

鸡笼山夕卡岩型金铜矿床地球化学特征及成矿模式

伍超群 杨洪之

(中科院长沙大地构造研究所)

通过研究湖北鸡笼山金铜矿床成矿元素 Au 在时空上的演化分布规律, 以及稀土元素和稳定同位素分配特征, 探讨了该矿床的成矿物质来源和成矿机制, 建立了夕卡岩型金铜矿床的地球化学成矿模式。

关键词 夕卡岩型金铜矿床 成矿物质来源 地球化学成矿模式

鸡笼山金铜矿床是“七五”期间发现的一个大型金矿床, 属长江中下游铁铜金多金属成矿带鄂东南成矿区中重要的夕卡岩型金矿床, 其远景有望成为一超大型金矿床^①, 研究其成矿规律和成矿模式, 对寻找类似型金矿床具有重大意义。自 R.W.Boyle 提出了原生金矿床的变质分泌说模式⁽¹⁾以来, 有关金矿床的成矿模式不断涌现, 但对夕卡岩型金矿床所做工作较少。本文以鸡笼山夕卡岩型金铜矿床为例进行了金元素地球化学、时空演化分布规律等方面的研究, 在此基础上建立了夕卡岩型金矿床的地球化学成矿模式。

鸡笼山金铜矿床地质概况

矿区位于华北地台与扬子地台弧形交界的向南突出部位。区内出露下三叠统大冶组灰岩、白云岩及少量第四系。岩浆岩以燕山期中酸性钙碱性系列的鸡笼山花岗闪长斑岩为主体, 边缘可见少量石英闪长斑岩。岩体岩石化学组成中 SiO_2 60.28% ~ 62.76%; Al_2O_3 0.5% ~ 0.6%; $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$ 0.75 ~ 1.48; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 7.22% ~ 7.40%。岩体呈南东深、北西浅的超覆体产出。矿区构造作用强烈, 由一系列近东西向、北西向的紧密线

状褶皱组成, 并伴有大量断裂构造。从北向南主要发育有柯家塘倒转背斜、竹林塘倒转向斜、桂家山翻转背斜、白崖头翻转背向斜和鸡笼山翻转背斜。矿床围岩蚀变发育分带明显, 从岩体至围岩可分为 4 个带: ①正常岩体带, 由花岗闪长斑岩组成; ②内接触带, 由蚀变花岗闪长斑岩、石榴石夕卡岩和少量透辉石夕卡岩组成; ③外接触带, 由透辉石夕卡岩、硅灰石夕卡岩、大理岩及大理岩化灰岩组成; ④正常围岩带, 由大冶组灰岩、白云岩组成。金铜矿体大多产于鸡笼山岩体和大冶组灰岩的接触破碎带中, 矿体数目多、形态复杂, 空间分布上可分为南、北两个主要矿带 (图 1)。

金元素在时间上的演化

震旦纪以前, 鄂东南一带处于地槽发展阶段, 区域上未见地槽构造层出露。此时期相邻地区元古界双桥山组、板溪组、冷家溪组的含金量分别为 5.35×10^{-9} 、 5.20×10^{-9} 、 4.63×10^{-9} 均接近地壳平均克拉克值 4×10^{-9} (刘英俊, 1987), 表明地槽构造层中无明显的金富集。

震旦纪至中三叠世, 该区处于地壳运动相对和缓的地台发展阶段, 广泛发育有一套

本文 1992 年 11 月收到, 1993 年 2 月改回, 李春兰编辑。

①按涂光炽所提: 大型矿床储量下限的 3~5 倍为超大型矿床。

以碳酸盐岩为主的地台型沉积建造。鸡笼山矿区内仅出露下三叠统大冶组灰岩和白云岩。与区域相应地层的金含量相比, 矿区内大冶组第 5 段的金含量由区域上的 5.1×10^{-9} 降到 2.21×10^{-9} , 大冶组第 6 段、第 7 段金含量由区域中的 1.8×10^{-9} 和 0.5×10^{-9} 分别

升高到 2.38×10^{-9} 和 2.34×10^{-9} , 致使矿区各岩性段含金量大致相同; 据此可知, 燕山期成矿作用过程中, 地层中的金可能发生了部分的活化、迁移和再分配。中南冶金地质研究所 (1988) 测得围岩的 pH 值为 8.3~9.8, 说明矿区地台构造层在成矿过程中为

