

文章编号: 0379-1726(2000)02-0136-07

# 云南大平掌铜多金属矿床 硫、铅、氢、氧同位素地球化学

钟宏<sup>1</sup>, 胡瑞忠<sup>2</sup>, 叶造军<sup>2</sup>

(1. 中国科学院地质与地球物理研究所 岩石圈实验室, 北京 100029; 2. 中国科学院地球化学研究所, 贵州 贵阳 550002)

**摘要:** 对云南大平掌铜多金属火山岩型块状硫化物矿床的矿石矿物和火山岩围岩的 S、Pb 同位素及脉石矿物、硅化岩、硅质岩等的 H、O 同位素地球化学特征进行了研究, 认为矿床中大多数硫来源于热液对火山岩的淋滤, 或直接来源于火山喷气作用; 矿石铅与火山岩铅属同一来源, 且以富放射性成因铅为特征; 成矿流体可能主要来源于深循环的海水与岩浆水的混合流体, 而大气降水参与的可能性很小。

**关键词:** 铜多金属矿床; 火山岩型; 稳定同位素; 云南省

**中图分类号:** P597 **文献标识码:** A

## 0 引言

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, 与斑岩铜矿具有同等重要的经济意义。“三江”地区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 年新发现的该类矿床。矿体厚度大, 品位高, 有用组分多, 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, 也尚未进行过系统的矿床学研究。本文将主要通过该矿床的 S、Pb、H、O 同位素地球化学的特征来探讨成矿物质和成矿流体来源, 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“三江”造山带南段, 即澜沧江火山岩带中南段的南部。澜沧江火山岩带又包括营盘-白济汛洋脊型火山岩-蛇绿岩带、妥坝-盐井南佐弧火山岩带、云县-景洪弧火山岩带、昌宁-孟连裂谷-洋盆火山岩带等四个构造-火山岩区<sup>[1]</sup>。从

所处构造位置来看, 大平掌矿区赋矿火山岩属于云县-景洪弧火山岩带。由于后期陆内会聚的挤压作用, 本带两端宽, 中间窄, 被夹持于东部昌都-思茅拗陷带和西部澜沧江结合带之间。

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的断裂(图 1)。矿区主要出露一套以石英角斑岩等酸性岩石及细碧岩等基性岩石为主的岩石组合, 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。细碧岩的 SiO<sub>2</sub> 含量为 44.28%~49.33%, Na<sub>2</sub>O 为 3.15%~4.52%, TiO<sub>2</sub> 为 0.70%~0.72%, FeO\*/MgO 比值为 1.49~2.14。研究工作的薄弱使这套火山岩的形成时代问题还存在很大争议, 陈炳蔚等<sup>[2]</sup>编制的 1:200 万怒江-澜沧江-金沙江及邻近地区大地构造图将这一套火山岩系划归 P-T<sub>3</sub>, 而云南省第五地质大队<sup>[1]</sup>编制的 1:50 万澜沧江火山岩带中南段地质略图(图 1)则将这一火山岩系的形成时代归属于石炭系上统龙洞河组上段(C<sub>3</sub>ln<sup>2</sup>)。在对大平掌细碧-角斑岩进行详细的 Sm-Nd、Rb-Sr 同位素年代学研究后, 结合区域地质演化特征, 我们认为这套火山岩形成于寒武纪<sup>[3]</sup>。

