

地质 矿床

红土型金矿的成矿机理与成矿模式

王 燕^{1,2}, 谭凯旋¹, 刘顺生¹, 陈梦熊³

(1. 中国科学院长沙大地构造研究所, 长沙 410013; 2. 广东有色地质勘查研究院, 广州 510080;
3. 有色金属矿产地质调查中心, 北京 100814)

[摘 要] 对红土型金矿的地质特征、主要控矿因素、金的溶解迁移与沉淀富集机理进行了分析。红土型金矿风化壳剖面具有分带性, 金矿体主要呈层状、似层状产于铁(硅铝)质硬壳层、杂色粘土层中。金以自然金为主, 主要呈显微、次显微状被褐铁矿、蒙脱石、高岭石及伊利石等矿物所吸附, 金的成色较高。红土型金矿的形成受干、湿交替的热带、亚热带气候控制, 并与基底构造(特别是断裂构造)密切相关。金主要以 AuCl_4^- 、 $\text{Au}(\text{S}_2\text{O}_3)_2^{3-}$ 等络合物溶解和迁移, 还原作用是金沉淀富集的重要因素。建立了红土型金矿的综合成矿模式。

[关键词] 风化壳 地质特征 成矿模式 红土型金矿

[中图分类号] P618.51 [文献标识码] A [文章编号] 0495-5331(2002)04-0012-06

红土型金矿是原生金矿体(矿化体)或含金较高的岩石中的金在表生红土化作用的水—岩反应过程中, 发生活化迁移、沉淀富集重组而形成的, 并以红土风化壳为寄生体的表生金矿床。它是 80 年代由国外首先发现的一种新类型金矿床, 我国于 90 年代初开始红土型金矿床的研究与找矿工作^[1~6], 1992 年发现了第一个大型红土型金矿——湖北嘉鱼县蛇屋山金矿, 随后在我国南方许多省区陆续发现了一批中、小型红土型金矿床(点), 如湖南的龙形寨、大坊, 云南的北衙、上芒岗, 广西的镇圩, 贵州的晴隆老万场、盘县砂锅厂等。初步显示了我国南方红土型金矿良好的找矿前景。本文对红土型金矿的地质特征、金的溶解迁移、富集机理和成矿模式进行初步分析。

1 红土型金矿的地质特征和主要控矿因素

1.1 红土型金矿风化壳剖面分带特征

红土型金矿的风化壳剖面具有明显的分带特征^[6], 表现为由上到下风化壳岩石的矿物组合、结构构造、化学成分及元素组合、氧化还原环境、金元素的富集程度等都具有明显的分带性。按照风化程度, 由上至下可分为强风化带、风化带、半风化带、弱风化带及微风化带等; 按表生地质作用方式, 由上至

下可划分为地表强淋滤残积带、氧化残余带、水解带、淋滤带、次生富集带及水合带等。

根据主要矿物组成和结构构造特征, 红土风化壳由上至下一般可划分为表(腐植)土层、铁(硅铝)质硬壳层、红色网纹状粘土层、杂色粘土层、粘土(腐岩)层及基岩层等。国内外一些典型红土型金矿的风化壳剖面的分带特征总结如表 1。可以看出, 虽然在具体层位的命名上有所差异(与风化壳基岩的成分及结构构造有关), 但不同地域内的典型红土型金矿床的风化壳分带结构显示出明显的可对比性(表 1)。一般风化壳表层及上部金的含量较低, 下部各带中金的含量相对增高, 反映出红土风化壳形成过程中, 金的垂向迁移特点。

1.2 矿体与矿石特征

红土型金矿中矿体一般呈层状、似层状、透镜状分布于表层红土之下的各风化层中, 其中铁(硅铝)质硬壳层、杂色粘土层、粘土层是最主要的含矿层。矿体产状较平缓, 受风化壳底部地形形态控制而起伏变化。

矿石一般呈松散土状, 泥质、粉砂质、砂状及泥砂质结构为主, 土状、多孔状、蜂窝状、网纹状、斑块或团块状、结核状及似网状构造。矿石的矿物成分主要为粘土矿物, 其次为铁锰氧化物、石英及硅酸盐

