

湘西南金矿床成矿流体地球化学研究*

彭建堂

戴塔根

(中国科学院地球化学研究所矿床地球化学开放实验室, 贵阳) (中南工业大学地质系, 长沙)

提 要: 流体包裹体地球化学和氢、氧同位素研究表明, 湘西南金矿床的成矿流体显示出低温、低盐度、中等密度、低氧逸度、呈中性—弱碱性的特征, 成矿流体中的金主要以 $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ 、 $\text{AuH}_3\text{SiO}_4^0$ 等络合物形式迁移, 金矿床形成于低温、低压环境条件下, 成矿溶液主要来自大气降水。流体包裹体同位素测年与示踪研究表明, 该区金矿床并非形成于传统认识中的武陵-雪峰期, 而是加里东期成矿, 金矿床的成矿物质主要来自赋矿地层而非中基性脉岩。

关键词: 金矿床 成矿流体地球化学 湘西南

湖南省 80% 以上的金矿床 (点) 分布于雪峰弧形构造隆起带, 按其空间分布, 雪峰地区金矿床大致可划分为 3 个矿化集中区, 即湘东北 (以黄金洞为代表)、湘西 (以沃溪为代表) 和湘西南 (以漠滨为代表) 矿化区。相对于湘西、湘东北而言, 湘西南一带地质工作程度较低, 现有的研究绝大多数都是局限于漠滨金矿, 缺乏区域性、整体性的研究工作。为此, 笔者对该区金矿床进行了系统的野外调研, 在此基础上, 对其开展成矿流体地球化学研究。

1 金矿地质特征

湘西南地区位于雪峰古陆金矿带的西南缘, 成矿地质条件良好。在该区的前寒武系浅变质岩系中, 金矿床 (点) 广泛分布, 具点多面广的特征 (图 1)。在黔阳—会同—靖县一带, 金矿床尤为集中, 如黔阳的铲子坪, 会同的漠滨、淘金冲、肖家、白岩坳、阳湾团, 靖县的亭家山、平茶、坳上。该区金矿类型有石英脉型、破碎蚀变岩型、蚀变基性岩型、古砂砾岩型和砂金矿。其中以石英脉型最为重要, 具有工业开采价值的金矿床 95% 以上为该类型。

石英脉型金矿, 按其成矿元素组合可分为单金石英脉型和金-锑石英脉型。前者以漠滨、淘金冲、肖家、阳湾团为代表, 矿石中硫化物含量一般少于 5%~10%, 而金-锑石英脉型金矿以暂板、平茶为代表, 矿物组合相对复杂些, 硫化物含量也高些。按其矿体产出形式, 石英脉型金矿又可分为顺层式和切层式两种。顺层式石英脉型以会同漠滨、阳湾团为代表, 矿体赋存于褶皱的层间破碎带中, 与赋矿地层产状一致或近于一致; 切层式石英脉型往往分布于断裂或密集节理带中, 矿体与地层呈切割关系, 如淘金冲、肖家、平茶金矿属之。该区石英脉型金矿层控特征明显, 几乎所有金矿都产于板溪群五强溪组和震旦系江口组中, 特别是前者中。

* 中国有色金属总公司地质总局资助项目 (95-D-21)

第一作者简介: 彭建堂, 男, 1968 年生, 博士后, 现主要从事矿床地球化学方面的研究。邮政编码: 550002
1998-03-12 收稿, 1998-09-08 修改回

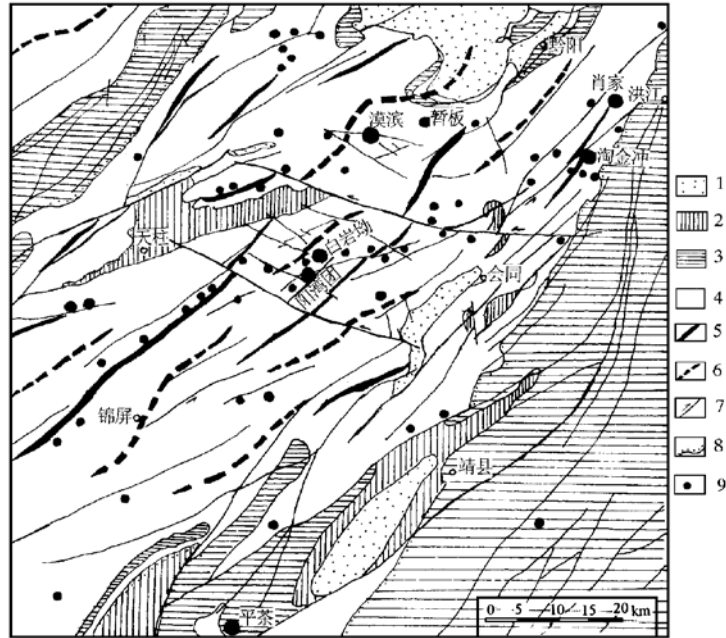


图1 湘西南—黔东金矿床地质图

(据湖南地矿局407队资料修改)

1—侏罗系—第四系；2—石炭系—二叠系；3—震旦系—奥陶系；4—板溪群五强溪组；
5—背斜；6—向斜；7—断层；8—地层不整合界线；9—金矿床（点）

Fig. 1. Geological map of gold deposits in southwestern Hunan-eastern Guizhou.

