

滇西上芒岗红色粘土型金矿成因研究<sup>\*</sup>

杨竹森 高振敏 饶文波 李红阳 罗泰义

(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)

顾俊生

(核工业云南地质调查队, 昆明)

**提 要:** 上芒岗金矿是滇西地区具代表性的红色粘土型金矿。依据堆积特征、矿物组合和化学成分, 可将红色粘土剖面分为 6 个带, 即表土带、坡积带、钙华-沼泽带、残积带、腐泥岩带和基岩带。其中, 腐泥岩带为岩溶坍塌成因, 残积带由岩溶残积形成, 钙华-沼泽带和坡积带为地表水流搬运堆积。矿床成因为在 中晚燕山期形成的原生卡林型金矿化基础上, 经第三纪上新世的岩溶、残积和坡积作用的预富集, 由不彻底的红土化作用使金以硫代硫酸盐络合物的形式活化迁移到粘土层的中下部, 被低价铁锰离子所还原而再沉淀富集形成。

**关键词:** 金矿 红色粘土型矿床 成矿作用 滇西上芒岗

**中图法分类号:** P618.5

自 1980 年澳大利亚首先发现博丁顿 (Boddington) 大型红土型金矿后, 在巴西 (如 Bahia 大型红土型金矿) 等国也相继发现了该类型金矿<sup>[15-19]</sup>。我国自 1989 年在湖北首先发现蛇屋山大型红土型金矿后, 在湖南、贵州和云南等地也相继找到了类似的风化型金矿<sup>[1-7]</sup>。由于地质背景特别是新生代构造活动特征的差异, 我国类似的风化型金矿所经历的去硅作用不完全, 红土化程度不彻底, 粘土矿物中伊利石、高岭石和蒙脱石等并存, 很少出现铝的氧化物和氢氧化物, 故涂光炽教授将其称之为红色粘土型金矿。

滇西上芒岗金矿是该区具代表性的红色粘土型金矿, 但由于金矿体直接覆盖于原生卡林型金矿化之上, 因此在成因上易被误认为属受不整合面控制的卡林型金矿及其氧化带。本文在矿床地质特征的基础上<sup>①</sup>, 详细论述了矿床的成因特征, 这对寻找该类型金矿及其原生卡林型金矿具有重要的指导意义。

## 1 矿区地质概况

上芒岗红色粘土型金矿位于潞西市西南 30 km, 地处龙陵-瑞丽大断裂南东侧 (图 1)。矿区中部出露下二叠统沙子坡组白云岩、白云质灰岩夹灰岩, 北西侧分布上三叠统南梳坝组砂岩、页岩夹放射虫硅质岩和中侏罗统勐戛组泥岩、砂岩、钙质粉砂岩夹灰岩, 南东侧分布中侏罗统龙海组含生物碎屑灰岩、页岩和钙质粉砂岩。上新统呈较薄的红色粘土层分布于冲沟

<sup>\*</sup> 由国家自然科学基金项目 (批准号: 49873021) 和中国科学院重大项目 A (KZ-951-A1-404-02) 资助

第一作者简介: 杨竹森, 男, 1964 年生, 博士后, 主要从事矿物学和矿床地球化学研究。邮政编码: 550002

1999-06-22 收稿, 1999-12-14 修改回

<sup>①</sup> 胡广耀、李雁鹏、李立本、普传杰等参加了野外和室内部分工作

和洼地内,但在矿区北东和南西两侧的潞西和遮放盆地内,却为厚达 1955 m 的含煤河湖相沉积<sup>[8]</sup>。矿区内北东向断裂十分发育,系龙陵-瑞丽大断裂南东侧的次级断裂,沿断裂有燕山中晚期的二长斑岩脉、辉绿岩脉和煌斑岩脉侵入,其中煌斑岩脉内含有橄榄石捕虏晶,表明断裂与切壳断裂连通。