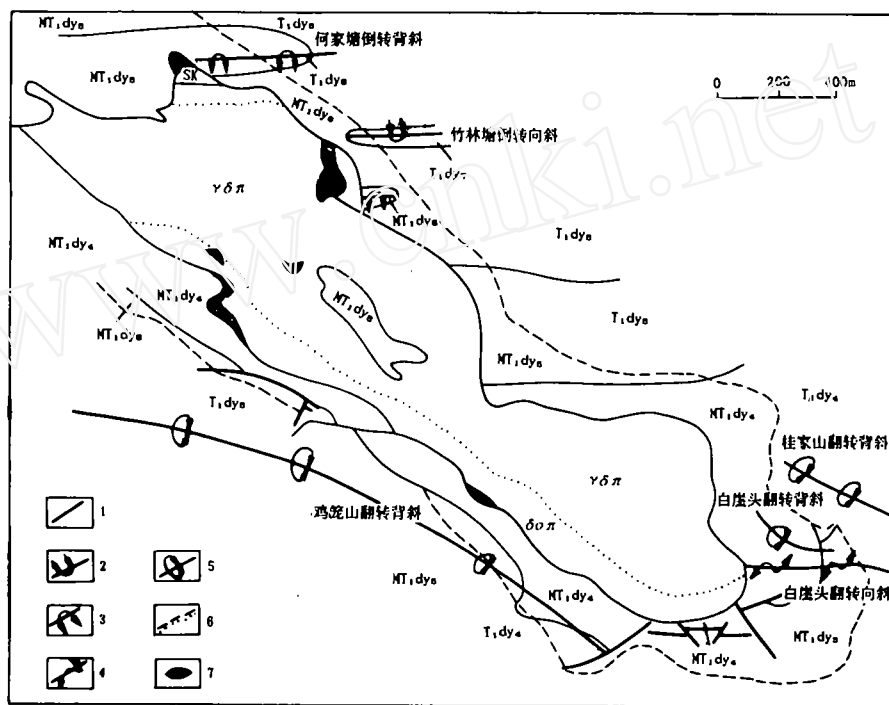


图 1 湖北鸡笼山金铜矿床地质平面略图

(据中南冶金地质勘查局 604 队资料改绘)

T₁dy—大冶组灰岩; MT₁dy—大理岩化灰岩; SK—夕卡岩; γδπ—花岗闪长斑岩; γσπ—石英闪长斑岩; 1—断裂; 2—倒转

向斜; 3—倒转背斜; 4—翻转向斜; 5—翻转背斜; 6—推测地质界线; 7—矿体

碱性地球化学环境, 为金矿化提供了有利条件。

晚三叠世末期, 本区地壳运动强烈, 发生强烈的褶皱和断裂, 并伴有鸡笼山花岗闪长斑岩和其他许多岩体侵入, 沉积建造不发育。

鸡笼山岩体及区域上与其他矿床有关岩体 Au 的分析结果 (表 1) 表明, 各岩体含 Au 量远大于地壳同类岩石 Au 的丰度值 (4.5×10^{-9} , 维纳格拉多夫, 1962), 其中鸡笼山花岗闪长斑岩的含金量可高达 $50 \times$

10^{-9} , 且其 Au/Cu × 1000 比值大于 0.10, 趋向于金的富集, 据此认为, 该岩体可能为鸡笼山金铜矿床的成矿母岩。

本矿床的金矿体主要赋存在鸡笼山岩体与下三叠统大冶组第 4~7 段的灰岩和白云岩的接触破碎带中, 矿体叠加于岩体之上且与岩体呈一定角度相交, 显示出金矿化大多发生在岩体形成之后, 为燕山晚期的产物。

金在空间上的分布规律

不同中段及勘探剖面 Au 的分析结果表

表 1 鄂东南地区某些岩体 Au、Cu 含量及比值

矿床	岩石名称	Au · 10 ⁻⁹	Cu · 10 ⁻⁶	Au / Cu × 1000	来 源
鸡笼山	花岗闪长斑岩	50	500	0.10	本文
鸡笼山	花岗闪长斑岩	33	110	0.30	中南所
封三洞	花岗闪长斑岩	34	530	0.06	中南所
铜绿山	花岗闪长斑岩	1.5	70	0.02	中南所
鸡冠嘴	石英闪长岩	64	87	0.73	熊继传
鸡冠嘴	石英闪长玢岩	15	100	0.15	(1987)
	花岗岩	4.5	20	0.23	维纳格拉
	花岗闪长岩				多夫(1962)