1—Jurassic-Quaternary; 2—Carboniferous-Permian; 3—Sinain-Ordovician; 4—Wuqiangxi Formation of Banxi Group; 5—Anticline; 6—Syncline; 7—Fault; 8—Unconformity; 9—Gold deposit (spot).

矿石类型有石英-自然金型、黄铁矿-毒砂-自然金型和石英-硫化物-自然金型。矿物组合简单，主要为中低温矿物共生组合，单石英脉型最常见的为石英、黄铁矿、毒砂，次为方解石、绢云母等，金-锑石英脉型则以石英、辉锑矿、毒砂为主，次为黄铁矿、车轮矿、闪锌矿、方解石、绿泥石等。矿石结构主要有充填、压碎、交代以及自形—半自形粒状结构，常见的矿石构造为条带状、网脉状、角砾状及块状构造。矿化可分为3个阶段，早期为石英-黄铁矿-毒砂阶段，中期为石英-硫化物-自然金阶段，晚期为石英-碳酸盐阶段。围岩蚀变较弱，主要有硅化、毒砂化、黄铁矿化、绢云母化，次为绿泥石化、碳酸盐化。金主要以自然金形式产出，常呈粒状、树枝状及不规则状分布于石英晶洞或晶隙中。

2 成矿流体性质与成矿物化条件

2.1 流体包裹体特征

通过对漠滨、肖家、阳湾团、平茶等金矿床的石英中流体包裹体的研究，发现该区金矿床中以气液包裹体为主，一般可达90%以上，其余为纯液相包裹体。所有矿区均未发现含子

晶的三相流体包裹体存在。按其成因，该区金矿的流体包裹体可划分为原生、假次生和次生 3 种包裹体。前两者的数量约占 95% 以上，这与该区成矿后构造活动微弱相吻合。该区金矿床流体包裹体的特征可概括在表 1 中。

表 1 湘西南金矿床的流体包裹体特征

Table 1. Characteristics of fluid inclusions in gold deposits of southwestern Hunan

矿床	包裹体类型	形态	大小/ μm	气液比	包裹体颜色
漠滨	原生和假次生包裹体，占 95% 以上	椭圆、浑圆状、长条状、不规则状	一般 5~25 少数大于 25	5%~15%	无色为主，少数呈灰色、浅灰色
淘金冲 ^①	假次生包裹体发育原生和次生包裹体少	椭圆、浑圆状、长条状、不规则状	一般小于 3	通常为 5%，最大可达 15%	无色
阳湾团	原生包裹体为主，次生包裹体较少	浑圆、椭圆状、长条状、三角状、不规则状	一般为 3~5	一般为 15%~20%	无色，极少数为浅灰色
肖家	原生包裹体为主，次生包裹体较少	椭圆状、长条状、纺锤状、不规则状	一般为 1~3 大者可达 5	一般为 20%~30%	无色
平茶	原生包裹体为主，次生、假次生包裹体较少	椭圆状、长条状、腰状、不规则状	一般小于 3	一般为 15%~20%	无色

^①淘金冲据阎明、马东升等，1994

2.2 成矿流体的温度与盐度

本次研究利用法国产的 Chaixmeca 冷热两用台（-180~+600℃）对阳湾团、肖家、平茶金矿的流体包裹体进行了均一化温度测定。研究表明，该 3 个矿区的成矿温度均较低，为 130~230℃。在温度频率直方图上，该 3 个矿区均呈现出正态分布特征，与该区的漠滨^[1]、淘金冲^[2]金矿非常相似。从表 2 可知，湘西南地区的金矿床均显示出低温成矿特征。

表 2 湘西南金矿的流体包裹体均一温度

Table 2. Homogenization temperature of fluid inclusions in gold deposits of southwestern Hunan

矿床	温度范围/℃	最佳温度/℃	平均温度/℃	资料来源
漠滨	130~210	167~184		殷子明等，1992
漠滨	120~222	150~190		余大龙，1994
淘金冲	130~230	160~180		阎明等，1990
阳湾团	165~221	175~200	195	本文
肖家	153~220	165~190	182	本文
平茶	155~223	177~195	186	本文

