

配分模式相似。稀土元素的含量也相近, 稀土总量为 $109.18 \times 10^{-6} \sim 158.21 \times 10^{-6}$, 平均为 131.92×10^{-6} , 其中轻稀土的含量为 $88.95 \times 10^{-6} \sim 136.89 \times 10^{-6}$, 平均 113.50×10^{-6} ; 轻稀土与重稀土的含量比为 $4.40 \sim 8.35$, 平均 6.39 。蚀变岩石的稀土元素配分模式与未蚀变岩石相似, 但稀土元素的含量发生了较大的变化, 曲线发生了一定程度的分离。不同类型的矿化蚀变作用, 稀土元素的特征不同。

表 3-11 沃溪金锑钨矿床赋矿围岩稀土元素含量

10^{-6}

样号 ^①	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Cd	Tb	Dy	Ho
142	17.78	41.91	5.73	18.48	4.10	0.89	3.73	4.34	4.34	1.08
143	23.42	51.31	6.98	20.88	5.03	1.22	5.20	0.98	4.93	1.14
190	27.97	64.76	8.37	28.34	6.12	1.33	5.16	0.87	5.73	1.37
191	47.72	106.60	13.00	45.40	9.41	1.93	7.55	1.15	7.12	1.63
253	13.94	31.96	4.54	14.14	3.43	0.76	2.94	0.52	3.02	0.76
254	25.95	55.76	7.02	20.39	3.66	0.85	3.46	0.57	3.73	0.87
样号	Er	Tm	Yb	Lu	Σ LREE	Σ HREE	Σ REE	δ Ce	δ Eu	Σ L/ Σ H
142	2.88	0.51	2.90	0.39	88.95	20.23	109.18	1.43	0.75	4.40
143	2.95	0.50	2.76	0.38	108.84	18.84	127.68	1.42	0.80	5.78
190	3.60	0.62	3.52	0.45	136.89	21.32	158.21	1.46	0.76	6.42
191	4.11	0.71	3.56	0.44	234.05	26.27	250.33	1.48	0.73	8.53
253	2.07	0.35	2.02	0.28	68.77	11.96	80.73	1.39	0.77	5.75
254	2.31	0.37	2.12	0.30	114.65	13.73	128.36	1.45	0.79	8.35

①143, 142: 碳酸盐发育地段锑钨矿化的蚀变板岩及相应的未蚀变板岩; 191, 190: 正常板岩地段锑钨矿化的蚀变板岩及相应的未蚀变板岩。253, 254: 正常板岩地段钨矿化的蚀变板岩及相应的未蚀变板岩。

钨矿化蚀变岩石中稀土元素的含量都低于未蚀变岩石, 该阶段热液中稀土元素浓度很低, 围岩中稀土元素大量迁移到热液中。金锑矿化蚀变岩石中稀土元素含量高于未蚀变岩石, 该阶段热液中稀土元素含量较高, 带入围岩。钨锑金矿化叠加部位蚀变岩石稀土元素含量高于未蚀变岩石, 金锑矿化蚀变起主要作用。在整个矿化过程中, 初始热液中稀土元素浓度较低, 随热液的演化, 热液稀土元素的浓度增高。这些稀土组分可能主要来自板溪群马底驿组。

从稀土元素配分模式可以看出一个总的趋势: 轻稀土的迁移程度明显大于重稀土。从 La 到 Er, 迁移程度逐渐减弱, 而 Tm、Yb、Lu 的变化极小。在钨矿化蚀变过程中, Sm 和 Eu 的变化亦很小。

矿床赋矿围岩的铕异常 (δ Eu) 为 $0.73 \sim 0.80$, 平均 0.77 , 铈异常 (δ Ce) 为 $1.39 \sim 1.48$, 平均 1.44 , 二者变化都很小。在整个矿化过程中, Eu 有一定程度的亏损, Ce 有一定程度的富集。

综上所述, 不同类型的矿化蚀变岩石及相应的未蚀变岩石稀土配分模式相似, 稀土元素的含量也较接近, 都是相对富集轻稀土, 从而显示成矿物质主要来自赋矿地层本身。

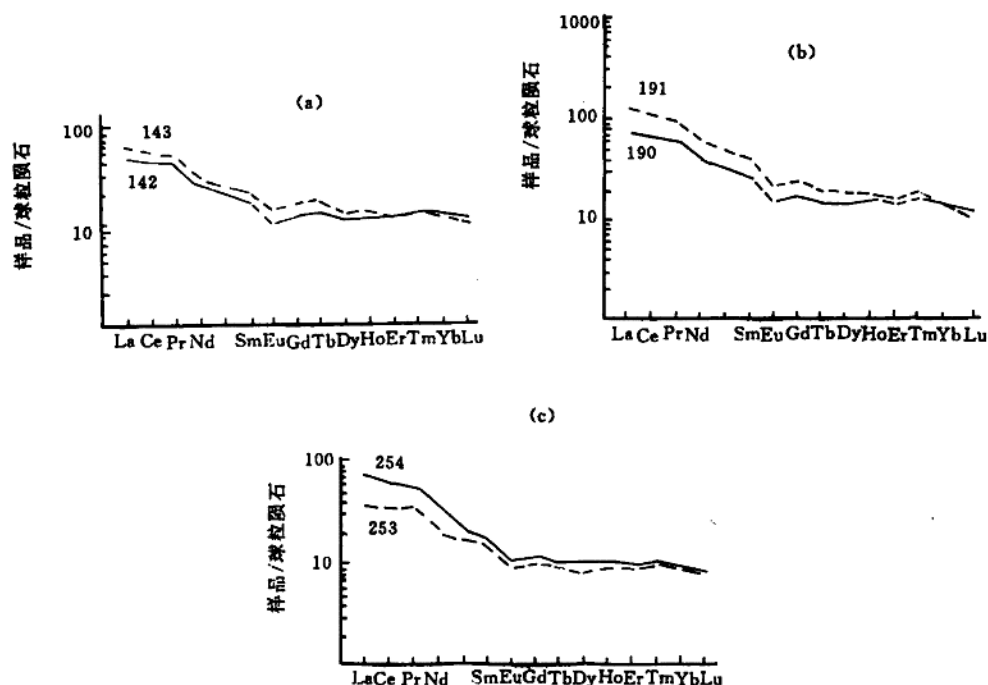


图 3-12 沃溪金锡钨矿床赋矿围岩稀土元素配分模式图
(a) 锡金钨矿化蚀变岩; (b) 金锡矿化蚀变岩; (c) 钨矿化蚀变岩
实线代表未蚀变岩石; 虚线代表蚀变岩石

3. 蚀变围岩中的有机质

邵靖邦等(1989)用 Rock-EVAL 分析仪对赋矿围岩进行了热解色谱分析(图 3-13),并求出了热解色谱指标(表 3-12)。

蚀变岩石中的有机碳含量低于未蚀变岩石。矿化蚀变过程中,部分有机碳被消耗,使得金(Au^+ , Au^{3+})被还原。

蚀变岩石和未蚀变岩石在热解色谱谱形上有明显差别。前者由于受热液改造,有机质热解烃 S_2 释放平缓,而后者未经改造, S_2 的释放是突发性的。未蚀变岩石有机质最高热解温度为 403°C , 低于蚀变岩石的 472°C , 未经热液改造的有机质不稳定,容易分解释放出来。钨矿化蚀变岩石中有机质的氧指数较大,氧化性较强些,而金锡矿化蚀变岩石氧指数较小,还原性相对较强。其他热解指标(如氢指数、烃指数、类型指数等)对不同的矿化蚀变亦具有一定的指示作用。