明, 在鸡笼山花岗闪长斑岩体与大冶组第 4 ~ 7 岩性段灰岩、白云岩的接触带中, 矿体大多集中在围岩凸向岩体或岩体向内凹的部位。

-170m 中段岩体至围岩 Au 的含量变化曲线 (图 2) 表明, Au 主要分布在内、外接触带中, 且外接触带较内接触带变化复杂, 具多个峰值。-90m 中段钻孔样品数据 Au 的六次趋势面分析结果^[2] 得知: 岩体和围岩的接触部位趋势值较高, 向岩体和围岩均渐减; 矿区东北和西南部出现两个明显的 Au 正异常, 这与鸡笼山金矿床分为南、北两个矿带相对应。

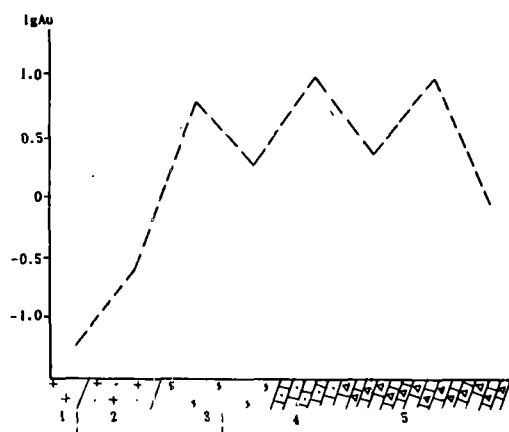


图 2 不同岩石中 Au 含量分布曲线

1—花岗闪长斑岩; 2—蚀变花岗闪长斑岩; 3—夕卡岩;
4—大理岩; 5—角砾岩

不同中段联合断面图^[3] 显示, 矿体受北西向构造控制, 大多赋存于岩体与大冶组灰岩的接触破碎带中, 少量呈透镜状产于岩体, 或呈似层状产于层间破碎带中。不同中

段的矿化情况表明, 随着成矿深度的加大, 北矿带的矿化范围逐渐减小, 矿体形态趋于简单, 南矿带的矿化范围逐渐增大, 矿体形态渐趋复杂。自南东向北西沿岩体展布方向, 成矿深度由-500m 标高渐变为 100m 标高; 矿化范围由小到大, 再由大到小, 即矿化范围呈两头小中间大的趋势。

在趋势面分析的基础上, 分别对南、北矿带的 II 号和 I 号矿体进行了统计学分析研究 (冶金部中南地质勘查局 604 队, 1989), 结果表明, 北矿带的 I 号矿体金矿化范围较大, 富集区段在地表至-210m 标高; 南矿带的 II 号矿体金矿化富集区段约在-250m 标高左右。

沿矿体走向金矿化发生有规律的变化。I 号矿体中部金品位高, 而 II 号矿体的中部及北西部金品位高。在垂向上金的含量均有由深向浅逐渐增高的趋势, 表明成矿流体是由深到浅向上运移的。

成矿物质来源

矿床矿石 REE 配分型式呈一左高右低的缓倾斜曲线, 其 δEu 值为 0.85, 无明显的 Eu 异常。在整体型式上矿石与岩体、蚀变夕卡岩的配分曲线大体相似。此外, 在特征参数值中, 矿石 $\Sigma\text{Ce} / \Sigma\text{Y}$ 值为 21.31 ~ 42.68, 蚀变岩 $\Sigma\text{Ce} / \Sigma\text{Y}$ 值为 15.71 ~ 18.69, 大大高于岩体和地层, 反映了在成矿作用过程中由于夕卡岩化的广泛发育, 析出大量含重 REE 的石榴石矿物, 从而造成矿石和蚀变岩中重 REE 的大量亏损。

鸡笼山矿床硫同位素 $\delta^{34}\text{S}$ 值组成均一, 变化范围多介于 $-2.54\text{‰} \sim 6.10\text{‰}$, 接近陨石硫值, 矿石的 $\delta^{34}\text{S}$ 与岩体、夕卡岩的 $\delta^{34}\text{S}$ 值大致相同 (表 2)。