[收稿日期] 2002-02-06; [修订日期] 2002-04-08; [责任编辑] 曲莉莉。

[基金项目] 国家自然科学基金项目(编号: 70171057)和中国科学院知识创新工程重要方向项目(编号: KZCX2-101)资助。

[第一作者简介] 王 燕(1955 年-), 男, 教授级高级工程师, 现主要从事矿产资源勘查项目的生产科研及技术管理工作。

表 1 国内外部分红土型金矿床垂直分带特征对比表

分带	湖北蛇屋山	湖南龙形寨	湖南大坊	云南北衙	广东山塘	西澳布丁顿
	地表腐殖土	褐黄或红色粘土及腐殖土	红褐色腐植粘土 ,	地表腐殖土	腐殖粘土	地表豆状红土
	硅质岩帽(含矿层)	含褐铁矿团块红褐色粘土(含矿层)	含褐铁矿红色粘土	松散红粘土	含褐铁矿红褐色粘土	铁铝质胶结的硬壳(含矿层)
	砖红色网纹状粘土	铁锰硬壳杂色粘土,(含矿层)	黄褐、黄白色粘土	褐红色粘土(含矿层)		相对固结的铝土矿
	杂色高岭石粘土(主要含矿层)	黑褐色粘土(含矿层)	含铁锰质黑色粘土(含矿层)	黑色(含褐铁矿)粘土(含矿层)	褐色、红色粘土(含矿层)	杂色粘土(主要含矿层)
	灰色亚粘土	含矿化灰岩角砾黄色粘土	碎裂状斑岩、碳酸盐岩	含多金属矿化灰岩角砾岩	含金矿化灰岩角砾粘土	腐(岩)泥层(主要含矿层)
	基岩带	多金属矿化的灰岩及碎屑岩	矿化花岗岩岩/碳酸盐岩(接触带)	北衙组灰岩	金矿化灰岩	具金矿化的太古宙火山岩

矿物等。金矿化与粘土矿物和褐铁矿有关,高岭石或蒙脱石层越厚,金矿体越厚,品位也高;褐铁矿含量越高,金品位越富。

1.3 金的赋存特征

金矿物以自然金为主,主要呈显微、次显微状为褐铁矿、蒙脱石、高岭石及伊利石等矿物所吸附和包

裹,肉眼不易发现及观察,少量为可见金粒。如湖北蛇屋山金矿金在粘土矿物中的分布率占 74.9 %^[7]。

对北衙、龙形寨、蛇屋山等红土型金矿的红土风化壳的不同层位上进行了系统采样和人工重砂分析,在这些矿床的不同层位中均发现了自然金粒。电子探针和电子显微镜能谱扫描分析(表 2)表明,