利用 Chaixmeca 冷热两用台对该区的阳湾团、肖家、平茶金矿成矿流体的盐度进行测定。该 3 个矿区成矿流体的 S_{NaCl} （盐度）变化于 1.9%~4.5% 之间，主要集中于 2.8%~3.8%（表 3），显示出低盐度流体成矿的特征，这与包裹体中未发现子晶矿物相吻合。前人的研究亦显示，漠滨金矿的成矿流体盐度亦在 1.5%~5.4% 范围内变化（表 3），同样显示出低盐度特征。而淘金冲略高，一般为 6%~8%，不过，这亦可能与测试分析有关。因此可以认为，湘西南地区金成矿时流体盐度较低，与国外许多太古宙绿岩带型金矿（一般小于 5%）^[19] 相似，也与湘中、黔西南微细浸染型金矿^[3,4] 相当一致。

表3 湘西南金矿床成矿流体盐度(冷冻法)

Table 3. Salinity of fluid inclusions in gold deposits of southwestern Hunan

矿床	包裹体数	盐度范围/%	最佳范围/%	平均值/%	资料来源
漠滨	482	1.5~5.0	2.0~3.0		余大龙, 1990
漠滨	120	2.16~5.4	1.5~3.0		殷子明等, 1992
淘金冲	22	3~9	6~8		阎明等, 1994
阳湾团	18	2.10~4.40	2.8~3.80	3.80	本文
肖家	20	1.95~4.25	2.8~3.60	3.30	本文
平茶	19	2.25~4.40	3.20~3.80	3.42	本文

2.3 成矿流体的成分特征

为了更系统地了解湘西南地区成矿流体的组成特征以及成矿物理化学条件,本次笔者对阳湾团、肖家、平茶3个矿区进行了石英流体包裹体的气、液相成分分析。由表4可发现,肖家、阳湾团、平茶金矿的成矿流体包裹体的气相组成为 H_2O 、 CO_2 、 CH_4 、 H_2 、 N_2 ,其中 H_2O 含量最高,次为 CO_2 ,而 CH_4 、 H_2 含量远小于 H_2O 、 CO_2 , N_2 含量最低,往往为痕量甚至检测不出。液相成分分析则显示,成矿流体的液相组分主要有 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 K^+ 、 Mg^{2+} 、 SO_4^{2-} 、 Cl^- 、 F^- 等,从整体来看,3个矿区阳离子均具有 $Na^+ > K^+$ 、 $Ca^{2+} > Mg^{2+}$ 的特点,而阴离子浓度则普遍为 $SO_4^{2-} > Cl^- > F^-$,这与金矿床的矿物共生组合和围岩蚀变特征相符合。前人对漠滨矿区的研究亦证实,成矿流体中阴离子以 SO_4^{2-} (HS^-)为主,阳离子以 Na^+ 、 Ca^{2+} 为主,具有与地下热水类似的特征^[5]。

表4 湘西南金矿床的石英流体包裹体气、液相组成

Table 4. Gas and liquid composition of fluid inclusions in quartz from gold deposits of Southwestern Hunan

矿床	序号	样号	成矿阶段	气相组成/ 10^{-6}					液相组成/ 10^{-6}						
				H_2	N_2	CH_4	CO_2	H_2O	K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	F^-	Cl^-	SO_4^{2-}
肖家	1	X-3	早期	0.580	痕	1.523	80.327	652	4.043	2.060	1.200	0.108	0.385	0.875	6.188
	2	XJ-16	早期	0.073	0.025	1.664	89.263	1034	4.065	9.178	6.240	0.898	0.056	1.705	53.005
	3	XJ-22	中期	0.734	0.015	3.059	80.526	1216	1.940	3.948	3.113	0.238	0.052	2.503	9.873
	4	XJ-28	中期	0.625	0.011	2.735	81.256	1102	3.240	3.248	1.853	0.223	0.050	3.280	11.465
	5	XJ-4	中期	0.193	痕	1.849	92.563	920	1.045	5.725	1.738	0.123	0.450	0.095	3.653
阳湾团	6	YW-14	中期	0.593	痕	4.188	66.340	980							
	7	YW-16	中期	0.329	痕	3.850	68.256	994	0.409	16.734	2.959	0.250	0.466	17.928	8.856
	8	YW-42	中期	0.199	—	2.678	59.254	1021	0.428	2.728	1.985	0.310	0.515	1.613	4.058
	9	YW-53	中期	0.085	—	3.643	64.354	1005	0.631	4.606	2.853	0.463	0.063	4.441	7.103
	10	YW-57	中期	0.094	—	4.312	63.847	1015	0.381	4.154	2.557	0.207	0.071	3.900	4.950
	11	YW-28	晚期	0.235	—	2.450	69.788	1214	0.885	4.063	2.718	0.715	0.455	3.473	10.693
平茶	12	PK-1	中期	0.265	痕	3.241	61.231	1194	0.250	4.175	2.395	1.988	0.878	3.605	5.058
	13	P-2	中期	0.293	—	1.679	40.573	979	0.581	1.859	1.241	0.400	0.063	1.638	5.131
	14	PX423	中期	0.68	6.27	0.00	25.10	783.25	0.00	2.35	2.54	0.19	0.00	4.62	5.24
	15	PX428	中期	0.83	7.73	0.00	28.92	933.79	0.00	2.15	0.48	0.14	0.00	4.62	4.38
	16	PX408	中期	0.61	10.56	0.00	33.01	750.02	0.00	0.75	0.38	0.10	0.07	2.20	2.61
	17	PCJ-2	晚期	0.296	痕	2.264	46.324	1103	0.506	5.684	5.913	2.659	1.144	4.975	11.516

