

# 贵州遵义仙人岩铝土矿床古红土壳分带模式

叶德书 李沛刚 朱永红 朱成林 赵应朝

(贵州省地矿局 106 地质大队, 贵州 遵义 563000)

**摘要:**笔者根据基底页岩在红土风化过程中的矿物成分和化学成分演变规律,建立了遵义仙人岩铝土矿床古红土壳的分带模式,从上至下划分为:(1)铁铝质壳带,又称强风化带或最终分解带;(2)铁铝质粘土岩带,又称中度风化带或分解带;(3)粘土岩-黄铁矿带,又称弱风化带或轻微分解带;(4)原生页岩带。通过孢粉化石鉴定和 Rb-Sr 法同位素年龄测定,肯定了古红土壳形成于早石炭世大塘期旧司时,当属原地红土风化残积的产物。

**关键词:**铝土矿;成矿母岩;古红土壳;分带模式;贵州遵义

**中图分类号:**P618.45 **文献标志码:**A **文章编号:**1000-3657(2010)05-1480-10

## 1 区域铝土矿的分布

遵义铝土矿带位于扬子准地台黔中隆起的北缘。下石炭统九架炉组( $C_j$ )是铝土矿赋存层位,习称“含铝岩系”。在地层控矿的背景下,一系列燕山期 NNE 向新华夏式和 NE 向华夏式褶皱构造切割了早石炭世大塘期形成的近 EW 向红土化铁铝质风化壳带<sup>[1]</sup>,既控制了遵义铝土矿带各矿床的分布,同时也控制了含铝岩系的展布方向和铝土矿赋存富集的空间位置。因此,目前查明的包括仙人岩在内的各个铝土矿床,基本上呈 EW 向排列分布(图 1)。

## 2 古红土壳形成背景

志留纪末和泥盆纪初的广西运动使黔北抬升为陆<sup>[2,3]</sup>,遭受长期风化剥蚀长达 150 Ma 之久<sup>[1,4]</sup>,基底被夷为准平原化。研究表明,铝土矿的成矿母岩(原岩)是基底下奥陶统桐梓组第二段( $O_1t^2$ )和湄潭组( $O_1m$ )海相伊利石粘土页岩<sup>[5]</sup>。基底页岩中的矿物成分以粘土矿物伊利石为主,其含量高达 75%~96%,化学成分  $Al_2O_3$  含量为 21.91%~25.07%,比基底桐梓组第一段( $O_1t^1$ )和中上寒武统娄山关群( $\epsilon_{2-3}ks$ )白云

岩中的  $Al_2O_3$  含量(3.88%~5.79%)高 3.8~6.5 倍。不难看出,在炎热湿润的古气候条件下,基底页岩经过古风化剥蚀后,乃是生成铝土矿的物质基础。遵义铝土矿带一水硬铝石(硬水铝石)型铝土矿的  $\delta D$  测定值为 -79‰~-94‰(6 件试样<sup>①</sup>),平均值为 -86.17‰,氢同位素组成与大气降水大致相当; $\delta^{18}O$  为 9.63‰~16.29‰,6 件样品的平均值为 12.52‰,氢氧同位素测定值均说明铝土矿在成矿初期,成矿原岩(母岩)曾经历过红土化风化作用。在遵义铝土矿带各矿区(床)内,常见紫红色高铁型豆鲕状铝土矿,豆鲕粒中含有赤铁矿或针铁矿,具杂基碎屑结构<sup>②</sup>,系风化作用形成,这也是在成矿过程中的早期发生过红土化风化作用的旁证。铝土矿的底板常见紫红色铁质粘土岩,当属红土壳的产物。

## 3 古红土壳形成机理

### 3.1 成矿原岩在风化过程中的演变

遵义仙人岩铝土矿(床)是在下奥陶统桐梓组和湄潭组伊利石粘土页岩的基底上,于早石炭世大塘期在炎热潮湿的古气候条件下,经过强烈风化、分异演变而形成的。虽然在成矿过程中也包括剥蚀、冲

收稿日期:2009-10-26;改回日期:2010-02-19

基金项目:中国地质调查局地质大调查项目(1212010813023)资助。

作者简介:叶德书,女,1968 年生,工程师,从事地质矿产勘查和矿业权维护等工作;E-mail:yds106@163.com。

①测试单位:中国科学院地球化学研究所,1986。

②王庆生,时中越,戴文坤.贵州省遵义县苟江铝土矿区水井坎矿段矿床地质特征及成矿规律,1990。

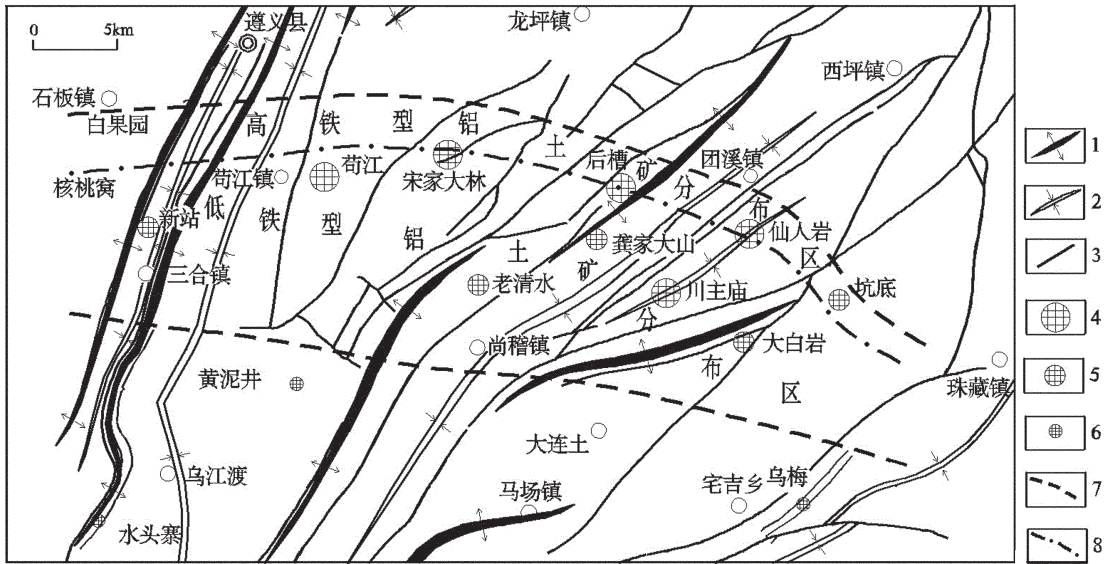


图 1 遵义铝土矿(带)构造纲要及铝土矿分布图(据文献[1]修编,2007)

