第8卷第3期

1999年6月

·矿床地球化学·

文章编号: 1002-4182(1999) 02-0104-06

# 阿西金矿床流体成矿的地球化学示踪研究

滕彦国,倪师军,张成江,曹志敏,罗 梅

(成都理工学院核工系,四川 成都 610059)

摘 要: 依据阿西金矿床 H O 同位素组成特点对成矿流体的来源进行了示踪研究,并且研究了矿床的水岩交换作用, 讨论了水 - 岩作用与金成矿的关系.根据矿床中典型热液矿物和岩矿石的稀土元素地球化学特征对成矿流体作用过 程进行了示踪研究,与同位素地球化学示踪研究取得了基本一致的结果.根据成矿流体活动踪迹建立找矿标志,是进 行矿产资源预测的新思路.

关键词: 流体成矿; 同位素地球化学示踪; 稀土元素地球化学示踪; 金矿床; 四川省 文献标识码: A 中图分类号: P618 51 P595

流体地球化学研究的进展也大大促进了对成矿流 体活动信息的示踪研究,并已经取得了一定的成果,如 根据流体活动踪迹研究来提取找矿信息<sup>[1]</sup>;对地壳中 大规模流体的成矿现象和地球化学示踪研究<sup>[2]</sup>;对成 矿流体活动信息的三个标志研究及通过捕捉成矿流体 的生成标志。运移标志和定位标志进行不同尺度的矿 产预测和快速评价<sup>[3]</sup>.人们逐渐注意到成矿流体的活 动过程往往与一定的地球化学界面有关,并在地球化 学界面及其附近留下各种标志,通过识别这些标志可 以追索流体成矿的踪迹<sup>[1]</sup>.

以往,人们利用 H O同位素地球化学方法和稀 土元素地球化学方法进行成矿物质来源及矿床成因等 方面的研究取得了许多成果,但用来示踪成矿流体活 动信息还很薄弱,本文利用上述两种方法进行了流体 成矿信息的提取和流体活动踪迹的追踪研究.

1 矿床地质概况

阿西金矿床是川西北地区典型的微细粒浸染型矿 床,位于秦岭-昆仑东西向复杂构造带西秦岭段之南 缘松潘-甘孜印支造山带北东部,若尔盖中间地块北 东缘的巴西复式背斜南翼.区内出露地层为三叠系中 统扎尕山组碳酸盐岩及砂板岩.印支期中酸性侵入岩 呈岩株状或岩枝状产出的小岩体,其中以且让岩体规 模最大,为黑云母花岗闪长岩.石英闪长岩和花岗斑 岩组成的复式岩体.金矿化受地层-构造-岩浆岩 "三位一体"控制 (图 1). 矿体分为产于岩体内和外接 触带中两种: 产于岩体内的矿体矿石品位较低,工业 意义不大;产于岩体外接触带中的矿体,含矿岩石以 交代石英岩、硅化复成分角砾岩为主. 矿床蚀变类型 分为:① 热接触交代变质 表现为石灰岩的大理岩化、 矽卡岩化及砂板岩的角岩化;② 热液蚀变 成矿期以 富硅硫体为主,形成含金硅化蚀变带,中心部位硅化 强烈,使原岩成分和结构构造都不清楚,形成交代石 英岩,向两侧逐渐变为硅化石英砂岩、硅化复成分角 砾岩、硅化矽卡岩化大理岩,成矿后期流体富 CO<sub>2</sub>,表 现为广泛的碳酸盐化及穿插于含硅化蚀变岩中的方解 石脉的形成<sup>[1]</sup>.

2 氢 氧同位素地球化学示踪

由于不同来源的流体具有特征的氢、氧同位素组 成,因此成矿流体的氢氧同位素组成成为判断成矿流 体来源的重要依据,同时,利用氢、氧同位素示踪成 矿溶液的来源,是同位素示踪技术在地质研究中取得 的最重要的成果之一<sup>[4]</sup>.

2.1 氢、氧同位素组成特征与成矿流体来源示踪

阿西金矿床石英气液包裹体水的氢。 氧同位素组 成测试结果如表 1.

