石和硅质物的铅是两者的混合, 燕山期岩浆岩分布于最右边, 远离其他的铅同位素分布区, 与矿区主要岩石和矿石物质来源关系不大。灰岩的铅同位素部分与

细碎屑岩和基底混合岩重叠, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 具较高放射成因铅的样品接近于现代锰结核的铅同位素组成, 现代锰结核的铅同位素可代表深海水的铅同位素组成^[18], 如果认为震旦纪海水的铅同位素与现代的相似, 我们获得的灰岩铅同位素则是细碎屑岩或基底混合岩和震旦纪海水的混合铅。

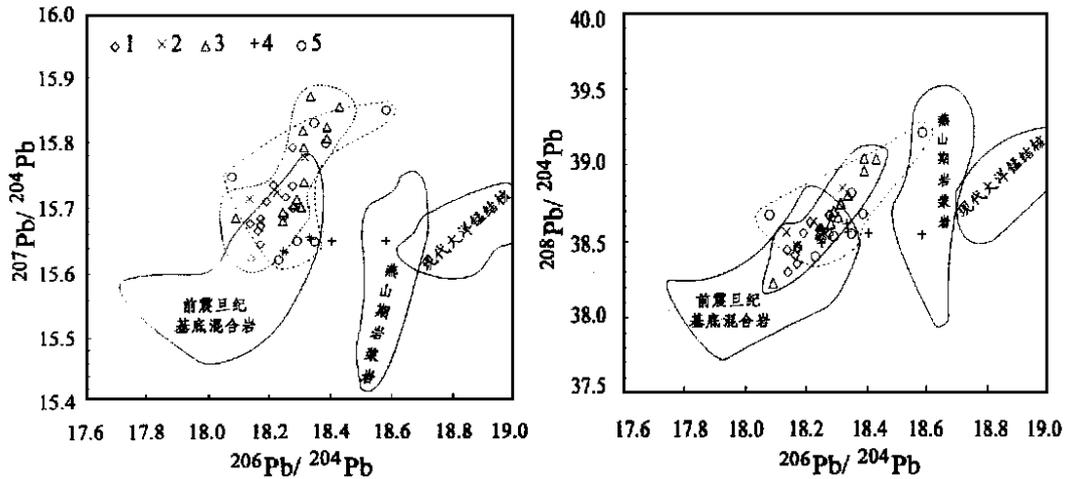


图 4 大降坪超大型黄铁矿矿床的铅同位素来源判别图

(前震旦纪基底混合岩和燕山期岩浆岩据文献 [3], 现代大洋锰结核据文献 [8])

- 1—4 号矿体块状矿石和单矿物黄铁矿; 2—矿体中的硅质物和围岩硅质岩; 3—3 号矿体黄铁矿条带和单矿物黄铁矿;
4—矿体围岩灰岩; 5—矿体围岩细碎屑岩

Fig. 4. Discrimination diagram for lead isotopic sources of the Dajiangping superlarge pyrite deposit.

- 1 - Massive ore and single mineral pyrite from No. 4 orebody; 2 - Siliceous material from orebody and surrounding siliceous rock; 3 - Pyrite banding and single mineral pyrite from No. 3 orebody; 4 - Surrounding limestone of the orebody; 5 - Fine clastic rock of the orebody.

我们所获得的铅同位素数据的一个显著特点是具较高 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值, 且变化范围比较大, 而 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化相对较小, 这特点在整个粤西地区的矿床中基本都有所显示, 如长坑金银矿床^[7], 高凤金矿床、龙水金矿床、京村金矿床、河台金矿床。新洲含金石英脉^[8,9], 与美国密西西比河谷型层状矿床铅同位素 ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值为 15.90~16.15) 特点相似^[10], 显示出古老基底的铅同位素组成。这一特点明显与我国其他地区的铅同位素不同^[11], 具有南大陆古老基底的组成特征, 如 Sri Lanka 古元古宙和太古宙基底 20 个样品的 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 平均值为 15.967^[19]。张伯友等认为在粤西地区发育有特提斯构造带, 并认为大降坪黄铁矿矿床所处的云开地块为印支地块的一部分^[12,13]。在钨模式年龄与 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 的图上显示出较好的正相关关系(图 5), 说明了具放射成因越高的铅来源于越老的地壳物质。

