

黔中铝土矿的成矿环境

莫江平 邴今教*

(中国有色金属工业总公司矿产地质研究院·桂林市)

根据古地磁、古构造、稳定同位素和元素地球化学特征,系统分析了黔中铝土矿成矿环境。认为该矿是在炎热潮湿气候条件下,于构造有利部位,发育岩溶洼陷,成矿元素Al、Si、Fe和有机质随着介质地球化学环境的变化,发生元素沉积分异作用,于泻湖潮坪环境中沉积。

关键词: 铝土矿; 成矿环境

地质概述

黔中铝土矿成矿区位于扬子准地台的上扬子台褶皱带之黔中隆起南缘。该区震旦纪以来处于相对稳定的准地台环境;在加里东构造基底上,经长期风化剥蚀,形成了准平原化的岩溶盆地;于早石炭世大塘期,在岩溶面上沉积了一水硬铝石型铝土矿。

区域地层从元古界板溪群至第四系均有出露。其中奥陶系、志留系和泥盆系仅小面积出露于区内东南部。前震旦系主要由变余砂岩、变凝灰岩、板岩和粉砂岩组成;震旦系至志留系为滨海—浅海相的白云岩、灰岩、炭质页岩和粉砂岩等,其中,中上寒武统娄山关群白云岩分布较广,为铝土矿底板的主要基岩;泥盆系至三叠系为灰岩,夹粉砂岩、粘土岩和白云岩。含矿岩系产于下石炭统大塘组。侏罗系至第四系为陆相砂页岩、砾岩和泥砂质沉积。

区域地质构造以地壳升降运动为其主要特征。区内构造线主要反映中生代以来的构造格局,可分为北北东向、北东向和北东向3组(图1)。东西向和南北向基底构造,经晚古生代,特别是中生代构造运动,于东部和西部分别发生顺、逆时针方向偏转,中

部以北北东向褶皱和断裂最显著。

含矿岩系

研究表明,黔中铝土矿含矿岩系与豫西铝土矿大同小异,可划分为下部铁矿系、中部铝矿系和上部杂色铁质粘土岩系。只是黔中大部分地区铝矿系与摆佐组(C₁b)接触,而在东部小山坝—云雾山一带,可以普遍发现铝矿系之上的杂色铁质粘土岩;特别是在云雾山,还夹有薄层劣煤或炭质粘土岩,并发育黄铁矿。

含矿岩系受沉积环境和底板古岩溶地貌等因素制约,因而在成矿区不同地段,无论在岩性、含矿性,以及厚度上都有差别。在含矿岩系剖面上,可以缺失铁矿系或铝矿系;大部分地区缺失杂色铁质粘土岩系,甚至三个岩系都可缺失。不过,铝土矿的成矿作用具有一定规律性,因而可以综合成具代表性的含矿岩系柱状剖面图(图2)。

铝土矿体一般呈似层状和透镜状,长数十至千余米,厚度一般2~5m。矿石按其结构分为致密状、土状和碎屑状3类。铝矿物主要是一水硬铝石,少量勃姆石和三水铝石;其他矿物有高岭石、水白云母、绿泥石、赤铁矿、黄铁矿以及锐钛矿、锆石、电

