

# 云南大平掌铜-多金属矿床成矿金属来源初探\*

钟 宏<sup>1,2</sup> 胡瑞忠<sup>2</sup> 叶造军<sup>3</sup>

(1. 中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈构造演化开放研究实验室 北京 100039;

2. 中国科学院地球化学研究所 贵阳 550002)

**摘 要** 大平掌铜-多金属矿床是我国西南“三江”地区新发现的火山岩型块状硫化物矿床,微量元素、稀土元素及铅同位素地球化学研究表明,成矿金属元素主要来源于对流循环的海底热卤水对火山岩围岩的淋滤作用。成矿过程中细碧岩、角斑岩、石英角斑岩均可能提供较多的Cu、Au,角斑岩、石英角斑岩可能贡献较多的Pb,而角斑岩则可能提供较多的Zn。

**关键词** 块状硫化物矿床 成矿金属 火山岩 大平掌

火山岩型块状硫化物(VHMS)矿床是世界Cu、Pb、Zn、Ag、Au等金属的主要来源之一。西南“三江”地区则是我国主要的火山岩型块状硫化物成矿区域之一。产于澜沧江火山岩带(中南段)的云南思茅市大平掌铜-多金属矿床是1996年在“三江”地区新发现的该类矿床,具有大型-超大型矿床远景。大平掌矿区的区域地质研究工作十分薄弱,矿床也尚未进行过系统研究。本文将主要通过该矿床的微量元素、稀土元素及铅同位素地球化学等特征探讨成矿金属来源,以期推动“三江”地区这类矿床的成矿机制研究并为寻找同类矿床提供理论依据。

## 1 地质概况

大平掌矿区位于西南“三江”地区的澜沧江火山岩带中南段的南部,构造位置属于澜沧江火山岩带的云县-景洪弧构造-火山岩区。由于后期陆内会聚的挤压作用,本区呈两宽,中间窄,夹持于东部昌都-思茅拗陷带和西部澜沧江结合带之间(莫宜学等,1993)。

大平掌矿区总体为一不完整的复背斜构造,东西两侧被NW向压性断裂夹持,其西侧为酒房断裂,东侧为李子箐断裂,其中酒房断裂为区域性断裂。矿区主要出露一套以细碧岩-石英角斑岩为主的岩石组合,主要岩石类型有石英角斑岩、细碧岩、角斑岩、花岗闪长斑岩等,常见硅质岩、凝灰岩夹层(图1)。花岗闪长斑岩侵入细碧角斑岩建造底部,目前尚未发现其与成矿作用有密切关系。大平掌矿区的基础地质工作十分薄弱,在细碧角斑岩建造的形成时代问题上,由于缺乏可靠的年代学证据,且岩石被断裂夹持或其它地层呈不整合接触关系(图1),无法通过地层的接触关系确定其时代,所以认为其形成于晚石炭

\*人事部博士后基金资助。

钟 宏,男,1971年2月生,博士后,地球化学专业。

1999-12-30收稿,2000-08-04改回。

世(C<sub>3</sub>)的看法值得商榷<sup>①</sup>。大平掌细碧角斑岩的岩石学特征及产出构造环境与西南“三江”地区零星分布的寒武纪火山岩相似。我们对大平掌细碧角斑岩建造进行详细的同位素年代学及区域地质演化特征研究后,得到 Sm-Nd 全岩等时线年龄为513±40 Ma 以及 Rb-Sr 全岩等时线年龄为511±8 Ma,故认为这套火山岩形成于寒武纪(钟宏等,1999)。