3.2 Nd 来源

大降坪黄铁矿矿床 4 号矿体块状矿石和硅质物的 $\epsilon_{\text{Nd}}(0) = -13.9 \sim -16.5$, 钨模式年龄 t_{DM}

王秀璋、程景平、张宝贵等, 1995, 奥西金矿带成矿规律与找矿远景研究, 专题研究报告
朱炳泉、常向阳, 1997, 铅同位素化探与深部预测, 研究报告

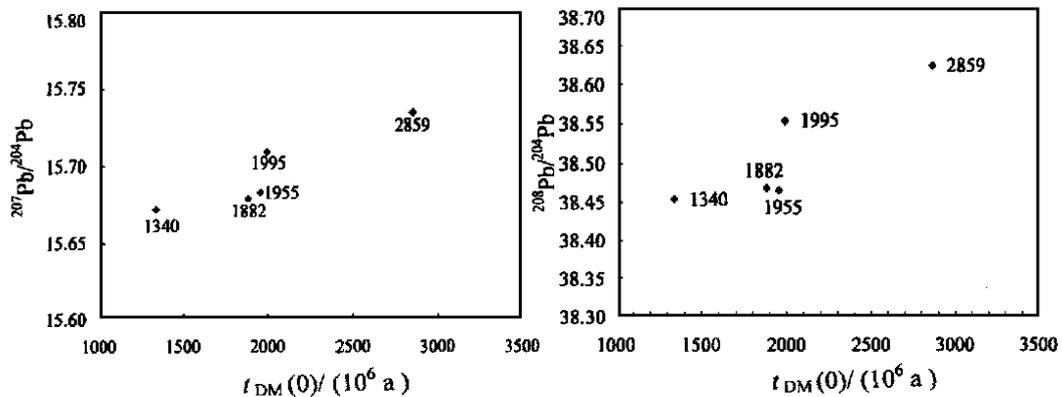


图5 4号矿体硅质物和块状矿石的钕模式年龄与 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 的关系

(图中所标出的数据为其钕模式年龄值, 单位 10^6 a)

Fig. 5. Relationship of neodymium model age to $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and to $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ for siliceous material and massive ore from No. 4 orebody.
Data in the diagram are Nd model ages (10^6 a).

为 $1340 \times 10^6 \sim 2859 \times 10^6 \text{ a}$, 反映其物源为古老的前震旦纪基底物质, 与铅同位素结果相一致。

3.3 Sm、Nd 等时线

黄铁矿矿床含矿地层中震旦纪微古植物化石组合和藻类古生物化石的发现、黄铁矿层与围岩整合产出、矿层中原生沉积组构的广泛发育^[1,6]及王鹤年等确定的3号矿体顶部围岩热水沉积硅质岩的条带或条纹的Rb-Sr等时线年龄为 $630 \times 10^6 \text{ a}$ ^[14], 均说明矿床形成于震旦纪。我们所获得的4号矿体块状矿石及其中硅质物的钐钕同位素等时线年龄 $(230 \pm 13) \times 10^6 \text{ a}$ 与震旦纪有很大的差异。丘元禧等认为大降坪黄铁矿矿床为海西-印支期逆掩推覆于泥盆系-石炭系之上的大型飞来峰^[1]。张伯友等认为两广地区发育有古特提斯构造带^[12,13], 联系到硫化物矿床在构造作用过程中可发生很强的物理和化学迁移^[20]和甘晓春等认为后期构造热事件可引起Sm-Nd同位素体系的变化^[15], 大降坪黄铁矿床4号矿体的矿石及其中硅质物的钐钕等时线年龄 $(230 \pm 13 \times 10^6 \text{ a})$ 或许是反映了粤西地区古特提斯构造运动的热动力事件对矿床的改造年龄。我们分析的样品由于没有测定铷、锶同位素组成, 构造运动的热动力事件是否能改造硫化物的铷、锶同位素体系还有待进一步研究。构造运动的热动力事件没有对3号矿体顶部硅质岩的条带或条纹的铷、锶同位素体系引起变化, 可能是与硅质岩有较强的稳定性有关。而且, 3号矿体比4号矿体所受的构造作用的影响明显要弱。总之, 构造作用对各类岩石的各自同位素体系的影响有待深入研究。