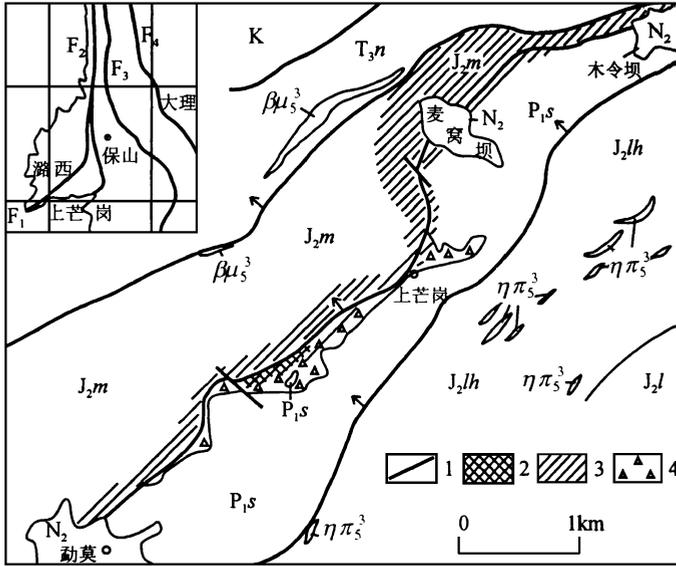


图 1 上芒岗金矿床矿区地质略图

(据核工业云南地质调查队资料)

F<sub>1</sub>- 龙陵-瑞丽断裂; F<sub>2</sub>- 怒江断裂; F<sub>3</sub>- 澜沧江断裂; F<sub>4</sub>- 金沙江-红河断裂; N<sub>2</sub>- 上新统; K- 白垩系; J<sub>2</sub>lh- 中侏罗统龙海组; J<sub>2</sub>l- 柳湾组; J<sub>2</sub>m- 勐莫组; T<sub>3</sub>n- 上三叠统南梳坝组; P<sub>1</sub>s- 下二叠统沙子坡组; U<sub>3</sub>- 辉绿岩; Z<sub>3</sub>- 二长斑岩; 1- 断裂; 2- 硅化带; 3- 粘土化带; 4- 岩溶坍塌角砾岩

Fig. 1. Geological sketch map of the Shangmanggang gold ore district.

F<sub>1</sub>- Longling-Ruili Fault; F<sub>2</sub>- Nujiang Fault; F<sub>3</sub>- Lancangjiang Fault; F<sub>4</sub>- Jinshajiang-Honghe Fault; N<sub>2</sub>- Pliocene; K- Cretaceous; J<sub>2</sub>lh- Middle Jurassic Longhai Formation; J<sub>2</sub>l- Liuwan Formation; J<sub>2</sub>m- Mengga Formation; T<sub>3</sub>n- Upper Triassic Nanshuba Formation; P<sub>1</sub>s- Lower Permian Shazipo Formation; U<sub>3</sub>- Diabase; Z<sub>3</sub>- Monzonitic porphyry; 1- Fault; 2- Silicified zone; 3- Argillized zone; 4- Karstic collapse breccia.

上芒岗红色粘土型金矿沿上芒岗断裂呈北东向分布,全长约 7 km,自北东向南西分为果园、麦窝坝、广令坡和羊石山四个矿段。矿化带宽 300~ 500 m,主要分布在断裂南东侧。矿体呈近水平的似板状和透镜状分布于沙子坡组之上堆积的红色粘土层中(图 2)。其下部基岩中的断裂破碎带内有燕山晚期强烈的热液蚀变矿化,是红色粘土型金矿成矿的主要矿质来源。

## 2 红色粘土剖面特征

综合上芒岗金矿 4 个矿段红色粘土剖面的堆积特征,可将其划分为 6 个带(图 3):