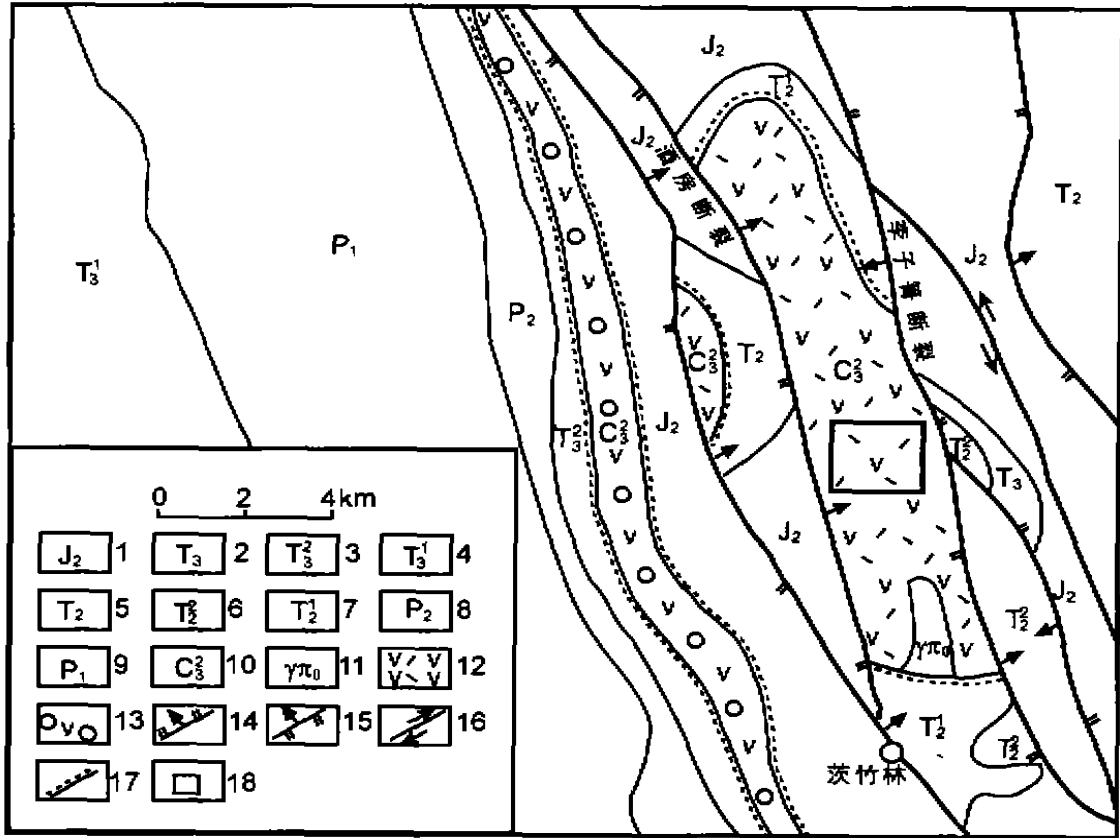


图1 大平掌矿区区域地质略图(据钟宏等,1999)

1. 砂岩、页岩夹泥灰岩; 2. 碎屑岩夹灰岩; 3. 砂岩、泥岩夹煤层; 4. 砂岩、页岩及灰岩; 5. 碳酸盐岩夹砂岩、页岩;
6. 灰岩、泥灰岩及泥岩; 7. 灰岩、白云质灰岩; 8. 灰岩、砂泥岩; 9. 砂岩、泥岩和页岩; 10. 龙洞河组火山岩上段(?)
11. 花岗闪长斑岩; 12. 细碧-角斑岩建造; 13. 中性火山碎屑岩; 14. 实测及推测正断层; 15. 实测及推测逆断层;
16. 走滑断层; 17. 不整合界线; 18. 大平掌矿区

Fig. 1 Regional geological sketch map of the Dapingzhang mining district

矿体赋存于石英角斑岩中上部,顶板为薄层状凝灰岩或硅质岩,与矿体界线清晰,呈突变关系。底板为石英角斑岩,与矿体呈渐变关系。其上部为似层状、块状、角砾状矿体,与地层整合产出;下部为与火山岩不整合的浸染状、细脉状矿体,呈筒状产出(图2)。小规模断裂在矿区广泛发育,对矿体的破坏作用较明显,先期形成的火山岩层和块状矿层受由此

① 云南省第五地质大队, 1997. 思茅市大平掌铜多金属矿床勘查初步报告。

产生的滑塌堆积作用改造,角砾状矿石由此而来。矿石为粒状结构,具块状、角砾状、浸染状、细脉状等构造。块状矿石中常见条纹、条带,角砾状矿石的组分与块状矿石一致,胶结物为碳酸盐、石英细网脉。矿石矿物主要为黄铜矿、黄铁矿、方铅矿、闪锌矿,伴生矿物为斑铜矿、辉铜矿。脉石矿物主要为隐晶质石英、长石、碳酸盐类矿物及少量重晶石等。

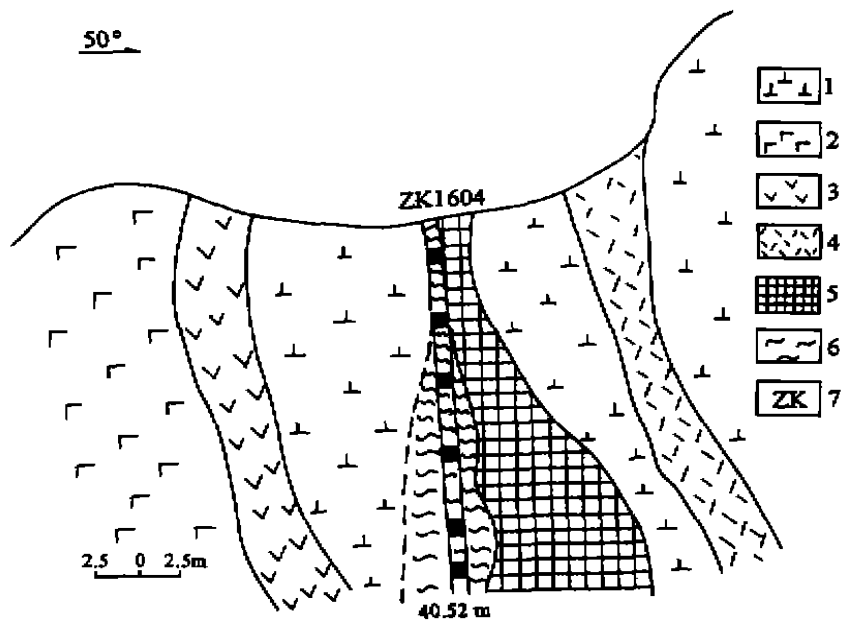


图2 大平掌矿区4号采场剖面图

1. 石英角斑岩; 2. 细碧岩; 3. 角斑岩; 4. 硅质岩; 5. 块状矿体; 6. 浸染状、脉状矿体; 7. 钻孔

Fig. 2 Sketch map of the No. 4 profile in the Dapingzhang mining district

## 2 微量元素特征与成矿物质来源

### 2.1 微量元素特征

参照 VHMS 矿床的研究成果(Large et al., 1987; 叶庆同等, 1997), 根据大平掌矿床块状矿石、浸染状矿石的  $Cu/(Cu+Zn)$  和  $Zn/(Zn+Pb)$  比值计算结果(表1), 可以认为该矿床属于 Cu-Zn-Pb-(Au-Ag)型矿床。这与矿床中各种矿石矿物所占的比例是一致的。