由表 1可见, 石英的 <sup>W<sup>8</sup></sup> O 值为+ 11. ‰~ + 21. ‰, 极差为 9. ‰, 平均值+ 17. ‰. 根据均一 法测温和单样品 <sup>W<sup>8</sup></sup>O值, 利用 (Clayton, 1972) 石英 - 水的氧同位素分馏方程:

 $W^{*8}O_Q - W^{*8}O_{H_2O} = 3.3 \% 10^{6} T^{-2} - 3.4$ 

求得与石英氧同位素交换平衡时水的<sup>₩<sup>8</sup></sup>O<sub>H2</sub>o值 为-8.6‰~+5.8‰,平均-0.48‰.将石英包裹体

收稿日期: 1998-10-06;修回日期: 1999-03-20. 邵晓东编辑. 基金项目:国家计委科技找矿项目 (JG947110-03);国土资源部百名 跨世纪优秀人才培养计划基金;国家"九五"科技攻关重点项目 (96-914-03-02)资助



图1 阿西金矿床地质略图



ト第四系 (Quaternary); 2-中三叠统中岩组 (middle fm., middle Tnassic); 3-石英闪长岩 (quartz dionite); 4-黑云母闪长岩 (biotic diorite); 5-闪长玢岩 (dionitic porphyrite); 6-砂卡岩化大理岩 (skarnized marble); 7-砂卡岩 (skarn); 8-金矿体 (gold ore body); 9-地
层产状 (stratigraphic attitude); 10-山峰及高程 (peak and elevation); 11-压性断层 (compressional fault); 12-扭性断层 (torsional fault); 13-地质界线 (geologic boundary); 14-采场编号 (stope num ber)

水的 WDH20值和计算获得的相应 W<sup>8</sup>OH20投入各种类型 水氢、氧同位素组成图解 (图 2).



#### 图 2 阿西金矿床氢氧同位素组成特征

Fig. 2 WD vs. W8O for A xi gold deposit

表1 阿西金矿床氢、氧同位素实测及计算结果 (‰)

Table 1 H and O isotope compositions of

A	хi	gold	depos	sit (	%)	)

		0	• `	/	
	样只是	WD H <sub>2</sub> O	W8OQ	$W^{8}O_{H_{2}O}$	捕获温度
77 - 5	1+00 5	(SMOW)	(SMOW)	(SMOW)	T/C
1	X 3	- 102.3	+ 16.9	+ 2.3	160
2	X4	- 102.9	+ 14.6	- 0.03	160
3	TC33- 1	- 91.3	+ 13.6	- 1.1	175
4	PD5- 10	- 54.7	+ 21.8	+ 5.8	92
5	TC5- 3- 3	- 117.7	+ 21.3	- 0.7	130
6	KbX06	- 100.4	+ 19.6	- 1.0	160
7	A 64	-	+ 11.9	- 8.6	200

样品由宜昌地矿所测试

W<sup>8</sup>O<sub>H2</sub>o受寄主矿物形成温度和水岩体系交换反应 影响显示较大变化,主要形成 ⊕ 5‰; WD 值变化范围 不大 (- 54. <sup>≁</sup>‰~ - 117. <sup>≁</sup>‰, 平均 - 94. <sup>∞</sup>),预示 其介质来源比较单一.因此,阿西金矿床成矿流体介 质水主要来源于大气降水,但岩浆水和变质水也有一 定的影响.

## 2.2 成矿流体运移反应踪迹的示踪

根据 Taylor(1977)<sup>[6]</sup>给定的水 岩比值计算方法, W/R 可表示为:

$$W / R = \frac{W^8 O_{fR} - W^8 O_{iR}}{W^8 O_{iW} - W^8 O_{fW}}$$

其中  $W^{8}$  Orrs为蚀变围岩全岩氧同位素实测值,  $W^{8}$ Orrs为区域赋矿地层原岩的  $W^{8}$ Orvs为交换反应后 热流体的  $W^{8}$ Orvs为交换反应后 热流体的  $W^{8}$ Orvs为交换反应后 热流体的  $W^{8}$ Orvs为交换反应后 热流体的  $W^{8}$ Orvs为交换反应后 加度测成矿晚期热液矿物石英包裹体最低  $W^{8}$ Orvs为了。 和 WD<sub>42</sub>0 值 (表 1),  $W^{8}$  O<sub>42</sub>0和 WD<sub>42</sub>0值最小值分别为 - 1.  $t^{6}$ 0和 - 117.  $t^{6}$ 0, 由氧同位素雨水线方程 WD=  $8W^{8}$ O+ 10, 结合中生代大气降水的  $W^{8}$ O<sub>42</sub>0 (- 11 $t^{6}$ 0) 和 WD<sub>42</sub>0 (- 11 $t^{6}$ 0) 值, 取该区成矿时期大气降水的 同位素组成初始值: WD= - 11 $t^{6}$ 0,  $W^{8}$ O<sub>42</sub>0= - 1 $t^{6}$ 0. 阿西矿区东端闪长岩体新鲜样品 (PD5- 10,以石英为 对象) WD= - 54.  $t^{6}$ 0,  $W^{8}$ O= + 5.  $t^{6}$ 0, WD= - 6 $t^{6}$ 0. 区域地 层样品选在阿西矿段未见热液活动迹象的赋矿地层 中,测试结果  $W^{8}$ O= - 11.  $t^{6}$ 0, WD= - 83.  $t^{6}$ 0, 分别 取沉积岩同位素组成的初始值为:  $W^{8}O = -10\%$ , WD = - 85\%. 计算获得的 *W* /*R* 值如表 2.

表 2所列 <sup>W8</sup>O 值表明, 矽卡岩、矿 (层)体和蚀变 岩均较未蚀变围岩富<sup>18</sup>O,表明成矿流体中岩浆水的参 与不容忽视.就岩体→内矽卡岩带→外矽卡岩带→矿 (层)体→蚀变围岩→未蚀变沉积岩剖面水 岩比着眼: (1)采用岩浆水和大气降水的初始 <sup>W8</sup>O计算结果几近 一致,暗示两者作用的叠加; (2)分别用岩浆水的<sup>W8</sup> ○计算其与近岩体围岩(矿层体下盘)的水 岩比,用 大气降水的 ₩<sup>8</sup>0 计算其与远岩体围岩(矿层体上盘) 的水 岩比,都能在硅化岩(矿层)处达到水 岩比最 大;(3)水 岩比反映硅化交代是含矿流体沿层间裂隙 与围岩发生水岩交换反应的.层间断裂正好形成了两 个热流体子体系的物理界面和化学界面(图 3),这一 点与矿区构造和矿(层)体产状十分吻合.

表 2 阿西金矿床蚀变围岩氧同位素及水 岩比值

	Table 2	O isotope and wate	r /rock ratio	of altered r	ocks in A xi	gold deposi	t
参数	样品号	样品名称	采样位置	W8 O <sub>SMOW</sub> %0	W/R (1)	W /R (2)	备注
W/8 0	A28	石英闪长岩	YD1- 12	9.37		;	火成岩,取 <sup>₩8</sup> 0 <sub>岩浆</sub>
W <sup>10</sup> U RK成岩	A31	黑云母闪长岩	YD1- 15	5.92			= 8⁄00
	A01	石榴子石矽卡岩	TC13	10.31	0. 01	0. 01	内矽卡岩带
	A02	透辉石矽卡岩	TC13	12.53	0. 23	0. 22	外矽卡岩带
$W^8O_{\mathrm{f}\mathrm{R}}$	A05	硅化岩	TC13	16.01	0.58	0.56	矿 (体) 层
	A06	硅质角砾岩	TC13	13.50	0.33	0. 31	含矿层
	A13	蚀变大理岩	TC13	12.24	0. 20	0. 19	上盘蚀变岩
W18 Oi K沉积岩	A14	钙质粉砂岩	TC20	10.23			未蚀变岩
WISO	V DV 02	3 叶腊石	₩ 采坑	14.3			成矿后最低值取
Was O <sub>iW</sub>	K BX 03						W <sup>8</sup> O雨水 = - 15 <sup>%</sup>

W/R (1): 岩浆水与围岩交换反应的水 岩比; W/R (2): 大气降水与围岩交换反应的水 岩比

水岩交换反应研究表明,阿西矿段的水 岩比变化 趋势是由矿 (层)体两侧向中心变大,最大值即矿 (层)体的赋存位置 (图 3),水岩作用强弱是流体活动 踪迹的有效标志,因此可应用岩石全岩 W<sup>8</sup>O值对成矿 流体作用的灵敏性作为圈定异常和矿体定位的有效手 段.