(1) 表土带: 最大厚度 1 m,由灰棕色高岭石质粘土和腐殖土组成。

(2) 坡积带: 厚 4~ 8 m,由棕黄色、棕色粘土质亚砂土组成,以发育灰白、白色高岭石

质粘土组成的枝管状体为特征, 含 10% 的勐戛组泥岩和粉砂岩质次棱角状砾石, 以及 40% 的石英、斜长石、迪开石脉和热液蚀变硅质岩构成的砂粒。

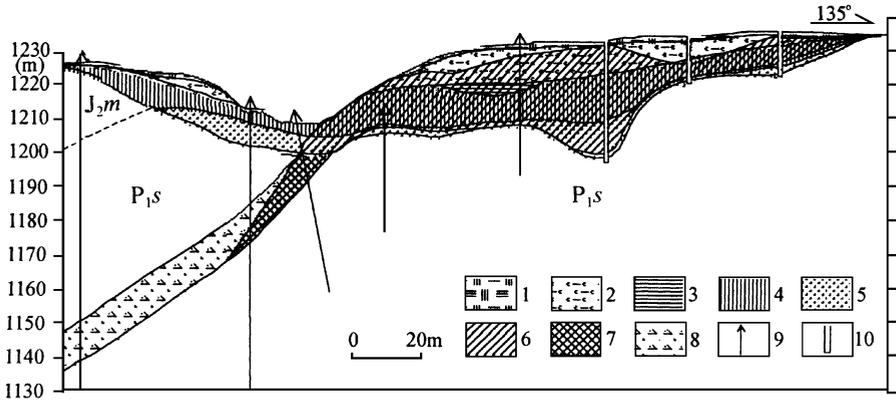


图 2 上芒岗金矿床 0号勘探线剖面图

(据核工业云南地质调查队资料修改)

J<sub>2m</sub> 中侏罗统勐戛组; P<sub>1s</sub> 下二叠统沙子坡组; 1- 表土带; 2- 坡积带; 3- 钙华-沼泽带; 4- 残积带; 5- 腐泥岩带; 6- 红色粘土型金矿体; 7- 卡林型金矿体; 8- 断裂带; 9- 钻孔; 10- 浅井

Fig. 2. Geological section along No. 0 exploration line of the Shangmanggang gold deposit.

J<sub>2m</sub> Middle Jurassic Mengga Formation; P<sub>1s</sub> Lower Permian Shaipo Formation; 1- Topsoil; 2- Slope wash; 3- Travertine-fer; 4- Eluvium; 5- Saprolite; 6- Red clay type gold orebody; 7- Carlin type gold orebody; 8- Fault; 9- Drill hole; 10- Shallow bored well.

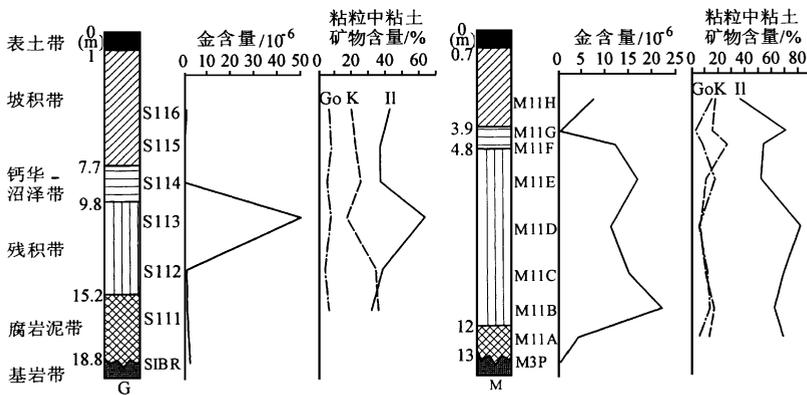


图 3 上芒岗金矿床红色粘土剖面及金和粘粒部分粘土矿物含量

G- 广令坡矿段; M- 麦窝坝矿段; Il- 伊利石; K- 高岭石; Go- 针铁矿

Fig. 3. Red clay profiles of the Shangmanggang gold deposit, showing distribution of Au and clay minerals in clay part.

G- Guanglingpo ore block; M- Maiwoba ore block; Il- Illite; K- Kaolinite; Go- Goethite.