* 参加工作的有石玉泉、杨明德、李杏林、陈远荣等。

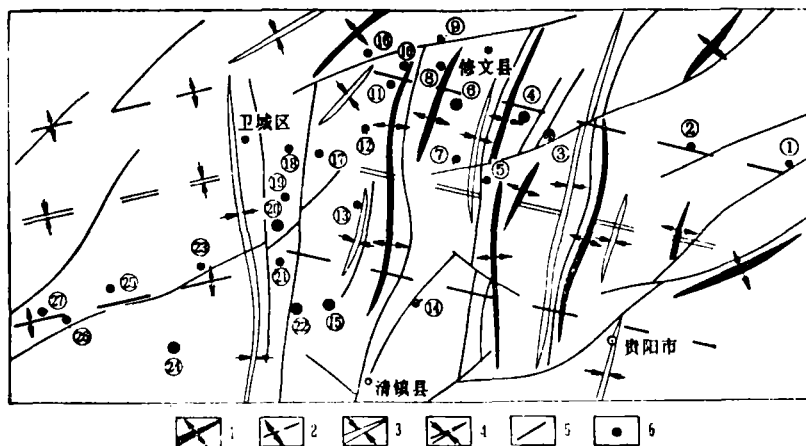


图 1 黔中铝土矿区构造纲要图

1—背斜, 2—推测古背斜, 3—向斜, 4—推测古向斜, 5—断层, 6—矿床(点)及编号, ①王比, ②云雾山, ③斗篷山, ④小山坝, ⑤朱馆, ⑥干坝, ⑦大豆厂, ⑧长冲, ⑨古隆, ⑩上坝, ⑪箭杆冲, ⑫黄土坎, ⑬夷格, ⑭杨家庄, ⑮长冲河, ⑯乌栗, ⑰麦巷, ⑱牛奶冲, ⑲岩上, ⑳燕龙, ㉑林歹, ㉒麦坝, ㉓黄泥田, ㉔猫场, ㉕老黑山, ㉖窑上, ㉗马桑林

气石等。

成矿环境

1. 古地理环境

统计表明, 世界上新生代的红土和红土型铝土矿都产在现代地球赤道南、北纬 30°之间。多数地质学家认为, 铝土矿的成矿作用发生在当时地球赤道两侧的热带至亚热带地区。至于现代地球中、高纬度上的新生代以前的铝土矿, 那是地质历史上地壳运

动的结果。黔中铝土矿成矿区古地磁研究表明, 铝土矿成矿时的纬度为北纬 16~24°, 平均 21°, 即处于低纬度热带—亚热带地区。

氢氧同位素研究结果 (表 1), 氧同位素组成与我国岩溶型铝土矿一致, 与福建漳浦和莫斯—维利红土型三水铝石氧同位素组成相差不大; 氢同位素组成与大气降雨相当。众所周知, 红土型铝土矿是在新生代炎热潮湿气候条件下形成的, 因此, 黔中铝土矿与近代红土型铝土矿形成的古地理条件具

统(组)	岩系	代号	柱状图	厚度 (m)	岩 性 描 述
下石炭统腰佐组或 下二叠统梁山组		C _{1b} 或P _{1l}			灰岩、白云岩或砂岩
下石炭统大塘组	杂色铁质 粘土岩系	C _{1d}		0~ 8.78	杂色、紫红色粘土岩夹炭质粘土岩 或炭质煤层
	铝矿系			0~7	灰、灰绿、灰黄色致密状粘土岩
				0~16	顶部为灰色豆瓣状铝土矿,上部为灰色 碎屑状铝土矿,中部为灰白色土 状铝土矿,下部为灰—深灰色致密 块状铝土矿。含黄铁矿
				0~5	灰、灰绿色致密状粘土岩
				0~2	炭质粘土岩,含黄铁矿
	铁矿系			0~20 0~ 0.5	上部暗绿色绿泥石粘土岩,下部紫红 色粘土岩,夹结核状、团块状赤铁矿 炭质粘土岩,偶见黄铁矿、菱铁矿
下寒武统—上 泥盆统		G ₁ —D ₃			白云岩、灰岩夹薄层页岩

图 2 黔中铝土矿含矿岩系综合柱状图

黔中铝土矿氢、氧同位素分析结果

表 1

样品编号	采样地点	样 品 名 称	测定对象	$\delta^{18}\text{O}\%$ (SMOW)	$\delta\text{D}_{25}\%$ (SMOW)
云—1	云 雾 山	土状铝土矿	一水硬铝石	+6.89	-76.2
斗1—7	斗 篷 山	土状铝土矿	一水硬铝石	+6.05	-81.1
西斗1—3	长 冲	土状铝土矿	一水硬铝石	+5.35	-72.6
破—1	破 岩	土状铝土矿	一水硬铝石	+9.64	-83.1
窑1—6	窑 上	土状铝土矿	一水硬铝石	6.31	-87.0
斗1—9	斗 篷 山	碎屑状铝土矿	全 岩	+14.84	-75.2
窑1—1	窑 上	碎屑状铝土矿	全 岩	+4.66	-87.5
西斗1—7	长 冲	绿泥石粘土岩	全 岩	+8.46	-53.9
中国岩溶型铝土矿●			一水硬铝石	+5~+12.89	
福建漳浦红土型铝土矿●			三水铝石	+12.5~+13.1	
莫斯-维利红土型铝土矿●			三水铝石	+6.1~+10.8	