大平掌矿床产于细碧-角斑岩建造中, 矿体主

收稿日期: 1999-05-18; 修订日期: 1999-08-31

基金项目: 国家人事部博士后基金资助项目

作者简介: 钟宏(1971-), 男, 博士后, 矿床地球化学专业。

1) 云南省第五地质大队, 澜沧江火山岩带中南段地质略图, 1997。

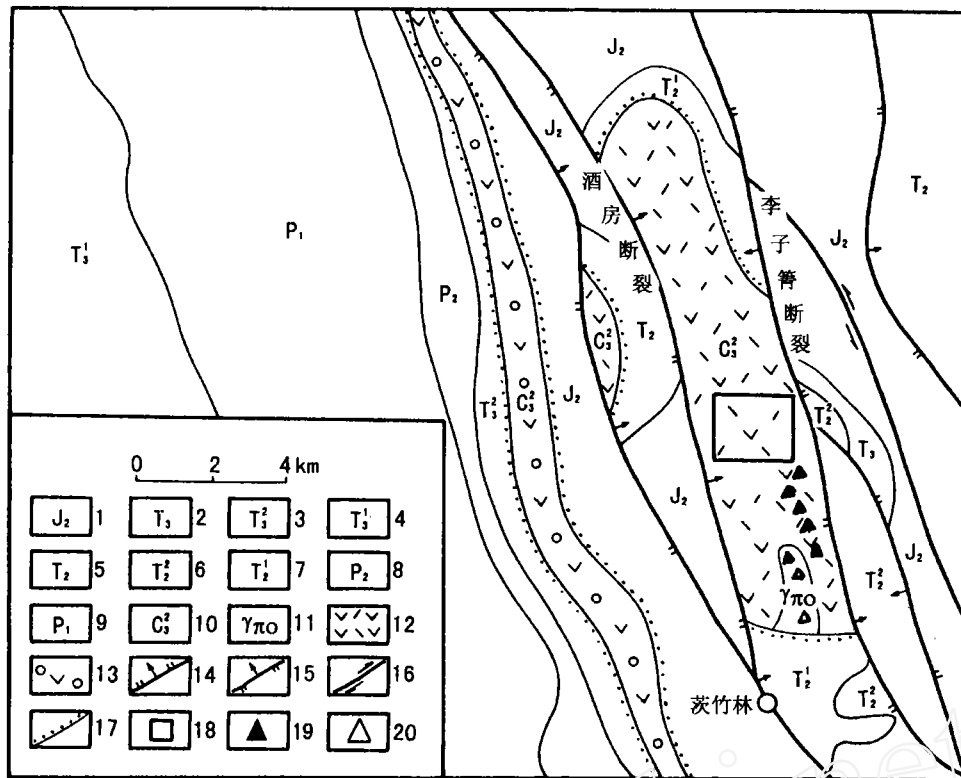


图 1 大平掌矿区地质略图

Fig. 1 Schematic geological map of Dapingzhang ore district

- 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、灰岩; 5. 碳酸盐岩夹砂岩、页岩; 6. 灰岩、泥灰岩、泥岩; 7. 灰岩、白云质灰岩; 8. 灰岩、砂泥岩; 9. 砂岩、泥岩、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; 19. 细碧-角斑岩采样点; 20. 花岗闪长斑岩采样点。

要赋存于石英角斑岩中上部，顶板为薄层状凝灰岩或硅质岩，与矿体界限清晰，呈突变关系。局部地段沿顶板接触界限常发育角砾状矿石，胶结物以炭质为主，以定向排列为特征。矿体底板为石英角斑岩，与矿体呈渐变关系。矿体为陡倾斜矿体，其上部为似层状、块状、角砾状矿体，与地层呈整合产出；下部为与火山岩不整合的浸染状、细脉状矿体，呈筒状产出。矿床的矿物组成比较简单。矿石矿物主要为黄铁矿、黄铜矿、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、绿泥石及少量重晶石等。矿石自然类型以硫化物矿石为主。矿床的主要蚀变类型为绿泥石化、硅化、绢云母化、碳酸盐化、黄铁矿化等。

## 2 硫同位素地球化学

本文测定的选自大平掌矿床中浸染状矿石、块状矿石、石英脉的硫化物的硫同位素组成见表 1。该矿床中硫化物的  $\delta^{34}\text{S}$  值变化较小，介于  $-1.05\text{‰} \sim$

$+1.55\text{‰}$  之间，其平均值接近于零(图 2)。

表 1 大平掌矿床矿石矿物硫同位素组成  
Table 1 Sulfur isotopic compositions of ore minerals from the Dapingzhang deposit

样号	DP <sub>3</sub> -6	DP <sub>4</sub> -3	DP <sub>4</sub> -3 ③	DP <sub>2</sub> -1
硫化物	黄铜矿	黄铜矿	黄铜矿	黄铁矿
$\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$	-0.37	0.33	0.06	0.69
样号	DP <sub>4</sub> -2	DP <sub>6</sub> -4	DP <sub>4</sub> -2'	DP <sub>6</sub> -1
硫化物	黄铁矿	黄铁矿	黄铁矿	黄铁矿
$\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$	1.29	0.34	1.55	0.01
样号	DP <sub>4</sub> -3 ②	DP <sub>4</sub> -3	DP <sub>3</sub> -6'	DP <sub>3</sub> -6
硫化物	方铅矿	方铅矿	闪锌矿	闪锌矿
$\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$	-0.51	-0.50	0.40	-1.05

注： $\delta^{34}\text{S}$  值由中国科学院地球化学研究所矿床开放室用  $\text{SO}_2$  法制样，在 MAT-261 质谱仪上测定，测试精度  $\pm 0.2\text{‰}$ 。测试者：冯家毅。