大平掌矿区火山岩围岩与矿化火山岩、矿石的成矿元素含量(表1)对比研究, 及与构造背景相似的新疆阿舍勒细碧角斑岩的微量元素丰度对比(王登红, 1996), 可以为成矿物质来源研究提供重要依据。新疆阿舍勒铜矿的容矿岩是早-中泥盆世阿舍勒组细碧角斑岩, 为形成于裂隙拉张构造环境的双峰式火山岩。与阿舍勒细碧岩的微量元素丰度相比, 大平掌细碧岩的 Cu、Pb 发生明显的亏损, 其中 Cu 为强烈亏损, Zn 弱亏损或略为富集。与阿舍勒角斑岩的微量元素丰度相比, 大平掌角斑岩的 Cu、Pb、Zn 均发生强烈的亏损。与阿舍勒石英角斑岩的微量元素丰度相比, 大平掌石英角斑岩中远离矿体的样品 Cu、Pb 强烈

亏损,Zn从一定程度亏损到富集;而近矿样品(DP<sub>2</sub>-3)则表现为Cu明显亏损,Zn明显富集,Pb弱富集。

从以上的对比研究可以得到如下认识:大平掌细碧岩、角斑岩、石英角斑岩的Cu均发生强烈亏损;角斑岩的Zn强烈亏损,细碧岩、石英角斑岩的Zn从一定程度亏损到富集;角斑岩、石英角斑岩的Pb强烈亏损,细碧岩的Pb发生较强亏损。那么,为什么同一矿区不同类型岩石的微量元素特征会出现如此差别呢?

表1 大平掌矿床火山岩、矿化火山岩及矿石成矿元素含量

Table 1 Contents of ore-forming elements in volcanic rocks, mineralized volcanic rocks and ores from Dapingzhang

样号	名称	Cu /10 <sup>-6</sup>	Zn /10 <sup>-6</sup>	Pb /10 <sup>-6</sup>	Au /10 <sup>-9</sup>	Ag /10 <sup>-6</sup>	Cu/ Cu+Zn	Zn/ Zn+Pb
DP <sub>6</sub> -6	细碧岩	18.3	81.8	12.1	9.10	—		
DP <sub>6</sub> -5		19.6	89.7	11.2	5.30	—		
DP <sub>6</sub> -5'		25.3	186	17.1	6.50	—		
DP <sub>6</sub> -7		11.8	135	4.03	12.4	—		
DP <sub>4</sub> -4		43.8	108	9.10	10.3	—		
DF <sub>4</sub> -9	角斑岩	14.6	142	6.45	6.50	—		
DP <sub>3</sub> -7'		25.6	265	8.80	7.80	—		
DP <sub>4</sub> -3		26.3	83.7	5.86	6.70	—		
DP <sub>4</sub> -7	石英 角斑岩	21.7	117	9.23	6.90	—		
DP <sub>5</sub> -3		177	261	10.0	7.60	—		
DP <sub>2</sub> -4		10.0	51.9	5.04	9.60	—		
DP <sub>2</sub> -3		158	425	93.9	12.2	—		
DP <sub>5</sub> -1	矿化石英 角斑岩	55.6	135	107	27.8	7.66		
DP <sub>5</sub> -2		200	261	21.8	22.2	6.76		
DP <sub>5</sub> -5		5711	828	252	115	22.1		
DP <sub>5</sub> -1		189	621	22.2	125	0.64		
DP <sub>2</sub> -1	浸染状 矿石	3.55%	0.21%	0.060%	832	63.2	0.944	0.778
DP <sub>4</sub> -2		349	1062	1108	109	25.2	0.247	0.489
DP <sub>5</sub> -4		2.77%	0.054%	0.063%	268	8.57	0.247	0.489
HQ <sub>3</sub>		2.59%	0.14%	0.15%	2200	68.7	0.949	0.483
HQ <sub>4</sub>		1.85%	0.23%	0.16%	600	12.5	0.889	0.469
DP <sub>2</sub> -2	块状 矿石	1.46%	28.3%	2.95%	315	76.8	0.049	0.906
DP <sub>4</sub> -3		3.22%	5.26%	0.87%	5490	114	0.384	0.858
DP <sub>5</sub> -6		7.50%	13.2%	0.28%	1787	112	0.362	0.979
HQ <sub>1</sub>		7.06%	6.44%	1.43%	4380	126.9	0.523	0.818
HQ <sub>2</sub>		12.33%	3.24%	0.25%	5730	159.8	0.792	0.928
新疆阿舍勒细碧岩(王登红,1996)		128.00	11.26	35.20	—	—		
新疆阿舍勒角斑岩(王登红,1996)		194.4	365.5	136.60	—	—		
新疆阿舍勒石英角斑岩 (王登红,1996)		263.60	136.2	60.7	—	—		