表 2 自然金电子探针分析结果 %

矿 区	层位	样号	测点号	Au	Ag	Cu	Te	Zn	Bi	金成色(F)	平均	
湖北蛇屋山		G1	1/ 1 - 1	89.087	6.520	0.027	0.000	0.000	0.159	932	935	
			1/ 1 - 2	88.279	6.255	0.016	0.000	0.000	0.071	934		
			1/ 2 - 1	85.098	10.709	0.000	0.000	0.000	0.270	888		
			1/ 2 - 2	92.835	7.954	0.000	0.117	0.000	0.079	921		
			1/ 3 - 1	100.654	0.000	0.050	0.000	0.000	0.199	1000		
		G3	3/ 1	79.466	14.378	0.000	0.000	0.000	0.223	847	884	
			3/ 2	82.016	12.627	0.000	0.000	0.000	0.389	867		
			3/ 3	93.508	0.876	1.131	0.000	1.505	0.081	991		
			3/ 4	81.246	16.813	1.107	0.154	1.598	0.265	829		
		G4	1/ 4	81.321	15.234	0.000	0.265	0.000	0.617	842	915	
			2/ 4	98.507	0.056	0.020	0.000	0.000	0.641	999		
			3/ 4	84.464	8.883	0.007	0.032	0.000	0.245	905		
	云南北衙		G5	1/ 5	91.822	4.372	0.063	0.003	0.000	0.465	955	955
				G6	1/ 6	81.143	14.568	0.000	0.100	0.000	0.301	
					2/ 6	79.162	14.406	0.089	0.229	0.000	0.412	846
				G7	1/ 7	86.213	7.062	0.243	0.130	0.000	0.461	924
2/ 7		81.992	14.896		0.000	0.346	0.000	0.347	846			
3/ 7		84.760	6.312		0.000	0.000	0.000	0.318	931			
		G8	1/ 8	100.592	0.063	0.043	0.111	0.000	0.606	999	989	
			2/ 8	92.463	2.463	0.011	0.000	0.000	0.310	974		
			3/ 8	94.910	0.583	0.016	0.321	0.000	0.494	994		
湖南龙形寨		未分层	G11	1/ 11	100.235	0.266	0.000	0.380	0.000	0.000	997	978
	2/ 11			90.875	6.027	0.351	0.375	0.248	0.000	938		
	3/ 11			100.329	0.000	0.309	0.151	0.545	0.000	1000		
	G15		1/ 15	96.984	0.081	0.250	0.176	0.282	0.000	999	977	
			2/ 15	90.460	4.299	0.229	0.328	0.172	0.000	955		
	G16		1/ 16	95.841	0.214	0.364	0.118	0.392	0.000	998	998	
			2/ 16	92.873	0.230	0.292	0.351	0.224	0.000	998		

探针测试:地科院矿床地质研究所; F = Au/ (Au + Ag) ×1000。

金粒中除主要成分 Au 外,还含有一定的 Ag,部分样品中还含有少量的 Cu、Te、Zn、Bi 等。同一金粒不同部位成分不均匀,由中心向外成分出现高低交替变化。总的来说,金的成色比较高,均在 830 以上,大多数在 900 以上,但同一矿区不同部位的样品和同一金颗粒不同部位的金成色都有一定的变化,一般随深度增加金的成色增高,但在上部铁(硅铝)质硬壳层中的金成色也高。这些特征说明在红土型金矿的形成过程中,金发生了溶解、迁移和重新沉淀,并发生了 Au、Ag 分异,金粒是风化壳形成进程中多次结晶、逐渐生长的。金的成色高还说明金是由还原作用而引起沉淀的。

1.4 地理、气候、水文地质条件对成矿的控制

红土型金矿床带状集中于南北纬 31° 之间的低纬度的热带亚热带(尤其近赤道附近地区)。在这个范围内可获到达地球表面太阳总幅照射能的 60% 以上,气候湿热同季、干湿交替、旱雨分明、植被发育,降水量大等利于化学风化作用。并且风化过程中元素的交换和循环过程强烈,有机质能分解,产生 CO₂ 多向大气逸放,而腐植酸被大量的雨水稀释,地表水的 pH 值变化较大可呈弱酸性—中性—弱碱性,可使原岩中的 Si、Ca、Mg、K、Na 等大量淋滤流失。特别是去 Si 作用强烈,形成三水铝石,Al、Fe 等氧化物残留下来形成红土风化壳,为红土风化壳的形成创造了基本条件。

水文地质条件影响着红土化作用的强度及深

度,决定了红土化过程中金的被动活化能力,迁移形式及沉淀富集。风化壳上部的地下水渗流带是金活化迁移的主要地带,而下部的流动带则是金沉淀富集的场所。潜水面的形成及其所处的位置,又与当地地下水补给迳流等条件和地壳的稳定性等有关。地壳缓慢抬升的背景条件下,潜水面缓慢下移,有充分的时间进行氧化作用,有利于金矿的形成。因此良好的地表水—地下水的补给系统及垂向渗流和流动状态,对金矿的形成至关重要,相对稳定的潜水面和地表水—地下水补给系统,有利于红土化作用的进行及风化壳的保存。地下水渗透的流动带发育,上下流动面的高差较大时,利于红土型金矿的形成。地下潜水面有规律升降,常导致多层矿体在同一剖面的不同标高产出。