1—背斜;2—向斜;3—断层;4—中型矿床;5—小型矿床;6—矿点;7—矿带边界线;8—低铁型与高铁型铝土矿分界线  
 Fig.1 Tectonic framework and distribution of bauxite in Zunyi, Guizhou (modified after Reference [1], 2007)  
 1—Anticline, 2—Syncline, 3—Folded layer, 4—Medium-sized deposit, 5— Small deposit, 6—Ore spot, 7—Boundary of mineral zone, 8—Boundary of low-iron-type and high-iron-type bauxite

刷、搬运和沉积作用,但风化作用是铝土矿形成的最主要因素和先决条件。

### 3.1.1 矿物成分的演变

仙人岩铝土矿床 TC129 探槽,是经过系统采样测试的古红土剖面,岩(矿)石样品经 X 射线衍射分析(图 2)和镜下薄片鉴定,其矿物成分的演变如表 1 所示,镜下照片见图 3。

从表 1 可以看出,随着风化程度的加深,基底伊利石粘土页岩,向上逐渐演变为高岭石、伊利石粘土岩;伊利石、高岭石粘土岩;含高岭石、伊利石、硬水铝石铝土质粘土岩;致密状铝土矿。 $Al_2O_3$  逐渐增加,  $SiO_2$  逐渐减少,铝硅比逐渐增高。伊利石结晶度指数由 12.38 减小为 3.66。基底页岩在风化作用下矿物成分的变化为伊利石-高岭石-绿泥石-硬水铝石系列,伊利石结晶度指数的变化表明,伊利石由沉积环境向自变质作用环境演变,一是结构解体,数量减少,由伊利石演变为高岭石;二是由无序趋向有序,向更耐风化方向演变,使少量伊利石能保留在红土壳的顶部。

综上所述,从致密状铝土矿—铝土质粘土岩—粘土岩—含黄铁矿粘土岩—页岩,是一个由上向下

红土风化作用,即风化程度逐渐减弱的过程<sup>[6]</sup>,是一套近岸区古红土壳原地残积<sup>[7]</sup>的产物,习称“铁铝质风化壳”,也称“红土风化壳”。

### 3.1.2 化学成分的变化

仙人岩铝土矿床 ZK301 钻孔,含铝岩系顶板位于地表以下 113.05 m,其上有中二叠统栖霞组( $P_2q$ )石灰岩覆盖。因此,这是一个深埋地下,未受现代风化的,保存完好的古红土壳剖面。

该剖面化学成分(表 2)可分为两个系列,一个是  $K_2O-SiO_2-Al_2O_3$  系列,矿物组合为伊利石-高岭石-硬水铝石;另一个是  $Fe-S-Fe_2O_3$  系列,所属矿物为黄铁矿-赤铁矿(水针铁矿等),这两个系列密切相伴,其风化原岩是下奥陶统桐梓组( $O_{1f}$ )、红花园组( $O_{1h}$ )和湄潭组( $O_{1m}$ )含黄铁矿的伊利石粘土页岩。根据镜下鉴定,黄铁矿在页岩中的含量高达 9.17%~43.42%。在红土壳下部,两个系列各自以独立的矿物出现,而在红土壳上部,由于强烈风化产生的混溶,导致形成  $K_2O-SiO_2-Al_2O_3-FeO-Fe_2O_3$  的混生化学成分系列,除原有的矿物外,新增了铁绿泥石、鲕绿泥石和鳞绿泥石。