HQ<sub>1</sub>—HQ<sub>4</sub>据云南省第五地质大队资料(1997年,见前脚注),%示其重量的百分含量。

## 2.2 成矿金属来源

Cu、Pb、Zn的含量变化差异可能主要是不同火山岩的相应背景值不同造成的。世界上许多VHMS矿床的不同类型赋矿火山岩都显示出上述特征(Peterson, 1988; Smith

and Huston, 1992), 如新疆阿舍勒矿床的围岩中细碧岩具有低铜含量的降低场, 酸性岩(石英角斑质凝灰岩)则提供更多的铅(王登红, 1996)。由此可见, 成矿过程中大平掌细碧岩、角斑岩、石英角斑岩都可能提供较多的 Cu, 而角斑岩、石英角斑岩则可能提供较多的 Pb, 角斑岩可能提供较多的 Zn, 总之火山岩可能是大平掌矿床成矿金属元素的主要提供者。

Au 是热液活动中极为活泼的元素, 细碧角斑岩中 Cu、Pb、Zn 已被大量淋滤出来, Au 必然也会被大量淋滤出来。而大平掌矿区所有类型的火山岩的 Au 含量非常一致且较高以及 Au 在矿石中相对于火山岩高度富集(表1), 表明火山岩本身的 Au 背景值很高。Au 在矿石中高度富集这一事实以及大量关于 Au 的物理化学性质的研究成果无疑将为确定成矿物质来源、迁移、富集机制提供更为充分的依据。对于火山岩型块状硫化物矿床中 Au 含量高的原因, 目前主要存在以下几种观点: 1) 热液流体从源岩中淋滤出的 Au 含量高(Keays, 1987; Stolz and Large, 1992); 2) 热液流体的物理化学条件, 尤其是流体的温度及 pH 值, 有利于增加 Au 的溶解度(Huston and Large, 1989; Large et al., 1989); 3) 矿床形成之后的变质、变形过程中 Au 的活化及再分配使 Au 进一步富集(Groves and Philips, 1987; Larocque and Hodgson, 1993)。

大平掌矿床在形成之后没有遭受比较强烈的变质、变形作用, 即: 用成矿后 Au 的活化和再分配来解释显然行不通。Au 的溶解度模式认为低温流体中 Zn、Au 一起迁移、沉淀, 而较高温流体中 Cu、Au 一起迁移、沉淀(Huston and Large, 1989; Large et al., 1989; Huston et al., 1992)。对于大平掌矿床, 微量元素特征已显示出 Zn 与 Au、Cu 与 Au 的地球化学行为并不完全一致, 故用 Au 的溶解度模式来解释也有困难。由此表明本矿区的 Au 发生明显富集与火山岩围岩的高 Au 背景值及成矿流体对火山岩的淋滤作用有关, 而这又与细碧角斑岩建造的形成过程密切相关(钟宏, 1998)。

### 2.3 成矿金属迁移、富集机制

由于氢、氧稳定同位素研究方法的引入, 以及现代大洋中热泉的发现, 国际岩石学界逐渐趋向于认为海底热卤水的对流循环对于细碧岩的形成起决定作用, 但在认识上仍然存在岩浆混染和交代变质等两种分歧说法。夏林圻等(1987)认为岩浆混染说能较为合理地解释细碧岩形成过程中出现的各种现象, 作者对大平掌矿区细碧角斑岩的研究也支持这一假说(钟宏, 1998)。对流循环的海底热卤水淋滤出成矿物质, 并达到一定浓度时即为成矿流体, 这两者实际上没有严格的界限。

渗透热卤水对火山体(或热流中心)四周的沉积物及火山岩本身进行淋滤时, 在热液中化学性质极为活泼的 Au 很容易进入被加热的海水, 并随之发生迁移。不同物理化学条件下, Au 以不同的络合物形式发生迁移。在低温( $<300^{\circ}\text{C}$ )、高  $a_{\text{H}_2\text{S}}$  或  $a_{\text{HS}^-}$ 、中性到碱性(高 pH 值)条件下, Au 以  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$  形式迁移; 而在高温( $>300^{\circ}\text{C}$ )、高盐度( $a_{\text{Cl}^-} > 10^0$ )、低 pH 值条件下, Au 以  $\text{AuCl}^-$  形式迁移(Huston and Large, 1989)。由此可知, 从高温到低温过程热卤水均可淋滤出 Au 而使流体中 Au 含量不断增高, 那么 Au 含量差别不是特别大的各类火山岩浆在受到混染后形成细碧角斑岩建造时均表现为 Au 的明显富集也就不足为奇。“三江”地区寒武纪地层的 Au 丰度( $2.5 \times 10^{-9}$ )以及与澜沧江火山岩带邻近的

哀牢山金矿带的早古生代火山-沉积岩中金有不同程度的贫化可以为上述机制提供有力的佐证(叶庆同等,1992)。

至于 Cu、Pb、Zn 等成矿金属,特别是 Cu、Pb,其在不同类型火山岩中的含量相差较大,故受到渗透热卤水(最高可大于300℃)(Large et al.,1989;叶庆同等,1997)混染后细碧岩、角斑岩、石英角斑岩中的含量差异明显。热卤水淋滤出来的金属主要以氯化物络合物形式进行迁移(宋叔和等,1994)。基性、中性、酸性岩浆的 Cu 含量均相对于热卤水的 Cu 含量高,受混染后 Cu 被淋滤出来,所以表现出特征的 Cu 降低场。同理,受混染的中性、酸性岩浆中 Pb 被大量淋滤出来而导致 Pb 出现特征的降低场,而较中性的岩浆受混染后则显示特征的 Zn 降低场。