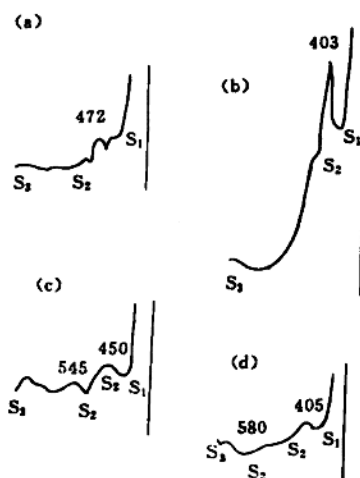


图 3-13 沃溪金锡钨矿床赋矿围岩热解色谱
(a) 191 号样; (b) 190 号样;
(c) 253 号样; (d) 145 号样

表 3-12 赋矿围岩的热解色谱参数

样 品 号	145	253	191	190
矿化蚀变类型	W-Sb-Au	W	Au-Sb	未蚀变
岩石类型	硅质灰岩	黄白板岩	黄白板岩	灰色板岩
有机碳 $C_{ot}/\%$	0.02	0.02	0.02	0.03
最高热解温度 $T_{max}/^{\circ}C$	405	450	472	403
可溶烃量 $S_1/(mg/g)$	0.04	0.01	0.08	0.01
热解烃量 $S_2/(mg/g)$	0.01	0.01	0.01	0.01
有机二氧化碳量 $S_3/(mg/g)$	0.08	0.29	0.08	0.17
产率潜量 $g\ \alpha=(S_1+S_2)/(mg/g)$	0.05	0.02	0.09	0.02
产率指数 $I_r=S_1/(S_1+S_2)$	0.80	0.50	0.89	0.50
类型指数 S_1/S_3	0.13	0.03	0.13	0.06
氢指数 $I(H)$	50	50	50	33
氧指数 $I(O)$	400	1450	400	567
有效碳 $C_p/\%$	0.004	0.002	0.008	0.002
降解潜率 $D/\%$	20	10	40	6.67
烃指数 $I(HC)$	200	50	400	33

按 Clementz (1979) 提出的用类型指数划分有机质类型的标准, 本矿床岩石中的有机质均属腐殖型 (Ⅲ类) 有机质。

不同的矿化蚀变作用, 以及矿化强度的不同, 有机质的成熟度也明显不同。矿床中未蚀变岩石有机质成熟度最低, 钨矿化蚀变岩石有机质成熟度较高, 金锑矿化蚀变岩石有机质成熟度最高。随热液的演化, 岩石中有机质成熟度逐渐升高。在同种矿化蚀变作用中, 蚀变岩石中有机质成熟度愈高, 矿化作用愈强。

第八节 同位素地质特征

一、硫同位素

区域元古宙地层中的硫同位素组成含重硫较高, 而板溪群马底驿组沉积变质型硫化矿物则以含轻硫同位素为特征 (表 3-13), 矿区金属硫化矿物的硫同位素组成 (表 3-14) 与后者比较近似, 其数据也较集中, $\delta^{34}S$ 值变化中等, 同一矿物或同一矿物在层脉内和近矿蚀变围岩中的 $\delta^{34}S$ 离差更小, 说明同一矿物成矿硫均一化程度较高, 系在相同的物理化学条件下形成的。本矿床的硫应以变质硫为主。据矿区元古宙地层含硫的测定, 其含量变化在 $34 \times 10^{-6} \sim 330 \times 10^{-6}$ 之间, 平均 91×10^{-6} 。而板溪群马底驿组第二岩性段中上部含钙紫红色板岩 (赋矿层位) 具有富硫的特点, 硫含量为 $300 \times 10^{-6} \sim 3800 \times 10^{-6}$, 平均值达 1237×10^{-6} , 矿床成矿需

表 3-13 区域元古宙地层及沉积变质型硫化矿物的硫同位素组成

地 层		岩 性	测定矿物	样品数	$\delta^{34}\text{S}/10^{-3}$		
					变化范围	平均值	离差程度
板溪群	五强溪组	灰色砂岩与石英砂岩	黄铁矿	3	6.3~17.2	13.23	10.9
	马底驿组	紫红色板岩	重晶石	1	13.1		
冷家溪群		灰绿色砾岩与板岩	黄铁矿	4	12.9~23.5	18.5	10.6
马底驿组		灰色板岩(含铜浅色层)	黄铁矿	1	-5.5	-5.9	0.8
			辉铜矿	1	-6.5		

表 3-14 沃溪矿区的硫同位素组成^①

测定矿物	产出部位	样品数	$\delta^{34}\text{S}/10^{-3}$		
			变化范围	算术平均值	离差程度
黄铁矿	脉中微细粒浸染状	7	-1.3~-2.2	-1.7	6.10
黄铁矿	近矿蚀变围岩中粗粒浸染状	6	-0.3~4.1	-2.5	3.8
辉锑矿	层脉中	6	+2.1~-8.6	-2.76	10.70
闪锌矿	层脉中	3	-3.8~-8.3	-5.70	4.50
方铅矿	层脉中	2	-5.1~-12.50	-8.80	7.50
黄铜矿	层脉中	1	+1.1		
合 计		25	-12.50~+2.1	-3.63	10.40

①其中 6 个样品是据成都地质学院资料 (1985)。

要硫可能主要来自地层与富硫的赋矿层位。

虽然硫同位素组成被广泛地用来作为判别成矿过程中硫来源的依据,但是由于成矿物理化学条件的影响,沉淀的硫化物同位素组成与热液总硫的同位素组成常常有显著差别,因此要正确了解成矿过程中硫的来源,必须依据成矿物理化学条件,通过硫化物的硫同位素资料来推算成矿热液的总硫同位素组成。

据牛贺才等 (1992) 的计算结果,沃溪矿床的总硫同位素组成 ($\delta^{34}\text{S}_\Sigma = -3.990$),与区域马底驿组沉积变质成因的硫化物总硫同位素组成 ($\delta^{34}\text{S}_\Sigma = -5.9$) 相近似,这亦显示成矿流体中的硫主要来自地层。

二、氧、氢同位素

据石英、白钨矿、黑钨矿、裂隙水的 $\delta^{18}\text{O}$ 测定结果,并计算成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值,发现其具有承袭变质前页岩的氧、氢同位素组成的特征 (表 3-15)。不同成矿阶段的石英其 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围小 ($15.3 \times 10^{-3} \sim 18.3 \times 10^{-3}$),为较大的正值。成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化在 $+2.0 \times 10^{-3} \sim +13.6 \times 10^{-3}$ 之间。其中黑钨矿、白钨矿及与其共生的石英均达到氧同位素分馏平衡,其成矿流体的氧同位素组成十分接近 ($8 \times 10^{-3} \sim 9.8 \times 10^{-3}$)。包裹体水的 δD 值变化范围为 -55×10^{-3}

表 3-15 沃溪矿区氧、氢同位素组成

成矿阶段	矿石类型	测定矿物 (组分)	样品数	温度①/ ℃	$\delta^{18}\text{O}/10^{-3}$		$\delta\text{D}/10^{-3}$ 包裹体水
					矿 物②	成矿流体③	
I	碳酸盐脉石英	石英	1	396	+17.8	+13.6	
I	含钨脉石英	石英	2	259	+16.5~16.7	+8.0~8.2	-64
		石英④	1	300	+26.1	+19.2	-55
	含钨脉石英	黑钨矿	1	259	+3.6	+9.8	
	含钨脉石英	白钨矿	1	259	+3.6	+9.8	
II	硫化物自然金脉石英	石英	1	213	+15.3~18.2	+4.3~7.2	-81
		石英④	1	200	+16.90	+5.20	-58
		石英④	1	200	+18.3	+6.59	-86
IV	碳酸盐脉石英	石英	1	143	+18.1	+2.0	
I—II	网脉状含金、 白钨矿、石英	石英	2	213	+15.7~18.3	+6.7~7.2	
全 区		石英	10	143~ 396	+15.3~26.1	+19.2~2	-85~-55
V ₁ -10m 中段(距地表 240m)		裂隙水	1	28	-7.1		-46.9