4 矿床成因探讨

据对现代海底热水溶液及其沉积物的铅同位素研究, 发育于无沉积物的现代海底热水溶液及其沉积物的铅同位素显示铅主要来源于热水对流循环的玄武岩, 被沉积物覆盖的洋脊区发育的热水溶液及其沉积物的铅主要来源于玄武岩和沉积物铅同位素库, 在弧后区的热水沉积显示铅来源于火山岩和沉积物, 红海热水沉积的铅来源于热卤水和沉积物, 其中热水及其

沉积物的放射成因铅来源于正常海相沉积的原因是源于火成岩的热水在上升和沉积过程中获得了正常海相碎屑沉积的放射成因铅^[21-25]。大降坪黄铁矿矿床发育于震旦纪的大陆裂谷中^[2,16], 硅质物和矿石铅同位素特征显示铅来源于前震旦纪基底混合岩和矿体围岩细碎屑岩, 且以后者为主, 表明循环于前震旦纪基底中的热水在上升和沉积过程中受到了来自碎屑岩放射成因铅的强烈污染, 而且由热水沉积和非热水沉积组成的 3 号条带状矿体比 4 号块状矿体中的硅质物和矿石明显更富放射成因铅 (图 1 和表 1), 也反映了 4 号块状矿体比 3 号条带状矿体在形成过程中受细碎屑岩放射成因铅的污染程度要小, 与 4 号矿体形成于热水喷口而 3 号矿体离热水喷口较远的特点相一致。

现代海底热水及其沉积物的钕主要来自热水对流的主岩和海水的混合, 并以前者为主^[26-28]。大降坪黄铁矿矿床的块状矿石和硅质物的 Nd 模式年龄为 $1340 \times 10^6 \sim 2859 \times 10^6$ a, $\epsilon_{Nd}(0) = -13.9 \sim -16.5$, 表明黄铁矿和硅质物的 Nd 主要来自热水对流循环古老的陆壳物, 与现代热水沉积钕同位素特征相一致。

5 结 论

(1) 3 号、4 号矿体和硅质物的²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 变化较小, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 和²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 变化相对较大, 在²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb-²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 和²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb-²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 图中均呈线性分布。位于基底混合岩和矿体围岩细碎屑岩之间, 且有所重叠, 反映了矿石和硅质物的铅是两者的混合, 表明循环于前震旦纪基底中的热水在上升和沉积过程中受到了来自碎屑岩放射成因铅的强烈污染。灰岩的铅同位素分布范围较小, 也具线性特征, 但其斜率明显不同, 是细碎屑岩或基底混合岩和震旦纪海水的混合铅。

(2) 矿石和围岩的²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 比值高, 变化范围比较大, 显示出南大陆古老基底的铅同位素组成特征, 很有可能大降坪黄铁矿矿床所处的云开地块是印支地块的一部分。钕模式年龄与²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 显示出较好的正相关关系, 说明具放射成因越高的铅来源于越老的地壳物质。

(3) 4 号矿体块状矿石和硅质物的 $\epsilon_{Nd}(0) = -13.9 \sim -16.5$, 钕模式年龄 (t_{DM}) 为 $1340 \times 10^6 \sim 2859 \times 10^6$ a, 反映其物源为古老的前震旦纪基底物质。