(3) 钙华-沼泽带: 厚 0~ 4 m 在麦窝坝矿段由灰白、灰色粘土和透镜状钙华组成, 含少

量石英、斜长石砂粒。在广令坡矿段由灰黑色碳质亚粘土组成，含 20% 的石英和 5% 的泥岩、硅质岩、迪开石脉构成的砂粒，并有大量植物碎屑和少量硅藻、啮齿类骨骼碎片。

(4) 残积带：厚 2~ 8 m，由紫红色砂质亚粘土组成。顶部含 20%~ 30% 的赤铁矿和褐铁矿，呈网脉状、结核状，或呈黄铁矿假像，并有 10% 的石英砂。向下赤铁矿逐渐消失，褐铁矿减少，而石英砂增加到 30%，并含 10%~ 20% 的石英砂岩、泥岩、硅化和粘土化的砂岩、泥岩及迪开石脉构成的次棱角状细砾。

(5) 腐泥岩带：在断裂附近岩溶洼地里厚度约 8 m，局部漏斗中可达 12 m，主要由杂色含砾的粘土质亚砂土组成。砂粒约占 40%，以棱角状石英为主，其次为热液蚀变硅质岩，并有少量泥岩和迪开石团块。此外还有 10% 的球状、水滴状、姜块状石膏集合体，直径 0.1~ 1 mm，被褐铁矿染成褐红色。亚砂土中残留的结构构造显示，风化前为勐戛组泥岩和粉砂岩构成的角砾岩，并有含黄铁矿、辉锑矿的热液蚀变硅质岩团块。在断裂南东侧缺失上述风化角砾岩的部位，该带主要由沙子坡组风化形成的松散状白云石质砂土组成，厚度小于 1 m。

表 1 上芒岗红色粘土型金矿基岩金含量 (10<sup>-6</sup>)

Table 1. Gold content of bedrock in the Shangmanggang red clay type gold deposit

区域	岩性	样品数	金平均值
矿区	蚀变岩	9	6.68
	勐戛组碎屑岩 <sup>①</sup>	429	0.30
	沙子坡组白云岩 <sup>①</sup>	15	0.29
外围	勐戛组碎屑岩 <sup>①</sup>	28	1.54
	沙子坡组白云岩 <sup>①</sup>	7	1.87

① 资料来源于核工业云南地质调查队，1993，云南省潞西县上芒岗金矿床广令坡矿段勘探报告；外围金平均值单位为 10<sup>-9</sup>

此外还有 10% 的球状、水滴状、姜块状石膏集合体，直径 0.1~ 1 mm，被褐铁矿染成褐红色。亚砂土中残留的结构构造显示，风化前为勐戛组泥岩和粉砂岩构成的角砾岩，并有含黄铁矿、辉锑矿的热液蚀变硅质岩团块。在断裂南东侧缺失上述风化角砾岩的部位，该带主要由沙子坡组风化形成的松散状白云石质砂土组成，厚度小于 1 m。

(6) 基岩带：由沿断裂分布的热液蚀变矿化岩 (局部构成小型工业矿体) 及两侧的勐戛组和沙子坡组地层构成。在硅化、粘土化岩中金含量为 0.39× 10<sup>-6</sup>~ 9.35× 10<sup>-6</sup>，蚀变成因硅质岩中金含量为 9.8× 10<sup>-6</sup>，而在黄铁矿富集部位高达 32.47× 10<sup>-6</sup>，但在沉积地层中金的含量却很低 (表 1)。

### 3 成矿作用分析

#### 3.1 岩溶作用

上芒岗红色粘土型金矿矿体下部的沙子坡组白云岩顶部，为一发育有大量石芽、石柱和溶蚀沟槽、漏斗的岩溶面。该面与现代地形面平行，但其下部的沙子坡组白云岩却向北西倾斜，局部近直立，而区域上勐戛组与沙子坡组呈平行不整合关系，因此该岩溶面不是中侏罗统勐戛组沉积前的岩溶面，而是新生代形成的岩溶面。

在岩溶面的低洼部位，充填有勐戛组泥岩、粉砂岩和硅化、粘土化蚀变岩构成的大小混杂的角砾岩，其大部分已风化成杂色砂土状，但仍保留着原始的结构构造。角砾岩的上部被紫红色含砾亚粘土所覆盖，其间有一剥蚀面 (图 4)，并