注:“痕”表示痕量、“—”表示未检测出;1~13,17为本文资料,测试单位:气相为中南工业大学地质系,液相为中国有色金属总公司矿产地质研究所;14~16引自湖南地矿局407队1990年资料

2.4 成矿物理化学条件

根据所测包裹体的均一温度、盐度和成矿流体成分，运用有关方法和公式，对该区金矿的成矿物理化学的研究表明（表 5），湘西南地区不同金矿床之间的成矿物理化学条件十分一致，成矿流体都显示出低温、低盐度、中等密度、低氧逸度、呈中性—弱碱性的特征，金矿是在低温、低压环境条件下形成的。

表 5 湘西南金矿床的成矿物理化学条件

Table 5. Physicochemical conditions for the ore-forming process of gold deposits in southwestern Hunan

矿床	$t_{均-}/C$	p/MPa	$S_{NaCl}/%$	$\rho/(g/cm^3)$	pH	Eh/eV	f_{O_2}
漠滨 ^①	162~210	17.1~21.5	2.16~5.4		5.29~6.79	-0.47~-0.64	
漠滨 ^[18]	164~266	20~30	6.3~9.3	0.92~0.96	6.40~6.56		
淘金冲 ^②	130~230	60~80	3~9	0.88~0.97	0.68~1.75 ^③		10^{-44}
阳湾团	165~221	56.6~58.3	2.10~4.40	0.86~0.94	6.12~6.49	-0.35~-0.46	$10^{-38.7} \sim 10^{-45.9}$
肖家	153~220	21.6~57.6	1.95~4.25	0.85~0.94	5.43~6.05	-0.36~-0.45	$10^{-39.0} \sim 10^{-46.1}$
平茶	155~220	59.9~82.4	2.25~4.40	0.88~0.93	6.31~6.67	-0.36~-0.49	$10^{-39.0} \sim 10^{-46.0}$

①据殷子明等，1992；②据阎明、马东升，1994；③为 ΔpH 值

从湘西南地区金矿床的矿物共生组合和围岩蚀变特征、以及流体包裹体研究来看，该区金矿的形成温度、压力较低，成矿流体为富 S、贫 Cl、中性—偏碱性的还原性热液。根据有关实验研究成果^[6,20~23]，金在低温、富 S 的中性—偏碱性环境条件下，主要呈 $Au(HS)_2^-$ 、 $AuH_3SiO_4^0$ 形式迁移，其次为 $HAu(HS)_2^0$ 和 $Au_2(HS)_2S_2^-$ 。对于成矿元素为 Au-Sb 组合的脉型金矿（如会同的暂板、靖县的平茶），除上述络合物外，金还可能以金锑络合物形式迁移。

3 成矿流体的氢、氧同位素特征

为了探讨成矿流体的性质和来源，笔者对本区平茶金锑矿床进行石英包裹体水的氢、氧同位素研究（表 6）。矿区 5 个石英样品的氧同位素组成非常相近；成矿流体的氢同位素组成成为 $-52\text{‰} \sim -65\text{‰}$ ，与湘西一带温泉水的 δD 值（ $-53\text{‰} \sim -61\text{‰}$ ）^[7] 非常吻合。随着成矿温度的降低，成矿流体中 $\delta^{18}O$ 有趋于减小，而 δD 则有趋于增大的趋势。

表 6 平茶金矿床石英氧同位素及成矿流体氢、氧同位素组成（SMOW）

Table 6. Oxygen isotopic composition of quartz and hydrogen and oxygen isotopic composition of ore-forming fluids in the Pingcha gold deposit