1.5 构造对红土型金矿形成的控制

我国南方的红土型金矿及其风化壳与基底构造(特别是断裂构造)的关系密切,在断裂通过的地区,红土风化壳及矿体的厚度显著增大,矿石品位增高。如蛇屋山金矿的 39 号勘探线剖面(图 1)所示,在 f₁、f₂、f₃ 等断裂破碎带发育部位,形成“V”形下凹的厚大红土风化壳,矿体的厚度也随之增大。这说明断裂作用可以显著增高岩石的渗透率,从而有利于地下水的流动和岩石的化学风化作用,促进红土风化壳和红土型金矿的形成,并且由于断裂带部位岩石的渗透率高于其围岩,因而导致断裂带部位岩石的风化作用最强,所形成的红土风化壳及金矿体

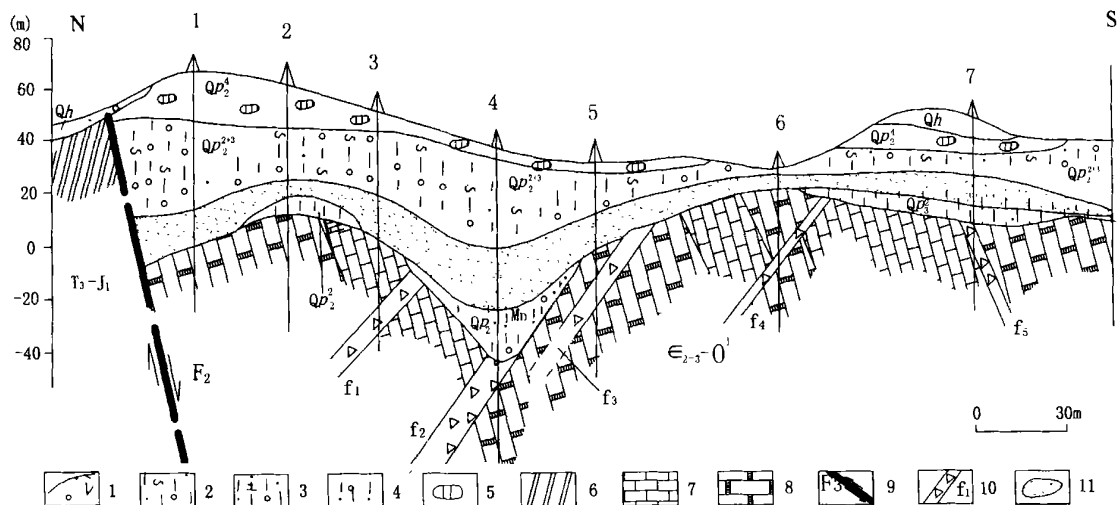


图 1 湖北蛇屋山金矿 39 号勘探线剖面图

(据湖北省地矿局第四地质大队资料编制)

Q^h—全新统(残坡积、冲洪积); Q_p⁴—中更新统第四段; Q_p³—中更新统第三段; Q_p²—中更新统第二段; Q_p¹—中更新统第一段; T₃-J₁—上三叠—下侏罗统(武昌群); E₂₋₃-Q₁—寒武系上统—奥陶系下统(娄山关群—南津关组); 1—腐植土; 2—网纹状含砾亚粘土; 3—含高岭土含砾亚粘土; 4—含砾亚粘土; 5—硅化岩岩块; 6—页岩; 7—灰岩; 8—泥灰岩; 9—断层及编号; 10—断裂破碎带及编号; 11—红土型矿体

厚度也明显增大。

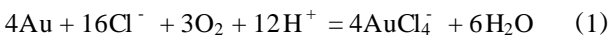
2 金的溶解与迁移

在形成风化壳和红土型金矿的表生氧化环境下,金可以与 Cl^- 、 $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$ 、 OH^- 、 CN^- 、 SCN^- 、 HS^- 、有机酸等形成络合物进行溶解和迁移。根据有关热力学数据^[8~9]计算了一些主要金络合物的稳定常数(表 3),可见除一价金的羟基络合物外,其余的金络合物都有较高的稳定性。