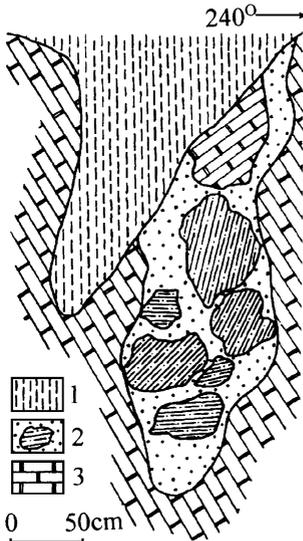


图 4 上芒岗金矿麦窝坝采样岩溶漏斗剖面图

1- 残积物； 2- 岩溶坍塌角砾岩； 3- 下二叠统白云岩

Fig. 4. Karst funnel section in the Maiwoba open pit of the Shangmanggang gold deposit.  
1- Eluvium; 2- Karstic collapse breccia; 3- Lower Permian dolomite.

在断裂南东侧地形较高部位, 岩溶洼地内的角砾岩缺失, 全部被紫红色含砾亚粘土充填。这种关系表明曾发育过两次岩溶作用。第一次为发育于勐戛组与沙子坡组平行不整合面附近的地下埋藏型岩溶, 导致上覆的勐戛组和蚀变岩坍塌堆积于洼地内, 形成下部的岩溶坍塌角砾岩, 这可从石芽、石柱形态保存完好, 石柱内发育的矿化期碳酸盐网脉没有延伸到角砾岩内, 角砾岩的分选成层性差, 以及矿体下部的沙子坡组白云岩内仍保留有溶洞得到证实。第二次为地表覆盖型岩溶, 其证据为石芽、石柱的表面发育一层风化成因的白云石质砂土, 洼地内被紫红色含砾亚粘土充填。因此, 两次岩溶作用形成的洼地成为原生矿化岩风化产物堆积的场所, 为矿床的形成提供了有利空间。

### 3.2 残积、坡积作用

在沙子坡组白云岩分布区, 残积作用伴随地表覆盖型岩溶而发生, 形成紫红色含砾亚粘土及下伏的灰白色白云石质腐泥岩带, 覆盖于岩溶面之上, 以果园矿段最典型。该矿段紫红色亚粘土充填于岩溶洼地内, 并含有 10% ~ 20% 的石英晶体, 其形态与下伏沙子坡组白云岩中发育的原生矿化期石英晶洞内的石英形态完全一致, 个别团块仍保留石英晶洞的特征。在岩溶坍塌角砾岩分布区, 残积作用形成紫红色砂质亚粘土, 并向下过渡到粘土质亚砂土构成的腐泥岩带, 以广令坡矿段最典型。该矿段紫红色砂质亚粘土的下部常含次棱角状的原生蚀变矿化岩团块。因此, 矿区内残积作用普遍发育, 其堆积物特征显示原地风化堆积成因。

坡积作用发生于钙华和碳质亚粘土堆积之后, 形成较厚的含砾粘土质亚砂土堆积于低洼处, 其中含有大量原生蚀变矿化岩的碎屑。亚砂土无分选的堆积特征及所含的次棱角状砾石成分和形态特征, 显示其为近距离搬运堆积的产物。

残积和坡积作用使原生矿化岩大量聚积于岩溶洼地内, 为矿床的形成进行了成矿物质的预富集。

### 3.3 红土化作用

红土化作用在残积和坡积作用过程中就已发生, 尤以残积作用过程中最强烈, 并在其后的相当长时期内成为主要的表生成矿作用, 促使残坡积物中的金发生迁移富集而成矿。

在红土化作用过程中, 基岩在表层水的循环下发生化学风化而分解, 导致 K Na Ca Mg 等可溶性组分大量淋失, Si 也发生了一定程度的淋失, 而 Al Fe Mn Ti 等组分得以残留富集 (表 2), 其中以残积带的上部最明显, 这与该带顶部曾长期暴露地表发生强烈风化有关。伴随化学成分的变化, 矿物成分发生相应的调整, 形成以伊利石、高岭石为主, 针铁矿居次, 并有少量蒙脱石和三水铝石的粘土矿物组合。这种变化在岩溶漏斗中的残积物与石芽、石柱的接触带最明显, 如果园矿段在该接触带部位高岭石、三水铝石和针铁矿明显增多。但是, 总体上红土化作用还不彻底, 去硅作用不完全, 粘粒部分的  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  (分子比) 仍在 2.61~2.85, 且多种粘土矿物并存。因此, 红土化作用仍停留在红色粘土阶段。

