

滇西金满铜矿床中木质结构及其成因意义*

刘家军 李朝阳 张 乾 潘家永 刘玉平 刘显凡 刘世荣

(中国科学院地球化学研究所矿床地球化学开放研究实验室, 贵阳 550002)

杨伟光

(云南省地质矿产局第三地质大队, 大理 671000)

摘要 滇西金满脉状铜矿床, 产于由砂岩、粉砂岩和页岩组成的含盐红色碎屑岩建造中. 矿石中木质结构相当发育. 组成木质结构的金属矿物主要是黄铁矿、黄铜矿和斑铜矿. 通过对样品、显微照片和电子显微镜照片研究后, 确定其为异木属, 反映含矿岩系当为陆相环境的产物. 有机地球化学和硫、碳同位素组成表明, 矿床的形成实与地下热卤水和生物作用有关.

关键词 脉状铜矿床 木质结构 生物作用 云南

金属矿物的木质结构是矿床中一种十分罕见和珍贵的生物结构^[1,2], 故英美学者 Picot 和 Johan 将一幅黄铁矿的木质结构彩印于其专著封面^[3]. 迄今所了解的产有金属矿物木质结构的矿床主要是一些陆相砂页岩型铜、铀矿床, 如犹他 Red Canyon 的 Maybe 矿^[4], 意大利北部的 Val Rendena 矿^[4]、美国亚历桑那 Ramoc 20 号矿^[4]以及我国四川龙池砂页岩型铜矿床^[1,2]等. 然而, 文献中所报道的组成木质结构的金属矿物主要是黄铁矿、白铁矿、方铅矿、闪锌矿、沥青铀矿^[4-6]以及辉铜矿、蓝辉铜矿和自然铜^[1,2], 而黄铜矿、斑铜矿的木质结构, 在文献中尚未见报道. 本文所研究的组成木质结构的矿物即为黄铜矿和斑铜矿. 深入研究此种特殊类型的生物结构, 对于矿床的成因认识无疑是相当重要的.

1 矿床地质概况

滇西金满铜矿床是我国境内所见到的一种不同于典型砂页岩型铜矿床的新类型矿床^[7]. 矿床赋存于侏罗系, 由砂岩、粉砂岩和页岩组成的含盐红色碎屑岩建造中. 铜矿体主要呈脉状、网脉状形式产于红盆中深灰色、黑色碳质页岩和浅灰色长石石英砂岩中, 受岩性和断裂控制明显^[1]. 矿石矿物以黄铜矿、黝铜矿和斑铜矿为主. 其中黝铜矿占有相当大的比例, 并构成金满铜矿床的一种主要矿石类型. 除铜的硫化物外, 还有(富砷)黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、蓝铜矿、辉锑矿、石英、重晶石、方解石、铁白云石以及少量的毒砂、金、银、钴的矿物(如银金矿、自然银、辉银矿、硫铜银矿和硫钴矿等). 矿床中矿石组构复杂多样, 既有反映沉积作用特点的组构(如条带状构造、层纹状构造、鲕状构造和豆状构造等), 又有反映同生交代、充

1999-12-10 收稿, 2000-07-05 收修改稿

* 国家重点基础研究发展规划项目(批准号: G1999043208)、中国科学院 1997 年“百人计划”、中国科学院知识创新工程项目(KZCX2-101)、中国科学院重点项目(批准号: KZ952-S1-407)和中国科学院与云南省科技攻关合作资助项目

1) 刘家军. 兰坪-思茅盆地红色碎屑岩建造中铜矿床的陆相喷流作用. 中国科学院地球化学研究所博士后论文, 1998, 76

填作用特点的组构(如扁豆状构造、脉状构造),还有反映气爆作用特点的组构(如角砾状构造等),因而矿床的形成温度(110~350℃)和盐度(2.2%~22.8%)均变化较大.尤为重要的是,在部分矿石中,具有黄铁矿、黄铜矿和斑铜矿的生物结构,如草莓状结构、木质结构等,并可见这种具有生物结构的黄铁矿、黄铜矿沿层理分布,显示清晰的层理构造.矿床围岩蚀变主要为硅化、方解石化和重晶石化等.盆地中的铜矿床多沿长期活动的深大断裂(澜沧江断裂)或同生断裂(中轴断裂)带分布.