### 3 稀土元素特征与成矿物质来源

虽然在成矿过程中,矿化石英角斑岩和浸染状矿石、块状矿石的稀土元素组成受到热液活动很大的影响,但轻、重稀土未发生明显的分馏,通过与较新鲜的石英角斑岩稀土配分模式的对比,可以为成矿物质来源及成矿物理化学条件提供重要的依据。

大平掌矿床的石英角斑岩围岩、矿化石英角斑岩和矿石的稀土元素含量见表2,铅同位素组成见表3。石英角斑岩围岩的稀土总量低到中等,轻稀土富集而重稀土平坦, Eu 负异常较明显, Ce 无异常或负异常(除 DP<sub>3-3</sub>外)(图3上)。DP<sub>5-3</sub>样品的 Ce 正异常可能是遭受轻微风化作用影响而 Ce<sup>4+</sup> 发生水解停留在原地所致。矿化石英角斑岩的稀土总量低到中等,轻稀土富集而重稀土平坦, Eu 负异常较明显, Ce 无异常(图3中)。矿石的稀土总量变化很大,从非常低( $3.55 \times 10^{-6}$ )到中等,轻稀土富集而重稀土平坦, Ce 基本无异常, Eu 的特征却差别很大,浸染状矿石的 Eu 负异常较明显,而块状矿石表现为 Eu 无异常或弱正异常(图3下)。澳大利亚奎河火山成因块状硫化物矿床中块状矿石、块状黄铁矿也表现出 Eu 无异常或弱正异常的特征(Whitford et al.,1988)。

造成 Eu 正异常有两种可能性:1)对 Eu 有特殊亲和性的矿物相沉淀;2)溶液的特征有利于 Eu 优先进入固体矿物相(Graf,1977)。火山岩及浸染状矿石的 Eu 负异常表明溶液原来并不富集 Eu,那么只可能是 Eu 在沉淀过程中与其它稀土元素发生分馏,优先进入沉淀矿物相。

由此可知,溶液由较氧化条件向较还原条件变化可引起致密块状矿石中 Eu 的富集,这与块状矿石沉淀时处于较还原的物理化学环境一致。因为还原条件下, Eu 以2价形式存在,与其它稀土元素发生分馏,优先进入黄铁矿、黄铜矿等固体矿物相。

矿化石英角斑岩、矿石与较新鲜的石英角斑岩的稀土元素特征的一致性为前述的成矿金属来源于火山岩的结论提供了有力的证据。

### 4 铅同位素组成

铅同位素是指示火山岩型块状硫化物矿床的矿石成因、物质来源等的有效示踪剂(Gulson and Porritt,1987;Gulson et al.,1987;Halley and Robert,1997)。由于铅的质量数大,不同的铅同位素之间相对质量差小,铅在浸取、搬运和沉淀过程中,其同位素组成通常变化不明显,则成矿热液中的铅基本可继承其源区的铅同位素组成特征。

表2 大平掌矿床石英角闪岩、矿化石英角闪岩和矿石稀土元素含量/ $10^{-6}$ 

Table 2 Contents of REE in quartz-keratophyre, mineralized quartz-keratophyre and ores from Dapingzhang

样号	DP <sub>6</sub> -7	DP <sub>5</sub> -3	DP <sub>2</sub> -4	DP <sub>2</sub> -3	DP <sub>5</sub> -1	DP <sub>5</sub> -2	DP <sub>5</sub> -5
名称	石英角 斑岩	石英角 斑岩	石英角 斑岩	石英角 斑岩	矿化石 英角斑岩	矿化石 英角斑岩	矿化石 英角斑岩
La	12.4	6.18	4.10	2.06	5.93	12.8	6.63
Ce	18.6	18.6	8.70	4.84	11.4	26.9	13.0
Pr	2.95	1.84	1.19	0.67	1.37	3.59	1.64
Nd	13.5	8.71	5.90	3.72	6.34	16.7	7.55
Sm	3.79	2.54	1.61	1.25	1.58	4.00	1.71
Eu	0.95	0.64	0.43	0.35	0.31	0.86	0.39
Gd	3.34	2.54	1.53	1.46	1.25	2.98	1.49
Tb	0.68	0.59	0.34	0.37	0.35	0.60	0.36
Dy	4.20	3.57	2.27	3.26	1.83	3.77	2.54
Ho	1.16	1.07	0.68	0.85	0.51	1.07	0.84
Er	2.81	2.64	1.87	2.46	1.37	2.41	1.98
Tm	0.50	0.50	0.32	0.45	0.25	0.42	0.31
Yb	3.35	3.21	2.29	2.96	1.67	2.82	2.25
Lu	0.46	0.45	0.27	0.40	0.18	0.38	0.28
ΣREE	68.69	53.08	31.5	24.42	34.34	79.3	40.97
LREE/HREE	3.163	2.643	2.292	1.056	3.634	4.488	3.077
(La/Yb) <sub>N</sub>	2.50	1.30	1.21	0.47	2.39	3.06	1.99
(La/Sm) <sub>N</sub>	2.06	1.53	1.60	1.04	2.36	2.01	2.44
δEu	0.82	0.77	0.84	0.79	0.65	0.76	0.75
δCe	0.74	1.33	0.95	0.99	0.96	0.95	0.95
样号	DP <sub>5</sub> -2	DP <sub>2</sub> -1	DP <sub>4</sub> -2	DP <sub>6</sub> -4	DP <sub>2</sub> -2	DP <sub>4</sub> -3	DP <sub>5</sub> -6
名称	矿化石 英角斑岩	浸染状矿石	浸染状矿石	浸染状矿石	块状矿石	块状矿石	块状矿石
La	8.56	3.65	11.2	0.78	7.13	2.50	0.45
Ce	18.1	8.26	21.7	1.59	14.0	5.04	0.74
Pr	2.20	1.06	2.72	0.19	1.79	0.66	0.06
Nd	10.5	4.39	12.9	1.66	7.75	3.03	0.62
Sm	2.50	1.24	2.76	0.51	1.85	0.76	0.35
Eu	0.50	0.33	0.64	0.14	0.45	0.25	0.14
Gd	2.06	1.00	2.20	0.51	1.55	0.66	0.33
Tb	0.40	0.19	0.36	0.12	0.27	0.11	0.04
Dy	2.65	1.26	2.17	0.75	1.89	0.61	0.33
Ho	0.75	0.32	0.52	0.22	0.51	0.16	0.08
Er	2.02	0.80	1.29	0.50	1.17	0.37	0.18
Tm	0.35	0.09	0.23	0.09	0.17	0.05	0.02
Yb	2.31	0.93	1.27	0.69	1.36	0.34	0.18
Lu	0.30	0.07	0.13	0.11	0.15	0.04	0.03
ΣREE	53.2	23.59	60.09	7.86	40.04	14.58	3.55
LREE/HREE	3.908	4.062	6.355	1.629	4.663	5.231	1.983
(La/Yb) <sub>N</sub>	2.50	2.51	5.94	0.76	4.38	4.94	1.69
(La/Sm) <sub>N</sub>	2.15	1.76	2.55	0.96	2.42	2.07	0.81
δEu	0.67	0.91	0.79	0.84	0.81	1.08	1.26
δCe	1.00	1.01	0.95	0.99	0.94	0.95	1.07