在红土化作用过程中, 堆积物中的金部分被残留, 部分以络合物的形式发生迁移而在适当部位再沉淀。金在含氯化物的氧化强酸性溶液中以氯化物络合物的形式活化迁移<sup>[15, 20]</sup>, 而在不含盐的还原中性和碱性溶液中以硫代硫酸盐和硫化物络合物的形式活化迁移<sup>[21~23]</sup>。该矿床粘土层下为碳酸岩基岩, 且原生矿化岩中有大量碳酸盐物质, 使得风化流体不可能呈现强酸性, 这已为红色粘土样品去离子水浸泡液的 pH 值介于 5.74~7.34 所证实。因此, 金主要以硫代硫酸盐络合物的形式活化迁移。当金络合物迁移至地下潜水面附近时, 被硫化物和

表 2 上芒岗金矿广令坡矿段红色粘土及其粘粒部分和基岩的化学成分 (%)

Table 2 Chemical composition of red clay and its clay part as well as bedrock in Guanglingpo ore block of the Shangmanggang gold deposit

岩性	样号	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Σ
红色粘土	S116	65.47	0.75	15.37	7.55		0.60	0.20	0.38	0.14	2.64		93.10
	S115	63.23	0.69	14.53	7.97		0.61	0.43	0.42	0.18	2.23		90.27
	S114	59.95	0.74	15.93	6.77		0.69	0.17	0.41	0.20	2.23		87.09
	S113	33.45	0.80	23.73	19.09		0.73	0.06	0.41	0.10	5.48		83.95
	S112	63.69	0.69	16.08	8.38		0.59	0.17	0.41	0.13	2.41		92.55
	S111	63.66	0.84	15.47	9.17		0.48	0.08	0.42	0.20	1.83		92.15
粘粒部分	S116	41.21	0.76	26.82	9.42		1.19	0.07	0.38	0.30	5.45		85.63
	S115	43.48	0.60	27.62	8.13		1.12	0.04	0.38	0.34	5.22		86.93
	S114	42.36	0.74	26.09	8.57		1.11	0.04	0.55	0.47	4.24		84.17
	S112	43.34	0.87	25.83	11.72		0.96	0.06	0.48	0.22	4.79		88.27
	S111	44.78	1.19	26.89	7.99		1.02	0.02	0.40	0.17	4.95		87.41
基岩	勐戛组	77.76	0.50	11.99	3.07	0.15	0.39	0.01	0.13	0.14	2.06	0.15	96.35
	沙子坡组	5.71	0.10	1.71	1.84	0.27	19.20	0.06	29.03	0.04	0.18	0.02	58.16

注: 基岩资料据核工业云南地质调查队, 1993, 勐戛组为 8 个样品平均值, 沙子坡组为 5 个样品平均值, 沙子坡组 CO<sub>2</sub> 为 39.54%

碳酸盐风化释放的 Fe<sup>2+</sup>、Mn<sup>2+</sup> 所还原形成 Au<sup>0</sup>, 同时 Fe<sup>2+</sup>、Mn<sup>2+</sup> 被氧化成高价氧化物和氢氧化物。由于铁锰氧化物和氢氧化物对金具有强吸附性<sup>[24,25,91]</sup>, 因此还原的金被其吸附而再沉淀, 这可从广令坡矿段残积带上部因含大量褐铁矿而使金高度富集 (图 3) 得到佐证

在红土化作用过程中, 原生硫化物发生氧化释放出大量 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, 当其与碳酸盐基岩风化释放的 Ca<sup>2+</sup> 在潜水面附近相遇时, 便以石膏的形式沉淀富集。该矿床红色粘土剖面堆积带之下的各个层位, 均含有似层状分布的球状、水滴状和姜块状石膏集合体, 但以腐泥岩带含量最高。集合体中石膏粒径在 0.03 mm 左右, 并被褐铁矿浸染。这些特征表明, 红土化作用过程中地下潜水面呈缓慢下降趋势, 其间有多次稳定期, 为形成厚度较大的矿体提供了十分有利的水文条件。