样号	采样位置	测试矿物	$t_{均-}/C$	$\delta^{18}O/\text{‰}$		$\delta D_{水}/\text{‰}$
				矿物	成矿溶液	
P42	4 号井石英矿脉	石英	190	17.5	5.2	-65
P44	4 号井石英矿脉	石英	190	17.5	5.3	-58
PK-1	6 号井石英辉锑矿矿脉	石英	193	16.9	4.8	-52
P11-2	11 号井石英矿脉	石英	179	16.7	3.7	-59, -58
PC-1	新斜井石英脉	石英	170	16.9	3.3	-38

注：中国地质科学院同位素地质研究与测试中心测试

成矿流体 $\delta^{18}O$ 据 $1000\ln\alpha_{\text{石英-水}} = 3.05 \times 10^6 T^{-2} - 2.09$ (Matthews, 1972)

尽管漠滨、平茶、淘金冲3个矿区的赋矿层位、赋矿围岩、成矿元素组合以及矿物共生组合、矿体形态产状均有所差异,但从表6、表7来看,这些矿区石英中的氧同位素组成相当一致,均落入 $14.5\text{‰}\sim 20\text{‰}$ 这一窄小的范围,特别是漠滨、平茶两矿区更为吻合,主要集中于 $16\text{‰}\sim 17\text{‰}$ 之间,表明该区金矿床中石英的氧同位素均一化程度相当高。实际上,这一特征在整个雪峰地区普遍存在。这与加拿大Superior省Abitibi地区、Cordillera地区金矿^[24~26]非常相似。它表明热液成矿事件是大规模的、区域性的现象,不同金矿床之间存在共同的成矿机制^[26]。

表7 漠滨、淘金冲金矿床氢、氧同位素组成(SMOW)

Table 7. Hydrogen and oxygen isotopic composition of Mobin and Taojinchong gold deposits

矿床	样号	测试矿物	$t_{\text{均}}/^\circ\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$		$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$	资料来源
				矿物	成矿溶液		
淘金冲	TJC-1-4	石英	224	20.7	8.9	-44	阎明等, 1994
	TJC-3-1	石英	218	20.0	7.9	-50	
	TJC-7-1	石英	174	19.0	3.8	-81	
	TJC-2-1	石英	173	19.4	4.2	-63	
	TJC-1-1	石英	160	19.5	3.2	-62	
	TJC-15	石英	151	18.2	1.0	-70	
	TJC-13	石英	145	16.4	-0.8	-82	
	TJC-1-2	石英	137	16.5	-2.0	-86	
漠滨	D01	石英	173	15.6	2.6	-42	余大龙, 1987
	D13	石英	184.0	14.5	2.0	-47	
	D23	石英	164.2	17.7	3.9	-60	
	D26	石英	168.7	16.8	3.3	-49	
	MBY001	石英	170	16.6	3.2	-46	
	MBY050	石英	172.1	16.7	3.4	-37	
	M II 下-17	石英	147.5	14.7	-0.4	-51	
漠滨	MB1	石英	210	16.2	5.1	-65	刘英俊等, 1993
	MB2	石英	190	14.1	1.7	-62	
	MB3	石英	185	16.5	3.8	-59	
	MB4	石英	180	16.2	3.1	-49	

注:淘金冲矿区成矿流体 $\delta^{18}\text{O}$ 据 $1000\ln\alpha_{\text{石英-水}}=3.57\times 10^6T^{-2}-2.71$ (Wenner, 1971)

漠滨矿区成矿流体 $\delta^{18}\text{O}$ 据 $1000\ln\alpha_{\text{石英-水}}=3.05\times 10^6T^{-2}-2.09$ (Matthews, 1972)

湘西南地区金矿的成矿流体的氢同位素组成为 $-37\text{‰}\sim -86\text{‰}$,变化范围较大,其中漠滨与平茶两矿区的 δD 值较为一致,主要集中分布于 $-45\text{‰}\sim -60\text{‰}$ 之间,与湘西现代温泉水 δD 值($-53\text{‰}\sim -61\text{‰}$)^[7]相当接近,亦与沃溪、龙山金矿裂隙水($-47\text{‰}\sim -66\text{‰}$)^①较为吻合,表明它们可能来源于大气降水。漠滨、淘金冲两矿区成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值分别为 $-0.4\text{‰}\sim +5.1\text{‰}$, $-2.0\text{‰}\sim +8.9\text{‰}$,亦表明大气降水参与了成矿作用。

对于本区成矿流体的来源,是一个颇有争议的问题。对于漠滨金矿,一般认为成矿流体主要为变质水,后期可能有大气降水加入^[1,8];或主要由变质水和大气降水形成的混合热液^[5,9]。而淘金冲金矿的成矿热液被认为早期以变质水为主,中晚期有大气降水加入并占主导