最近的研究<sup>[4,5]</sup>表明，在以火山岩为主岩的块状硫化物矿床中，硫有两个主要来源，即还原海水硫酸盐和岩浆硫，后者可以直接来源于火山喷气和从火

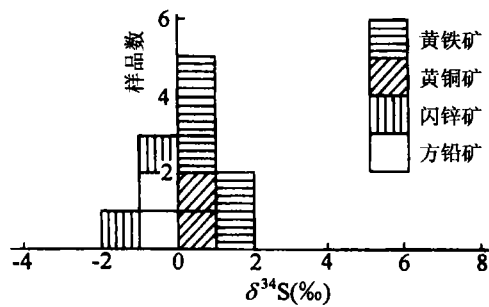


图2 大平掌矿床的硫化物  $\delta^{34}\text{S}$  值分布图  
Fig. 2 Histogram showing  $\delta^{34}\text{S}$  values of various ores from the Dapingzhang deposit

山岩中淋滤出来。Rye *et al.* [6] 对内华达州 Big Mike 含铜块状硫化物矿床稳定同位素进行研究后认为, 块状硫化物的原生矿化是以  $\text{H}_2\text{S}$  为主的热液流体与海底附近冷海水混合期发生的。也就是说, 在混合期间海水硫酸盐和  $\text{H}_2\text{S}$  热液之间没有发生硫同位素交换, 所以硫化物的同位素组成反映的是  $\text{H}_2\text{S}$  溶液的  $\delta^{34}\text{S}$  值。

尽管不同类型火山岩的硫同位素组成的变化范围和平均值不相同, 但其平均值偏离零值不大 [7]。矿石及蚀变岩中缺少硫酸盐、磁黄铁矿、磁铁矿而硫化物的  $\delta^{34}\text{S}$  值较均一, 表明热液流体的化学态可能仍保持在黄铁矿稳定域。热液流体较为稳定的化学态表明大平掌矿床成矿流体的硫同位素成分在迁移、成矿过程中基本保持恒定。因此, 可以认为成矿硫是从细碧岩、角斑岩及石英角斑岩中淋滤出来的, 或是火山喷气直接提供的。世界上有许多与之类似的 VHMS 矿床, 其硫源为岩浆硫 [8, 9]。

Andrews [10] 认为在氧化态下, 低温 ( $< 200\text{ }^\circ\text{C}$ ) 海底蚀变可导致玄武岩中多达 60% 的原始硫发生迁移。而在更高温度 ( $> 200\text{ }^\circ\text{C}$ ) 的块状硫化物矿床的形成过程中, 成矿流体显然可以从火山岩中淋滤出更多的硫。淋滤模式表明, 即使对于大型、超大型矿床, 在火山岩中硫含量较低的情况下 ( $< 100 \times 10^{-6}$ ), 流体也可以从中淋滤出满足成矿需要的硫 [11]。

同时火山喷气带出硫不但是快速的, 而且是大量的 (如西西里岛埃特纳火山 1987 年 7 月喷发时, 最多一天可喷出  $\text{SO}_2$  6 530 t, 喷气柱中 S/Cu 值可达 234; 哥伦比亚加拉莱斯火山 1989 ~ 1990 年喷发时带出的  $\text{SO}_2$  也达 5 000 t/d; 南极洲的 Mount Erebus 在 1986 ~ 1991 年  $\text{SO}_2$  的喷发速率为  $7.7 \times 10^3 \sim 25.9 \times 10^3 \text{ t/a}$ ) [8, 12], 因而对块状硫化物的快速堆积最为有利。

综上所述, 本文认为大平掌矿床中大多数的硫来源于热液蚀变过程中热液对火山岩的淋滤, 或直

接来源于火山喷气作用。

### 3 铅同位素地球化学

铅同位素作为一种有效的示踪剂, 已经被广泛应用于火山岩型块状硫化物矿床的矿石成因及赋存环境、物质来源等方面的研究工作 [13 ~ 15]。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。

矿石矿物中 U、Th 含量相对于铅含量都很低, 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 [细碧岩、角斑岩的 Sm-Nd、Rb-Sr 等时线年龄分别为  $(513 \pm 40)$  Ma 和  $(511 \pm 8)$  Ma [3], 故取 510 Ma 为成矿年龄] 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。从大平掌矿床的矿石矿物和成矿时火山岩围岩的铅同位素组成 (表 2) 的  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  和  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  图解 (图 3) 可以看出, 围岩的