#### 4 成矿时代和成因模式讨论

上芒岗红色粘土型金矿的成矿时代尚无同位素测年资料, 但矿床所处的地貌位置 (潞西和遮放盆地之间的低山带) 和粘土剖面的堆积特征, 表明其成矿时代应为上新世。滇西地区和青藏高原一样, 在第三纪中晚期经历了渐新世末和中新世两次夷平作用和多次构造抬升<sup>[10-13]</sup>, 形成了潞西和遮放盆地上新统河湖相含煤地层<sup>[8]</sup>。在盆地沉降过程中, 盆缘的斜坡地带为地下埋藏型岩溶的发育提供了条件。当山盆趋于夷平, 盆缘的碳酸岩上便可发育覆盖型岩溶, 偶尔还可形成沼泽地, 并被其后的坡积物所覆盖。进入第四纪, 由于强烈的构造抬升, 使矿床所在的部位冲沟下切, 红色粘土层遭受剥蚀而没有沉积。因此, 矿床的红色粘土层主要形成于上新世早期。此外, 由腾冲地区上新世硅藻土中的孢粉组合可知, 上新世为亚热带温暖湿润气候<sup>[14]</sup>, 是红土化发育的必要条件, 而第四纪呈现冷暖交替气候, 不利红土化

的发育, 这从另一个侧面证实了该矿床形成于上新世。

上芒岗红色粘土型金矿是在内生作用形成的原生矿化基础上, 经外生作用的预富集和红土化形成的, 其成因模式可概括为: ① 燕山中晚期, 沿北东向断裂的低温热液活动, 形成了以硅化、粘土化、重晶石化和碳酸盐化为特征, 伴有黄铁矿、辉锑矿、闪锌矿和辰砂等硫化物的原生金矿化; ② 上新世早期的地下埋藏型岩溶和地表覆盖型岩溶作用, 为成矿提供了岩溶洼地聚矿空间; ③ 上新世早期的岩溶坍塌、残积和坡积作用, 使原生矿化物质预富集于岩溶洼地内; ④ 上新世中晚期的红土化作用, 使矿质迁移富集于红色粘土层的中下部, 最终形成红色粘土型金矿。