2 木质结构特征

矿床中组成木质结构的矿物有黄铁矿(图 1(a))、黄铜矿(图 1(b)~(f))和斑铜矿(图版 1(e)),但以黄铜矿为主.矿床中金属矿物的木质结构,由管胞组成,其切面形态多种多样,从标准的到变形的均可见到.变形的、不标准的木质结构不易识别,仅根据细胞个体的切面形态部分较清楚而判别其为木质结构.本文仅介绍具有典型的和标准特征的木质结构.

图 1 中所显示的是黄铁矿、黄铜矿和斑铜矿交代木质细胞后,仍基本保持了木质细胞规则的、典型的形态,即细胞群体排列有规律,大小均一,紧密连生,有的细胞壁膜也反映了出来(图 1(g)).细胞群体有规律排列的特征是,细胞个体呈定向排列,或呈等阶梯状排列,管胞呈柱状,放大后很像一根根平行排列的树木(图 1(h)).隔几行有一列木射线,呈纵向板状.有时可见黑色的树脂道(图 1(g)).据中国科学院地质研究所戴永定研究员对电子显微镜照片研究后推测其为松柏目松科.成都理工学院古生物教研室王洪基副教授对样品、显微照片和电子显微镜照片研究后进一步确定其为异木属.异木属广泛分布于晚三叠世-白垩纪^[8],说明含矿岩系的形成环境当为陆相环境.

3 矿床有机地球化学

3.1 有机碳含量

据西南有色金属 304 队分析(引自季红兵^[9]),矿石中有机碳含量为 0.05%~2.78%,变化较大,但 50%以上的样品有机碳含量大于 1%,且矿石呈深灰色、黑色,明显污手.一般说来,矿石有机碳含量高于围岩.脉状矿石中的有机碳含量还与断裂有关.产于破碎带中的脉状矿石有机碳和铜含量高,而远离断裂破碎带的矿石有机碳和铜含量则较低.

3.2 流体包裹体特征

矿床中原生包裹体类型颇多,其中不乏含或富 CO₂ 三相包裹体(富 CO₂ 三相包裹体的始溶温度 $T_{CO_2} = -56 \sim -57.3^\circ\text{C}$,十分接近于 CO₂ -56.6℃的三相点温度).含或富 CO₂ 三相包裹体,由气相 CO₂、液相 CO₂ 和盐水组成.在含 CO₂ 三相包裹体中,气相 CO₂ 占 CO₂ 总体积的 50%以上,CO₂ 占包裹体总体积的 20%~30%.在富 CO₂ 三相包裹体中,气相 CO₂ 占 CO₂ 总体积的 10%~25%,CO₂ 占包裹体总体积的 50%~70%.包裹体气相成分中 CO₂/CH₄ 比值较大,一般在 50~400,高者达 3000.

流体包裹体记录了成矿流体的某些信息.产于富含有机质地层中的热液矿床,在较高温度 $t > (100 \sim 140)^\circ\text{C}$ 条件下,细菌活动仍可进行但受到限制,而以有机质分解产生的还原性气体(如 CH₄, H₂S, H₂ 等)更为重要^[10].当有 CH₄ 这样的强还原性气体存在时,便会与热液中富含氧化性的 SO₄²⁻ 发生反应生成 H₂S 或 S²⁻,为铜的硫化物的形成提供了有利的硫源.