表 3 25 时金络合物的稳定常数

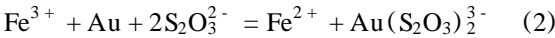
络合物	lg K	络合物	lg K
AuCl_2^-	11.72	$\text{Au}(\text{S}_2\text{O}_3)_2^{3-}$	28.87
$\text{Au}(\text{HS})_2^-$	32.66	$\text{AuH}_3\text{SiO}_4^0$	33.17
$\text{Au}(\text{OH})_2^-$	-54.13	$\text{Au}(\text{OH})_4^-$	45.44
$\text{AuCl}_3(\text{H}_2\text{O})^0$	19.87	$\text{AuCl}_2\text{OH}(\text{H}_2\text{O})^0$	28.46
AuCl_4^-	25.01	AuAc	0.44
$\text{Au}(\text{CN})_2^-$	20.8	$\text{Au}(\text{Cl}_y)_2^0$	15.49
$\text{AuOH}(\text{H}_2\text{O})^0$	-55.63	$\text{AuCl}_3(\text{OH})^-$	30.89
$\text{Au}(\text{OH})_2\text{Cl}_2^-$	36.15	$\text{Au}(\text{OH})_3\text{Cl}^-$	41.06

在表生环境硫化物氧化过程中的酸性氧化条件并含有较高 Cl^- 浓度时,金的溶解反应为:

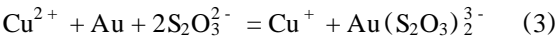


该反应在 25 时的平衡常数 $\lg K = 37.13$ 。 Cl^- 主要来自大气水,红土型风化壳与红土型金矿床是形成于热带、亚热带干湿交替的气候条件,在干旱炎热气候时期由于蒸发作用是可以形成高 Cl^- 浓度条件的。如澳大利亚西部 Yilgarn 地区的红土型金矿中^[10],地下水的 Cl^- 浓度最高可达 0.1 M, pH 值为 2.8~4。湖北蛇屋山红土型金矿现在的一些水体也为含一定 Cl^- 浓度的弱酸性,在主成矿期也是处于热带、亚热带的干湿交替气候,在某些时期和某些地方是可以具有高 Cl^- 浓度、低 pH 条件的。

硫代硫酸盐是硫化物向硫酸盐氧化过程中的一种重要亚稳中间产物,近年来大量研究表明它是表生环境中金、银等金属离子的重要配位基,特别是可形成金硫代硫酸盐络合物。在黄铁矿氧化的表生条件下, Fe^{3+} 作氧化剂,金的氧化溶解反应式为:



该反应在 25 时的氧化还原电位为 +0.62V,平衡常数 $\lg K = 10.49$ 。黄铜矿氧化产生的 Cu^{2+} 作为氧化剂也可以促进金的溶解和 $\text{Au}(\text{S}_2\text{O}_3)_2^{3-}$ 络合物的形成:



该反应在 25 时的氧化还原电位为 +0.01V,平衡常数 $\lg K = 0.17$ 。

金与硫代硫酸盐的络合物 $\text{Au}(\text{S}_2\text{O}_3)_2^{3-}$ 主要形成于碱性氧化条件下。在大多数红土型金矿中,其原生金矿或含金母岩主要为碳酸盐岩,碳酸盐岩的水解对体系起中和作用而增高体系的 pH 值,如云南北衙红土型金矿剖面的 pH 值为弱碱性,在这种条件下是有利于 $\text{Au}(\text{S}_2\text{O}_3)_2^{3-}$ 的形成的。黄铁矿等硫化物的氧化所释放出的金属离子可以加速硫代硫酸盐的产生,从而促进金的溶解和迁移。硫代硫酸盐虽是一种不稳定的中间产物,对其分析检测也比较困难,但也有不少学者研究报道了在一些水溶液中确实含有较高的 $\{\text{S}_2\text{O}_3^{2-}\}$ 浓度。日本一系列热泉中 $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$ 的平均浓度值为 1×10^{-6} ,最高达 37×10^{-6} 。Benedetti 等^[11]对法国南部塞文山地区流经含金硫化物矿床氧化带的 Maubert 河水进行系统的取样与分析测得 $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$ 的浓度一般为 28~78 mg/L,最高浓度达 112 mg/L。实验研究^[12]表明, Fe^{3+} 、 Fe^{2+} 和 Cu^{2+} 等组分的存在可显著增大 $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$ 的生成速率,而这些金属离子也是风化壳与红土型金矿形成过程中硫化物氧化所释放的重要组分。因此,黄铁矿等硫化物的氧化所释放出的金属离子可以加速硫代硫酸盐的产生,从而促进金的溶解和迁移。