●廖士范, 1984; 殷子明, 1989。●廖士范, 1984。●鲍尔谢夫斯基, 1976。

有一定的相似之处。

2. 构造环境

(1) 基底构造的控矿作用 黔中地区早古生代就存在东西向和南北向两组基底构造。加里东运动后, 发生大规模隆起, 遭受强烈的溶蚀作用; 至晚古生代, 在黔中隆起(东西向古背斜)南缘, 形成南北地势较高, 中间是一个近东西向的岩溶洼陷盆地。在盆地东部和西部, 以东西向褶皱占主导地位, 形成同向展布的岩溶洼地发育带。中部地区, 基底构造比较复杂, 既受南北向褶皱和断裂控制, 又受东西向构造的叠合, 则发育一系列南北向的岩溶槽谷。在槽谷两侧, 存在九龙山和乌栗—麦巷两个较为明显的水下隆起。岩溶槽谷与近东西向岩溶洼地发育带交接部位, 发育成矿条件更好的岩溶洼陷。

根据黔中铝土矿的成矿特点, 可分为3个成矿区, 明显反映基底构造的控矿作用。东部和西部成矿区, 为一近东西向的岩溶洼地发育带, 古地形较平坦, 常发育溶盆和大溶洼。矿体厚度较大且较稳定, 多为似层状。矿床一般为中—大型。中部成矿区, 发育一系列近南北向的岩溶槽谷和下水隆起, 古地形起伏较大, 岩溶槽谷一般窄而深, 常发育溶洼和溶谷; 矿体厚度变化较大, 有似

层状和透镜状, 矿体规模大小不等; 在相对较深和还原条件下的岩溶洼陷中, 沉积了较厚的绿泥石粘土岩和高铁铝土矿; 在水下隆起处, 发育紫红色粘土岩和赤铁矿, 铝矿体较小(如黄土坎)。与东西向岩溶洼地发育带交接部位, 常发育大溶洼和溶盆, 如干坝和麦坝, 为大型矿床。

当然, 不管是在岩溶洼地发育带或岩溶槽谷, 也存在一些相对隆起区, 使矿床(点)的分布既有方向性又有一定间隔。根据现有资料估计, 控制成矿的东西向岩溶洼陷的间距为8~10km, 南北向岩溶洼陷的间距为6~8km, 构成原为东西向排列的云雾山—小山坝—干坝—上硐—乌栗、侏官—大豆厂—麦巷—牛奶冲、杨家庄—长冲河—林歹—黄泥田—老黑山—窑上等, 与原为南北向排列的小山坝—朱官、干坝—大豆厂—杨家庄、上硐—麦格—长冲河、牛奶冲—燕龙—林歹—麦坝等, 呈网络状分布。因此, 弄清基底构造类型及其组合, 构造线方向及其在岩溶盆地中出现的部位, 有助于解决铝土矿成矿区内的找矿和勘查。

(2) 古岩溶对铝土矿的控制作用 古岩溶对铝土矿的控制作用, 实质上是古岩溶洼陷制约了铝土矿的沉积。通过对斗篷山和长冲两个矿区的含矿岩系、铝矿系、铁矿系

和矿体等厚线图, 以及含矿岩系顶、底板等高线图综合分析, 反映了以下特征:

①含矿岩系厚度变化等值线, 基本上反映了铝土矿沉积时的岩溶地貌。岩溶洼陷规模大小不等, 长数百至千余米, 宽几十至数百米, 有的千余米, 深度多为5~22m, 最深达46m, 说明古侵蚀面相当平坦。

②古岩溶地貌隆起和洼陷, 控制铝土矿体的分布, 并反映出基底构造线方向。斗篷山矿区Ⅰ号和Ⅳ号矿体之间, 存在宽约600~800m近东西向的古岩溶隆起。长冲矿区含矿岩系呈北东—北北东向展布, 反映南北向的古岩溶洼陷受到中生代构造的改造。

③铝矿体与含矿岩系、铝矿系厚度一般呈正相关, 含矿岩系厚度小于4m时, 一般没有铝矿体或铝矿体厚度较小。

④铁矿系、铝矿系和铝矿体在岩溶洼陷中具有明显的分布规律。在岩溶洼陷周边部位, 铁矿系厚度较大, 铝矿系相对减小; 在隆起最高处, 铝矿系缺失, 或铝矿系和铁矿系均缺失; 富厚铝土矿分布在岩溶洼陷中心部位, 铁矿系厚度减小, 以致有时无铁矿系