漂亮在中国科学院地球化学研究所矿床开放实验室的 ICP-MS 上完成测试。

表3 大平掌矿床矿石矿物和火山岩铅同位素组成

Table 3 Lead isotope compositions of ore minerals and volcanic rocks from the Dapingzhang deposit

样号	名称	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
DP <sub>4</sub> -3(1)	方铅矿	18.320±0.0029	15.533±0.0019	37.975±0.0065	0.84782	2.0728
DP <sub>4</sub> -3(2)	方铅矿	18.310±0.0018	15.516±0.0025	37.903±0.0053	0.84737	2.0702
DP <sub>4</sub> -3(3)	黄铜矿	18.345±0.0061	15.492±0.0059	37.811±0.0110	0.84503	2.0632
DP <sub>4</sub> -3	黄铜矿	18.355±0.0061	15.515±0.0004	37.911±0.0152	0.84517	2.0646
DP <sub>4</sub> -2	黄铁矿	18.468±0.0070	15.503±0.0079	37.864±0.0174	0.83886	2.0487
DP <sub>5</sub> -6	黄铜矿	18.318±0.0201	15.584±0.0187	38.055±0.0342	0.84955	2.0785
DP <sub>5</sub> -1	黄铁矿	18.327±0.0024	15.522±0.0034	37.924±0.0072	0.84684	2.0695
DP <sub>2</sub> -1	黄铜矿	18.350±0.0022	15.489±0.0029	37.828±0.0038	0.84416	2.0618
DP <sub>5</sub> -7	细碧岩	19.140±0.0034 (17.871)	15.635±0.0044 (15.587)	38.526±0.0112 (38.394)	0.81698 (0.87462)	2.0136 (2.1484)
DP <sub>5</sub> -7'	角斑岩	18.754±0.0013 (18.465)	15.594±0.0011 (15.582)	38.671±0.0031 (38.412)	0.83165 (0.84392)	2.0619 (2.0803)
DP <sub>5</sub> -3	角斑岩	18.890±0.0036 (17.653)	15.611±0.0028 (15.564)	38.853±0.0082 (38.016)	0.82644 (0.88170)	2.0566 (2.1536)
DP <sub>4</sub> -6	细碧岩	18.611±0.0045 (18.431)	15.620±0.0033 (15.613)	38.755±0.0105 (38.586)	0.83974 (0.84713)	2.0828 (2.0936)

由中国科学院地球化学研究所环境国家重点实验室采用同位素稀释法在 MAT-261 质谱仪上测定。  
测试者:彭建华,括号内为扣除成矿后产生放射性成因铅的初始铅比值。

矿石矿物中 U、Th 含量相对于 Pb 含量都很低,成矿后衰变产生的放射成因铅几乎可以忽略不计,测定的铅同位素比值可以近似代表成矿时的比值。而对于火山岩,我们假定成矿后 U、Th、Pb 未丢失,则在衰变规律的基础上根据现今 U、Th、Pb 含量及同位素比值,可以扣除成矿后(大平掌矿区细碧角斑岩的 Sm-Nd、Rb-Sr 全岩等时线年龄分别为  $513\pm 40$  Ma 和  $511\pm 8$  Ma,故取成矿年龄为 510 Ma)(钟宏等,1999)产生的放射成因铅,从而得到成矿时火山岩的铅同位素组成。由表3及图4可见,围岩的铅同位素组成有一定变化,而矿石的铅同位素组成变化不大。