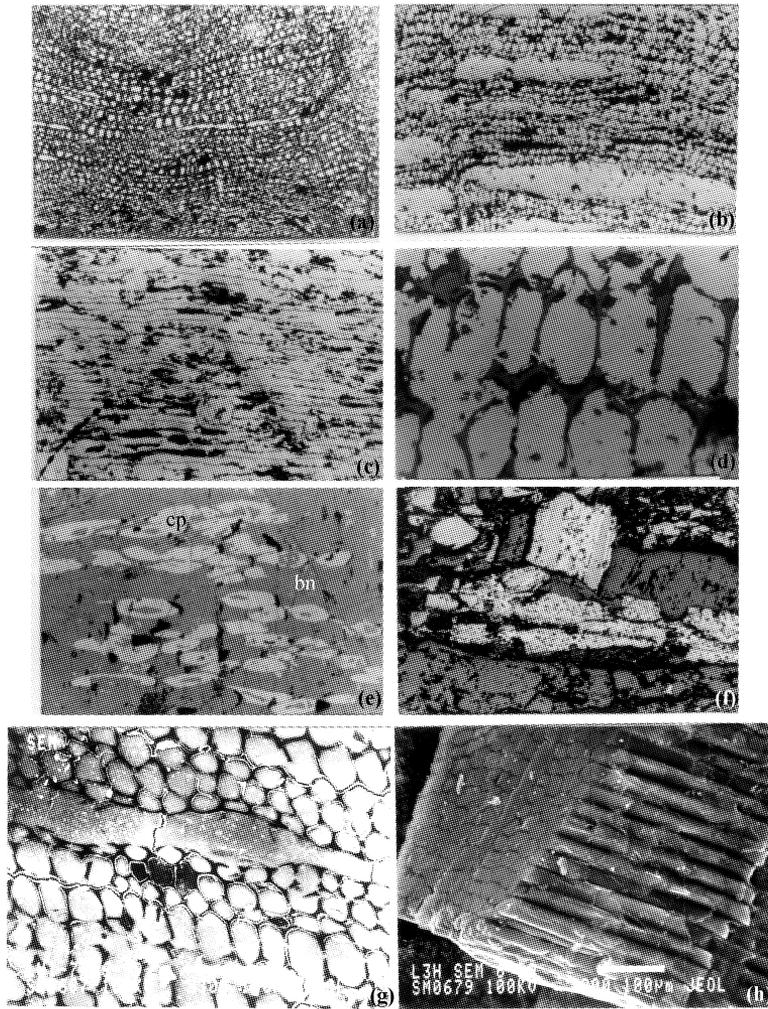
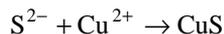
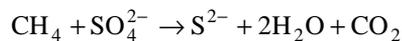


图1 矿床中木质结构的特征

(a) 黄铁矿的木质结构, 光片, 单偏光, 视域对角线长 1.52 mm; (b) 黄铜矿的木质结构, 光片, 单偏光, 视域对角线长 0.76 mm; (c) 黄铜矿的木质结构(纵切面), 光片, 单偏光, 视域对角线长 0.38 mm; (d) 黄铜矿的木质结构, 光片, 单偏光, 视域对角线长 0.19 mm; (e) 黄铜矿(cp)和斑铜矿(bn)的木质结构, 光片, 单偏光, 视域对角线长 0.38 mm; (f) 石墨中黄铜矿的木质结构, 光片, 单偏光, 视域对角线长 0.76 mm; (g) 黄铜矿的木质结构, 电子显微镜照片, 放大倍数 $\times 300$; (h) 黄铜矿的木质结构, 电子显微镜照片, 放大倍数 $\times 250$



CuS(铜蓝)在自然条件下稳定性差, 在 pH 和 Eh 变化的影响下将转化为其他矿物^[11]。如在 S, Cu 比较充足和氧逸度较高的情况下, 可以形成 Cu_2S (辉铜矿); 当溶液中有适量的 Fe, Cu 和氧逸度较低时, 则可形成 Cu_3FeS_4 (斑铜矿)、 CuFeS_2 (黄铜矿)。矿石中铜的不同价态硫化物的消长变化, 主要与 fS_2 , fO_2 和 Fe^{2+} , Cu^{2+} 在溶液中的相对浓度以及影响其溶解度的温度状况等因素有关。