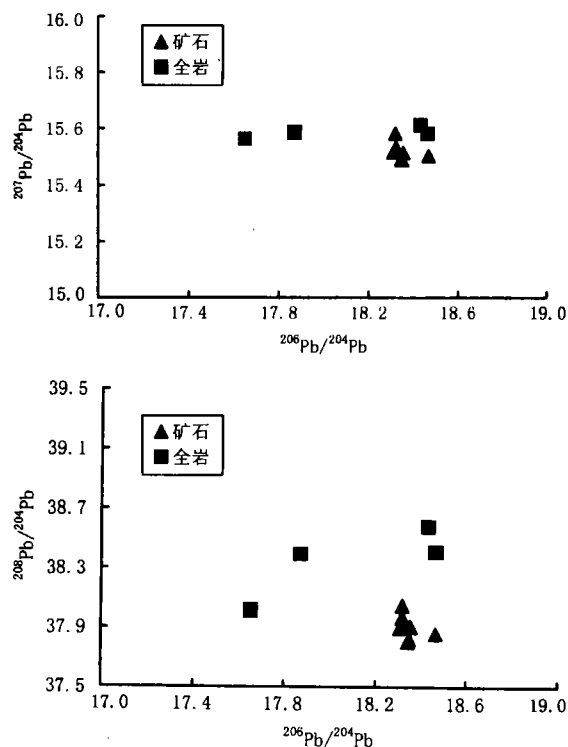


图3 大平掌矿床铅同位素组成图解  
Fig. 3 Diagram of lead isotopic compositions of the Dapingzhang deposit

表 2 大平掌矿床矿石矿物和火山岩铅同位素组成

Table 2 Lead isotopic compositions of ore minerals and volcanic rocks from the Dapingzhang deposit

样号	样品	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
DP <sub>4-3</sub> ①	方铅矿	18.320 ± 0.002 9	15.533 ± 0.001 9	37.975 ± 0.006 5	0.847 82	2.072 8
DP <sub>4-3</sub> ②	方铅矿	18.310 ± 0.001 8	15.516 ± 0.002 5	37.903 ± 0.005 3	0.847 37	2.070 2
DP <sub>4-3</sub> ③	黄铜矿	18.345 ± 0.006 1	15.492 ± 0.005 9	37.811 ± 0.011 0	0.845 03	2.063 2
DP <sub>4-3</sub>	黄铜矿	18.355 ± 0.006 1	15.515 ± 0.000 4	37.911 ± 0.015 2	0.845 17	2.064 6
DP <sub>4-2</sub>	黄铁矿	18.468 ± 0.007 0	15.503 ± 0.007 9	37.864 ± 0.017 4	0.838 86	2.048 7
DP <sub>5-6</sub>	黄铜矿	18.318 ± 0.020 1	15.584 ± 0.018 7	38.055 ± 0.034 2	0.849 55	2.078 5
DP <sub>6-1</sub>	黄铁矿	18.327 ± 0.002 4	15.522 ± 0.003 4	37.924 ± 0.007 2	0.846 84	2.069 5
DP <sub>2-1</sub>	黄铜矿	18.350 ± 0.002 2	15.489 ± 0.002 9	37.828 ± 0.003 8	0.844 16	2.061 8
DP <sub>5-7</sub>	细碧岩	19.140 ± 0.003 4 (17.871)	15.635 ± 0.004 4 (15.587)	38.526 ± 0.011 2 (38.394)	0.816 98 (0.874 62)	2.013 6 (2.148 4)
DP <sub>5-7'</sub>	角斑岩	18.754 ± 0.001 3 (18.465)	15.594 ± 0.001 1 (15.582)	38.671 ± 0.003 1 (38.412)	0.831 65 (0.843 92)	2.061 9 (2.080 3)
DP <sub>6-3</sub>	角斑岩	18.890 ± 0.003 6 (17.653)	15.611 ± 0.002 8 (15.564)	38.853 ± 0.008 2 (38.016)	0.826 44 (0.881 70)	2.056 6 (2.153 6)
DP <sub>6-6</sub>	细碧岩	18.611 ± 0.004 5 (18.431)	15.620 ± 0.003 3 (15.613)	38.755 ± 0.010 5 (38.586)	0.839 74 (0.847 13)	2.082 8 (2.093 6)

注: 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, 国际标样 NBS-981 的测定值为  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.934$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.486$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.673$ , 测试者: 彭建华。括号内数值为扣除成矿后产生放射性成因铅的初始铅比值。