由于黄铁矿含量在原岩中分布不均匀,直接影

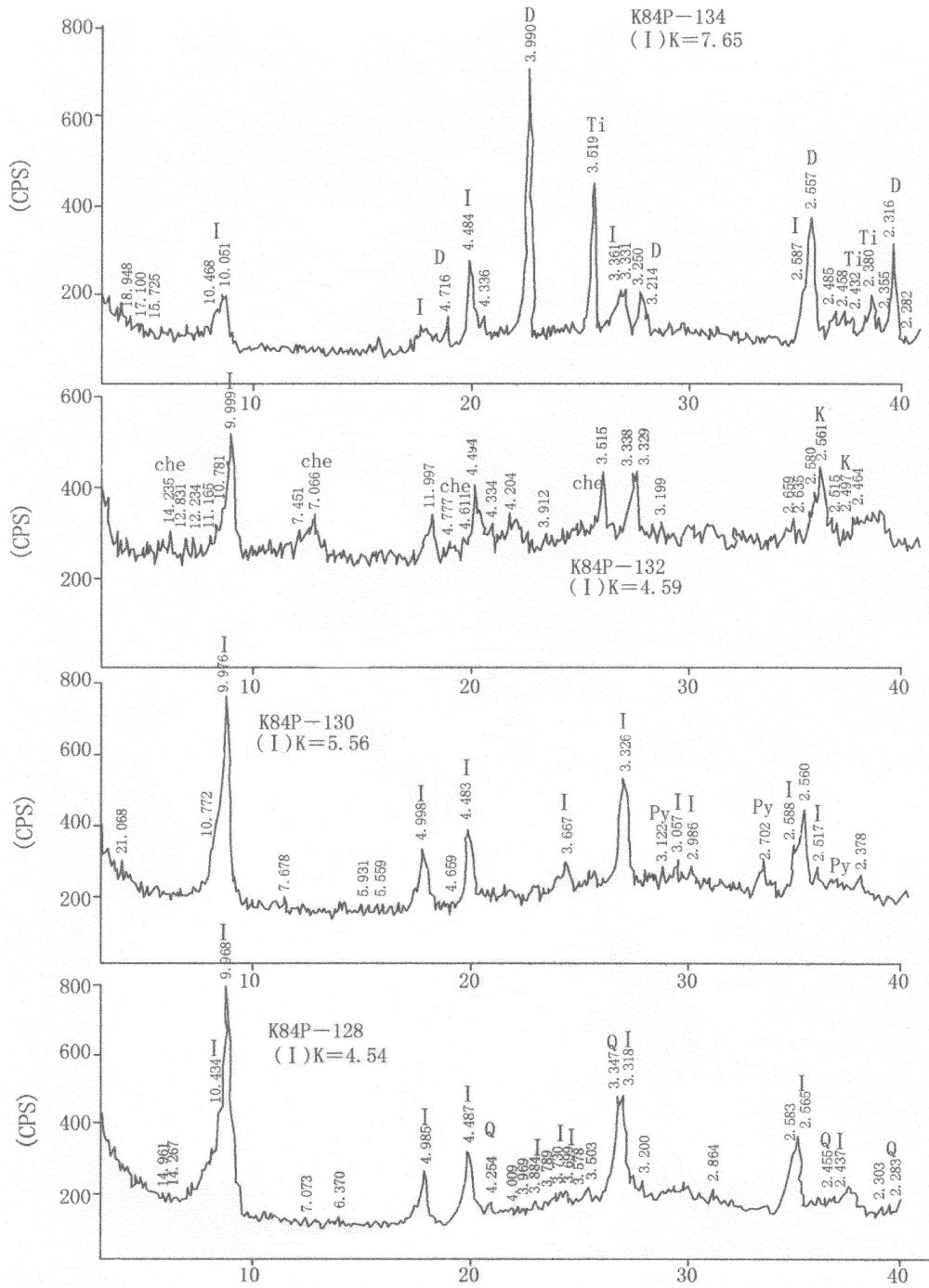


图2 仙人岩铝土矿床 TC129 系列样品 X 射线衍射图

(测试单位: 云南省地矿局实验室, 1984)

Q—α 石英; I—伊利石; Py—黄铁矿; K—高岭石; che—绿泥石; Ti—锐钛矿; D—硬水铝石; (I)K—伊利石结晶度指数; K84P—134—样品编号

Fig.2 X-ray diffraction patterns of TC129 series samples from the Xianrenyan bauxite deposit

Q— Quartz; I— Hydromica; Py—Pyrite; K—Kaolinite; che— Chlorite; Ti—Titanium; D—Diaspore; (I)K—Index of hydromica crystallinity; K84p—134—Serial number of sample

响到各样品段不同成分含量的变化, 因此由各样品段不同成分绝对值表现出来的变化, 是必须经过换算, 才能把两个系列的交叉影响区别开来, 从而了解

它们各自的变化规律。表 3 就是根据表 2 数值换算后获得的化学成分演变模型。

基底页岩中的稳定成分  $Al_2O_3$ 、 $TiO_2$ 、Ga、Ge、Zr

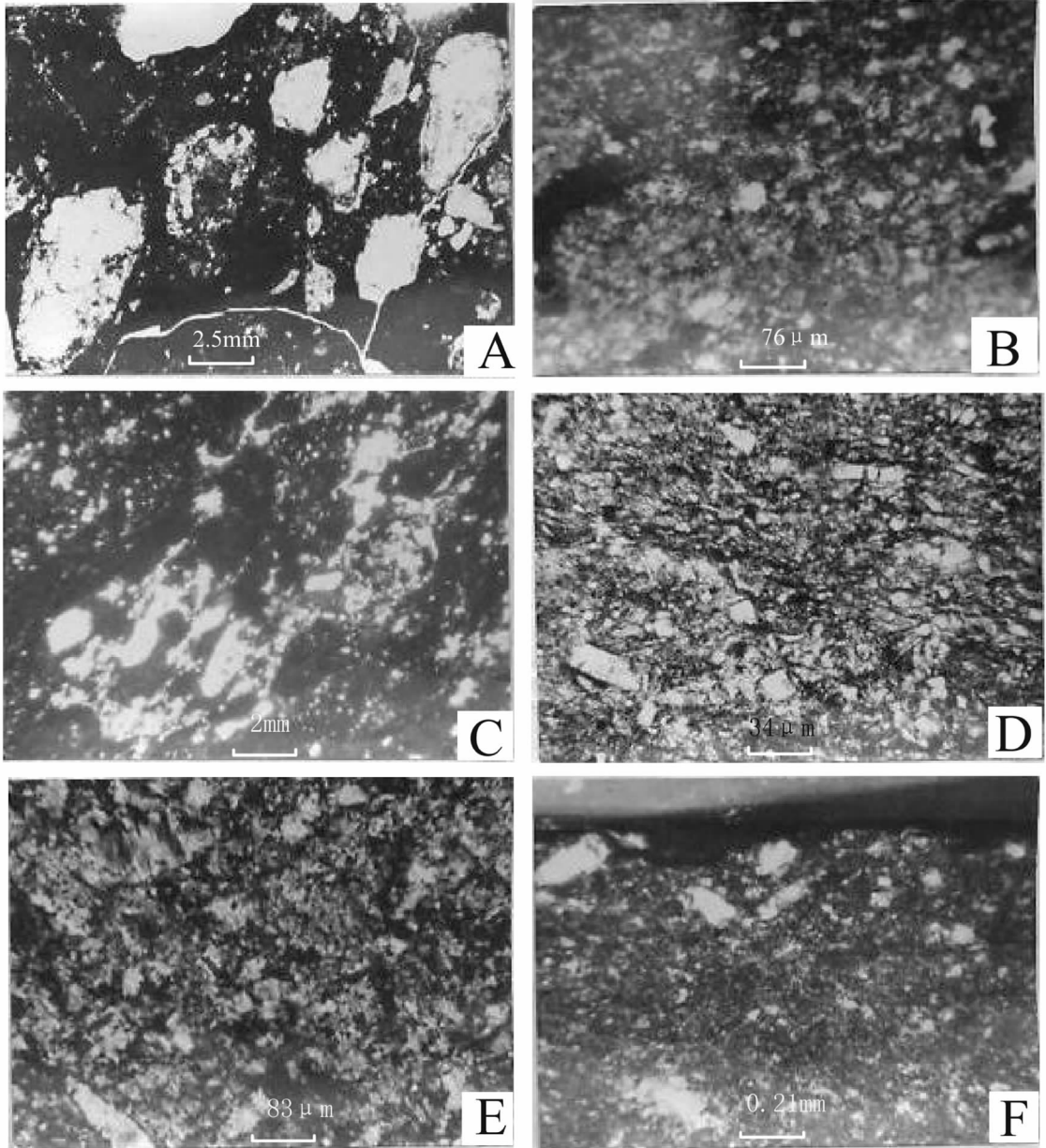


图 3 仙人岩铝土矿的矿石结构

A—致密状铝土矿,由硬水铝石和粘土矿物伊利石(白色)组成,单偏光(-);B—铝土质粘土岩,具碎屑结构,由硬水铝石、高岭石和伊利石(白色)组成,单偏光(-);C—粘土岩,具碎屑结构,由高岭石、伊利石(灰白色)和绿泥石组成,单偏光(-);D—含黄铁矿粘土岩,由伊利石(白色)及少量黄铁矿、褐铁矿组成,单偏光(-);E—页岩,主要由片状、鳞片状伊利石(白色)组成显微鳞片结构,正交偏光(+);F—页岩,主要由微片状、鳞片状伊利石(白色)组成交织结构,正交偏光(+)