上述反应将消耗大量的 CH_4 , 生成大量的 CO_2 。故包裹体气相成分中 CO_2 含量远大于 CH_4 含量。

4 同位素组成

4.1 硫同位素组成

对铜矿床中 45 件硫化物的硫同位素的分析结果(表 1, 图 2)表明, $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围(-20.5‰ ~ +7.0‰)大(图 2), 极差达 27.5‰. 其中各矿物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值范围分别是: 黄铁矿(py) -5.8‰~+5.7‰, 平均 -0.07‰(样品数 $N = 2$); 黄铜矿(cp) -20.5‰~+1.3‰, 平均-3.6‰($N = 19$); 黝铜矿(tt) -4.6‰~+7.0‰, 平均 +0.4‰ ($N = 12$); 斑铜矿(bn) -9.8‰ ~ +2.6‰, 平均-4.5‰($N = 12$). 上述矿物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值尽管变化很大, 不具塔式分布特征, 但其丰值范围主要变化在 -6‰ ~ +2‰ 之间. 结合金满矿区附近一系列铜矿床、铜矿点的硫同位素组成(-20.5‰ ~ +11.1‰)变化大的特点, 作者认为, 参与成矿流体的硫有两种截然不同的来源: 一是来自富有机质地层的生物成

表 1 金满铜矿床硫同位素组成^{a)}

序号	样号	名称	$\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$	序号	样号	名称	$\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$	序号	样号	名称	$\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$
1	S-12	黄铜矿	-5.06	16	Jm-35	斑铜矿	-2.47	31	Jd-3	黄铜矿	-1.34
2	S-2	黄铜矿	-5.67	17	Jm-9	斑铜矿	-9.32	32	Jx-3	黄铜矿	-5.86
3	S-3	黄铜矿	1.26	18	Jm-8	黄铁矿	5.70	33	Jx-1	黝铜矿	-4.57
4	S-4	黄铜矿	0.54	19	Jd-1	黄铜矿	-0.32	34	Jd-1	黝铜矿	-0.08
5	S-7	黄铜矿	-5.55	20	Jx-3	黄铜矿	-0.86	35	Jd-2	斑铜矿	-9.63
6	S-12	黝铜矿	-4.28	21	Lk-2	黄铜矿	0.63	36	Jx-2	斑铜矿	-5.49
7	JM-2	斑铜矿	2.55	22	Tc11-1	黄铜矿	-3.81	37	1	黄铜矿	-20.46
8	S-4	斑铜矿	-1.34	23	By-1	黝铜矿	4.18	38	江西-3	黄铜矿	-1.34
9	Jm-10	黄铜矿	-8.86	24	Jd-2	黝铜矿	1.98	39		黄铜矿	-5.86
10	Jm-10	黄铜矿	-3.88	25	Tc4-1	黝铜矿	1.68	40	江东-1	黝铜矿	-0.08
11	Jm-15	黄铜矿	-0.52	26	Lk5-1	黝铜矿	-1.09	41	江西-1	黝铜矿	-4.57
12	Jm-19	黄铁矿	-5.83	27	Jx-1	黝铜矿	3.31	42	2	黝铜矿	1.40
13	Jm-3	黄铜矿	-0.51	28	Jx-2	斑铜矿	-3.15	43	江东-2	斑铜矿	-9.08
14	Jm-6	黄铜矿	-1.57	29	Jd-3	斑铜矿	2.07	44	3	斑铜矿	-9.75
15	Jm-1	黝铜矿	7.00	30	Lk5-2	斑铜矿	-2.95	45	江西-2	斑铜矿	-5.49

a) 资料来源: 序号 1~8 本文, 宜昌地质矿产研究所同位素室分析; 9~17 据季红兵^[9]; 18~30 据冉崇英等^[1]; 31~36 据西南有色金属 304 队(引自季红兵^[9]); 37~45 据肖荣阁^[2]