①经压力校正；②宜昌地质矿产研究所测定；③计算法求得；④据成都地质学院 (1985)。

-81×10^{-3} ，将 δD 与 $\delta^{18}\text{O}$ (H_2O) 值投在其关系图 (图 3-14) 上，可见成矿流体落在变质水与建造水的范围内。

早期的石英-白钨矿阶段成矿流体的氢、氧稳定同位素特征与变质水相类似，而主矿化的石英-硫化物-自然金阶段的成矿流体氢、氧同位素组成则兼具变质水与建造水的特征。表明沃溪金矿成矿流体具有混合迹象，早期以变质水为主，主矿化期则变质水与建造水兼有。成矿流体的氧同位素组成，随着温度的降低，从早期碳酸盐石英阶段到晚期的碳酸盐石英阶段，表现出有规律地降低 (图 3-15)。而含钨石英脉阶段与硫化物自然金石英阶段的 δD 值比较接近，则可能是地下水渗入量增加的结果。

三、碳同位素

矿床 $\delta^{13}\text{C}$ 变化在 $-3.37 \times 10^{-3} \sim -7.244 \times 10^{-3}$ 之间 (表 3-16)，平均 -5.058×10^{-3} ；而邻近的西安白钨金矿床的方解石 $\delta^{13}\text{C}$ 为 $-3.15 \times 10^{-3} \sim -5.67 \times 10^{-3}$ ；相应地层的白云质灰岩 $\delta^{13}\text{C}$ 为 $-0.58 \times 10^{-3} \sim -3.76 \times 10^{-3}$ (万嘉敏, 1986)，三者数值相近似，反映了矿床成矿物质与地层的密切亲缘关系。

四、铅同位素

矿床铅同位素组成变化为 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 在 17.565~18.404 之间 (表 3-17)。

五、钾-氩同位素年龄

对矿区马底驿组紫红色绢云母板岩进行钾-氩同位素年龄测定 (1 个样) 结果， $K=2.86\%$ ， $^{40}\text{Ar}=0.06185 \times 10^{-6}$ ，表观年龄为 281.30Ma。

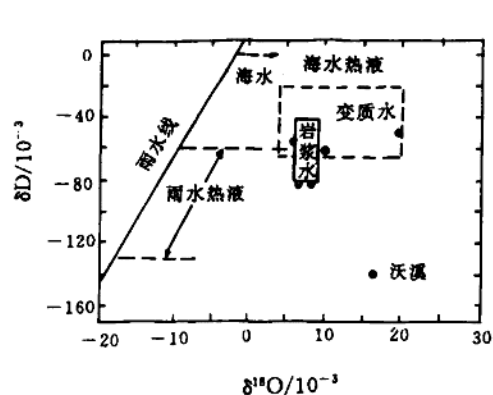


图 3-14 δD - $\delta^{18}O(H_2O)$ 图解

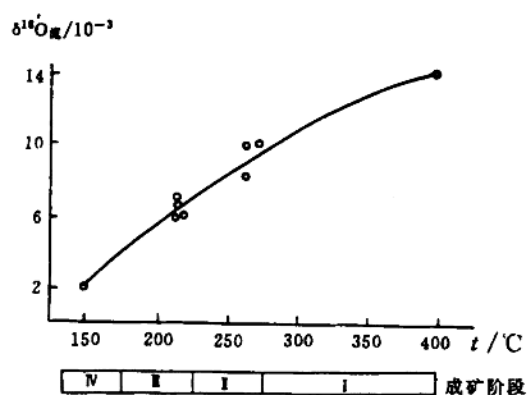


图 3-15 各成矿阶段成矿流体的氧同位素组成

表 3-16 沃溪矿床矿物碳同位素组成(PDB)^①

地 点	样 号	测定矿物	$\delta^{13}C/10^{-3}$
17 中段 V ₄	C-1	黑色方解石	-7.026
17 中段 V ₄	C-2	方解石	-4.259
17 中段 V ₄	C-3	方解石	-7.244
17 中段 V ₄	C-4	方解石	-3.87
17 中段 V ₁	C-5	白云石	-3.39

①据杨燮 (1985), 成都地质矿产研究所测定 (1985)。

表 3-17 沃溪矿床铅同位素组成

序号	地点	矿物	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	双阶段演化模式(Stacey)		
						k	$^{232}Th/^{238}U$	t /Ma
13	十六棚公	方铅矿	17.882	15.739	38.999	10.47	4.47	808
14	鱼儿山	黄铁矿	18.477	15.683	38.781	10.02	3.90	281
15	鱼儿山	黄铁矿	18.404	15.706	30.865	10.12	3.94	322

第四章 矿床成因及成矿模式

第一节 沃溪式层控金矿床的成因

一、元古宇是矿源层

湖南前寒武系金的背景值一般高于克拉克值,金含量在同一数量级(表4-1)。而沃溪矿田,元古宙地层中的矿化元素丰度值一般均高于地壳丰度值(表4-2)。远离矿田的Ⅳ号区域剖面,Sb,W,Au等的含量高于矿田的Ⅰ,Ⅱ,Ⅲ号剖面,而通过矿区Ⅱ号剖面的主元素含量又高于矿田的Ⅰ,Ⅲ号剖面。就控矿的马底驿组而言,各剖面主要元素的衬度值依次为Sb:Ⅳ(128)>Ⅱ(49.5)>Ⅲ(32)>Ⅰ(14.5);W:Ⅳ(6.4)>Ⅴ(1.35)>Ⅱ(1.25)>Ⅲ(1.12);S:Ⅳ(0.39)>Ⅱ(0.34)。成矿元素主要呈离子吸附状态存在于岩石中,在地下热(卤)水渗滤下,元古宙地层与其层位内的成矿物质向矿床赋存部位活化迁移,从而使矿田范围内的地层变为成矿元素的低值区。而区域元古宙地层成矿元素的丰度相对较高。

表4-1 湖南前寒武系金的丰度统计

地 区	剖面号	剖面总长/km	地 层 ^①	样品数	Au/10 ⁻³
新邵龙山			Z ₁	77	7.1
			Ptbnw		9.2
湘西沃溪金锑钨矿田	Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ	16	Ptbnw	32	4.0
			Ptbnm	75	4.7
			Ptlj	22	4.0
湘西西安钨(金)矿田	C—C'	4	板岩	60	4.7
			碳酸盐岩	11	8.2
			砂岩	20	6.2
湘东黄金洞金矿田	A—A'	5	Ptlj ₁ ²	13	4.7
			Ptlj ₂ ²	50	1.8
			Ptlj ₃ ²	65	7.0
常德桃子坳至安化岩头冲剖面(穿越沧浪坪矿区)	B—B'	6.2	Ptbnw	11	3.0
			Ptbnm	28	4.5
			Ptlj	8	3.8
湘西桃源三渡水至安化白果园区域剖面	Ⅳ、Ⅴ	27	Ptbnw	23	6.8
			Ptbnm	67	5.8
			Ptlj	63	4.1