Fig.3 Ore texture in the Xianrenyan bauxite deposit

A - Dense bauxite, composed of diaspore and clay of hydromica (white), plainlight (-); B - Bauxitic clay rock, fragmental structure, consisting of diaspore, kaolinite and hydromica (white), plainlight (-); C - clay rock, with clastic structure, made up of kaolinite, hydromica (gray) and chlorite, plainlight (-); D - pyrite-bearing clay rock, consisting of hydromica (white) and a small amount of pyrite and limonite, plainlight (-); E - Shale, micro-scale structure mainly formed by flaky, scaly hydromica (white), crossed nicols (+); F - Shale, mixed structure mainly formed by micro-flakes, scaly hydromica (white); crossed nicols (+)

表 1 仙人岩铝土矿床 TC129 系列样品 X 射线衍射分析及薄片鉴定矿物成分变化  
Table 1 Mineral composition of TC129 series samples from the Xianrenyan bauxite deposit on the basis of X-ray diffraction patterns and thin section analysis

样品编号	样品长度 /m	岩(矿)石名称	X 射线衍射结果 <sup>①</sup>			薄片鉴定结果 <sup>②</sup>		主要化学成分/%		铝硅比值 A/S
			主要矿物	次要矿物	伊利石结晶度指数(K)	主要矿物	次要矿物	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	
K84P-134	0.15	致密状铝土矿	硬水铝石	伊利石 锐钛矿	7.65	硬水铝石	伊利石 赤铁矿 绿泥石 高岭石 锐钛矿	54.65	22.70	2.41
K84P-133	0.90	铝土质粘土岩	硬水铝石 高岭石	伊利石	3.66	硬水铝石 高岭石	伊利石 赤铁矿 褐铁矿	47.15	27.15	1.75
K84P-132	1.65	粘土岩	高岭石 伊利石	绿泥石	4.59	高岭石 伊利石	褐铁矿 绿泥石 锐钛矿	30.00	34.77	0.86
K84P-130	1.70	含黄铁矿粘土岩	伊利石	黄铁矿	5.56	伊利石	高岭石 褐铁矿 黄铁矿	31.27	42.95	0.73
K84P-129	0.80	粘土岩	伊利石		4.50	伊利石	高岭石 褐铁矿 锐钛矿	30.11	47.52	0.63
K84P-128	0.35	页 岩	伊利石	石 英	4.54	伊利石	石 英 黄铁矿 海绿石	27.90	49.64	0.56
K84P-127	0.80	页 岩	伊利石	石 英	12.38					

测试单位:①云南省地矿局实验室,1984;②贵州省地矿局 106 队实验室,1984。

表 2 仙人岩铝土矿床 ZK301 化学成分  
Table 2 Chemical composition of ZK301 series samples from the Xianrenyan bauxite deposit

柱状图	样品编号	岩(矿)石名称	样长 /m	化 学 成 分 /%								微 量 元 素 / 10 <sup>-6</sup>							
				Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TS	TiO <sub>2</sub>	Ca O	Mg O	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Ga	Ba	Sr	Li	Zr		
		石灰岩(顶板)																	
	Hxy 530 531	致密状铝土矿	0.44	59.51	15.54	4.98	0.67	2.52	0.28	0.66	2.89	0.05	109	180	186	140	475		
	532	铁质粘土岩	0.54	54.38	11.53	15.49	0.71	2.12	0.29	1.43	1.22	0.07	117	92	139	180	401		
	533	致密状铝土矿	1.00	31.53	13.14	36.87	0.41	0.97	0.74	2.78	0.06	0.02	99	0	78	460	196		
	534	致密状铝土矿	0.63	33.42	18.78	28.92	0.11	1.09	0.78	2.52	1.65	0.04	97	57	101	550	216		
	535	致密状铝土矿	0.91	61.02	17.20	2.87	0.06	2.53	0.12	0.48	3.50	0.07	120	223	125	100	439		
	536	铝土质粘土岩	0.81	52.84	25.59	2.65	0.32	2.06	0.15	0.52	5.47	0.07	92	258	168	100	330		
	537	含黄铁矿粘土岩	0.68	41.08	33.65	6.82	0.14	1.77	0.17	1.00	6.65	0.07	74	260	181	190	319		
	538	灰岩	0.83	23.60	35.48	17.10	10.74	0.92	1.27	1.84	6.51	0.06	47	159	334	50	157		
	539	石灰岩	0.74	16.28	25.66	30.71	23.21	0.61	0.71	1.10	4.45	0.04	32	151	188	0	87		
	540	黄铁矿粘土岩	0.91	25.97	38.98	13.10	8.38	0.89	0.73	1.56	6.69	0.08	52	302	314	30	125		
	541	灰岩	0.34	21.02	27.58	18.61	13.64	0.80	6.14	1.01	3.32	0.05	34	268	159	270	126		
	542	灰岩	0.71	27.80	35.42	11.59	8.02	1.07	2.53	0.88	3.86	0.05	48	220	205	450	187		
	543	含黄铁矿高岭石伊利石粘土岩	0.21	31.99	37.21	7.46	4.90	1.29	0.54	0.97	2.38	0.05	54	148	121	1050	213		
	544	含黄铁矿高岭石伊利石粘土岩	0.96	33.10	38.91	7.69	5.27	1.34	0.53	0.71	2.30	0.06	48	242	111	960	245		
	545	含黄铁矿高岭石伊利石粘土岩	0.93	25.97	36.13	15.33	10.90	0.92	0.42	0.96	5.23	0.05	48	213	209	270	146		
	546	含黄铁矿高岭石伊利石粘土岩	1.08	25.46	36.28	15.89	11.19	0.92	0.40	1.06	5.40	0.06	47	210	224	210	151		
	547	含黄铁矿高岭石伊利石粘土岩	0.37	22.97	37.33	17.26	11.99	0.84	0.39	1.50	6.18	0.06	44	187	232	90	130		
	548	含黄铁矿高岭石伊利石粘土岩	0.69	19.70	29.74	25.53	19.31	0.71	0.38	0.93	4.66	0.05	35	159	175	110	105		
	549	伊利石粘土岩	0.79	16.98	30.50	21.66	15.96	0.65	3.15	2.99	4.66	0.05	33	387	270	60	101		
		白云岩(底板)																	