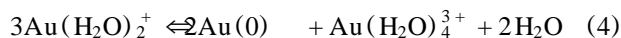
风化壳形成的地表环境中,无疑会存在许多有机物质,金可以与各种有机酸形成络合物进行溶解和迁移^[13]。在还原条件下,以 S^- 为施主的位置最有利于金—有机络合物的形成;而在氧化条件下以有机 O^- 为施主的络合物最重要,并且一些金有机络合物将水解形成 $\text{Au}(\text{OH})(\text{H}_2\text{O})^0$ 。此外,金与氰化物的络合物在金溶解、迁移和红土型金矿的形成过程中也有一定的作用,各种植物都可以含有一定的氰化物,但是氰化物易遭受水解和酶的破坏。

上述说明氧化剂和阴离子配位键的存在是有利于金的表生溶解和迁移的。 Cl^- 和 $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$ 是金的最重要的配位键。

3 金的沉淀、富集机理

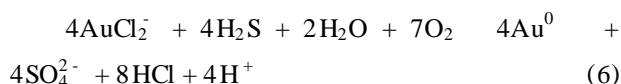
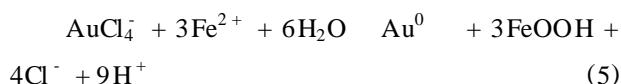
上述分析表明,红土型金矿形成过程中,金主要以络合物溶解和迁移。以金硫代硫酸盐络合物溶解和迁移的金,硫代硫酸盐配位体的氧化、酸化作用、还原作用和稀释作用都可引起金的沉淀和成矿。在氧逸度增高时,硫代硫酸盐配位基的氧化使得 $\text{Au}(\text{S}_2\text{O}_3)_2^{3-}$ 络合物失稳,然后形成金的水合络合物 $\text{Au}(\text{H}_2\text{O})_2^+$,这个离子是难以存在于水中的。Au

() 将经受配位键交换和与 H_2O 发生水解反应生成 $\text{Au}(\text{OH})\text{H}_2\text{O}^0$ 。硫代硫酸盐的氧化速率远快于 $\text{Au}(\text{ })$ 的水解速率, 因此, 部分已溶解的金从溶液中被移去, 然后金形成短寿命的水合络合物, 在表生 Eh - pH 环境下是非常不稳定的, $\text{Au}(\text{ })$ 将发生如下歧化反应:



只有在络合物的形成很慢或存在有机物质的络合作用时, $\text{Au}(\text{ })$ 才可以进一步达到稳定。在表生 Eh - pH 条件下, $\text{Au}(\text{ })$ 将被还原为 $\text{Au}(0)$ 沉淀。当存在还原剂 (如有机物) 或被光催化作用时 $\text{Au}(\text{ })$ 可以被快速还原。近来一些实验^[14] 也表明存在半导体物质 (如 Fe_2O_3 , TiO_2 等) 时金络合物可快速被还原。这种金还原作用在 pH 为 3 ~ 6 范围内是最有效的。因此, 随着硫代硫酸盐的氧化, $\text{Au}(\text{S}_2\text{O}_3)_2^{3-}$ 络合物失稳, 大多数溶解的金将以胶体的 $\text{Au}(0)$ 存在, 由于浓度很低, 单个的 $\text{Au}(0)$ 颗粒生长很慢, 大多数 $\text{Au}(0)$ 将被吸附到很细的呈悬浮状态的 Fe 和 Mn 的氢氧化物和粘土矿物颗粒上。