① 罗献林, 1984; 梁华英, 1989

地位^[2]。事实上,以上的研究主要是根据成矿流体在 Taylor (1979) 的 $\delta D-\delta^{18}O$ 图解上的投影而作出的推断,认为投影点落入大气降水和变质水之间就是两种不同性质水的混合,部分点落入变质水区间则认为是变质热液成矿。实际上,如果从水/岩反应同位素交换角度来考虑,这种经典 $\delta D-\delta^{18}O$ 图解判别法的可靠性是令人怀疑的。大气降水在富¹⁸O 主岩、水/岩比较低条件下,完全有可能演化至变质水的区域,而前人的研究亦证明雪峰地区前寒武纪板岩确实是富¹⁸O^[10,12],且金成矿过程中水/岩比很低^①。对该区金矿床成矿过程中水岩反应的定量计算模拟^②表明:在水/岩比为 0.01~0.004 条件下,温度为 160℃ 时,演化的大气降水落入 $\delta D-\delta^{18}O$ 图解中的变质水和大气降水的过渡区,而当温度为 200~280℃ 时,演化的大气降水则落入变质水的范围。结合上文成矿流体的组成、性质以及其氢、氧同位素特征,可推知该区成矿流体显然并非传统认识中的变质热液,而是以大气降水为主的地热流体。该区的成矿作用远远滞后于区域变质作用,亦表明了成矿流体不可能为变质热液。

4 流体包裹体同位素测年与示踪

流体包裹体同位素计时和同位素示踪是 80 年代以来才兴起的测年与示踪方法。对我国胶东、海南、云开等地金矿床的成矿年代学研究实践^[11~13]表明,石英流体包裹体 Rb-Sr 法测年技术是一种行之有效的金矿定年手段。湘西南地区由于岩浆活动很微弱,金矿床与岩浆岩无明显的空间联系,因此该区金矿(如漠滨)往往被视为元古宙成矿的典型代表而见之于我国许多金矿地质文献中。为了弄清湘西南地区金矿床的形成时代,笔者对有典型代表性的肖家、平茶金矿进行流体包裹体 Rb-Sr 法年龄测定,并运用锶同位素探讨了成矿物质来源。

4.1 流体包裹体同位素测年

考虑到湘西南地区金矿床的赋矿层位和成矿元素组合特征,笔者对赋存于板溪群五强溪组单金型的石英脉型肖家金矿和赋存于震旦系江口组金-锑石英脉型的平茶金矿进行成矿时代研究,其测试分析结果见表 8。

表 8 肖家、平茶金矿石英流体包裹体 Rb-Sr 同位素数据

Table 8. Rb-Sr isotope data of fluid inclusions in quartz from the Xiaojia and Pingcha gold deposits

矿床	样品	采样位置	Rb/ 10^{-6}	Sr/ 10^{-6}	Rb/Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
肖家	XJ-4	326 中段	0.375	0.763	0.491	1.419	0.72284
	X-1	346 中段	0.187	0.958	0.195	0.563	0.71737
	X-3	346 中段	0.306	0.736	0.416	1.198	0.71954
	XJ-18	388 中段	0.176	1.232	0.143	0.412	0.71720
	XJ-28	388 中段	0.320	1.170	0.274	0.790	0.71913
	平茶	P-2	4 号井	0.154	1.070	0.144	0.416
P-2		4 号井	0.146	1.053	0.139	0.401	0.71530
PK-1		6 号井	0.303	1.429	0.212	0.611	0.71722
P10-3		10 号井	1.614	1.579	1.022	2.955	0.73135
P11-2		11 号井	0.046	1.485	0.031	0.090	0.71349
PCX-2		新斜井	0.093	0.558	0.167	0.481	0.71624

注:中国地质科学院宜昌矿产地质研究所同位素分析室测试

① 刘亮明, 1996, 中南工业大学博士学位论文

② 彭建堂, 1997, 中南工业大学博士学位论文

从表8中可发现,肖家、平茶两矿区含石英流体中的Rb、Sr含量很低, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 以及 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 在同一矿区的变化范围较大。将所测数据进行线性处理,在流体包裹体Rb-Sr等时线图上,可得两条拟合性较好的等时线。肖家金矿参加线性处理的4个样品所确定的等时线的相关系数为0.9936,斜率为 0.00587 ± 0.00047 ,年龄为 $(412 \pm 33) \times 10^6 \text{ a}$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 比值为 0.71446 ± 0.00042 ;平茶金矿参加线性处理的5个样品拟合性更好,其相关系数为0.9994,斜率为 0.00619 ± 0.00012 ,成矿年龄为 $(435 \pm 9) \times 10^6 \text{ a}$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 为 0.71310 ± 0.00011 。由上可见,尽管肖家、平茶两矿的赋矿层位、成矿元素组合不同,但两者的成矿年龄在测试误差范围内基本相等,均为加里东期成矿。周德忠等(1989)对漠滨矿田的金良冲矿区研究也发现,该矿床的石英流体包裹体Rb-Sr法等时线年龄为 $350 \times 10^6 \text{ a}$,亦为加里东期。由此可见,在岩浆活动很微弱的湘西南地区,金矿床并非形成于传统认识中的武陵-雪峰期^[8,14~16],而是形成于加里东中晚期。