Fig. 3 Diagram of water/rock reaction in A xi gold deposit

 一石英闪长岩 (quartz diorite); 2-中三叠统 (middle Triassic); 3-大理岩 (marble); 4-外接触带砂卡岩 (exocontact skam); 5-内接触带砂 卡岩 (endocontact skarn); 6-矿体 (ore body)

#### 3 流体成矿的稀土元素地球化学示踪

稀土元素的地球化学相似性,在矿化作用过程中 类似于"同位素"的示踪性质.通过研究矿石矿物及不 同岩石中的稀土元素组成特征和配分形式,判断成矿 环境和物化条件,成为解决物质来源和成矿条件的有效手段之一<sup>[7]</sup>.近年来,利用稀土元素示踪成矿流体活动信息也取得了一定的成果<sup>[8]</sup>.

阿西金矿床中热液矿物和岩矿石中的稀土元素测 试结果及参数计算结果见表 3.

热液矿物 岩 (矿)石 黄铁矿 畫 砂 辉锑矿 石 英 交代石英岩 砂 岩 复成分角砾岩 大理岩 闪长岩 矽卡岩 样品数 4 5 1 5 4 La/10<sup>-6</sup> 4.36 17.43 29 6.64 72.89 46.64 71.12 31.08 44.35 76.57 Ce/10<sup>-6</sup> 8.34 34.71 43.92 12.26 88.94 64.43 75.2 44.3 58.85 100.93 25.91 38.35 6.93 22.42 31.5 26.22 49.72 Nd /10-6 10.13 24.79 26.47 Sm / 10- 6 2.93 7.87 6.24 3.03 4.93 6.23 1.53 3.66 4.21 3.68 Eu/10<sup>-6</sup> 0.87 1.88 1.46 0.25 0.49 0.83 0.56 0.81 1.11 0.74 Tb /10- 6 0.67 1.21 1.77 0.25 0.39 0.72 0.568 0.74 0.58 0.93 Yb /10- 6 2.26 3.36 4.43 0.65 0.71 1.77 1.48 1.91 1. 6 1.13 Yu /10- 6 0.31 0.48 0.62 0.1 0.13 0.25 0.21 0.24 0.17 0.37  $\Sigma$  REE 29.97 92.85 125.79 27.61 189 151.07 179.018 107.77 136.34 237.4 (La/Nd)<sub>N</sub> 0.81 1.27 1.44 1.82 6.16 5.13 2.80 2.37 2.92 2.92 (La/Sm)<sub>N</sub> 1.34 2.83 5.76 0.91 2.64 14.64 11.82 4.49 7.33 7 48 (La/Yb)<sub>N</sub> 3.42 4.31 6.73 67.63 31.65 17.36 26.41 25.85 1.26 12.80 WCe 0.75 0.87 0.72 0.88 0.58 0.54 0.47 0.63 0.54 0.54 WEu 0.85 0.78 0.66 0.56 0.53 0.52 0.33 0.57 0.91 0.36 WCe北美页岩标准 0.79 0.76 0.68 0.75 0.76 0.74 WEu化美页岩标准 0.83 0.84 0.75 0.93 1.42 0.60

表 3 矿物及岩 (矿)石的稀土元素含量及参数 Table 3 REE contents and parameters in minerals and rocks (ores)

样品由成都理工学院"地学核技术应用开发"四川省重点实验室中子活化分析室测定

#### 3.1 热液矿物中稀土元素地球化学特征

由表 **可 见**, 毒砂和辉锑矿的 <sup>S</sup> **REE**分别为 **92 85** × 10<sup>-6</sup>、125. 79× 10<sup>-6</sup>, 而黄铁矿和石英仅有 29. 9× 10<sup>-6</sup>和 27. 6× 10<sup>-6</sup>, 可见不同热液矿物富集稀土元素的能力是不一样的,这可能与矿物本身的晶体结构性质有关. (La/Yb)× (La/Sm)× (La/Nd)×基本上依照黄铁矿 – 毒砂 – 辉锑矿 – 石英的先后顺序逐渐增加,这与矿物的晶出顺序基本一致,反映了稀土元素的分异特征,同时也与各矿物主元素 Fe Sb As及石英晶体对稀土元素的不相容性有关.