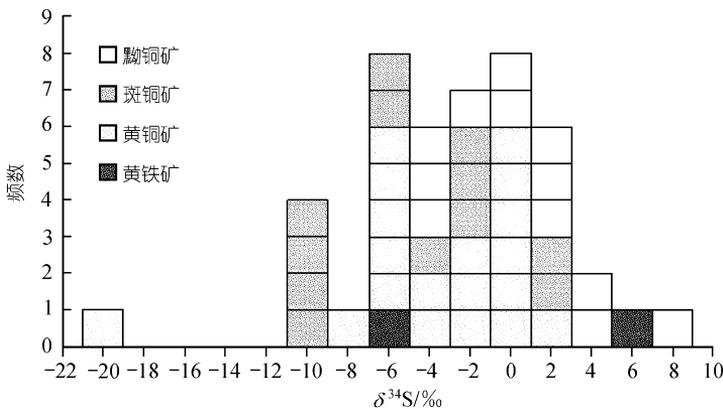


图 2 金满铜矿床硫同位素组成分布图

1) 冉崇英, 李 峰, 甫为民. 兰坪盆地西缘石登群火山岩与铜矿地质地球化学研究及找矿靶区优选. 昆明工学院地质系, 1992, 104

2) 肖荣阁. 含矿热卤水储备与突发成矿作用. 中国科学院地球化学研究所博士后论文, 1989, 97

因硫, 以富含 ^{32}S ($\delta^{34}\text{S}$ 呈负高值) 为特征; 另一种是来自膏盐层的富含氧化性的 SO_4^{2-} 的还原硫, 以相对富含 ^{32}S ($\delta^{34}\text{S}$ 呈正高值) 为特征. 两种不同来源硫的混合、叠加, 加之 SO_4^{2-} 的还原, 使 $\delta^{34}\text{S}$ 值降低, 从而导致矿石中硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 丰值在零值附近变化. 因此, 矿床中 $\delta^{34}\text{S}$ 丰值尽管在零值附近, 但硫的来源并非岩浆或地幔来源.

4.2 碳同位素组成

金满铜矿床中碳质、干沥青、方解石、铁白云石以及石英流体包裹体中 CO_2 , CH_4 的碳同位素组成值列于表 2 中. 从表中可知, 5 件铁白云石、方解石的碳同位素组成 ($\delta^{13}\text{C} = -7.44\text{‰} \sim -4.83\text{‰}$, 平均 -5.38‰) 与 6 件石英流体包裹体中 CO_2 的碳同位素组成 ($\delta^{13}\text{C} = -10.76\text{‰} \sim -3.08\text{‰}$, 平均 -5.25‰) 十分接近, 而 3 件碳质物、干沥青的碳同位素组成为 $-23.74\text{‰} \sim -22.40\text{‰}$, 平均 -23.29‰ , 与 4 件石英包裹体中 CH_4 的碳同位素组成 ($\delta^{13}\text{C} = -26.33\text{‰} \sim -25.37\text{‰}$, 平均 -26.01‰) 接近.

表 2 金满铜矿床中热液矿物和流体包裹体的碳、氧同位素组成^{a)}

序号	样号	名称	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ (PDB)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_2}$ (SMOW)	序号	样号	名称	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)
1	Hy-1	石	-4.89	-25.37	17.57	7	Jd-1-1	铁白云石	-4.92	-15.11	14.61
2	Hy-2	英	-3.08		19.21	8	Jd-1-2	方解石	-4.89	-15.11	14.19
3	Jl30-2	流	-3.57	-26.07	22.43	9	Zk1505-4-1	方解石	-4.83	-15.96	13.63
4	Jl30-1	体	-6.03		30.97	10	Zk1505-4-2	方解石	-4.83	-16.03	13.56
5	Jz3-16	包	-3.18	-26.33	17.98	11	y-12	方解石	-7.44	-13.79	15.86
6	Nq-4	裹	-10.76	-26.25	22.92	12	s-5	碳质	-22.4		
		体				13	s-7-1	干沥青	-23.74		
						14	s-7-2	干沥青	-23.72		