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。

世界上众多的火山岩型块状硫化物矿床研究成果<sup>[5, 8, 13-15]</sup>表明, 矿石和围岩的铅同位素组成与矿床形成的环境有密切关系。本矿区的矿石含放射性成因铅较高, 其  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 18.310$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 15.489$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 37.811$ , 意味着该区的铅来自放射性成因铅较高的源区。澳大利亚的 Mount Read 火山岩带中 VHMS 矿床及成矿远景区的铅同位素组成与本区有相似性, 即含放射性成因铅较高, Gulson *et al.*<sup>[13, 14]</sup>认为这与铅的火山岩源区形成于大陆裂谷或厚大陆地壳下的大陆边缘环境有关。大平掌矿床的围岩也明显富含放射性成因铅, 其  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 17.653$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 15.564$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 38.016$ 。矿石与围岩的  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  值相近, 而  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  值却相差较大, 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扣除所致。不同构造环境的火山岩铅同位素地球化学的研究成果<sup>[16-18]</sup>表明, 岛弧火山岩铅一般都位于大洋中脊玄武岩和大洋沉积物铅(或上地壳铅)之间, 其铅同位素组成也反映它们所在区域内的大洋沉积物特征。靠近大陆的岛弧火山岩铅必然就会反映出陆源沉积物铅混入的迹象, 因此位于岛弧环境(或大陆边缘)的大平掌火山岩富含放射性成因铅也就不足为奇。

根据以上讨论, 我们认为矿石铅与火山岩铅应属于同一来源。

#### 4 氢、氧同位素地球化学

矿源、成矿物质迁移途径和矿体是矿床学研究的基本问题, 成矿流体是联结三者的传媒和纽带。20 世纪 80 年代以来, 由于包裹体地球化学和同位素地球化学等现代分析测试技术的进步和成岩、成矿实验的开展, 以及通过现代地热系统成矿作用的研究, 使人们对于热液矿床的成矿作用有了更深刻的认识。

成矿主期石英、硅化岩、成矿晚期石英及硅质岩是成矿作用不同阶段的产物。各阶段的同位素组成变化可以反映成矿流体的演化特征, 分析结果见表 3。成矿主期石英是与浸染状矿石伴生的脉石矿物, 硅化岩也与浸染状、细脉状矿石共生, 成矿晚期石英穿切块状矿石, 而硅质岩则位于矿体顶板。

在火山岩型块状硫化物矿床形成过程中, 由于下渗流体、晚期流体或压力降低造成的冷却作用, 区域上升热流体可能局部沉淀大量的硅。硅化是明显的矿物蚀变特征, 所以经常被作为代表岩石与热液流体反应的证据。在对加拿大魁北克西北部 Noranda 地区的 Abitibi 绿岩带中一系列 VHMS 矿床的研究中, 许多研究者认为硅化和高  $\delta^{18}\text{O}$  值蚀变可能是大

表3 大平掌矿床成矿流体氢、氧同位素组成  
Table 3 Hydrogen and oxygen isotopic compositions of ore-forming fluid in the Dapingzhang deposit

样号	DP <sub>6-4</sub>	DP <sub>4-1</sub>	DP <sub>3-1</sub>	DP <sub>2-5</sub>	DP <sub>6-1</sub>	DP <sub>4-5</sub>
名称	石英	石英	硅化岩	硅化岩	石英	硅质岩
成矿阶段	主期	主期	主期	主期	晚期	末期
$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	7.8	9.8	9.3	8.9	9.4	11.0
$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (‰)	-1.1~0.9	0.9~2.9	0.4~2.4	0.0~2.0	-2.2~0.5	-3.0~-5.7
$\delta\text{D}$ (‰)	-59	-65	-77	-70	-63	-78

注： $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta\text{D}$ 值由地质科学院矿床地质研究所同位素实验室用MAT-251EM质谱仪测定，测试者：万德芳。 $\delta^{18}\text{O}$ 值测定采用 $\text{BrF}_3$ 法，测试精度为 $\pm 0.2\text{‰}$ 。 $\delta\text{D}$ 值测定采用爆裂法取水、锌法制氢，测试精度为 $\pm 2\text{‰}$ 。

$\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 3.34 \times 10^6 T^{-2} - 3.31$  (据文献[19])，

$\delta^{18}\text{O}_{\text{硅质岩}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 3.09 \times 10^6 T^{-2} - 3.29$  (据文献[20])。

型块状硫化物矿床的标志，硅化可导致赋矿岩石 $\delta^{18}\text{O}$ 值正异常<sup>[21,22]</sup>。

硅质岩作为喷气岩或热水沉积岩，与古代海底喷流-沉积块状硫化物矿床密切共生。硅质烟囱作为热水喷射排泄通道，与现代海底热水区硫化物烟囱和丘堤相伴产出。两者不仅标志海底热水成矿作用，而且记录热水活动、硅质沉淀和硫化物成矿作用过程<sup>[23]</sup>。硅质沉淀主要通过两种方式：一种是热液传导冷凝并与海水混合，另一种为热液流体与海水简单混合<sup>[24]</sup>。一般认为残余成矿热液与海水大量混合及传导冷凝，可产生硅质岩或硅质烟囱。由此可见，硅质岩在成矿流体演化研究中具有重要意义，而在国内外火山岩型块状硫化物矿床的成矿流体研究中，这方面的工作还较为薄弱。