①表中地层代号:Z₁——下震旦统江口组;Ptbnw——板溪群五强溪组;Ptbnm——板溪群马底驿组;Ptlj——冷家溪群。

表 4-2 沃溪矿田元古宙地层中的元素丰度^①

位 置	剖面号	地 层		样 品 数	元素含量/ 10^{-6}									
					Au	Sb	W	Cu	Bi	Ba	Sn	Mo	S	
沃 溪 矿 田	I	冷家溪群		8	0.004	<2	11.4	57.2	2.8	1.8	5.2	0.63		
		板溪群	马底驿组	20	0.0045	2.9	7.1	89.8	3.4	4.8	6.8	<0.5		
			五强溪组	14	0.004	3.8	15.4	90.2	4.6	3.9	0.94	0.63		
		II	冷家溪群		9	0.004	2.7	7.7	80.6	1.4	2.4	8.4	<0.5	155
	板溪群		马底驿组	16	0.005	9.9	7.4	114.5	3.3	3.1	11.0	0.9	88.6	
			五强溪组	10	0.004	2.5	9.1	132.2	5.7	2.9	10.8	<0.5	119	
	III		冷家溪群		5	0.004	5.8	5.0	83.2	10.1	3.1	7.3	<0.5	
		板溪群	马底驿组	39	0.0045	6.4	7.1	112.2	3.0	3.5	16.7	<0.5		
			五强溪组	8	0.004	12.0	9.0	184.6	3.3	4.7	21.6	<0.5		
		区 域	IV	冷家溪群		52	0.005	12.4	6.6	132.6	2.6	3.4	7.4	<0.5
板溪群	马底驿组			39	0.006	25.6	9.7	180.7	4.3	3.9	10.0	<0.5	99.9	
	五强溪组			15	0.006	35.1	8.3	202.1	10.7	4.5	10.2	<0.5	96.8	
V	冷家溪群			11	0.0037									
	板溪群		马底驿组	23	0.0054									
			五强溪组	8	0.0086									
	地壳丰度值(泰勒,1964)					0.004	0.2	1.5	55	0.17	2.8	2.0	1.5×10^4	260

①微量金分析使用泡沫塑料富集 TMK 比色测定法, 每次溶样重 10 克, 经吉林冶金地质研究所 (1979) 和南京大学地质系 (1981) 检验合格, 硫采用燃烧碘量法, 其余用光谱定量分析。

区域层控金矿赋矿层位金的丰度高于背景值一个数量级 (表 4-3), 一般为背景值的 4~20 倍, 是成矿元素的富集区。其构造条件相似, 赋矿层位中金的“富集”与“极富”地段则形成工业矿体。在赋矿层位中, 变质火山岩建造 (益阳南郊) 金的含量高于变质陆源碎屑建造 (黄金洞、沃溪、沧浪坪)。在漠滨矿区, 层凝灰岩含金 40×10^{-9} , 分别是板岩、变质细砂岩、含凝灰质板岩的 1、2、3 倍。而沃溪矿区赋矿层位的主要成矿元素平均含量分别为 $\text{Au} 0.021 \times 10^{-6}$, $\text{Sb} 13 \times 10^{-6}$, $\text{W} 9.3 \times 10^{-6}$, $\text{CaO} 4.7\%$, $\text{TFE} 3.73\%$, 都高于马底驿组的含量。赋矿层位是成矿元素的富集区。

地层中金的赋存形式主要有 3 种, 即呈微细粒赋存在硫化矿物 (主要是黄铁矿) 中, 呈自然微细粒分散在围岩中及呈吸附状态被粘土矿物吸附。第一种如黄金洞金矿田的冷家溪群灰绿色板岩中的黄铁矿, 含金 1.25×10^{-6} ; 湘西地区冷家溪群灰—灰黑色板岩及灰绿色砾岩中的黄铁矿, 含金 $0.5 \times 10^{-6} \sim 1 \times 10^{-6}$ (4 个样平均为 0.75×10^{-6}); 板溪群灰—灰绿色板岩和灰绿色砂岩中的黄铁矿, 含金分别为 2.5×10^{-6} 和 1.5×10^{-6} 。漠滨矿区, 砂岩人工重砂见金最多达 32 粒。呈吸附状态的金已为刘英俊对江西双桥山群含金建造的地球化学研究所证实; 罗献林对断层泥的含金性研究也证实了粘土矿物对金的吸附作用。

表 4-3 湖南前寒武系主要赋矿层位金的丰度

地 区	剖面号	剖面长度/m	地层或岩性	样品数	Au/10 ⁻⁹
黄金洞	28 线北段	250	Pt _{1j} ¹	11	42.7
	0	270		11	62.9
	15	500		9	19.3
益阳南郊		3000	细碧玄武岩及 凝灰岩等(Pt _{1j})	144	74.0
湘西沃溪		100	Pt _{1bm} ²	7	21.0
沧浪坪		100	Pt _{1bm} ¹	13	17.4
漠 滨			Pt _{1bm} ²	22	21.7

赋矿层位中的围岩、蚀变板岩及矿脉三者的元素相关关系近乎一致，并同以 Au、As、Sb、W 等元素组合成群，其相应的矿物组合在湖南前寒武系的其他金矿床中均可见到，只是含量的多寡有所区别。沃溪、漠滨矿区，围岩中的重砂矿物组合与矿脉金属矿物组合一致。

对赋矿层位分析结果，硫的平均含量由赋矿层位的 0.123% 到蚀变板岩为 0.72%，在层脉中达 4.08%。根据矿区自东而西随着赋矿层位 CaO 含量递减（自 5.59% 递减到 0.57%）而逐步出现黑钨矿的事实，以及 V₄ 脉上下盘围岩 CaO 平均含量相对较高（8.98%）而构成该脉白钨矿相对富集（据现资料 V₄ 的 WO₃ 平均品位高出 V₁、V₂、V₃ 的 2 倍）的情况，证明白钨矿成矿所需的钙质主要来自围岩。

据牛贺才、马东升（1992）研究认为，湘西元古宇中 Au、Sb、W 的平均含量不但明显高于上部大陆地壳平均值，为矿床形成提供必要的成矿物质，而且板岩中有 73.8% 的金赋存在粘土矿物中，以吸附形式为主赋存于岩石中。实验表明，在低温（小于 200℃）热液作用下，马底驿组紫红色板岩中 66.3% 的金，52.6% 的锑发生活化转移，说明 Au、Sb 以易活化的状态存在。

二、层脉的构造特征反映了层控与变质热液作用是矿床的主要成矿作用

1. 层脉的宏观特征

(1) 层脉是一种复脉，包括早期碳酸盐石英脉→含钨石英脉→硫化物、自然金石英脉→晚期碳酸盐石英脉。

早期碳酸盐石英脉厚 5~10cm，产出稳定，在矿区 I 级褶皱的核部常发育有小褶皱，是具有弯流特征的相似褶皱（照片 12），轴面产状有良好之优选，为 120°~125°/65°~70°（图 4-1）。枢纽向北东倾伏，倾伏角 20°~25°，小褶皱核部的绿泥石定向与板溪群中的流劈理一致。

含钨石英脉厚 10~20cm，在矿区 I 级褶皱翼部的拉伸区可见褶皱石香肠，石香肠 $a:c=2:1$ ， b 轴延伸， b 轴产状 40°~50°/25°。

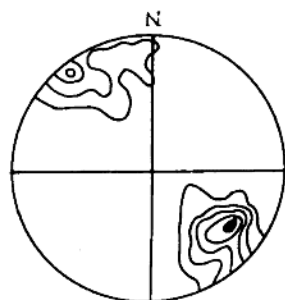


图 4-1 层脉中 200 个小褶皱
轴面极点等密图

（据罗献林、梁金城等，1984）
等密线分级 1%、4%、8%、12%、16%

硫化物、自然石英脉构成层脉的主体,厚度以 0.3~0.5m 者居多。脉内的构造现象有小揉皱与香肠构造(照片 13)。从其中硫化物条带所显示的各种较紧闭的小揉皱,以及硫化物主要堆集在石香肠的细颈(照片 14)处等情况来看,这种层脉也曾经历过一个塑性变形阶段。