a) 序号 1~6 据肖荣阁¹⁾; 7~8 据颜文²⁾; 9~10 据李峰等^[12]; 11~14 为本文资料, 宜昌地质矿产研究所同位素室分析

矿床石英流体包裹体中 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 的值为 $-10.76\text{‰} \sim -3.08\text{‰}$, 与各种成因 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化范围^[13,14]相比较, 得知金满铜矿床中 CO_2 可能与来自碳酸盐岩在较高温度条件下的热解和生物成因的两种来源的混合有关. 在 $\delta^{18}\text{O}-\delta^{13}\text{C}$ 图解(图 3)中, 给出了地壳流体中 CO_2 的 3 大主要来源(有机源、海相碳酸盐岩和岩浆-地幔源)的碳、氧同位素值范围, 而且还用箭头标出了从这 3 个物源经 5 种主要过程产生 CO_2 时, 其同位素组成的变化趋势^[15,16]. 例如, 从岩浆源经结晶分异生成的 CO_2 , 其 $\delta^{18}\text{O}$ 值和 $\delta^{13}\text{C}$ 值都将高于其源区, 而且结晶程度越高, 这一差异就越大. 样品数据在图中的投点清楚地表明, 金满铜矿床中的 CO_2 主要来自海相沉积碳酸盐岩经溶解作用和由沉积有机物经脱羟基作用生成 CO_2 . 尽管这一结论未考虑到碳酸盐矿物沉淀时的各种同位素分馏过程, 但总体趋势却极为清楚.

石英流体包裹体中 CH_4 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值 ($-32.11\text{‰} \sim -22.24\text{‰}$) 与滇西腾冲-果河断裂带温泉中 CH_4 的 $\delta^{13}\text{C}$ 的值 (-20‰ 左右^[13])、美国黄石公园地热区 CH_4 ($-28.4\text{‰} \sim -10.4\text{‰}$)^[17]、前苏联堪察加热水中 CH_4 ($-32.6\text{‰} \sim -21.4\text{‰}$)^[17]、新西兰恩嘎瓦等 4 个地热区 CH_4 ($-29.5\text{‰} \sim -24.4\text{‰}$)^[18] 以及 Faur 指出 CH_4 的 $\delta^{13}\text{C}$ 的变化范围 $-30\text{‰} \sim -20\text{‰}$ ^[19] 相近, 而不同于岩浆岩的封闭空隙和洞穴中 CH_4 ($-14.6\text{‰} \sim -3.2\text{‰}$)^[20]、岩浆岩游离气中 CH_4 ($-19.3\text{‰} \sim -11.8\text{‰}$)^[20]. 矿石中碳质物、干