从成矿主期石英、硅化岩→成矿晚期石英→硅质岩，总体表现出形成温度降低，同时对应的 $\delta^{18}\text{O}$ 值逐渐升高的趋势。由于缺乏流体包裹体测温结果及其他相应的温度计算结果，所以参考火山岩型块状硫化物矿床及现代海底热水成矿作用的研究成果，我们假定成矿早期石英(DP<sub>6-4</sub>、DP<sub>4-1</sub>)、硅化岩(DP<sub>3-1</sub>、DP<sub>2-5</sub>)的形成温度为300~250℃，成矿晚期石英(DP<sub>6-1</sub>)的形成温度为250~200℃<sup>[25-27]</sup>，硅质岩(DP<sub>4-5</sub>)的形成温度为150~120℃<sup>[23]</sup>。根据石英-水之间的O同位素分馏方程可得到对应于石英、硅化岩的成矿流体 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值<sup>[19]</sup>，而根据Knauth *et al.*<sup>[20]</sup>的研究可得到对应于硅质岩的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值。可见，大平掌矿床的成矿流体 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值从+2.9‰变化为-2.2‰。

在 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ 同位素组成模式图(图4)上，大平掌矿床成矿流体的H、O同位素组成大致介于岩浆水和海水之间。一般认为，绝大多数火山岩具有比

较均匀的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta\text{D}$ 值，岩浆水的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta\text{D}$ 值分别被限制在+5.5‰~+10‰( $\delta^{18}\text{O}$ )和-50‰~-85‰( $\delta\text{D}$ )范围之内<sup>[28]</sup>。由于热液的沸腾作用不利于形成大规模的VHMS矿床，所以该类矿床的成矿作用多发生在海底之下的较大深度，成矿流体受大气降水影响的可能性很小。因此大平掌矿床的成矿热液流体可能主要来源于深循环的海水与岩浆水的混合流体。

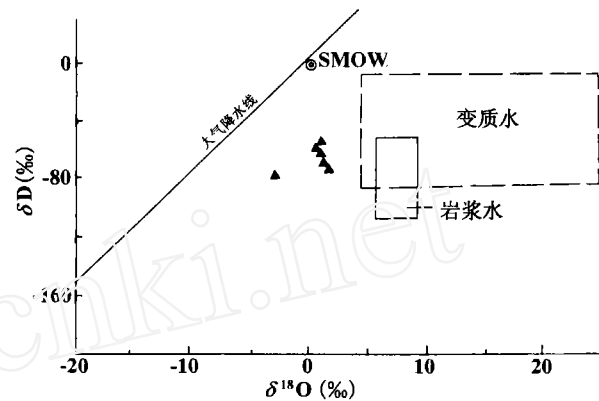


图4 大平掌矿床成矿流体 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ 模式图

Fig. 4  $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$  diagram of ore-forming fluid in the Dapingzhang deposit

## 5 结论

基于以上对大平掌矿床的S、Pb、H和O同位素地球化学研究成果，结合容矿的细碧角斑岩建造的演化特征、成矿时的区域构造背景<sup>[1-3]</sup>，大平掌铜多金属矿床的成矿机制可以初步概括为：(1)早古生代联合古陆开始分裂解体时，“三江”地区处于残留海状态，古澜沧江洋洋壳向西、向南发生俯冲、消减<sup>[1,2]</sup>，在大陆边缘或岛弧环境下形成细碧角斑岩<sup>[3]</sup>；(2)成岩的同时和以后，海水沿细碧角斑岩建造中的断裂或裂隙下渗而变热(热源为地幔隆起处或火成侵入岩基)，形成对流循环的热卤水，淋滤出火山岩中的Cu、Pb、Zn、Au、Ag和S等成矿元素以及 $\text{SiO}_2$ 、Na、K、Ba和Ca等，并与上升的部分岩浆水混合形成成矿流体，同时岩石发生成矿蚀变；(3)当循环至较大的断裂带或张性构造环境时，受压力梯度驱动，成矿流体沿断裂带(或张性构造)上升，金属