以金氯化络合物溶解和迁移的金, 在以下情况下都可以引起金的沉淀: (1) Cl^- 浓度降低 (如被稀释); (2) pH 增高, 如前面已述及的原岩中碳酸盐矿物和硅酸盐矿物的水解对风化壳地下水 (孔隙水) 的中和作用; (3) 还原作用。在红土型金矿剖面中, 金矿体主要位于中下部的弱氧化—还原带, 并与铁氧化物密切共生, 这说明主要与还原作用有关, Fe^{2+} 、 H_2S 等是金沉淀的主要还原剂:



(5) 式也说明金与铁氧化物是同时沉淀的, 因此也是密切共生的。各种铁矿物和粘土矿物对金氯化络合物的吸附作用也是金沉淀和成矿的重要机制, 主要被吸附组分是三价金氯化络合物的水解产物, 特别是那些具有 1 个和 2 个 Cl^- 配位键的组分, 如 $\text{AuCl}_2(\text{OH})(\text{H}_2\text{O})^0$, $\text{AuCl}_2(\text{OH})_2^-$, $\text{AuCl}(\text{OH})_3^-$ 等。

由于 Au 的氧化—还原电位显著高于 Ag, 因此还原作用可以引起 Au、Ag 的分离和金成色的显著增高。前面分析得出的红土型金矿中金成色较高, 并随深度增加而增高, 说明还原作用是金沉淀富集的重要因素, 并且随风化壳深度增加还原作用的影

响也增大。而上部铁 (硅铝) 质硬壳层中的金成色出现增高的反常现象, 是因为该层 Fe^{2+} 作为还原剂使金被还原、沉淀并同时形成褐铁矿 (针铁矿)。

4 综合成矿模式

综合前面的分析, 红土型金矿的成矿作用可用图 2 的综合概念模式来归纳。

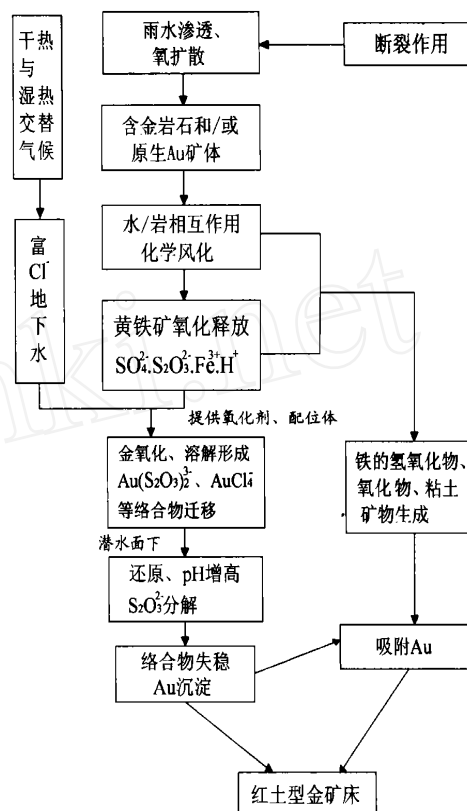


图2 红土型金矿的综合成矿模式

[参考文献]

- [1] 虞人育. 湖北蛇屋山金矿区风化型金矿床地质特征及成因浅析[J]. 矿床地质, 1994, 13(1): 28 ~ 37.
- [2] 李松生. 再论蛇屋山红土型金矿的成因[J]. 矿床地质, 1998, 17(2): 15 ~ 23.
- [3] 陈大经, 杨明寿, 张永林. 广西镇圩式红土型北金矿床地质特征及成矿模式[J]. 矿床地质, 2001, 20(3): 251 ~ 257.
- [4] 陈大经. 红土型金矿床的地质特征、成矿条件及找矿方向[J]. 矿产与地质, 1996(2): 73 ~ 79.
- [5] 王砚耕, 陈履安, 李兴中, 等. 贵州西南部红土型金矿[M]. 贵阳: 贵州科学技术出版社, 2000.
- [6] 曹新志. 中国红土型金矿床研究综述[J]. 地质科技情报, 1998, 17(1): 50 ~ 54.
- [7] 洪汉烈. 金在红土化过程中的迁移特征[J]. 黄金, 1997, 18(7): 3 ~ 7.
- [8] 林传仙, 白正华, 张哲儒. 矿物及有关化合物热力学数据手册[M]. 北京: 科学出版社, 1985.