表 2 鸡笼山矿床硫同位素组成

样号	矿物名称	产 状	$\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$
1	黄铁矿	黄铁矿矿石	5.54
2	方铅矿	方铅矿矿石	-2.54
3	黄铁矿	夕卡岩	-0.56
4	黄铁矿	夕卡岩	3.48
5	黄铁矿	夕卡岩	0.64
6	黄铁矿	夕卡岩中石英硫化物脉	-1.85
7	黄铁矿	破碎带夕卡岩	1.99
8	黄铜矿	斑岩中矿脉	0.35
9	方铅矿	夕卡岩	3.35
10	细粒黄铁矿		5.60
11	粗粒黄铁矿		6.10
12	雄黄		2.50
13	雌黄		0.90

注: 资料来源: 1~2 为本文; 3~9 为徐耀通; 10~13 为张振儒。

方铅矿矿石中方铅矿的铅同位素组成: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.10$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.27$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.50$, 与 B.R.Doe(1981)的标准值(地幔铅同位素组成: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.10$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.70$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.42$, 造山带铅同位素组成: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.86$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.83$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.62$)相比, 介于地幔铅和造山带铅之间。

从矿床氢、氧同位素特征看, 矿石 $\delta^{18}\text{O} = 10.99\text{‰}$; 岩体 $\delta^{18}\text{O} = 14.11\text{‰}$ (岩体氧同位素数据引自中南冶金地质研究所),

两者大体相近。在氢、氧同位素组成图上, 矿床中的氧同位素落在原生岩浆水和同生水之间, 故矿床中成矿流体除岩浆热液外还存在少量地下水渗入。

稀土元素、同位素等方面的研究均证明: 鸡笼山矿床中矿质主要来自于燕山期的中酸性侵入体——鸡笼山花岗闪长斑岩; 成矿热液以深源岩浆热液为主, 晚期有地下水的渗入, 形成混合成矿热液。

成矿物理化学条件

1. 成矿温度

据矿床矿物包裹体测温及矿物共生组合, 可将成矿作用划分为三个成矿期, 即 3 个成矿温度区间。①夕卡岩期, 成矿温度为 $535 \sim 431^\circ\text{C}$, 发育有大量的石榴石、透辉石及硅灰石等夕卡岩矿物, 无明显的金矿化; 石英—硫化物期, 成矿温度介于 $353 \sim 153^\circ\text{C}$, 出现大量的金属硫化物, 具明显的金矿化, 含金量平均为 34.74g/t 。在此成矿期, 随着成矿温度的逐渐降低, 金矿化渐渐加强; ③表生作用期, 金矿化不明显。

以上研究表明, 金矿化主要集中在中至低温的石英硫化物期。

2. 成矿压力

矿物流体包裹体成分分析 (表 3) 结果表明: 成矿流体含盐度较低, 变化范围为 $2.25 \sim 4.25\text{wt}\%\text{NaCl}$, 平均约 $3.42\text{wt}\%\text{NaCl}$ 。根据盐度—温度—密度图和密度—温度—压力图, 获得相应的成矿压力为 $200 \sim 500\text{Pa}$, 以中低压为主。

表 3 流体包裹体成分分析结果表

代号	产状	矿物	液相成分($\mu\text{g/g}$)						气相成分($\mu\text{g/g}$)						
			Na ⁺	K ⁺	Mg ⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	H ₂	O ₂	N ₂	CH ₄	CO	CO ₂	H ₂ O
GKW91035	黄铜矿矿石	黄铜矿	4.55	2.97	0.53	2.17	10.57	43.30	0.21	0.41	5.17	2.13	7.82	31.50	505.10
GKW91026	夕卡岩角砾岩	石英	16.70	13.40	0.25	0.58	31.00	3.85	0.18	0.43	4.10	2.31	5.42	31.50	967.10
GKW91024	夕卡岩	长石	18.17	31.44	3.59	13.79	49.75	40.50	0.54	—	4.13	5.44	11.69	213.50	1100.50
GKW91012	夕卡岩	石英	31.44	14.83	0.35	0.63	15.33	23.95	0.43	—	13.41	2.97	8.36	161.50	1053.60