晚期碳酸盐石英脉以出现文石为特征,除了顺层产出者外,也有切层脉。

(2) 层脉产状十分稳定。如 V_1 脉,走向长 5300m,倾向最大延深 1700m,平均厚 0.47m。但工业矿段则受矿区的Ⅱ级褶皱构造控制,已知 5 个工业矿基本与矿区内的 5 个Ⅱ级褶皱轴部吻合,且矿体的倾向也与Ⅱ级褶皱的枢纽倾向基本一致。

(3) 一个工业矿段往往由几个矿体组成。对 V_1, V_2, V_4 等层脉顶板标高及厚度进行了网格趋势分析后发现,矿体位置受二级褶皱控制。以 V_1 脉的趋势分析为例,五阶趋势等值线自西而东为东西向到南东东向的弯曲,基本与以十六棚公—上沃溪为中心的主体背斜的岩层走向一致;而从剩余等值线看,在一个矿段(即相当于一个Ⅱ级褶皱)内,分离出数个剩余背、向斜,如十六棚公的Ⅱ级背斜中显示 3 个以上较大的背、向斜剩余,说明十六棚公背斜是由更次一级(Ⅲ级)的褶皱组成,而这 3 个剩余背、向斜的位置与轴向,正好与十六棚公东、中、西 3 个矿体吻合(图 4-6)。统计 V_1, V_2, V_4 脉顶板趋势分析所得的 14 个背、向斜剩余,其中 10 个与已发现的矿体或小矿体相吻合,其余 4 个尚有待查证。

(4) V_1, V_2, V_4 脉的厚度趋势分析结果,与层脉顶板构造面的趋势面走向吻合,其厚度剩余明显受顶板构造面的剩余背、向斜构造控制。

2. 含矿石英的显微构造与组构特征

(1) 含矿石英脉中的矿物普遍受过塑性变形,保留有十分丰富的应力矿物现象。如石英和碳酸盐等矿物的波状消光,石英的变形条带、亚颗粒变形纹,碳酸盐的机械双晶及其扭折。

(2) 石英除见到碎粒化与定向排列的构造残斑外,还普遍见同构造重结晶。

(3) 在部分薄片,可见到矿脉中黄铁矿的两侧出现斜方对称的石英压力影,石英压影的长轴平行于围岩片理(照片 15)。在板溪群的黄铁矿变斑晶中这种现象十分常见(照片 16),说明矿脉中保留有区域变质作用的产物。

(4) 石英变形纹有柱面型和菱面型两种,属于卡特等人实验结果的柱面型和近底面 I 型。含铁白云石出现 {0221} 双晶。前者属高温型,后者一般发育在 400℃左右,说明矿脉经受过 400℃左右的中高温,与绿片岩相的变质温度相近。

(5) 层脉中石英的 c 轴组构是一种定向组构(图 4-2),其定向原因与依附于层脉产状的生长组构无关。其组构轴与矿区的应力轴相一致,与冷家溪群及板溪群变质砂岩中的变质组构相似(图 4-3)。

三、矿石的元素组合反映了多阶段变质热液成矿的特征

据 45 个层脉样品分析,矿石平均化学组分分别为: SiO_2 68.16%, Al_2O_3 9.45%, CaO 1.76%, MgO 0.93%, FeO 1.8%, Fe_2O_3 2.48%, K_2O 0.1%, Na_2O 0.1%, P_2O_5 0.023%, MnO 0.016%, TiO_2 0.075%, S 4.08%, Sb 4.55%, WO_3 0.97%, Au 78.803×10^{-6} , 其余元素含量分别为: As 475.5×10^{-6} , Pb 401.8×10^{-6} , Zn 547.5×10^{-6} , Cu 99×10^{-6} , Sn 7.5×10^{-6} , Cr 35.4×10^{-6} , Ni 13×10^{-6} , Mo 4.5×10^{-6} , V 22.3×10^{-6} , Co 10.5×10^{-6} , F 51×10^{-6} , pH 值变化在 6.03~9.09 之间,平均为 8.02。

相关分析与因子分析结果表明,与主元素呈正密切相关的元素(组分)有: Au-S ($r=0.79$), Au-Sb ($r=0.42$), Au-Pb ($r=0.399$), Au-Zn ($r=0.362$), $\text{WO}_3\text{-CaO}$ ($r=0.503$) 等。因子

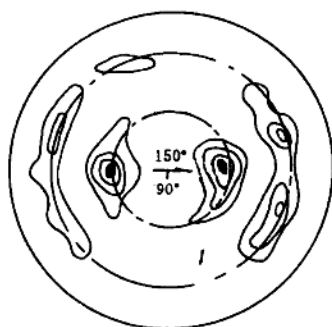


图 4-2 -210m 中段 V₃ 脉岩组图
(据罗献林,梁金城等,1984)
200 粒石英(0001)方位,等密线
分级 1%、2.5%、4. %5、6.5%

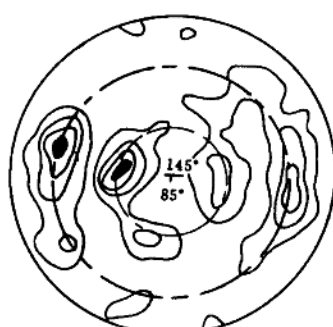


图 4-3 板溪群中变质石英砂岩岩组图
(据罗献林,梁金城等,1984)
200 粒碎屑石英(0001),等密线
分级 1%、2.5%、4.5%、6.5%

分析获得与主元素有关的公因子有 3 个: F_1 (WO_3 , CaO) 白钨矿成矿因子; F_2 (Au , Sb , FeO , MgO , Mn , CaO) 金锑成矿因子; F_3 (Zn , Pb , Au) 硫化物因子。其中白钨矿成矿因子反映早期成矿作用是在相对氧化条件下,钨、钙结合生成白钨矿。而金锑成矿与白钨矿成矿的环境截然不同(图 4-4),是在由氧化转向还原的相对还原条件下,由于围岩中的低价铁(Fe^{2+})与金的配合物 $[Na_3AuS_3]$ 溶液发生反应,形成自然金与黄铁矿的共生组合。镜下可见自然金沉淀在黄铁矿晶体表面形成环带状构造,有的则沿黄铁矿的裂隙或粒间充填。随着硫化作用的加强,锑亦