### 参 考 文 献

- 1 李松生. 湖北蛇屋山红土型金矿物地质特征和成因. 地质与勘探, 1993, 29 (1): 12~ 15.
- 2 刘腾飞. 湖北蛇屋山红土型金矿地质特征与勘探. 黄金地质, 1996, 2 (3): 25~ 30.
- 3 李志群. 含金硫化物基岩区红土型金矿的成矿作用. 矿产与地质, 1996, 10 (6): 380~ 387.
- 4 张学书. 红土型金矿床成矿地质特征及其在云南的找矿前景分析. 云南地质, 1997, 16 (3): 264~ 271.
- 5 李志群. 云南红土型金矿的成矿条件及地质特征. 黄金地质, 1998, 4 (2): 27~ 32.
- 6 盛学庸, 韩至钧. 一种新类型金矿: 试谈老万厂金矿成因及其找矿方向. 贵州地质, 1998, 15 (1): 37~ 42.
- 7 李松生. 再论蛇屋山红土型金矿的成因. 矿床地质, 1998, 17 (2): 114~ 124.
- 8 李云通等. 中国的第三系, 中国地层 (13). 北京: 地质出版社, 1984, 79~ 86.
- 9 冉勇, 傅家谟, Gilkes R J等. 氧化锰对金 (I) 和金 (III) 络合物的吸附. 中国科学 (D辑), 1998, 28 (6): 523~ 531.
- 10 崔之久, 高全洲, 刘耕年等. 夷平面、古岩溶与青藏高原隆升. 中国科学 (D辑), 1996, 26 (4): 378~ 385.
- 11 钟大赉, 丁林. 青藏高原的隆起过程及其机制探讨. 中国科学 (D辑), 1996, 26 (4): 289~ 295.
- 12 蒋复初, 吴锡浩. 青藏高原东南部地貌边界带晚新生代构造运动. 成都理工学院学报, 1998, 25 (2): 162~ 168.
- 13 李京昌. 滇西怒江断裂带新构造特征. 地震地质, 1998, 20 (4): 312~ 320.
- 14 李百福. 腾冲硅藻土层孢粉组合特征. 云南地质, 1994, 13 (3): 312~ 323.
- 15 Mann A W. Mobility of gold and silver in lateritic weathering profiles: Some observations from western Australia. Econ. Geol., 1984, 79: 38~ 49.
- 16 Davy R, El-Ansary M. Geochemical patterns in the laterite profile at the Boddington gold deposit, western Australia. J. Geochem. Explor., 1986, 26: 119~ 144.
- 17 Da Costa M L. Gold distribution in lateritic profiles in South American, Africa and Australia: Application to geochemical exploration in tropical regions. J. Geochem. Explor., 1993, 37 (1- 3): 143~ 163.
- 18 Weisheng Zang, William S Fyfe. A three-stage genetic model for the Igarape Bahia lateritic gold deposit, Carajas, Brazil. Econ. Geol., 1993, 88: 1768~ 1779.
- 19 Claudio G Porto, Martin Hale. Gold redistribution in the stone line lateritic profile of the Posse deposit, central Brazil. Econ. Geol., 1995, 90: 308~ 321.
- 20 Miller A D, Fisher E F. Dissolution of gold during oxidation by  $MnO_2$ . Geochem. Int., 1973, 10 (3): 656~ 663.
- 21 Plyusnin A M, Pogrelyak Y U F, Mironov A G et al. The behavior of gold in the oxidation of gold-bearing sulfides. Geochem. Int., 1981, 18 (3): 116~ 123.
- 22 Webster J G, Mann A W. The influence of climate, geomorphology and primary geology on the supergene migration of gold and silver. J. Geochem. Explor., 1984, 22: 21~ 42.
- 23 Webster J G. The solubility of gold and silver in the system  $Au-Ag-S-O_2-H_2O$  at  $25^\circ C$  and 1 atm. Geochim. Cosmochim. Acta, 1986, 50: 1837~ 1845.
- 24 Machesky M L, Andrade W O, Rose A W. Adsorption of gold (III) -chloride and gold (I) -thiosulfate anions by

- goethite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1991, 55: 769-776.
- 25 Schoonen M A A, Fisher N S, Wentz M. Gold sorption onto pyrite and goethite: A radiotracer study. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1992, 56: 1801-1814.

## ON THE GENESIS OF THE SHANGMANGGANG RED CLAY TYPE GOLD DEPOSIT, WESTERN YUNNAN

Yang Zhusen, Gao Zhenmin, Rao Wenbo, Li Hongyang, Luo Taiyi

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

Gu Junsheng

(*Yunnan Geological Survey of Nuclear Industry Bureau, Kunming 650106*)

**Key words** gold deposit, red clay type deposit, metallogenesis, Shangmanggong

### Abstract

The Shangmanggong gold deposit is a typical red clay type gold deposit in western Yunnan. According to accumulation characteristics, mineral assemblages and chemical compositions, the red clay profile can be divided into six zones as follows: ① topsoil zone composed of grey to brown kaolinitic clays and muck; ② slopewash zone characterized by yellow to brown clays with some greyish white to white pipe-like kaolinitic clays, and large quantities of mudrock and siltstone gravels; ③ travertine-fen zone consisting of black bass or, locally, greyish white to grey clays and lenticular travertine; ④ eluvial zone characterized by red clays composed mainly of illite, kaolinite, goethite, and some primary quartz and plagioclase; ⑤ saprolite zone comprising weathered karst collapsed breccias of altered rocks and Jurassic mudrock and siltstone; ⑥ bedrock composed of altered and mineralized rocks, Jurassic mudrock and siltstone and Permian dolomite. The ore deposit is of weathering type. The ore-forming process consists of the following steps: first, the primary Carlin type gold mineralization supplied the ore-forming material during late Yanshanian period; second, the ore-forming materials were accumulated by karstification, eluviation, and slope washing during early Pliocene; finally, gold was concentrated in the middle-lower part of the red clay profile by lateritization during Pliocene.