3.pH 值

由于本矿床普遍发育有绢云母化, 依 A.A. Лолов (1963) 指出和利用绢云母化过程中 $[K^+]$ 离子浓度与温度的关系可判断成矿流体的 pH 值。据表 3 中不同矿温度下所测得 $[K^+]$ 离子浓度获得 pH 值为 1.85~6.89, 且随着成矿温度的不断降低, pH 值由小变大。与徐耀通 (1988) 所得结论相同: 405℃ 时 pH 值为 4.476; 369℃ 时 pH 值为 4.474; 300℃ 时 pH 值为 5.962; 290℃ 时 pH 值为 6.138; 208℃ 时 pH 值为 7.432。据此可知, 随着成矿温度的逐渐降低, 成矿流体由酸性向中性至弱碱性转变。

4.金的迁移和沉淀

从表 3 中可以看出, 该矿床成矿溶液的阳离子以 Na^+ 、 K^+ 为主, 阴离子以 Cl^- 、 SO_4^{2-} 为主, 气相组分中 CO_2 含量很高, 相应地 CO_3^{2-} 含量也较高, 流体组分类型为 $Na^+-K^+-Cl^--SO_4^{2-}-CO_3^{2-}$ 型。早期由于成矿温度、成矿压力较高, pH 值较小, Cl^- 含量较高, 金主要以氯络合物和少量硫的络合物形式迁移^[5]。随着成矿温度和成矿压力的降低, 岩体与围岩不断作用, 成矿介质的 pH 值逐渐加大, 碱性增强, 金的氯络合物解离沉淀能力增强, 金元素则主要以硫络合物形式迁移。由于温度和压力的继续降低, pH 值也由酸性向中性至弱碱性转变, 组分中 CO_2/H_2O 值由 0.08→0.06→0.03→0.01 逐渐减小, 还原参数 $(CH_4+H_2O+CO)/CO_2$ 值由 0.19→0.21→0.59→0.74 逐渐增大, 成矿环境也由氧化转化为还原, 金的硫络合物发生分解, 沉淀出自然金, 其反应式为: $2[AuS]^- + Fe^{2+} \rightarrow 2Au + FeS_2$, $2[Au_2S_3]^- + 3Fe^{2+} \rightarrow 2Au + 3FeS_2$ 。

金铜矿床地球化学成矿模式

对金元素在矿床中的演化分布规律、成矿物质来源以及成矿物理化学条件等方面的研究表明, 鸡笼山金铜矿床的形成是地

壳长期运动发展的产物, 明显受地层岩性、岩浆岩及构造联合控制, 其形成大致经历了以下三个阶段:

1.准备阶段

印支运动以前。本区广泛发育了一套厚度较大、岩性岩相相对稳定的地台型碳酸盐岩建造, 地壳运动相对缓和, 构造、岩浆活动不明显。此时为鸡笼山矿床金矿的形成准备了良好的赋矿介质, 但未见明显的金富集。

2.初始富集阶段

印支运动开始。地壳运动渐渐加强, 受南北方向的水平挤压应力的作用, 本区形成了近东西向、北西向的紧密准线状褶皱, 并伴有断裂产生, 为后期的岩浆—成矿活动创造了侵入、容矿的构造环境和成矿有利条件。此时三叠系碳酸盐岩层中的金铜成矿元素部份发生调整、活化和再分配, 但未见达到工业品位的金矿化。

3.富集成矿阶段

燕山期。地壳运动强烈, 在第 2 阶段形成的北西向及近东西向褶皱断裂的基础上叠加了北东东向的构造, 相应地构造应力场由压性转为张性及剪性, 伴有大量的岩浆侵入活动 (图 3)。随着岩浆的上侵、演化和分异作用, 形成富含 Cl 、 S 、 CO_2 、 H_2O 等挥发组分的酸性热流体, 并不断萃取岩浆熔体中的 Au 、 Cu 等成矿元素, 形成富含挥发分的成矿流体, Au 在其中大多呈氯和硫的络合物形式迁移。在岩浆作用晚期, 随着岩浆的进一步分异和固结, 在其与围岩接触部位发生强烈的接触交代作用, 沿接触带广泛发育大理岩化和夕卡岩化, 以及其他类型的蚀变带。随着交代作用的进行, 含矿热液组分也发生变化, 一些碱性组分的加入, 使其由酸性逐渐向中—弱碱性演化, 并继续沿着岩体和围岩的接触破碎带向上运移, 当其所处环境的温度和压力下降到一定程度时, 挥发组分逐渐从成矿流体逸出, 金的络合物也