4.2 流体包裹体的同位素示踪

成矿流体包裹体的同位素研究,不仅能直接确定成矿时代,而且能提供成矿物质来源的信息。从表8中可知,含石英流体包裹体中Rb/Sr的比值为0.143~0.491(肖家)和0.031~1.022(平茶),虽然部分值低于地壳中Rb/Sr比值(0.24),但均高于地幔中的相应比值(0.025),这反映出成矿物质来源于地壳而非地幔。肖家、平茶两矿区的成矿流体锶初始比值 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 远远超出地幔中 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值,也有力地说明该区金矿床的成矿物质来源于地壳。

肖家、平茶的成矿流体中的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 分别为 0.71446 ± 0.00042 , 0.71310 ± 0.00011 ,两者较为接近,表明两者成矿物质来源可能相同。板溪群五强溪组浅变质岩中 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 比值为0.2757~1.1900, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为0.713060~0.724839, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 组成为0.709837^①,经同位素放射性衰变公式校正,在金矿化时($412 \times 10^6 \text{ a}$),地层中的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为0.71455~0.71463,平均为0.71458,在测定误差范围内,与肖家金矿的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 完全一致。而同位素地球化学研究^[17]表明,黔阳隘口中基性岩的Rb-Sr等时线年龄为 $1145 \times 10^6 \text{ a}$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 比值为0.073555~0.233386, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为0.706971~0.710059, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 为0.706294;经同位素放射性衰变公式校正,金矿化时该基性脉岩 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为0.70645~0.70766,平均为0.70716^②,远低于该区金矿床中矿石的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 。因此,根据锶同位素示踪原理可知,该区金矿的成矿物质来自赋矿围岩而非中基性脉岩。这与稀土元素、微量元素、铅、硫同位素示踪所得结论相吻合^②。

5 主要结论

(1) 流体包裹体地球化学研究表明,湘西南金矿床的成矿温度为130~230℃(主要集中于160~210℃,成矿压力为17~83 MPa,成矿溶液盐度一般小于6%NaCl,密度0.85~0.97 g/cm³,成矿溶液呈中性—弱碱性、弱还原性。

(2) 成矿流体的气相组成主要为H₂O、CO₂,液相组成则具有Na⁺>K⁺、Ca²⁺>Mg²⁺的

① 湖南区调所,1995

② 彭建堂,1997,中南工业大学博士学位论文

阳离子序列和 $\text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^- > \text{F}^-$ 阴离子浓度序列特点；金主要呈 $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ 、 $\text{AuH}_3\text{SiO}_4^0$ 等络合物形式迁移。

(3) 湘西南金矿床的氢、氧同位素组成和成矿流体组成特点表明，成矿溶液主要来自大气降水。

(4) 石英流体包裹体 Rb-Sr 同位素测年与示踪结果表明，该区金矿床形成于加里东期，而非传统认识中的武陵-雪峰期，成矿作用远远滞后于区域变质作用，成矿物质主要来源于赋矿地层而非中基性脉岩。