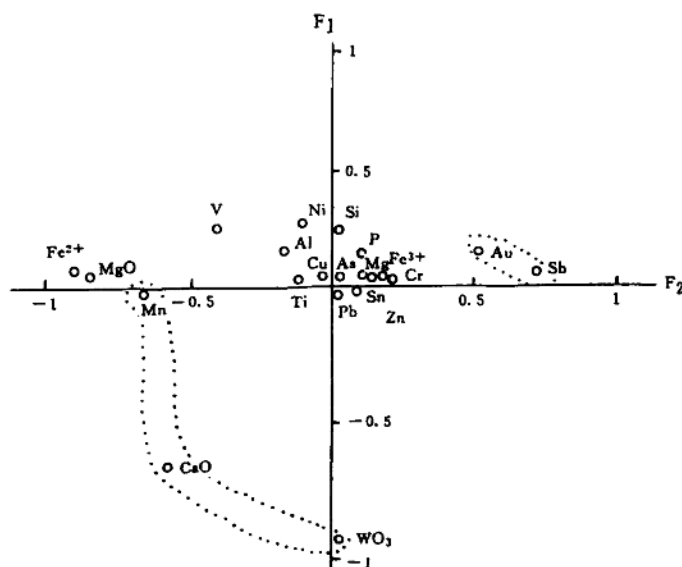


图 4-4 方差极大旋转 F_1 - F_2 图解

呈碱性配合物 $[\text{Na}_3\text{SbS}_3]$ 溶液按相同的迁移形式、迁移途径和相似的沉淀条件积聚成矿，从而出现金锑的密切共生关系。镜下可见辉锑矿沿金的周边交代，自然金被辉锑矿交代或穿插，或自然金呈显微包裹体存在于辉锑矿中。闪锌矿则包裹或溶蚀交代自然金。从上得知， F_2 公因子的元素组合反映了围岩对成矿的控制和变质热液作用的特点， F_3 公因子则反映金锑成矿后期闪锌矿与方铅矿的生成信息。在自然金硫化物成矿阶段，明显地具有脉动成矿的特征，张振儒研究认为，本矿床 86.78% 的自然金赋存在以黄铁矿、辉锑矿为主的硫化矿物中。

金与铁的硫化物的密切关系，与它们很强的原子亲和力有关，同时也表现出金既亲铁又亲硫的倾向。另外，金虽具有较高的电离势 (9.233eV)，并多以原子状态存在，但其最外电子层和次外电子层能级相差很小，可失去 1 个或 3 个电子，形成 Au^+ 和 Au^{3+} 。 Au^+ 和 Au^{3+} 与负电性较小的锑 (负电性为 1.9) 等元素能形成稳定的化合物。栾世伟等认为，在水溶液中，与 Au^+ 具有同一酸碱性的离子有 Ag^+ ， Fe^{2+} ， Co^{2+} ， Ni^{2+} ， Pb^{2+} ， Zn^{2+} ， Cd^{2+} 等，与 Au^{3+} 具有同一酸碱性的离子有 Ag^+ ， Fe^{2+} ， Pt^{2+} ， Sb^{2+} ， As^{3+} ， Ti^{3+} ， U^{4+} 等。上述元素对介质条件的反应基本上是一致的，当它们的迁移途径与沉淀条件基本相同时可密切共生。

另外，因子分析所得金的公因子方差贡献最小 (仅 59.3%)， F_2 、 F_3 公因子中，金的载荷也较小，前者表明金在地层中的原始分布比较分散，后者说明金成矿具有多次热液积聚的特征。

四、自然金的标型特征反映了矿床的变质热液成因

1. 金的成色随金矿形成时代变新而降低

因为成矿时代愈老，遭受各种长期地质作用的机率增多，变质作用也愈强烈，金的重结晶和脱银净化作用就愈明显，银等杂质易被排除，使金得到富集，从而提高了金的成色。这在湖南不同类型金矿床的自然金成色研究结果 (表 4-4) 中得到证实。老地层中的变质热液金矿以自然金的高成色 ($971.85 \times 10^{-3} \sim 984.88 \times 10^{-3}$) 和低微的银含量 (0.346%~2.09%) 区别于燕山期成矿的接触交代热液金矿。

2. 不同类型金矿床的金矿物组合差异明显

变质热液金矿、火山沉积-变质热液金矿和地下热卤水溶滤金矿 (石峡) 的金矿物均为单一的自然金。而接触交代热液金矿床及其他风化残余 (铁帽) 金银多金属矿床除自然金外，还有银金矿、金银矿、碲金矿、碲银矿。

3. 影响自然金含银量及其他金矿物出现的原因

(1) 区域或矿田 (床) 地层银的背景含量高低：不同类型金矿区地层含 Ag 量从少到多依次为：变质热液金矿的元古宙地层为 $10^{-8} \sim 0.2 \times 10^{-6}$ ，益阳南郊基性古火山岩区为 $0.1 \times 10^{-6} \sim 0.5 \times 10^{-6}$ ，接触热液交代型的大坊矿区为 $0.2 \times 10^{-6} \sim 6.46 \times 10^{-6}$ 。

(2) 成矿物质组分和元素含量：变质热液金矿床其成矿物质组成比较简单，Ag 的含量低 ($0.1 \times 10^{-6} \sim 2 \times 10^{-6}$)。与岩浆有关的金矿床成矿组分复杂，Ag、Te 的含量高。如益阳南郊火山沉积变质热液金矿床，Ag 的含量为 3.57×10^{-6} 。大坊接触交代热液型金矿，主矿体 Ag 的含量高达 174.5×10^{-6} ，Te 的含量达到 $34 \times 10^{-6} \sim 2800 \times 10^{-6}$ ，平均 346.17×10^{-6} 。

(3) 地质及物理化学条件：接触交代热液金矿成矿时代新，在金矿化早期，由于温度较高 (405~305℃)，成矿介质呈酸性，溶液中 $[\text{AgCl}_4]^-$ 等配合离子较 $[\text{AuCl}_4]^-$ 和 $[\text{AuCl}_2]^-$ 稳定，银的浓度较低，故沉积下来的金成色较高。而随温度降低，溶液 pH 升高，溶液中金银的浓度相对降低， $[\text{AgCl}_4]^-$ 等离子不稳定，发生分解、沉淀，使金的成色降低，出现金银矿和

表 4-4 主要金矿床(点)自然金的标型特征^①

矿床类型及地层			矿区名称	样品数	金的成色	含银量/%	形态产出特征	
变质热液金矿	贫硫化物含金石英脉矿床	冷家溪群	蔡家巷、岩头冲、金牛山、洞冲沟 ^②	4	950~995.6 (980.21)	0~1.89 (0.732)	可见金呈不规则粒状、片状等,偶见稠密浸染状明金集合体及聚晶团块(重30~60g),显微金占20%左右。自然金维氏硬度74kg/mm ² ,密度18g/cm ³ 。	
		板溪群	马底驿组	柳林汉、沧浪坪	5	963.4~997.68 (980.54)		0.227~2.42 (1.323)
			五强溪组	黄土店、漠滨板溪小港	4	929.18~975.38 (954.9)		2.45~6.86 (4.42)
液金矿	含金硫化物石英脉矿床	冷家溪群	黄金洞、西冲	8	963.5~997.4 (980.45)	0~0.26 (0.13)	主要为次显微金与显微金,自然金在石英、白钨矿中粒度较粗(0.05~0.1mm),在黄铁矿、毒砂、辉锑矿中一般小于0.5μm	
		板溪群	马底驿组	沃溪	5	985.4~997 (988.92)		0
			震旦系	江口组	龙山 ^③	3		989.7~997 (993.57)
火山沉积-变质热液金矿	冷家溪群	益阳南郊洞坡	1	899.09	9.95	可见金(0.2~0.5mm)赋存于石英中,显微金与显微金则多赋存于黄铁矿中		
		板溪群马底驿组	沧水铺	3	925.57~966.6 (945.79)		3.29~7.35 (5.35)	
地下热(卤)水溶滤金矿床	上泥盆统	石峡 ^①	2	990~995 (992.5)		93%为次显微胶体金,粒径小于0.2μm,大于0.2μm者占5%		
接触交代热液金矿	石炭系中上统	七宝山、大坊	5	927.3~979.4 (953.35)	2.05~7.62 (4.835)	主要为显微与超显微金,可见金(0.03~0.05mm)少见。多呈粒状、树枝状、细脉状、滴乳状等产出,偶见八面体完好晶体		
	二叠系	龙王山 ^④	3	904.9~955.3 (930)	3.48~8.54 (6.48)			
	石炭系二叠系	康家湾 ^⑤		980				
风化矿床	残余(铁帽)金银矿床	七宝山 ^⑥ 、大坊	2	937~960 (948.5)	4.0~6.3 (5.15)	不规则粒状或片状,86%为次显微金与显微金,硬度低(VHN:48),主要为可见金、呈不规则粒状、片状、树枝状		
	残(坡)积金矿床	岩坝桥	1	995.97	0.40			
砂金矿床	现代河床及阶地砂金矿	汨罗江	15	990~1000 (998.7)	0~0.86 (0.06)	不规则扭曲和卷曲薄片状、厚板状居多,等粒状、树枝状、细丝状也可见到。粒径多大于0.1mm,小于0.1mm者约占25%,其表面粗糙,硬度小,无完整断口,资水下游细谷中偶见块金出现		
	阶地砂金矿	资水	7	927.78~1000 (984.30)	0~7.23 (1.57)			
		沅水	2	940~971.7 (955.8)				
	河床、河谷砂金矿	场 上	18	974.5				
	湖滨、细谷砂金矿	太子庙	4	993.78~1000 (998.42)	0~0.67 (0.155)			
		益阳南郊	8	875.51~950 (902.38)	1~12.30			
	巨型块金	益阳南郊	3	943~950.85 (943.3)	4.6~6.0 (5.3)		貌似“金鸡”,体积138.05cm ³ ,密度16g/cm ³ ,赤黄色致密块状,局部表面呈蜂窝状,小洞穴内自然金显示生长痕迹,形如钟乳石状,其中有红色粘土及少量石英砂粒,粘土中常有微粒金相伴	