本矿区的矿石含放射性成因铅较高,与围岩明显富含放射性成因铅的特征一致,意味着该区的铅很可能来自放射性成因铅较高的源区。这与大陆边缘环境下的澳大利亚 Mount Read 火山岩带中 VHMS 矿床及日本黑矿的铅同位素组成相似(Gulson and Porritt, 1987; Gulson et al., 1987),放射性成因铅数量增加是由于大陆物质的加入而造成。矿石与围岩的  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  相近,而  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  却相差较大,可能是因为成矿后火山岩中活动性较强的 Th 有一定程度的丢失而使放射成因铅未能完全被扣除。由此,我们认为矿石铅与火山岩铅应属于同一来源。



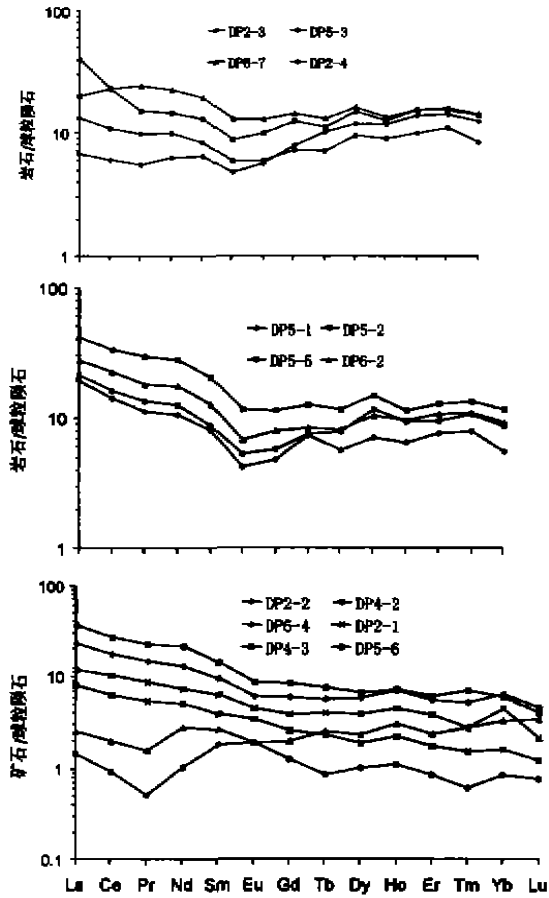


图3 大平掌矿床石英角斑岩(上)、矿化石英角斑岩(中)和矿石(下)稀土配分模式

Fig. 3 REE distribution patterns of quartz-keratophyre, mineralized quartz-keratophyre and ores from the Dapingzhang deposit

### 5 结论

上述的微量元素特征及成矿元素的迁移、富集机制、稀土元素特征、铅同位素组成等研究表明,大平掌铜多金属矿床的成矿金属主要来源于对流循环的海底热卤水对火山岩围岩的淋滤作用。成矿过程中细碧岩、角斑岩、石英角斑岩均可能提供较多的Cu、Au,角斑岩、石英角斑岩则可能提供较多的Pb,而角斑岩可能提供较多的Zn。携带Cu、Pb、Zn、Au、Ag等成矿元素的成矿流体沿较大的断裂带或拉张构造上升至接近海底时,与下渗的氧化程度较高的冷海水发生混合,造成金属元素与热液中的S<sup>2-</sup>或火山喷气直接带来的H<sub>2</sub>S反应形成不可溶的硫化物沉淀,在矿液通道壁处及附近破裂的岩石中形成浸染状、细脉状矿体并伴生强烈蚀变带;而当成矿流体喷出到海底时,与大量海水混合,此时金属的化学沉淀作用占主导地位,在喷口周围及附近的海底形成块状、层状、似层状矿体。

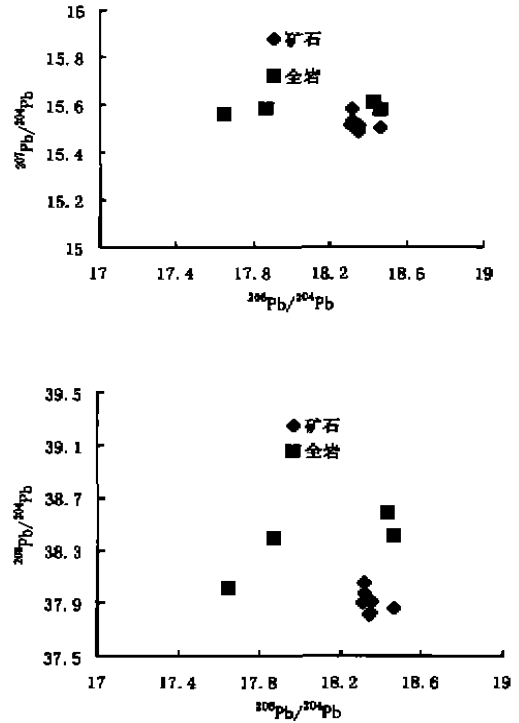


图4 大平掌矿床矿石、火山岩的铅同位素图解  
Fig. 4 Diagrams showing lead isotope compositions of ores and volcanic rocks from Dapingzhang