测试单位: 贵州省地矿局106队实验室, 1984。

在风化环境下随着相对易溶成分的迁出而富集,在表 2 和表 3 中,演变轨迹一目了然。

### 3.1.2.1 $K_2O-SiO_2-Al_2O_3$ 系列

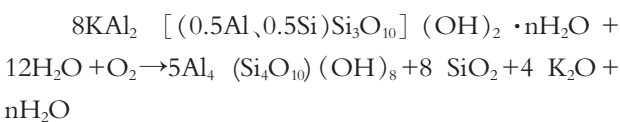
#### (1) 铝硅比值(A/S)

伊利石是基底页岩中的主要矿物成分,其理论式为  $KAl_2[(Al,Si)Si_3O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$ , 式中有一个 Al 离子和一个 Si 离子可发生置换, 因而其 Al 离子的含量介于 2~3, 而 Si 离子含量介于 3~4, 转换为氧化物后, 其铝硅比的极限值介于 0.42~0.85 之间, 统计的页岩段实际铝硅比  $\approx 0.6$ , 因此, 伊利石的实际化学式为  $KAl_2[(0.5Al, 0.5Si)Si_3O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$ 。A/S < 0.6 的页岩, 常含有单矿物石英, A/S > 0.6 的页岩, 则往往出现高岭石。

高岭石是风化环境下产生的矿物, 其理论式为  $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$ , 化学组成相对稳定, Al、Si 离子不互相置换, 式中 4 个 Al 离子和 4 个 Si 离子转换为氧化物后,  $2Al_2O_3/2SiO_2 \approx 0.85$ 。因此铝硅比的变化能直接反映岩石中矿物组成的变化。在小于或近于 0.6 的区段, 为伊利石原生页岩的区段; 0.6~0.85 的区段, 为伊利石到高岭石的变化区段; 而 A/S 超过 0.85 的区段, 则既不是伊利石也不是高岭石的结构式所能表达的, 一定有了硬水铝石出现。A/S 数值越高, 则硬水铝石的含量越多。以上结论是和岩矿石薄片鉴定与 X 射线衍射分析结果是一致的。因此, 利用 A/S 值的变化来了解在风化作用下矿物成分的变化是可行的, 它能避开 Fe-S- $Fe_2O_3$  系列的干扰, 使  $K_2O-SiO_2-Al_2O_3$  系列的变化更加清楚。

(2)  $SiO_2$ 、 $K_2O$  的损失量  $(-SiO_2)$ 、 $(-K_2O)$  和损失率  $(-SiO_2\%)$ 、 $(-K_2O\%)$

在炎热多雨的古气候条件下, 风化作用使伊利石发生水解脱钾, 钾的排出使介质呈碱性, 从而溶解部分  $SiO_2$  一道携出。由伊利石演变为高岭石, 其反应式如下:



式中  $Al_2O_3$  是稳定成分, 因此, 可根据  $Al_2O_3$  的含量来计算各样品段中  $SiO_2$ 、 $K_2O$  的损失量和损失率, 其计算式为:

$$\text{损失量}(-SiO_2) = (Al_2O_3/0.6) - SiO_2 \text{ (表 3 第 5 列);}$$

$$(-K_2O) = (Al_2O_3/2.654) - K_2O \text{ (表 3 第 8 列);}$$

$$\text{损失率}(-SiO_2\%) = (-SiO_2)/(Al_2O_3/0.6)$$

(表 3 第 6 列);

$$(-K_2O\%) = (-K_2O)/Al_2O_3/2.654 \text{ (表 3 第 9 列)}。$$

式中: 数值 0.6 为伊利石化学式中的铝硅比值; 2.654 数值为伊利石化学式中的铝钾比值。

反应式中, 4  $K_2O$  可携出 8  $SiO_2$ , 其比值为:

$$8SiO_2/4K_2O = 480.68/376.79 = 1.276, \text{ 各样品段的实际比值为 } (-SiO_2)/(-K_2O) \text{ (表 3 第 10 列)}。$$

ZK301 下段, 各样品化学成分反映了上述变化。剖面底部 Hxy546~548, A/S 平均为 0.61,  $(-SiO_2\%)$  平均 1.37,  $(-K_2O\%)$  平均 31, 是未遭受风化的原生伊利石粘土页岩段。Hxy537~545, A/S 平均 0.74,  $(-SiO_2\%)$  平均 17.88,  $(-K_2O\%)$  平均 51.03,  $(-SiO_2)/(-K_2O)$  平均 1.49, 剖面存在风化不均匀现象, 但不能掩盖从下到上风化加深的总趋势。在演化最为彻底的样品段, A/S 为 0.85,  $SiO_2$  的损失率达 30%,  $K_2O$  的损失率达 80%, 即伊利石已演变为高岭石, 这是粘土矿物自身的演变阶段。从 Hxy530~536, 无论 A/S、 $(-SiO_2)/(-K_2O)$ , 皆已越出了从伊利石向高岭石的转变范畴, 而进入了向硬水铝石演化的阶段。剖面顶部的 Hxy530~533 4 件样品段根据化学成分特征来判断可能是一个叠置壳, 所谓叠置壳是指下部红土风化壳已发育成熟后, 又被冲刷来的粘土物质所覆盖, 上部粘土物质又重新风化成壳。但其厚度不大, 总体上仍处于强烈风化带。这样, 根据  $K_2O-SiO_2-Al_2O_3$  系列的变化, 可将红土风化壳划分为 4 个带(表 3 第 20 列)。