元素主要以可溶的氯化物络合物形式迁移<sup>[29]</sup>; (4) 较还原的成矿流体上升至接近海底时,与下渗的氧化程度较高的冷海水发生混合,成矿金属与热液中的 $S^{2-}$ 或火山喷气直接带来的 $S^{2-}$ 反应形成不可溶的硫化物沉淀,在矿液通道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<sup>[29]</sup>,在喷口周围及附近的海底形成块状、层状、似层状矿体;(5)成矿作用末期时,流体中的成矿元素消耗殆尽而硅含量很高,残余热液与海水大量混合及传导冷凝,由此产生的纯硅质岩成为矿体的顶板。

本项目的顺利完成还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,作者谨向他们表示衷心的感谢。

#### 参考文献:

- [1] 莫宣学,路凤香,沈上越,等.三江特提斯火山作用与成矿[M].北京:地质出版社,1993.105~157.
- [2] 陈炳蔚,王铠元,刘万薰,等.怒江-澜沧江-金沙江地区大地构造[M].北京:地质出版社,1987.9~36.
- [3] 钟宏.云南大平掌矿区火山岩及铜多金属矿床成矿机制研究[D].贵阳:中国科学院地球化学研究所,1998.
- [4] Solomon M, Eastoe C J, Walshe J L, *et al.* Mineral deposits and sulfur isotope abundances in the Mount Read Volcanics between Que River and Mount Darwin, Tasmania [J]. *Econ Geol*, 1988, 83: 1 307 ~ 1 328.
- [5] 贾群子.新疆阿舍勒块状硫化物矿床成矿特征及形成环境[J].*矿床地质*, 1996, 15(3): 267 ~ 277.
- [6] Rye R O, Roberts R J, Sneyder W S, *et al.* Textural and stable isotope studies of the Big Mike cupriferous volcanogenic massive sulfide deposit, Pershing County, Nevada [J]. *Econ Geol*, 1984, 79: 124 ~ 140.
- [7] 格里年科 B A, 格里年科 Л H. 硫同位素地球化学[M].赵瑞译.北京:科学出版社,1980.122~129.
- [8] 王登红.新疆阿舍勒火山岩型块状硫化物铜矿硫、铅同位素地球化学[J].*地球化学*, 1996, 25(6): 582 ~ 590.
- [9] Cagatay M N, Eastoe C J. A sulfur isotope study of volcanogenic massive sulfide deposits of the eastern Black Sea province, Turkey [J]. *Miner Deposita*, 1995, 30: 55 ~ 66.
- [10] Andrews A J. On the effect of low-temperature seawater basalt interaction on the distribution of sulfur in oceanic crust, layer 2 [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1979, 46: 68 ~ 80.
- [11] Taylor B E, Bernard C S. Regional stable isotope systematics of hydrothermal alteration and massive sulfide deposition in the West Shasta district, California [J]. *Econ Geol*, 1985, 80: 2 149 ~ 2 163.
- [12] Zreda G G, Kyle P R, Finnegan D, *et al.* Volcanic gas emissions from Mount Erebus and their impact on the Antarctic environment [J]. *J Geophys Res*, 1997, 102: 15 039 ~ 15 055.
- [13] Gulson B L, Porritt P M. Base metal exploration of the Mount Read Volcanics, western Tasmania: Pt. II. Lead isotope signatures and genetic implications [J]. *Econ Geol*, 1987, 82: 291 ~ 307.
- [14] Gulson B L, Large R R, Porritt P M. Base metal exploration of the Mount Read Volcanics, western Tasmania: Pt. III. Application of lead isotopes at Elliott Bay [J]. *Econ Geol*, 1987, 82: 308 ~ 327.
- [15] Halley S W, Robert R H. Henty: A shallow-water gold-rich volcanogenic massive sulfide deposit in western Tasmania [J]. *Econ Geol*, 1997, 92: 438 ~ 447.
- [16] 陈道公, 彭子成. 山东新生代火山岩 K-Ar 年龄和 Pb-Sr 同位素特征[J].*地球化学*, 1985, 14(4): 293 ~ 303.
- [17] 解广轰, 王俊文, Tatsumoto M, 等. 汉诺坝玄武岩及大同火山群的岩石学和同位素地球化学[J].*地球化学*, 1989, 18(4): 277 ~ 285.
- [18] Ito E, White W M, Gopel C. The O, Sr, Nd and Pb isotope geochemistry of MORB [J]. *Chem Geol*, 1987, 62: 157 ~ 176.
- [19] Matuhisa Y, Goldsmith J R, Clayton R N. Oxygen isotope fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1979, 43(7): 1 131 ~ 1 140.
- [20] Knauth L P, Epstein S. Hydrogen and oxygen isotope ratios in nodular and bedded cherts [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1976, 40(9): 1 095 ~ 1 108.
- [21] MacLean W H, Lawrence D H. Geochemistry of hydrothermally altered rocks at the Home mine, Noranda, Quebec [J]. *Econ Geol*, 1991, 86: 506 ~ 528.
- [22] Paradis S, Taylor B E, Watkinson D H, *et al.* Oxygen isotope zonation and alteration in the Noranda district, Quebec: Evidence for hydrothermal fluid flow [J]. *Econ Geol*, 1993, 88: 1 512 ~ 1 525.
- [23] 侯增谦, 吴世迎, Urabe T. 四川呷村黑矿型矿床硅质岩的硅、氧同位素组成及其与现代海底硅质烟卤比较研究[J].*地质论评*, 1996, 42(6): 531 ~ 540.
- [24] Alt J C. The chemistry and sulfur isotope composition of massive sulfide and associated deposits on Green Seamount, East Pacific [J]. *Econ Geol*, 1988, 83: 1 026 ~ 1 033.
- [25] Taylor B E, Bernard C S. Regional stable systematics of hydrothermal alteration and massive sulfide deposition in the West Shasta district, California [J]. *Econ Geol*, 1985, 80: 2 149 ~ 2 163.
- [26] Crowe D E, Nelson S W, Brown P E, *et al.* Geology and geochemistry of volcanogenic massive sulfide deposits and related igneous rocks, Prince William Sound, south-central Alaska [J]. *Econ Geol*, 1992, 87: 1 722 ~ 1 746.
- [27] Hoy L D. Regional evolution of hydrothermal fluids in the Noranda district, Quebec: Evidence from  $\delta^{18}O$  values from volcanogenic massive sulfide deposits [J]. *Econ Geol*, 1993, 88: 1 526 ~ 1 541.
- [28] 福尔. 同位素地质学原理[M].潘曙兰,乔广生译.北京:科学出版社,1983.286~297.
- [29] 宋叔和, 韩发, 葛朝华, 等. 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,1994.63~80.