①表中大部分数据由桂林冶金地质研究所电子探针测定,极少数数据由化学分析测定;括号中数据是平均值;②黎盛斯,湖南金矿地质概况,152页;③据湖南冶金217队资料;④据湖南地质402队资料;⑤据00535部队资料。

金银矿。老地层中的变质热液金矿，成矿时代老，各种地质作用使其“脱银净化”，可导致自然金成色增高。湖南省内原生金矿成矿时代由老到新，其矿物组合服从于自然金-黄铁矿-毒砂（或辉锑矿、白钨矿）向多金属与金-银矿物方向演化的总规律。燕山期成矿的金矿类型复杂，矿物组合多样，多以共生金或伴生金出现。而加里东以前的变质热液金矿，产出类型则以单质金或 Au-Sb、Au-As 和 Au-Sb-W 组合为特征。

(4) 元素地球化学性质：在元素周期表中，Au 与 Ag 不但在同一副族，具有相似的原子半径 (0.144nm)，而且两者的晶体结构都是面心立方晶格，晶胞参数相近，化学性质相似，故两者不但密切共生，还极易形成连续类质同象系列——银金矿至金银矿。在银金矿 (含 Ag18%~36%) 晶体中，有时可见富 Ag 和贫 Ag 的同心环状构造。此外，金虽有较高的电离势 (9.233eV)，但其最外电子层和次外电子层能级相差甚小，可失去 1 个或 3 个电子，形成 Au^+ 和 Au^{3+} 的离子，其中以 Au^{3+} 的化合物最为稳定。由于 Au^+ 的离子半径与 Te^{2+} 的共价半径 (0.137nm) 相适应，所以 Au 与 Te 化合最易形成较稳定的化合物——碲金矿。

4. 金与其他元素的相关性

据 9 个矿区的矿石元素相关分析结果可知，与金相关的元素有 S、As、Sb、Hg、Pb、Zn、Cr、Ag 等 (表 4-5)。这不仅说明硫化矿物的含金性与矿石的元素组成息息相关，而且反映了

表 4-5 原生金矿床矿石中金与其他元素的相关系数

矿床类型	矿 区	样 品 数	与金相关元素	相关系数
变质热液金矿	符竹溪	162	As	0.62
		162	S	0.53
		191	Hg	0.31
	合心桥	583	As	0.44
		583	Sb	0.24
	西 冲		Sb	0.66
	江溪垅 ^①	108	As	0.46
	龙 山 ^②		As	0.81
			Sb	0.75
			S	0.64
	沃 溪	158	S	0.79
		173	Sb	0.51
		45	Pb	0.90
		45	Zn	0.36
地下热(卤)水溶滤金矿	石 峡 ^③	7	Ag	0.83
		23	As	0.51
火山沉积-变质热液金矿	益阳南郊王四村	17	As	0.70
		17	Sb	0.72
		17	Pb	0.92
		17	Cr	0.50
		17	Ag	0.81
接触交代热液金矿	大 坊	115	As	0.29
		115	Ag	0.56
		115	Zn	0.31

①据湖南冶金 245 队资料；②据 00535 部队资料；③据湖南地质 416 队资料。

Au 与 As 的密切相关性,是不同成因类型金矿床的共同特征。Au 与 Cr, Au 与 Ag 的密切相关,分别是火山沉积-变质热液金矿床和接触交代热液金矿床的重要地球化学特征。

综上可知,影响自然金成色高低及其他金矿物出现的主要原因是成矿物质组分与成矿地质环境,亦即矿床的不同成因类型。而同类型金矿床自然金成色一般变化很小,其他金矿物的种类及含量都大致相同。

五、主要矿物的元素(组分)组合与产出特征反映矿物在中低温变质热液条件下生成

1. 黄铁矿

黄铁矿产于层脉及层脉上下盘蚀变围岩中,其元素组合与区域马底驿组灰色板岩中变质成因的黄铁矿比较类似,三者 Co/Ni 比值也十分相近(表 4-6)。据因子分析结果,层脉中与蚀变板岩中黄铁矿公因子的元素组成也比较类似。黄铁矿在层脉或脉旁蚀变板岩中常呈条带状、条纹状、细脉状、星点状、团块状产出,爆裂法测得其生成温度在 215~250℃ 之间。

表 4-6 不同产出部位黄铁矿中元素含量^①

产出部位	脉中黄铁矿	蚀变围岩中	灰色板岩中	产出部位	脉中黄铁矿	蚀变围岩中	灰色板岩中
Au/10 ⁻⁶	28~148.2 (73.68)	1.6~151 (81.2)	2.5	Ni/10 ⁻⁶	10~300 (200)	10~200 (60)	30
Sb/10 ⁻⁶	3000~20000 (9600)	300~6500 (1881.2)	30	Cu/10 ⁻⁶	10~300 (195)	10000	200
W/10 ⁻⁶	10~650 (184)	10~1000 (559)	10	Ti/10 ⁻⁶	300~1000 (720)	1000	1000
As/10 ⁻⁶	1000~6500 (4600)	650~6500 (2777)	20	Co/10 ⁻⁶	30~65 (48)	10~15	10
Pb/10 ⁻⁶	200~300 (290)	300~3000 (545)	300	Mn/10 ⁻⁶	100~1000 (400)	100	100
Sn/10 ⁻⁶	5~55 (20)	300~3000 (2209)	5	Co/Ni	0.24	0.2	0.33

①括号中数据是平均值。

黄铁矿是沃溪式层控金矿床最主要的载金矿物。地层中的黄铁矿与金矿床中的黄铁矿其元素组成以含 As、Sb、Zn、Cu、W 较高,含 Ag 低微为特征。Co、Ni 含量后者稍高于前者。地层中的黄铁矿亦含有少量的 Au(表 4-7)。鉴于岩浆结晶分异中,Co 趋向于在黄铁矿中富集,Ni 趋向于在磁黄铁矿、黄铜矿中富集,因而成矿物质主要来自地幔的矿床,其中黄铁矿 Co 含量大于 Ni, Co/Ni>1;而壳型矿床中,黄铁矿 Co 含量小于 Ni, Co/Ni<1。湖南元古宙地层中黄铁矿的 Co/Ni 比值为 0.18~0.93,金矿床中黄铁矿的 Co/Ni 比值,除益阳南郊金矿为 1.3 外(属火山沉积-变质热液型),其余均在 0.04~0.59 之间,说明其成矿物质主要来源于地层。