底部 Hxy546~548 为未经风化的海相页岩, 是风化的原岩, 称为原生带。Hxy537~545 是伊利石转化为高岭石的区段, 是粘土岩自身的转化阶段, 称为弱风化带。Hxy535~536 为粘土矿物向硬水铝石的转化阶段, 但硬水铝石尚不居优势地位, 称为中度风化带。Hxy534 及其上部的叠置壳, 为铁铝质壳带, 矿物组成以硬水铝石为主, 称为强风化带。

### 3.1.2.2 Fe-S- $Fe_2O_3$ 系列

在表 2 中所列  $Fe_2O_3$  的数值, 包含了各类形式的 Fe, 有黄铁矿中的 Fe, 绿泥石中的 Fe, 菱铁矿中的 Fe, 赤铁矿中的 Fe。根据仙人岩矿床高铁铝土矿铁物相分析资料统计, 菱铁矿中的 Fe 在 TFe(全铁)中的比例仅为 1.96%, 硅酸铁(绿泥石)中的 Fe 所占比例为 44.37%, 高价氧化铁中的 Fe 所占比例为 47.84%, 硅酸铁与氧化铁是高铁铝土矿中铁质赋存的主要形态, 其含量互为消长, 但不论何种形式的

表 3 仙人岩铝土矿床 ZK301 化学成分演变模型及红土壳分带  
Table 3 Chemical composition evolution model and weathered crust zonation of ZK301 series samples from the Xianrenyan bauxite deposit

样品号	K <sub>2</sub> O-SiO <sub>2</sub> -Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 系列										Fe-S-Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 系列				稳定成分				红土壳分带		备注											
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		SiO <sub>2</sub>		A/S		(-SiO <sub>2</sub> )		K <sub>2</sub> O		(-K <sub>2</sub> O)		(-SiO <sub>2</sub> )		Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 中 的Fe		Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 中 的Fe			TS		Fe(Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )		富集率		K <sub>2</sub> O- SiO <sub>2</sub> - Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 系列	Fe- S- Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 系列	矿物 组合		
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21		22	23	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Ga	Zr				强	弱
Hxy530	59.51	15.54	3.83	71.98	82.24	2.89	16.89	85.41	4.20	4.16	2.95	0.58	0.67	83.57	2.34	2.53	2.90	3.08	强	强	硬水铝石 绿泥石赤 铁矿带	2.34	2.53	2.90	3.08	强	强	硬水铝石 绿泥石赤 铁矿带	22	23	红	
531	54.38	11.53	4.72	79.10	87.28	1.22	19.27	94.04	4.10	14.61	10.36	0.62	0.71	94.35	4.657	1.85	1084	3454	风	风	硬水铝石 赤铁矿 高岭石	2.34	2.53	2.90	3.08	风	风	硬水铝石 赤铁矿 高岭石	22	23	红	
532	31.53	13.14	2.40	39.41	74.99	0.06	11.82	99.49	3.33	36.36	25.77	0.36	0.41	98.62					化	化	伊利石带					化	化	伊利石带			土	
533	33.42	18.78	1.78	36.92	66.28	1.65	10.94	86.91	3.37	28.79	20.41	0.10	0.11	99.51					带	带	伊利石带					带	带	伊利石带			土	
534	61.02	17.20	3.55	84.50	83.09	3.50	19.49	84.78	4.33	2.79	1.98	0.05	0.06	95.32							带											
535	52.84	25.59	2.06	62.47	70.94	5.47	14.44	72.52	4.33	2.49	1.76	0.27	0.32	86.70							带											
536	41.08	33.65	1.22	34.81	50.84	6.65	8.83	57.03	3.94	2.48	1.76	0.12	0.14	93.61							带											
537	23.60	35.48	0.67	3.85	9.79	6.51	2.38	26.80	1.62	3.91	2.77	9.35	10.74	22.85							带											
538	16.28	25.66	0.63	1.47	5.43	4.45	1.68	27.47	0.87	2.20	1.56	20.21	23.21	7.16							带											
539	25.97	38.98	0.67	4.30	9.94	6.69	3.09	31.65	1.39	2.80	1.98	7.30	8.38	21.34							带											
540	21.02	27.58	0.81	7.45	21.27	3.32	4.60	58.08	1.62	1.85	1.31	11.88	13.64	9.93							带											
541	27.80	35.42	0.78	10.91	23.56	3.86	6.61	63.18	1.65	1.74	1.23	6.98	8.02	14.98							带											
542	31.99	37.21	0.86	16.10	30.21	2.38	9.67	80.27	1.66	1.41	1.00	4.27	4.90	18.97							带											
543	33.10	38.91	0.85	16.25	29.47	2.30	10.17	81.57	1.60	1.21	0.86	4.59	5.27	15.78							带											
544	25.97	36.13	0.72	7.15	16.53	5.23	4.56	46.57	1.57	1.94	1.37	9.49	10.90	12.62							带											
545	25.46	36.28	0.70	6.15	14.85	5.40	4.19	43.72	1.47	2.13	1.51	9.75	11.19	13.41							带											
546	22.97	37.32	0.62	0.95	2.50	6.18	2.47	28.61	0.35	2.53	1.79	10.44	11.99	14.61							带											
547	19.70	29.74	0.66	3.09	9.40	4.66	2.76	37.23	1.12	1.80	1.27	16.82	19.31	7.02							带											
548	16.98	30.50	0.56	-2.20	-7.80	4.66	1.74	27.16	-1.26	2.05	1.45	13.90	15.96	9.45							带											

数据来源:朱成林,刘文凯,刘平,等.贵州省遵义铝土矿床成矿地质特征研究,1991.