(4) 矿石和硅质物的 Sm、Nd 钕等时线年龄 (230 ± 13) $\times 10^6$ a 或许可能反映了粤西地区古特提斯构造运动的热动力事件年龄。

野外工作得到了云浮硫铁矿的大力支持和帮助, 在本文的完成过程中我所朱炳泉研究员曾多次对本文提出了宝贵的修改意见, 在此一并致谢。

参 考 文 献

- 1 丘元禧, 彭少梅, 张伯友等. 云开变质地块的地质特征与演化. 广州: 中山大学出版社, 1996, 1~62.
- 2 涂光炽, 王秀璋, 陈先沛等. 华南元古宙基底演化和成矿作用. 北京: 科学出版社, 1993, 47~68.
- 3 张 乾, 张宝贵, 曹一波等. 粤西大降坪黄铁矿床硫、铅同位素组成初步研究. 地质学报, 1993, 67(3): 232~242.
- 4 张宝贵, 张 乾, 曹一波等. 大降坪超大型黄铁矿床地质地球化学. 见: 李朝阳, 朱祥坤主编. 中国科学院矿床地球化学开放实验室年报. 贵阳: 贵州科技出版社, 1990, 91~104.
- 5 张宝贵, 张 乾, 潘家永等. 粤西大降坪超大型黄铁矿床微量元素特征及其成因意义. 地质与勘探, 1994, 30(3): 66~71.

- 6 陈多福, 陈光谦, 陈先沛等. 广东云浮大降坪超大型黄铁矿矿床的热液沉积特征. 地球化学, 1998, 27 (1): 21~28.
- 7 夏萍, 程景平, 王秀璋. 粤西长坑金银矿床成因的硫、铅同位素地球化学研究. 地质地球化学, 1996, (1): 78~81.
- 8 姚德贤, 曹建劲. 广东新洲金矿床地质特征和成矿流体类型. 矿床地质, 1997, 16 (3): 254~259.
- 9 彭少梅, 何绍勋. 粤北新洲推覆构造外来系统中的石英脉及其金矿化的关系. 地质找矿论丛, 1992, 7 (3): 35~45.
- 10 Doe B R. 铅同位素地质. 中国科学院地球化学研究所同位素地质研究室译, 北京: 科学出版社, 1975, 1~80.
- 11 陆松年, 杨春亮, 蒋明媚等. 前寒武纪大陆地壳演化示踪. 北京: 地质出版社, 1996, 57~71.
- 12 张伯友, 俞鸿年. 粤西海西印支碰撞带深层次推覆构造. 北京: 地质出版社, 1994, 1~14.
- 13 张伯友, 赵振华, 石满全等. 岑溪二叠纪岛弧型玄武岩的首次厘定及大地构造意义——两广交界古特提斯构造带的重要证据. 科学通报, 1997, 42 (4): 413~416.
- 14 王鹤年, 李红艳, 王银喜等. 广东大降坪块状硫化物矿床形成时代——硅质岩 Rb-Sr 同位素研究. 科学通报, 1996, 41 (21): 1960~1962.
- 15 甘晓春, 李献华, 赵凤清等. 广西龙胜丹州群细碧岩锆石 U-Pb 及 Sm-Nd 等时线年龄. 地球化学, 1996, 25 (3): 270~276.
- 16 陈先沛, 陈多福. 华南震旦纪的沉积岩石学及元素地球化学. 见: 李继亮主编. 中国东南海陆岩石圈结构与演化研究. 北京: 中国科学技术出版社, 1992, 163~181.
- 17 Stacey, Kramers. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. Earth Planet. Sci. Lett., 1975, 26 (2): 207~221.
- 18 Von Blanckenburg F, O'Nions R B, Heim J R. Distribution and sources of pre-anthropogenic lead isotopes in deep ocean water from Fe-Mn crusts. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1996, 60 (24): 4957~4963.
- 19 Liew T C, Milisenda C C, Hofmann. Pb isotope discrimination of crustal domains within the high-grade basement of Sri Lanka. Precambrian Research, 1994, 66 (1-4): 111~121.
- 20 Marshall B, Billigan L B. An introduction to remobilization: information from ore-body geometry and experimental considerations. Ore Geology Review, 1987, 2 (2): 87~131.
- 21 Chen J H, Wasserburg G J. The U-Th-Pb systematics in hot springs on the East Pacific Rise at 21° and Guaymas Basin. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1986, 50 (11): 2467~2479.
- 22 Zierenberg R A, Koski R A, Morton J L et al. Genesis of massive sulfide deposits on a sediment-covered spreading center, Escanaba Trough. Economic Geology, 1993, 88 (8): 2069~2098.
- 23 Baumann A. Lead and strontium isotopes in metalliferous and calcareous pelitic sediments of the Red Sea axial trough. Mineral Deposita, 1994, 29 (1): 81~93.
- 24 Halbach P, Hansmann W, Koppel V et al. Whole-rock and sulfide lead-isotope data from the hydrothermal JADE field in the Okinawa back-arc trough. Mineralium Deposita, 1977, 32 (1): 70~78.
- 25 Wayne D, Goodfellow, Franklin J M. Geology, mineralogy, and chemistry of sediment-hosted clastic massive sulfides in shallow cores, Middle Valley, Northern Juan de Fuca Ridge. Economic Geology, 1993, 88 (8): 2037~2068.
- 26 Hegner F, Tatsumoto M. Pb, Sr and Nd isotope in basalt and sulfides from the Juan de Fuca Ridge. Journal of Geophysical Research, 1987, 92 (B11): 11380~11386.
- 27 Hinkley T K, Tatsumoto M. Metal and isotope in Juan de Fuca Ridge hydrothermal fluids and their associated solid materials. Journal of Geophysical Research, 1987, 92 (B11): 11400~11410.
- 28 Piegras, Wasserburg. Strontium and neodymium isotopes in hot springs on the East Pacific Rise and Guaymas Basin. Earth Planet. Sci. Lett. 1985, 72 (4): 341~356.