(下转第 32 页)

SIGNIFICANCE OF MINERAL ASSEMBLAGE AND GEOCHEMICAL ZONING ON THE OREBODIES PROSPECTING IN LINGLONG GOLD OREFELD

SUN Guo - sheng^{1,2}, LI Xu - jun², YAO Feng - liang², HU Rui - zhong¹

(1. *Open Labortory of Ore Deposit Geochemisti, Institute of Geochemisti, Chinese Academy of Science, Guiyang 550002*; 2. *Jilin University, Jilin, Changchun 130026*)

Abstract: Mineral assemblage and geochemical space zoning in Linglong gold orefield are discussed in the paper. The consistency of each other showed mineral assemblage zoning is indication of geochemical space zoning, and the zoning is characterized by order in long distance and disorder in shorter distance. The species and abundance of metal minerals increasing from SE to NW in horizon, corresponding transformation from sulfide altering orebody type to quartz vein orebody type. Due to the different height at which orebodies occurred with different mineral assemblage, the orebodies can be prospected by this rule. Additionally, it can be used to definite the extension of orebodies.

Key words: Linglong gold orefield, mineral assemblage, space zoning, orebody prospecting

* * * * *

(上接第 16 页)

- [9] 王高尚,李鹏九. 热液平衡计算数据手册—HKF 模型介绍及应用[M]. 北京:地质出版社,1992.
- [10] Mann A W. Mobility of gold and silver in lateritic weathering profiles: some observations from Western Australia[J]. *Econ Geol*,1984,79:38~50.
- [11] Benedetti M, Boulegue J. Mechanism of gold transfer and deposition in a supergene environment[J]. *Geochim Cosmochim Acta*,1991,55:1539~1547.
- [12] Zhang J - Z, Millero F J. The products from the oxidation of H₂S in seawater[J]. *Geochim Cosmochim Acta*,1993,57:1705~1718.
- [13] Vlassopoulos D, Wood S A, Mucci A. Gold speciation in natural waters: . The importance of organic complexing - Experiments with some simple model ligands[J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1990,54:1575~1586.
- [14] Serpone N, Borgarello E, Barbeni M, Pelizzetti E, Pichat P, Hermann J - M, Fox M A. Photochemical reduction of gold() on semiconductor dispersions of TiO₂ in the presence of CN⁻ ions: Disposal of CN⁻ by treatment with hydrogen peroxide[J]. *J Photochem*, 1987, 36:373~388.

ORE - FORMING MECHANISM AND MODEL OF LATERITIC GOLD DEPOSITS

WANG Yan^{1,2}, TAN Kai - xuan¹, LIU Shun - sheng¹, CHEN Meng - xiong³

(1. *Changsha Institute of Geotectonics, Chinese Academy of Sciences, Changsha 410013*;
2. *Guangdong Non - ferrous Metal Geological Survey Institute, Guangzhou 510080*;
3. *China Non - ferrous Metal Resource Geological Survey, Beijing 100814*)

Abstract: This paper analyzed the geological characters, main controlling factors, and the mechanism of dissolution, migration and precipitation of Au in lateritic gold deposits. The results show that weathering crust of lateritic gold deposits has vertical structural zoning, the main ore - bodies occurred at the second and the fourth layers as bedded or bedded - like. Au is mainly natural gold, which adsorbed on the surfaces of goethite, montmorillonite, kaolinite and illite as micro and sub - micro grains. Gold purity is quite higher. Formation of lateritic gold deposits is controlled by tropical and subtropical climate of dry and wet alternation and also related to the base structures (especially fractures). AuCl⁻ and Au(S₂O₃)₂⁻ complexes are the main forms of Au dissolution and migration, and deoxidation is main factor which led Au deposition and concentration. A comprehensive metallogenic model for the lateritic gold deposits is proposed at last.

Key words: weathering crust, geological characters, metallogenic model, lateritic gold deposits