不同成因金矿床黄铁矿 Au/Ag 比值的显著差异,可作为划分不同成因类型金矿床的标志。如变质热液金矿 Au/Ag>>40;火山沉积变质热液金矿(益阳南郊) Au/Ag≈10;接触交代热液金矿 Au/Ag<<1(表 4-7)。

接触交代热液型金矿的黄铁矿不但含 Ag 较高,而且普遍含 Te(沃溪式层控金矿不含

Te)。Te 平均值分别为：大坊 10.25×10^{-6} ；康家湾 10.7×10^{-6} ，老鸦巢 11×10^{-6} 。在大坊矿区，含 Te 的黄铁矿常与碲金矿、碲银矿连生或伴生，为该类型金矿所独有。

地层中的黄铁矿 $S/Se > 8 \times 10^4$ ，矿床中含金黄铁矿 S/Se 比值在 $16.56 \times 10^4 \sim 68.04 \times 10^4$ 之间（黄金洞、漠滨），均表现为沉积变质成因特征（岩浆热液矿床黄铁矿 $S/Se < 2 \times 10^4$ ）。

表 4-7 主要层控金矿床地层及矿床中的黄铁矿元素含量与比值

矿床名称	样品数	元素含量/ 10^{-6}				元素含量比值	
		Au	Ag	Co	Ni	Au/Ag	Co/Ni
黄土店	2	9.75	0.10	15	290	97.50	0.05
漠 滨	3	63.00	—			—	0.42
沧浪坪	17	30.83	0.10	10	230	308.30	0.04
柳林汉	2	220.39	0.35	10	230	308.30	0.25
沃 溪	21	77.58	0.25	48	150	302.30	0.32
西 安	4	13.38	0.10	10	55	133.80	0.18
合心桥	2	26.25	0.10	20	175	262.50	0.11
冷家溪	8	4.725	0.10	5	100	47.25	0.05
黄金洞	3	204.30	0.40	106	180	510.00	0.59
益阳南郊	7	76.22	39.80	43	33	9.40	1.30
板溪群	2	2.00	0.35	7.5	40	5.71	0.18
冷家溪群	4	0.75	0.20	49.5	53	3.75	0.93
接触交代热液金矿床 ^①	25	5.04	40.91	34.75	9.25	0.12	3.76

①据大坊、康家湾、龙王山、七宝山、老鸦巢 5 个矿床平均。

2. 辉锑矿

辉锑矿常呈条带状、块状、不规则状产于层脉中。条带状辉锑矿与地层整合产出（照片 7）。辉锑矿含 Au，是沃溪式层控金矿床一大特色。在已知的前寒武系金锑钨石英脉矿床中，辉锑矿均含有不等量的 Au，但其离散程度较大（表 4-8）。微量元素 As、W、Hg、Pb、Zn、Cu 的含量较高， $Co/Ni < 1$ ， $Au/Ag > 1$ 。在沃溪、符竹溪、西冲等矿区，镜下均可见自然金细脉被辉锑矿交代或被辉锑矿细脉穿插，或辉锑矿沿自然金的周边进行交代等现象。次显微金呈细小的圆球状被包裹于辉锑矿中。辉锑矿的生成晚于自然金。

3. 白钨矿

沃溪式层控金矿床中的白钨矿一般仅含微量或极少量的金，如黄金洞金矿白钨矿含金 1.3×10^{-6} ，西冲为 $0.17 \times 10^{-6} \sim 0.67 \times 10^{-6}$ ，西安为 $0.087 \times 10^{-6} \sim 0.30 \times 10^{-6}$ ，沃溪为 $1 \times 10^{-6} \sim 2.62 \times 10^{-6}$ （19 个样品平均为 1.66×10^{-6} ），并以含 Ta (150×10^{-6})、Mo ($100 \times 10^{-6} \sim 500 \times 10^{-6}$) 稍高，含 Nb (15×10^{-6})、Ba (150×10^{-6})、As (50×10^{-6}) 相对较低而区别

表 4-8 矿床辉钨矿的元素平均含量

产地地层	矿区名称	样品数	元素含量/ 10^{-6}											元素含量比值		硫同位素组成		爆裂温度/ $^{\circ}\text{C}$
			Au	Ag	W	Cu	Pb	Zn	Sn	Hg	As	Co	Ni	Co/Ni	Au/Ag	样数	$\delta^{34}\text{S}/10^{-3}$	
震旦系 江口组	龙 山	3	17.12													6	-2.1 +0.9	155 ~ 200
板溪群 五强溪组	王家村 江溪垅 ^①	5	0.18		痕	200	痕	300								1	-4.4	
板溪群 马底驿组	沃溪 符竹溪	13	23.99	2.5	1000	250	350	115	17.5	4.5	1000	痕	60	0.03	18.15	7	-4.1 -1.3	133 ~ 170
冷家溪群	西 冲 合心桥	8	10.15	0.43	6	382	185	200	1.5	8.5	1000	5	50	0.1	23.6	9	-13.2 +0.4	167 ~ 202

①据湖南 245 队资料。

于黑钨矿。爆裂法测得其生成温度为 $258\sim 295^{\circ}\text{C}$ 。

4. 黑钨矿

在矿区东部的十六棚公矿段黑钨矿罕见,向西逐渐增多,至鱼儿山西矿体黑钨矿占 69%,白钨矿仅占 31%,再向西至马儿桥则全为黑钨矿。矿区自东而西,黑钨矿中 WO_3 、 FeO 、 MnO 含量有规律地递增,其化学成分明显区别于浅源岩浆作用有关的矿床(表 4-9),这与成矿物质来源不同、成矿时物理化学条件有根本差异有关。本区黑钨矿铌、钽、钼含量($10\times 10^{-6}\sim 50\times 10^{-6}$)与铁锰比值甚低,不含金或仅含极少量的金($0\sim 0.5\times 10^{-6}$)。而 Ba ($150\times 10^{-6}\sim 500\times 10^{-6}$)、As ($100\times 10^{-6}\sim 500\times 10^{-6}$)含量则相对较高。爆裂法测得其生成温度为 $225\sim 313^{\circ}\text{C}$ 。

表 4-9 黑钨矿化学成分对比

地 点		样数	黑钨矿成分/%						$\frac{\text{MnO}}{\text{FeO}}$	$(\text{Nb}_2\text{O}_3 + \text{Ta}_2\text{O}_5)/\%$
			WO_3	FeO	MnO	Nb_2O_5	Ta_2O_5	Sc_2O_5		
沃溪	矿区西端十六棚公	2	60.27~66.75	18.02~18.91	0.20				0.0108	
	矿区西端鱼儿山—马儿桥	2	72.12~72.75	21.64~21.74	1.84~1.92	0.01	0.008	0.0265~0.028	0.0867	0.018
江西与浅源岩浆作用有关钨矿床平均值 ^①			74.33	12.11	10.75	0.337	0.073	0.0153	0.89	0.410
赣南钨矿平均值 ^②			74.61	11.81	11.78	0.3323	0.0797	0.00601	0.997	0.412
矿物克拉克值 ^③						0.5005	0.0116	0.00046		

①章崇真 1981; ②李秉伦 1965; ③袁忠信 1965。