Fe,均是来源于基底原岩中黄铁矿的氧化。

### (1)FeS<sub>2</sub> 中的 Fe

由于 ZK301 剖面缺乏系统的铁物相分析资料,因此表 2 中的 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 只能分为 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 中的 Fe 和 FeS<sub>2</sub> 中的 Fe 两大类,表 3 第 11、12、13 列是根据表 2 中的 TS 含量,可计算出 FeS<sub>2</sub> 中的 Fe 的含量,其计算式为  $Fe(FeS_2)=TS \times (Fe/S_2)=TS \times 0.8709$ 。剩余的 Fe,才是 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 中的 TFe(包括硅酸铁和碳酸铁)。

### (2)氧化率 $[Fe(Fe_2O_3)/TFe]$

FeS<sub>2</sub> 经过氧化成 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>,但由于 FeS<sub>2</sub> 在原岩中的含量不等,因此,各样品段的绝对值所表达的含义并不明显,换算成氧化率,才能明确判断剖面从下到上的氧化程度。氧化率为样品中 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 中的 Fe 和全铁 TFe 的比。从氧化率的变化可明显看出,剖面下段 Hxy537~548,氧化程度非常低,而剖面上段 Hxy530~536,氧化程度急速升高,之间是一个跳跃变化。因此,根据氧化率,即根据黄铁矿氧化成赤铁矿(包括绿泥石)的程度,可将红土风化壳分为强氧化带和弱氧化两个带(表 3 第 21 列)。

#### 3.1.2.3 K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 和 Fe-S-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 两系列演变的关系

从两个系列的对比中可以看出,当 K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 系列由弱风化带转为强风化带时,Fe-S-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 系列也由弱氧化带转为强氧化带。在风化壳下段,两系列基本上维持了独立发展的态势,但并非互不联系,主要表现在两个方面:一方面当伊利石脱钾形成高岭石时,排出的钾使介质呈碱性,而同时黄铁矿部分氧化形成的硫酸使介质呈酸性,当样品段中富含黄铁矿时,能制约 K<sub>2</sub>O 携出 SiO<sub>2</sub>,因此该样品段高岭石态势减弱,A/S 值小,最典型的为 Hxy538,TS 高达 23.21%,A/S 仅有 0.63,以平均值而论,在 Hxy537~545 弱风化的 9 件样品中,TS 大于 10% 的占 5 件,平均 A/S 为 0.706;当样品段中贫黄铁矿时,则 K<sub>2</sub>O 对 SiO<sub>2</sub> 携出较为正常,最典型的为样品 Hxy542、Hxy543 2 件,TS 含量只有 4.90%和 5.27%,A/S 高达 0.85、0.86,以平均而论,4 件 TS 小于 10% 的样品,A/S 平均为 0.79,相差较大,可见黄铁矿的富集,无助于由伊利石向高岭石转化;另一方面,该区段中  $(-SiO_2)/(-K_2O)$  实际值普遍高于理论值(1.276),不能不设想多排出的-SiO<sub>2</sub> 是由于硫酸的溶解作用所致,黄铁矿在粘土矿物的转化中起到了相反相成的矛盾作用。在强风化带中,黄铁矿氧化后

生成的硫酸对溶解 SiO<sub>2</sub>、富集 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 的作用是十分明显的,SiO<sub>2</sub> 损失量的急速加大与黄铁矿氧化率的急速升高是同步进行的。K<sub>2</sub>O 对 SiO<sub>2</sub> 的溶解作用已退居次要的地位,因此  $(-SiO_2)/(-K_2O)$  值急速增大,充分表现了硫酸在促进铝、硅分异中的重要作用。据有关实验资料<sup>[8]</sup>报道,硫酸作用于高岭石,对 SiO<sub>2</sub> 的溶解度是 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 的 12.5 倍,因而能够形成铝硅分异。

两系列强烈风化产生的混溶作用,形成了 K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 新的化学成分系列,与之相应的矿物是铁绿泥石、鲕绿泥石、鳞绿泥石。它们与硬水铝石、残留的粘土矿物一道组成高铁铝土矿的成分系列,在仙人岩铝土矿床中残积型铝土矿都属于此系列。

#### 3.1.2.4 稳定成分

Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、TiO<sub>2</sub>、Ga、Zr 是风化场中的稳定成分,它们以单矿物的形式(硬水铝石、金红石、板钛矿、锆石),镓(Ga)以类质同像赋存在风化壳中,随相对易溶成分的排出而富集起来。表 3 中第 16~19 列分别统计了它们在不同风化带中的含量,以原生带的含量为 1,其浓集的倍数为富集率。在弱风化带中富集率是 1.3,中度风化带中为 2.5,强风化带中为 2.7。前已述及,此剖面顶部存在一个叠置壳,因而强风化带的富集率受到影响,一般的富集率应  $\approx 3$  或  $>3$ 。稳定成分的富集和各个阶段易溶元素的损失率是相互对应的。

## 3.2 古红土壳分带模式

根据基底页岩在红土风化过程中矿物成分和化学成分的演化,仙人岩矿床乃至整个遵义铝土矿带可以建立以下的古红土风化壳分带模式,从上至下划分为 4 个带:

### 3.2.1 铁铝质壳带

又称强风(氧)化带,或最终分解带,其特征为形成一层厚薄不等,以硬水铝石和赤铁矿、绿泥石为主要矿物的坚韧的硬壳,黄铁矿及原有的粘土矿物已彻底或接近于彻底分解,其化学成分演变指数为:Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 及稳定成分的富集率  $>2$ ,SiO<sub>2</sub> 的损失率  $>80\%$ ,铝硅比  $>2$ ,K<sub>2</sub>O 的损失率  $>85\%$ ,Fe 的氧化率  $>95\%$ 。

### 3.2.2 铁铝质粘土岩带

又称中度风化带或分解带,其特征为形成无层理的块状铁铝质粘土岩,硬水铝石已出现,但不具优势地位,粘土矿物大部分分解,黄铁矿已大都氧化成赤



铁矿,呈条带状或团粒状、浸染状分布于粘土岩中,其矿物组合为硬水铝石-赤铁矿-高岭石-伊利石。化学成分演变指数为:Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>及稳定成分的富集率≈2,SiO<sub>2</sub>的损失率50%~85%,铝硅比1~2,K<sub>2</sub>O的损失率50%~80%,Fe的氧化率≈90%。

### 3.2.3 粘土岩-黄铁矿带

又称弱风化带或轻微分解带,处于粘土矿物自身的转化阶段,即由伊利石转化为高岭石,其特征为形成块状粘土岩,但保留了较多的原岩层理或残留团块。黄铁矿部分氧化为赤铁矿,呈细粒状分布于粘土岩中,其矿物组合为伊利石-高岭石-黄铁矿。化学成分演变指数为:Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>及稳定成分的富集率≈1.3,SiO<sub>2</sub>的损失率5%~30%,铝硅比为0.6~1,K<sub>2</sub>O的损失率30%~50%,Fe的氧化率10%~30%。

### 3.2.4 原生页岩带

未遭受风化,即保持了原生海相页岩的层理和矿物组合,铝硅比值为0.4~0.6,主要矿物为伊利石-石英-黄铁矿。研究表明,铝硅比小于0.4,即石英成分含量较高的页岩,其风化程度很低,不能形成完整的红土壳分带。