沉积。

(3) 成矿后构造作用 成矿后的构造运动, 使铝土矿床排列方向发生相应的变动。统计资料表明, 同一含矿层位在倾向方向上, 深部矿石色调较深, 质量相对较差。近地表裂隙发育部位, 矿石色调浅, 见土状优质矿石; 这很可能是地表水沿构造裂隙发生淋滤, 去铁、硅和硫, 造成矿石的次生富集。岩溶洼陷底部的裂隙或落水洞, 也是成岩成矿过程中所必需的良好排泄通道。

3. 沉积环境

(1) 沉积相 黔中地区早石炭世大塘期形成近东西向展布的沉积盆地, 北、南两侧分别被黔中隆起和广顺障壁岛所围限, 东北边缘被六广—白马洞水下隆起所屏障。南东贵阳—龙里一带, 大塘组显示出滨海沼泽相的沉积特征。因此, 该沉积盆地属古隆起边缘的泻湖盆地, 海水从贵阳一带侵入。沉积盆地东部小山坝—云雾山一带, 铝土矿层中很少发现黄铁矿, 中部至西部, 黄铁矿逐渐发育; 含矿岩系古生物化石稀罕, 缺乏膏盐沉积, 表现出淡化泻湖相特点。

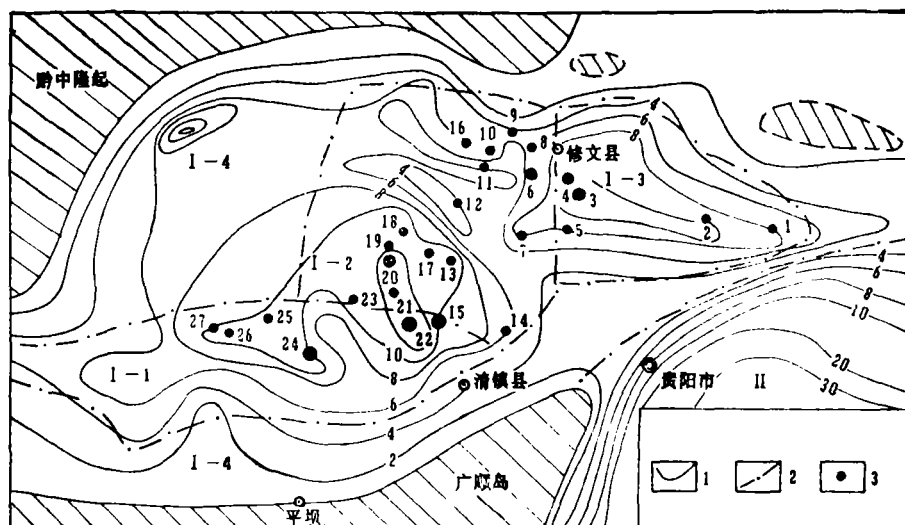


图3 黔中早石炭世大塘期沉积岩相图

(据贵州冶金地质5队修编)

1—沉积等厚线; 2—岩相界线; 3—矿床(点)及编号(同图1); I-1—泻湖洼地亚相; I-2—泻湖槽谷亚相; I-3—泻湖沼泽亚相; I-4—泻湖边缘亚相; II—滨海沼泽相