致谢 工作的顺利完成得益于涂光炽院士的悉心指导,野外工作得到云南省第五地质大队领导及三分队全体同志的大力支持,在此一并表示感谢。

### 参 考 文 献

- 莫宜学,路凤香,沈上越,等. 1993. 三江特提斯火山作用与成矿. 北京:地质出版社. 105—157.
- 宋叔和,韩 发,葛朝华,等. 1994. 火山岩型铜多金属硫化物矿床 VCPD 知识模型. 北京:地质出版社. 63—80.
- 王登红. 1996. 新疆阿舍勒铜矿区双峰式火山岩与成矿背景的初步研究. 地质论评, 42(1): 45—53.
- 夏林圻,夏祖春. 1987. 细碧角斑质火山岩若干问题. 中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊, 19: 1—30.
- 叶庆同,傅旭杰,张晓华. 1997. 阿舍勒铜块状硫化物矿床地质特征和成因. 矿床地质, 16(2): 97—106.
- 叶庆同,胡云中,杨岳清,等. 1992. 三江地区区域地球化学背景和金银铅锌成矿作用. 北京:地质出版社. 8—43.
- 钟 宏. 1998. 云南大平掌矿区火山岩及铜多金属矿床成矿机制研究 [博士学位论文]. 贵阳:中国科学院地球化学研究所. 88.
- 钟 宏,胡瑞忠,叶造军,等. 1999. 云南大平掌细碧-角斑岩建造的同位素年代学及其地质意义. 中国科学(D辑), 29(5): 407—412.
- Graf J L. 1977. Rare earth elements as hydrothermal tracers during the formation of massive sulfide deposits in volcanic rocks. *Econ. Geol.*, 72: 527—548.
- Groves D I and Philips G N. 1987. The genesis and tectonic control on Archean Au deposits of the western Australia shield a metamorphic replacement model. *Ore Geol. Rev.*, (2): 287—322.
- Gulson B L and Porritt P M. 1987. Base metal exploration of the Mount Read volcanics, western Tasmania; Pt. I. lead isotope signatures and genetic implications. *Econ. Geol.*, 82: 291—307.
- Gulson B L, Large R R and Porritt P M. 1987. Base metal exploration of the Mount Read volcanics, western Tasmania; Pt. II. Application of lead isotopes at Elliott Bay. *Econ. Geol.*, 82: 308—327.
- Halley S W and Robert R H. 1997. Henty: a shallow-water gold-rich volcanogenic massive sulfide deposit in western Tasmania. *Econ. Geol.*, 92: 438—447.
- Huston D L and Large R R. 1989. A chemical model for the deposition of Au in volcanogenic massive sulfide systems. *Ore Geol. Rev.*, (4): 171—200.
- Huston D L, Bottrill R S, Creelman R A, et al. 1992. Geologic and geochemical controls on mineralogy and grain size of gold-bearing phases, eastern Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Econ. Geol.*, 87: 542—563.
- Keays R R. 1987. Principles of mobilization (dissolution) of metals in mafic and ultramafic rocks the role of immiscible magmatic sulfide in the generation of hydrothermal Au and volcanogenic massive sulfide deposit. *Ore Geol. Rev.*, (2): 47—63.
- Large R R, Herrmann W and Corbet K D. 1987. Base metal exploration of the Mount Read volcanics, western Tasmania; Pt. I. geology and exploration at Elliott Bay. *Econ. Geol.*, 82: 267—290.
- Large R R, Huston D L, McGoldrick P J, et al. 1989. Gold distribution and genesis in Australian volcanogenic massive sulfide deposits and their significance for gold transport models. *Econ. Geol. Mon.*, (6): 520—536.
- Larocque A C L and Hodgson C J. 1993. Gold distribution in the Mobern volcanic-associated massive sulfide deposit, Noranda, Quebec; a preliminary evaluation of the role of metamorphic remobilization. *Econ. Geol.*, 88: 1443—1459.
- Peterson J A. 1988. Distributions of selected trace and major element around the massive sulfide deposit at the Penn mine, California. *Econ. Geol.*, 83: 419—427.
- Smith R N and Huston D L. 1992. Distribution and association of the selected trace elements at the Roserbery deposit, Tasmania. *Econ. Geol.*, 87: 706—719.

- Stolz J and Large R R. 1992. Evaluation of the source-rock control on precious metal grades in volcanic-hosted massive sulfide deposits from western Tasmania. *Econ. Geol.*, **87**: 720—738.
- Whitford D J, Korsch M J, Porritt P M, et al. 1988. Rare earth element mobility around the volcanogenic polymetallic massive sulfide deposit at Que River, Tasmania. *Chem. Geol.*, **68**: 105—119.

## PRELIMINARY STUDY ON ORIGIN OF ORE-FORMING MATERIALS IN DAPINGZHANG COPPER-METALLIC DEPOSIT, YUNNAN PROVINCE

Zhong Hong<sup>1,2</sup> Hu Ruizhong<sup>2</sup> Ye Zaojun<sup>2</sup>

(1. *Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029;*

2. *Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002*)

### Abstract

The Dapingzhang copper-metallic deposit is volcanic-hosted massive sulfide (VHMS) deposit recently found in the Sanjiang region, SW China. The characteristics of trace element, rare earth element and lead isotope geochemistry indicate that the ore-forming metals were mostly leached from the volcanic rocks through the convective circulation of hot brine water on seafloor. Furthermore, Cu, Au are possibly mainly derived from the spilite, keratophyre and quartz-keratophyre, while Pb mostly came from the keratophyre and quartz-keratophyre, and Zn could be provided by the keratophyre. The volcanic rocks and ores characterized by high concentrations of radiogenic lead indicate the same original area.

**Key Words** Volcanic-hosted massive sulfide (VHMS) deposit, Ore-forming metals, Volcanic rocks, Dapingzhang