热液矿物的稀土元素球粒陨石(据哈斯金, 1960)配分曲线(图4)及表的计算结果表明,矿石 中热液矿物较之母岩(无论是火成岩或沉积岩,或变 质岩)具有更显著的CeEu异常.在成矿过程中,Ce<sup>3+</sup> 变成Ce<sup>4</sup>与其它三价稀土元素发生分离形成Ce异 常;同样Eu一般情况呈Eu<sup>3+</sup>与其它三价稀土元素离 子性质相似一起迁移,当环境条件变得更还原时, Eu<sup>3+</sup>变成Eu<sup>2+</sup>便发生分离形成Eu异常.热液矿物中 Eu和Ce的异常说明辉锑矿、黄铁矿、毒砂石英等 与金的沉淀关系密切,也反映了成矿流体物理化学条 件的变化.



#### 3.2 岩矿石中稀土元素地球化学特征

岩矿石中稀土元素含量见表 3. 由表 3可见,岩矿 石稀土元素总量变化趋势为矽卡岩→交代石英岩→复 成分角砾岩→砂岩→大理岩→闪长岩降低,矿石 (交 代石英岩、复成分角砾岩)中,稀土元素总量较高,这 可能与流体作用有关,而矽卡岩中稀土元素总量较高 可能是热接触交代作用的结果,同时,由于该矿床中 的矽卡岩含有大量的褐帘石、石榴子石,这些矿物中 含有大量的稀土元素,导致矽卡岩中稀土元素总量较 高. 交代石英岩中 (矿石)的 (La /Yb) (La /Sm) (La/Nd)<sup>№</sup>均较其它岩石高,反映了成矿流体作用的 强烈程度.不同岩石中的WCe异常差别不大.WEu异 常明显,但在岩浆岩(闪长岩)中表现为正异常.不 同岩石的稀土元素球粒陨石配分模式(据哈斯金, 1960)(图 5)基本一致,闪长岩略有不同,而稀土元



图 5 岩矿石稀土元素球粒陨石配分型式 Fig. 5 Chondrite-normalized REE pattern of rocks 素的北美页岩标准化配分模式(据 L. A. Haskin, 1984)(图 6)则清晰地反映了各种岩石间的关系,结 合这两种配分模式可见,阿西金矿床成矿物质主要与 围岩有关,而与岩浆岩关系不十分明显.



图 6 岩矿石中稀土元素北美页岩配分型式

Fig. 6 North American shale-normalized REE pattern of rocks

#### 4 讨论与结论

前已述及,阿西金矿床 H O同位素组成特征显示 了成矿流体中水介质主要来源于大气降水成因的地下 水,但岩浆水、变质水等不同来源的水的叠加对流体的 成矿也有一定的影响,不同来源的水对于淋滤 浸出围 岩中的成矿物质具有积极意义.稀土元素地球化学特 征表明,该矿床成矿物质主要来源于沉积地层(围岩). 因此,阿西金矿床成矿过程主要是在侵入体内外接触 带矽卡岩带大气降水渗入、淋滤 升温并溶解围岩中的 矿质成为成矿流体,循环至层间构造,在环境相对封 闭、温度较低的条件下,交代沉淀形成矿石.