黔中地区早石炭世大塘期岩相划分

表 2

岩 相	分布地区	沉 积 环 境	含矿岩系特征	矿 床 规 模	
泻湖潮坪相	泻湖洼地亚相	沉积盆地西南部, 麦坝以西	湖底为一较开阔的水下洼地, 水域较闭塞, 水体稍深, 水动力能量弱	铝矿层中发育黄铁矿, 局部构成工业矿体, 绿泥石粘土岩常见	矿体规模较大, 似层状。中一大型
	泻湖槽谷亚相	沉积盆地中部, 修文以西	湖底岩溶地貌变化较大, 发育近南北向岩溶槽谷和水下隆起, 水体深浅不一, 水动力能量较弱	槽谷部位含矿岩系发育完整, 厚度较大, 铝矿层厚度较大。绿泥石粘土岩较发育, 偶见菱铁矿, 黄铁矿多赋存在铝矿层的粘土岩团块中	矿体规模大小不一。似层状、透镜状。大型、中型、小型和矿点
	泻湖沼泽亚相	沉积盆地东部, 修文以东	湖底岩溶地貌较平坦, 水体西深东浅, 并与海水连通, 潮汐频繁, 水动力能量较强	绿泥石粘土岩相对减少, 铝矿层中黄铁矿较少, 发育杂色铁质粘土岩系, 豆、鲕状矿石常见	矿体规模较大, 似层状为主。中一大型
	泻湖边缘亚相	沉积盆地边缘	湖底岩溶地貌相对隆起, 水体浅, 水动力能量较强	含矿岩系较薄, 多为粘土岩、含砂质粘土岩夹细砂岩, 有时见碎屑状、鲕状粘土岩	无铝土矿沉积, 仅在局部低洼处沉积较薄铝土矿
	滨海沼泽相	泻湖盆地东南, 贵阳以南	海水流畅, 向东南渐变 为滨海、浅海相	砂岩、砂页岩夹炭质页岩、灰岩	无铝土矿

通过对黔中27个矿床(点)含矿岩系剖面的调查, 参考有关资料^①, 将黔中地区下石炭统大塘组分为泻湖潮坪相和滨海沼泽相(图3、表2)。前者展布于黔中泻湖盆地内, 并依据其岩相特点, 又划分为4个沉积亚相, 铝土矿主要产于泻湖洼地亚相、泻湖槽谷亚相和泻湖沼泽亚相。

(2) 成矿地球化学环境 含矿岩系剖面所示层序沉积, 反映了Fe、Al、Si和有机质在沉积水体中, 元素沉积分异作用的地球化学环境。富含成矿物质的钙红土和红土, 呈细小碎屑悬浮物和Al、Fe、Si溶胶, 在有机质保护下迁移到沉积盆地, 海侵发生时, 原地和异地成矿物质相互混合。最初, 水体较浅, pH值较低, $E_h > 0$, 在 $pH < 4$ 的氧化环境下, 产生 Fe^{3+} 凝胶沉积, 形成赤铁矿和铁质粘土岩, 有时见炭质粘土岩, 说明局部地区已沼泽化。此后, 海水进一步侵入, 水体pH值升高, 发生 Fe^{2+} 凝胶沉淀, 形成绿泥石粘土岩。随着沉积盆地水体介质

趋于中偏碱性($pH = 6 \sim 9$), 水体中Fe、Si消耗到一定程度, 溶液中出现Al多于Si; 保护Al溶胶的有机质和腐植酸受到破坏时, 便发生Al凝胶和富Al细小碎屑悬浮物一起聚沉; 经成岩作用形成铝土矿。因而在铝土矿层中很少见到层理, 而出现砂屑、粉屑状内碎屑铝土矿。若成岩过程中遭受潮汐、波浪作用, 形成较大的砾屑又未经搬运, 组成大小砾屑混杂的碎屑状矿石。在东部斗篷山一王比一带, 于铝矿层上部鲕状、豆状结构较普遍。在黔中泻湖盆地海退后, 局部地区转为沼泽环境, 水体中的有机质则形成炭质粘土岩或劣煤层。因此, 成矿物质Fe、Al、Si和有机质在沉积水体中的沉积分异作用, 与沉积环境有关, 具有机械沉积和化学沉积的特征。铝土矿的这种元素沉积分异特征, 反映含矿岩系的沉积环境在时间上的演

① 贵州冶金地质5队, 黔中铝土矿成矿规律及成矿预测研究报告, 1982年。

化, 总体上是从氧化—弱氧化—弱还原环境, 至末期沼泽相的氧化还原交替以氧化为主的地球化学环境。含矿岩系下部样品的pH值和 ΔEh 测定结果, pH值多在6.10~6.79, ΔEh 多在40~55mv, 说明铝土矿形成于弱酸性弱氧化—弱还原环境。