1) 肖荣阁. 含矿热卤水储备与突发成矿作用. 中国科学院地球化学研究所博士后论文, 1989, 97

2) 颜文. 一种新类型铜矿床的地球化学研究. 中国科学院地球化学研究所硕士论文, 1993, 87

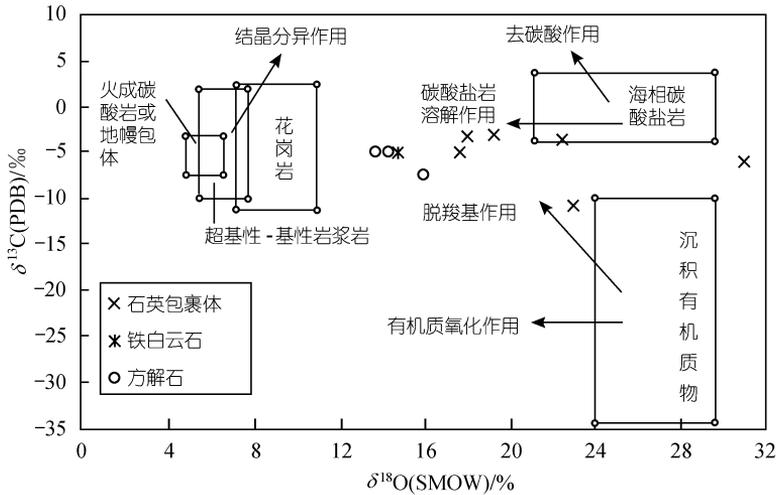


图 3 矿石中方解石、铁白云石以及石英流体包裹体的 $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ 图解

沥青的 $\delta^{13}\text{C}$ 组成 ($-23.74\text{‰} \sim -22.40\text{‰}$) 亦与流体中 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ 相近. 说明成矿流体中 CH_4 可能主要来自有机物质的热分解作用. 考虑到共生矿物的 CO_2 - CH_4 间的碳同位素分馏在温度 $100 \sim 280$ $^\circ\text{C}$ 范围时 $\Delta_{\text{CO}_2\text{-CH}_4} = 48.9\text{‰} \sim 26.3\text{‰}$ [21], 而实际检测到的 $\Delta_{\text{CO}_2\text{-CH}_4} = 18.88\text{‰} \sim 24.83\text{‰}$, 小于同位素平衡分馏理论值. 该特点不能排除成矿流体中的 CH_4 来源于 CO_2 或/和 CO 与 H_2 的反应(沉积岩中碳酸盐脱气及含盐卤水与碳酸岩、泥质岩的水岩相互作用)生成 CH_4 的可能性. 故矿床中 $\delta^{13}\text{C}$ 值一方面来自成矿流体与碳酸盐岩地层的水-岩反应和同位素的交换, 另一方面来自有机质的分解.

5 木质结构的成因意义和形成条件

上述资料表明, 滇西金满铜矿床的形成实与地下热卤水、生物作用有关.

由于断裂活动和热卤水的作用, 导致生物、有机质的热降解或热异常熟化作用, 使矿石中原生有机质发生分解、逸散. 矿石内沥青、类石墨的出现, 即是有机质热解作用的佐证. 当成矿断裂构造活动时, 导致深部含矿热卤水循环上升至较浅部, 在富含生物、有机质的地段, 因 H_2S 的作用, 使含矿热卤水中的成矿物质发生沉淀. 其中铜矿床中木质结构的形成, 即是含矿溶液沿炭化木缝隙渗透、交代, 加上碳质物对金属铜元素的吸附、还原、沉淀等作用, 即可逐步形成黄铜矿、斑铜矿的木质结构.

帅德权^[1,2]认为, 矿石中形成和保存金属矿物的木质结构必须具备以下条件: (1) 含矿地层中有充足的古植物硅化木或碳化木存在, 富含有机质, 有较强的吸附和聚集铜等金属元素的能力; (2) 地层主要是砂页岩. 因其微孔隙发育, 储液性能良好, 有利于木质细胞溶解与被交代的平衡, 从而保持木质细胞的完整结构; (3) 成矿时具备合适的物理化学条件, 特别是压力条件更为重要. 若压力过高, 促使矿物产生重结晶, 则可破坏木质的细胞结构; (4) 金属矿物的木质结构形成后, 具有相对稳定的地质环境, 否则, 形成的金属矿物的木质结构就遭受破坏.

金满铜矿床形成时, 基本上具备了上述地质条件. 矿床中大量金属矿物木质结构的存在

表明,一方面,不仅黄铁矿、白铁矿、方铅矿、闪锌矿、沥青铀矿以及辉铜矿、蓝辉铜矿和自然铜可以交代木质细胞,而且黄铜矿、斑铜矿等矿物也能交代木质细胞;另一方面,矿床形成时,有机质对金属元素的吸附和聚集起了相当重要的作用.同时也表明金满铜矿床形成的地质环境属陆相沉积盆地.