## 4 古红土壳形成时代

根据孢粉化石研究和Rb-Sr法同位素年龄测定,肯定了仙人岩铝土矿床古红土壳形成于早石炭世大塘期旧司时<sup>[9-11]</sup>,当属原地风化残积的产物,与整个遵义铝土矿(带)的形成时代是相同的。

## 5 结 语

遵义铝土矿在成矿初期,三水铝石赋存在古红土壳中上部的铝土矿中,尔后随着地史的发展,又被新的沉积物所覆盖,由于盖层增厚,地温升高,致使原来的三水铝石脱水演变成一水硬铝石。其成因显然不同于桂西堆积型铝土矿中的三水铝石<sup>[12]</sup>,堪称各具特色。

### 参考文献(References):

- [1] 朱永红,朱成林.遵义铝土矿(带)找矿模式及远景预测[J].地质与勘探,2007,43(5):23-28.  
Zhu Yonghong, Zhu Chenglin. Prospecting mode and prospective forecast in the Zunyi aluminum ore belt [J]. Geology and Prospecting, 2007, 43(5):23-28(in Chinese with English abstract).
- [2] 王庆生.遵义铝土矿的成矿条件及成因探讨[J].贵州地质,1988,5(2):126-134.

- Wang Qingsheng. A discussion on metallogenic conditions and origin of Zunyi bauxite deposits[J]. Guizhou Geology, 1988, 5(2): 126-134(in Chinese with English abstract).
- [3] 贵州省地质矿产局.贵州省区域地质志[M].北京:地质出版社,1987:571-572.  
Bureau of Geology and Mineral Resources of Guizhou Province. Regional Geology of Guizhou Province [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1987:571-572(in Chinese with English abstract).
- [4] 陈有能,汪生杰,杨文会.贵州北部含铝岩系地质时代及沉积相特征[J].贵州地质,1987,4(3):323-337.  
Chen Youneng, Wang Shengjie, Yang Wenhui. The geological age of Al-bearing rock system and its features of sedimentary facies in northern Guizhou [J]. Guizhou Geology, 1987, 4 (3):323-337(in Chinese with English abstract).
- [5] 李克庆,朱成林.遵义铝土矿的分布及对基底的依存关系[J].贵州地质,2007,24(4):278-281.  
Li Keqing, Zhu Chenglin. The distribution and interdependence relationship with the basal of Zunyi Bauxide [J]. Guizhou Geology, 2007, 24(4):278-281(in Chinese with English abstract).
- [6] 刘文凯.遵义后槽槽土矿床矿体的环状分带及其形成机理[J].贵州地质,1991,8(3):203-216.  
Liu Wenkai. The ring-zoning and forming mechanism of Houcao bauxite deposit body in Zunyi City [J]. Guizhou Geology, 1991, 8 (3):203-216(in Chinese with English abstract).
- [7] 廖士范.论贵州清镇式铁矿、贵州铝土矿形成环境、成矿机理及找矿方向问题[J].贵州地质,1987,4(4):419-430.  
Liao Shifan. A discussion on the formation circumstances and ore-forming mechanism of Qingzheng iron ore and Guizhou bauxite[J]. Guizhou Geology, 1987, 4 (4):419-430 (in Chinese with English abstract).
- [8] Г·Н·布申斯基.铝土矿地质学[M].北京:地质出版社,1984.  
Г. И.Вушинский. Geological Bauxite [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1984.
- [9] 刘巽锋,王庆生,陈有能,等.黔北铝土矿成矿地质特征及成矿规律[M].贵阳:贵州人民出版社,1990:33-34.  
Liu Xunfeng, Wang Qingsheng, Chen Youneng, et al. Bauxite Minerogenic Geological Character and Mineralization [M]. Guiyang: Guizhou People's Press, 1990:33-34.
- [10] 廖士范,梁同荣.中国铝土矿地质学[M].贵阳:贵州科技出版社,1991.  
Liao Shifan, Liang Tongrong. Bauxite Geology of China [M]. Guiyang: Guizhou Science and Technology Press, 1991(in Chinese with English abstract).
- [11] 刘平.黔北务一正一道地区铝土矿地质概要[J].地质与勘探,2007,43(5):29-33.  
Liu Ping. Bauxite geology in the Wuchuan-Zhengan-Daozhen Area, Northern Guizhou [J]. Geology and Prospecting, 2007, 43 (5):29-33(in Chinese with English abstract).
- [12] 刘云华,黄同兴,谌建国,等.桂西堆积型铝土矿中三水铝石成因矿物学研究[J].中国地质,2004,31(4):413-419.

Liu Yunhua, Huang Tongxing, Chen Jianguo, et al. Minerageny of gibbsite in accumulation-type bauxite deposits in western Guangxi

]]. *Geology in China*, 2004, 31 (4):413-419 (in Chinese with English abstract).

## The zonal model for the paleo-weathering crust of the Xianrenyan bauxite deposit in Guizhou Province

YE De-shu, LI Pei-gang, ZHU Yong-hong, ZHU Cheng-lin, ZHAO Ying-chao

(No. 106 Geological Party, Guizhou Bureau of Geology and Mineral Exploration & Development, Zunyi 563000, Guizhou, China)

**Abstract:** With the Xianrenyan bauxite deposit as an example and according to the evolution of mineral composition and chemical composition in the process of laterite weathering in the basic shale, the authors established a paleo-weathering crust zonal model for Zunyi bauxite deposits. The paleo-weathering crust is divided into four parts from top to bottom: (1) iron and aluminum crust zone, also known as the strongly weathered zone or the ultimate weathering zone; (2) iron and aluminum clay zone, also known as moderately weathered zone or the decomposition zone; (3) clay-pyrite zone, also known as weakly weathered zone or minor decomposition zone; (4) native shale zone. It is shown that the paleo-weathered crust was formed in the Jiusi Datang stage of Early Carboniferous period, as evidenced by fossil pollen identification and Rb-Sr isotopic dating, and it should be an in-situ residual product.

**Key words:** bauxite; ancient weathering crust; zonal model; Zunyi

---

**About the first author:** YE De-Shu, male, born in 1968, engineer, engages in geological mineral exploration and mining right maintenance; E-mail: yds106@163.com.