参 考 文 献

- 1 余大龙. 漠滨金矿包裹体研究, 地球化学, 1990, 19 (1): 72~79.
- 2 阎明, 马东升, 刘英俊. 淘金冲金矿成矿流体地球化学和矿床成因研究, 矿床地质, 1994, 13 (2): 156~162.
- 3 李文亢, 姜信顺, 具然弘等. 中国金矿主要类型区域成矿条件文集 (No. 6. 黔西南地区). 北京: 地质出版社, 1989, 1~86.
- 4 王小春. 中国微细浸染型金矿流体物理化学研究. 西南冶金矿产地质, 1996, (3): 14~17.
- 5 牛贺才, 马东升. 湘西南型金矿床流体包裹体的研究. 矿物学报, 1991, 11 (4): 386~394.
- 6 樊文苓, 王声远, 吴建军. 低温热液中金-硅络合物作用的实验标定. 科学通报, 1993, 38 (10): 933~935.
- 7 王蔚, 张景荣, 胡桂兴等. 湘西北地区现代温泉地球化学. 中国科学 (B辑), 1995, 25 (4): 427~433.
- 8 罗献林. 湖南金矿床的成矿特征与成因类型. 桂林冶金地质学院学报, 1991, 11 (1): 23~33.
- 9 刘英俊, 孙承轅, 马东升. 江南型金矿及其成矿地球化学背景. 南京: 南京大学出版社, 1993, 171~193.
- 10 张理刚. 湘西雪峰隆起区钨锡金矿床稳定同位素地质学. 地质与勘探, 1985, 21 (11): 24~28.
- 11 陈好寿, 李华芹. 云开隆起金矿带流体包裹体 Rb-Sr 等时线年龄. 矿床地质, 1991, 10 (4): 331~341.
- 12 李华芹, 刘家齐, 魏林. 热液矿床中流体包裹体测年研究及其应用. 北京: 地质出版社, 1993, 126.
- 13 陈好寿等. 成矿作用年代学及同位素地球化学. 北京: 地质出版社, 1994, 242.
- 14 黎盛斯. 湖南金矿地质概论. 长沙: 中南工业大学出版社, 1991.
- 15 罗献林. 论湖南前寒武系金矿床的形成时代. 桂林冶金地质学院学报, 1989, 9 (1): 25~34.
- 16 罗献林等. 湖南省沃溪式层控金矿地质. 北京: 地震出版社, 1996, 1~74.
- 17 贺安生. 黔阳隘口基性超基性岩地球化学特征. 大地构造与成矿学, 1995, 19 (3): 239~247.
- 18 牛贺才. 湘西层控金矿床成因机制的研究. 矿床地质, 1992, 11 (1): 63~75.
- 19 Kerrich R, Cassidy K L. Temporal relationships of lode gold mineralization to accretion, magmatism, metamorphism and deformation-Archaean to present: a review. Ore Geol. Rev., 1994, 9 (4): 263~310.
- 20 Seward T M. Thio-complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions. Geochim. Cosmochim. Acta., 1973, 37: 379~399.
- 21 Seward T M. The transport and deposition of gold in hydrothermal system. In: Gold82, 1984, 165~181.
- 22 Shenberger D M, Barnes H L. Solubility of gold in aqueous sulfide solutions from 150 - 350 C. Geochim. Cosmochim. Acta., 1989, 53: 269~2787.
- 23 Hayashi K I, Ohmoto, H. Solubility of gold in NaCl- and H₂S-bearing aqueous solutions at 250-350 C. Geochim. Cosmochim. Acta., 1991, 55: 2111~2126.
- 24 Fyfe W S, Kerrich R. Gold: natural concentration process. In: Gold82, 1984, 99~126.
- 25 Kerrich R. The stable isotope geochemistry of Au-Ag vein deposits in the metamorphic rocks. Assoc. Canada. Short Course Handbook, 1987, 13: 287~336.
- 26 Nesbitt B E, Muehlenbachs K, Murowchick J B. Genetic implication of stable isotope characteristics of mesothermal Au deposits and related Sb and Hg deposits in the Canadian Cordillera. Econ. Geol., 1989, 84: 1484~1506.

GEOCHEMICAL STUDIES OF ORE-FORMING FLUIDS IN GOLD DEPOSITS OF SOUTHWESTERN HUNAN

Peng Jiantang

(Open Laboratory of Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002)

Dai Tageng

(Department of Geology, Central South Polytechnic University, Changsha)

Key words: gold deposit, geochemistry of ore-forming fluids, southwestern Hunan

Abstract

A systematic study is carried out on the fluid inclusions of gold deposits in southwestern Hunan. It is shown that the fluid inclusions in quartz are mainly gas-liquid inclusions genetically dominated by primary or pseudo-secondary inclusions. The ore-forming temperature ranges from 130 °C to 230 °C, and its salinity is usually lower than 6‰ NaCl. The gas composition of fluid are dominantly H₂O, CO₂, with minor CH₄, H₂ and N₂, and the liquid composition is characterized by Na⁺ > K⁺, Ca²⁺ > Mg²⁺ and SO₄²⁻ > Cl⁻ > F⁻, which is similar to things of the modern hot spring water. The ore-forming solution is characterized by low-temperature, low-salinity, low-oxygen fugacity, medium-weak alkalinity, and gold is transported mainly in the forms of Au (HS)₂⁻ and AuH₃SiO₄⁰ in the ore-forming fluid. Based on the compositional features of ore-forming fluid and its H₂O isotope composition as well as the geological features of gold deposits in this area, it can be concluded that the ore-forming solution mainly originated from meteoric water rather than from metamorphic water as traditional opinion considered.

The Rb-Sr isochron ages of fluid inclusions in gold deposits are 412 × 10⁶ a and 435 × 10⁶ a respectively, suggesting that gold mineralization in this area took place in Caledonian period rather than in Wuling-Xuefeng period. Rb, Sr isotopic features of ore-forming fluid indicate that the ore-forming materials are of crustal origin, mainly derived from the host strata rather than from the intermediate-basic dikes.