致谢 对中国科学院地质与地球物理研究所戴永定研究员和成都理工学院王洪基副教授、帅德权高级实验师的帮助和指导,在成文过程中,对中国科学院地球化学研究所苏文超副研究员、方文萱博士后与作者进行了有益的探讨,一并深表谢意.

参 考 文 献

- 1 帅德权. 论金属矿物的生物结构. 矿物岩石, 1985, 5(4): 80~84
- 2 帅德权. 金属矿物的生物组构. 成都: 四川大学出版社, 1988. 70~76
- 3 Picot P, Johan Z. Atlas des Mineraux Metalliques. 2nd ed. Amsterdam: B R G M Elsevier, 1980. 455
- 4 Ramdohr P. The Ore Minerals and Their Intergrodoths. 2nd ed. (English translation of the 4th edition, with additions and corrections by the authors), Volume 2. Oxford, New York: Pergamon Press, 1980. 164~1062
- 5 Ramdohr P. Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Berlin: Springer-Verlag, 1975
- 6 Picot P, Johan Z. Atlas of Ore Minerals. Translation by J Guilloux Reviewed by D H Watkinson. Amsterdam: B R G M Elsevier, 1982. 54
- 7 颜文, 李朝阳. 一种新类型铜矿床的地球化学特征及其热水沉积成因. 地球化学, 1997, 26(1): 55~63
- 8 斯行健, 李星学, 等编著. 中国植物化石, 第二册. 北京: 科学出版社, 1963. 341
- 9 季红兵, 李朝阳. 滇西金满铜矿床成矿流体地球化学特征及来源. 矿物学报, 1998, 18(1): 28~37
- 10 庄汉平, 冉崇英, 何明勤, 等. 楚雄盆地铜、盐、有机质相互作用与砂岩铜矿生成. 地质学报, 1996, 70(2): 162~172
- 11 杨应选, 仇定茂, 阙梅英, 等. 西昌-滇中前寒武系层控铜矿. 重庆: 重庆出版社, 1988. 291~299
- 12 李峰, 甫为民, 冉崇英. 兰坪金满铜矿床成矿物质来源研究. 昆明理工学院学报, 1992, 17(4): 8~15
- 13 戴金星. 云南省腾冲县硫磺塘天然气的碳同位素组成特征和成因. 科学通报, 1988, 33(15): 1168~1170
- 14 戴金星, 陈英. 中国生物气中烷烃组分的碳同位素特征及其鉴别标志. 中国科学, B 辑, 1993, 23(3): 303~305
- 15 刘建明, 刘家军. 滇黔桂金三角区微细浸染型金矿床的盆地流体成因模式. 矿物学报, 1997, 17(4): 448~456
- 16 刘建明, 刘家军, 顾雪祥. 沉积盆地中流体活动及其成矿作用. 岩石矿物学杂志, 1997, 16(4): 341~352
- 17 Macdonald G A, Abbott A T, Perterson F L. Volcanoes in the Sea, the Geology of Hawaii. 2nd ed. Honolulu: University of Hawaii Press, 1983. 517
- 18 Lyon G L, Hulston J R. Carbon and hydrogen isotopic compositions of New Zealand geothermal gases. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1984, 48(6): 1161~1171
- 19 Faur G. Principles of Isotope Geology. 2nd ed. New York: John Wiley & Sone, 1986. 227~247
- 20 Зорькин Л М, Старобинец И С, Стадник Е В. Геохимия природных газов нефтегазоносных бассейнов. Москва: НЕДРА, 1984. 125~164
- 21 Friedman I, O'Neil J R. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. In: Data Geochemistry, 6th ed, Washington, 1977. 61