## Sulfur, lead, hydrogen and oxygen isotopic geochemistry of the Dapingzhang copper-polymetallic deposit, Yunnan Province

ZHONG Hong<sup>1</sup>, HU Rui-zhong<sup>2</sup>, YE Zao-jun<sup>2</sup>

(1. Lithosphere Tectonic Evolution Laboratory, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China;

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

**Abstract:** The Dapingzhang copper-polymetallic deposit is a volcanic-hosted massive sulfide deposit newly found in the Sanjiang area in 1996, with current development of target exploration strategically focused on this type of deposit. Sulfur, lead isotopic compositions of the ore minerals and volcanic rocks, and hydrogen, oxygen isotopic geochemistry of quartz, silicified rocks and chert from the Dapingzhang copper deposit are discussed in this paper. There is minor change in the  $\delta^{34}\text{S}$  values of the sulfides selected from the disseminated ores, massive ores and veins of quartz, varying from  $-1.05\%$  to  $+1.55\%$ , with an average of near zero, which indicates that the chemical state of the ore-forming hydrothermal fluid is kept stable. Therefore the sulfur isotopic composition of the fluid is constant during the transportation and precipitation process. It can be concluded that the sulfur in the deposit is mostly derived from magmatic sulfur, that is, most of the sulfur is leached from the volcanic rocks, such as spilitite, keratophyre and quartz-keratophyre, and/or provided directly by the volcanic exhalation. The change in lead isotopic composition is usually not obvious during the leaching, transporting and precipitating process. The sources of the ore-forming materials and tectonic environment hosting the deposit can be traced effectively using the lead isotopic compositions of the ores because the lead in the ore-forming fluid can inherit the lead isotopic composition characteristics of the original area. The ores and volcanic rocks in the Dapingzhang deposit are characterized by the radiogenic lead, with  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 18.310$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 15.489$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 37.811$  in the ores, and  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 17.653$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 15.564$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 38.016$  in the volcanic rocks. These indicate that the ores and volcanic rocks are the same in the origin of lead and corresponding with the lead isotopic compositions of island-arc or continental margin hosting the Dapingzhang deposit. The variation in stable isotopic compositions of the typical minerals and rocks formed during different ore-forming stages can represent the evolution characteristics of the ore-forming fluid. The ore-forming fluid composition induced from the hydrogen and oxygen isotopic compositions of quartz, silicified rocks and chert in the deposit, ranging from  $+2.9\%$  to  $-2.2\%$  in  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  value and from  $-59\%$  to  $-77\%$  in  $\delta\text{D}$  value, suggest that the ore-forming fluid is most probably composed of the seawater and magmatic water, and contribution of the meteoric water is essentially nil.

**Key words:** copper-polymetallic deposit; volcanic-hosted deposit; stable isotope; Yunnan Province