Pb AND Nd ISOTOPES OF THE DAJIANGPING PYRITE DEPOSIT, GUANGDONG PROVINCE, AND ITS METALLIC ORE SOURCE

Chen Doufu, Ma Shaogang, Dong Weiquan, Chen Xianpei,
Chen Guangqian and Gao Jiyuan

(Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640)

Key words: pyrite deposit, Pb and Nd isotope, metallic ore, Dajiangping in Guangdong

Abstract

The authors have determined the isotopic compositions of Pb and Nd in ores and host rocks from Dajiangping pyrite deposit. The pyrite ores, single pyrite grains and cherts formed by hydrothermal sedimentation have similar Pb isotopic compositions and limited lead isotopic ratio ranges of $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 18.138~18.431, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15.622~15.871, and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 38.299~39.041. These ratios are between the values of fine clastic host rocks and those of Yunkai Pre-Sinian basement migmatites. This means that Pb was removed from the Yunkai Pre-Sinian basement migmatites and fine clastic host rocks by the hydrothermal water. The Pb isotopic compositions are distributed linearly in the $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagrams, with high $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios that characterize Gondwana basement. The $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios of cherts and pyrite ores from No. 4 massive orebody are positively correlated with $t_{\text{NdDM}}(0)$, implying that the Pb is more radiogenic and is derived from older crust materials. The Pb isotopic compositions of limestones are distributed linearly but with different slopes in the $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagrams and are between the values of fine clastic host rocks or Yunkai basement migmatites and those of Mn nodules, suggesting that Pb was their mixture. The t_{DM} and $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ of the massive ore and chert are $1340 \times 10^6 \sim 2859 \times 10^6$ a and -13.9~ -16.5 respectively. This means that the Nd was derived from the Pre-Sinian basement, which is consistent with the Pb isotopic results. The isochron age of $(230 \pm 13) \times 10^6$ a may indicate a tectonic hydrothermal event of the Indo-Chinese epoch.