围岩蚀变是流体活动的重要踪迹,通过追踪成矿 流体的活动踪迹,查明流体作用过程,同时也可以揭示 成矿流体卸载定位的场所,进行找矿预测.利用 O同 位素研究阿西金矿床蚀变围岩的水 岩交换作用表明, 矿床 (体)赋存部位流体活动最为强烈,表现为水岩比 最大,成为流体活动踪迹的有效标志.稀土元素地球化

## 学特征也是进行流体成矿过程示踪的重要标志.

#### 5 参考文献

- 张成江,倪师军.阿西金矿床流体活动踪迹及找矿信息.四川省地学 核技术应用开发重点实验室年报,成都: 成都科技大学出版社, 1996,43~45.
- 2 马东升. 地壳中大规模流体运移的成矿现象和地球化学示踪研究.南京大学学报(地质流体专辑), 1997, 33 1~ 10.
- 3 倪师军,曹志敏,张成江,等.成矿流体活动信息的三个示踪标志 研究.地球学报,1998,19 (2): 166~169.
- 4 李延河.同位素示踪技术在地质研究中的某些应用.地学前缘, 1998, 5 (2): 275~ 281.
- $5 \quad Clay ton \ R \ N, \ et al. \ Ox \ yg \ en \ is \ otop \ ex \ change \ betw \ een \ quartz \ and \ water. \ J. \ Geophysics \ Res, \ 1972 \ (17) \ .$
- 6 Taylor H P Jr. Water/rock interactions and the origin of H<sub>2</sub>O in granitic batholiths. J. Geol. Soc., 1977, 133 509~558.
- 7 Hanson G N. Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. Ann. Rev. Earth & Planet Sci., 1980, 8 371~406.
- 8 陈骏,王鹤年.成矿流体作用过程的 REE示踪研究.南京大学学报 (自然科学,流体地质专辑),1997,33 28~35.

# STUDIES ABOUT GEOCHEMICAL TRACING ON FLUID ORE-FORMING IN A XI GOLD DEPOSIT

TENG Yan-guo, NI Shi-jun, ZHANG Cheng-jiang, CAO Zhi-min, LUO Mei (Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China)

**Abstract** Fluid geochemistry is a frontier of research in international earth science field, and tracing on information of fluid movement is another focus of research at present. In past time, isotopic method and REE geochemical method were used to study source of mineralizing material and mechanism of ore-forming, but were not so fully and widely used in tracing tracks of ore-forming fluid. So, in this essay, the emphasis of research is on the tracing of ore-forming fluid movement.

The isotopic features of A  $\pm$  gold deposit from quartz fluid inclusion are WD - 54.  $\frac{1}{100} \sim -117$ .  $\frac{1}{100}$  (average, -94.  $\frac{9}{100}$ );  $W^{*8}O_{H_2O}$ : - 8.  $\frac{6}{100} \sim +5$ .  $\frac{8}{100}$  (average, -0.  $\frac{48}{100}$ ). The relationship between WD and  $W^{*8}O_{H_2O}$  shows that ore-forming water originates mainly from meteoric groundwater, partly from magmatic water and metamorphic water. REE geochemical characteristics of minerals and rocks indicate that mineralizing material mainly comes from sedimentary rocks.

Isotopic exchange and water-rock interaction researches can check fluid active traces, that is, ore body is the center of fluid movement, on both sides of which fluid movement become weaker and weaker. In A  $\pm$  gold deposit, the  $W^8$ O of ore body are greater, while the other rocks 'are lower. Water/rock ratio of ore body is high, those in both sides of the ore body are small (ratios are respectively 0.56-0.31-0.19 and 0.56-0.22-0.01, the former presents ore body-skarn-quartz diorite, and the later presents ore body-marble-middle Triassic system).

In summery, REE and W<sup>8</sup>O can be used to refer to some features of mineralizing fluid activities. Using these features, we can set up some tracing marks to search and prospect mineral resources, and to trace fluid paths. **Key words** ore-forming fluid; isotopic geochemical tracing; REE geochemical tracing; gold deposit; Sichuan Province

作者简介:滕彦国 (1973\_),男,1997年毕业于成都理工学院核原料与核技术工程系地质矿产勘查专业,获学士学位,同年免试进入该系攻读放射性地质与勘探硕士学位,主要研究方向为流体地球化学.通讯地址:成都市二仙桥东 3路 1号,成都理工学院核工系;邮政编码 610059.