硫同位素组成测定结果(表3)表明,

含矿岩系黄铁矿硫同位素组成 表 3

样号	矿区(段)	产 状	$\delta^{34}S\%$
云—1	云雾山	杂色铁质粘土岩系劣煤层	-30.6
斗—1	斗篷山	铝矿系顶部粘土岩	-3.2
岩—3	岩 上	铝矿系上部碎屑状铝土矿中粘土岩团块	+0.9
古—2	古 隆	铝矿系上部碎屑状铝土矿中粘土岩团块	+14.0
龙—3	龙头山	铝矿系上部碎屑状铝土矿中粘土岩团块	+14.1
窑1—2	窑 上	铝矿系上部碎屑状铝土矿中粘土岩团块	+17.6
干—3	干 坝	铝矿系中部土状铝土矿中粘土岩团块	+18.9
破—2	破 岩	铝矿系中部土状铝土矿中粘土岩团块	+19.5
窑1—5	窑 上	铝矿系中部土状铝土矿中粘土岩团块	+21.9
老—3	老黑山	铝矿系下部致密状铝土矿、含重晶石	+29.5
箭—5	箭杆冲	铁矿系底部炭质粘土岩	+23.9
关—9	关马洞	铁矿系底部炭质粘土岩	+20.6

含矿岩系中黄铁矿硫同位素组成变化范围宽, $\delta^{34}S$ 为+29.5~-30.6‰, 离散度大, 相对集中于+14.1~+21.9‰。这表明含矿岩系中的黄铁矿属沉积成因, 且有一定的分布规律。图4所示, 铁矿系沉积时期, 沉积盆地发生海侵, 海水中的硫酸盐不断增加, 由于水体不深, 氧化层较厚, 细菌较少, 因而同位素分馏不强烈, 形成的黄铁矿在一定程度上保留海水硫酸盐硫同位素组成特点, 即 $\delta^{34}S$ 正值较大。随着海水进一步侵入, 沉积水体加深, 硫源主要来于海水硫酸盐, 这种黄铁矿必然富集 ^{34}S 。至铝矿系上部碎屑状铝土矿沉积, 泻湖盆地开始海退, 陆源淡水

增加, 海水硫在沉积水体中的比例下降, $\delta^{34}S$ 值逐渐降低, 致使铝矿系顶部粘土岩的硫同位素组成轻化。杂色铁质粘土岩系的沉

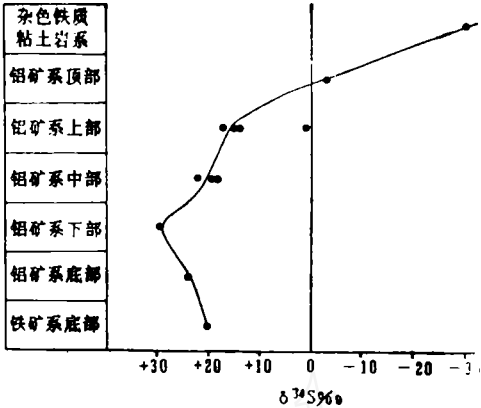


图 4 含矿岩系黄铁矿硫同位素组成变化曲线图

积, 由于沉积盆地水体收缩, 至少在沉积盆地东部已属沼泽环境, 在炎热潮湿气候条件下形成炭质粘土岩和劣煤层的过程中, 大量细菌对硫酸盐进行缓慢的还原作用, 导致硫酸盐强烈分馏, 形成的黄铁矿富集轻硫; 即 $\delta^{34}S$ 为负值, 硫源主要是生物硫成因。因此, 含矿岩系中黄铁矿硫同位素组成, 随着时间的演化而发生变化, 反映含矿岩系的沉积环境发生相应的变化, 大致说明了黔中泻湖盆地诞生至消亡以及泻湖水体的淡化过程硫同位素的演化规律。

含矿岩系矿(岩)石某些元素含量比值, 也能反映一定的沉积环境。 Fe_2O_3/FeO 值, 除绿泥石粘土岩和灰色致密状铝土矿 FeO 含量一般高于 Fe_2O_3 外, 其他矿(岩)石 Fe_2O_3/FeO 值均大于1。 Sr/Ba 值, 一般认为淡水沉积物中 $Sr/Ba < 1$, 海相沉积物 $Sr/Ba > 1$ 。铁矿系紫红色粘土岩和绿泥石粘土岩 Sr/Ba 值分别为2.29和3.25, 铝矿系中铝土矿和灰色粘土岩 Sr/Ba 值分别为5.77和1.59, 杂色铁质粘土岩系的粘土岩 Sr/Ba 值则为0.25。黄铁矿的 S/Se 值一般为3万~10万, 个别大于50万, Co/Ni 值一般小于1。为0.16~0.68, 一部分样品大于1而小于

3, 说明黄铁矿是在相对还原条件下沉积的。

结 论

1. 黔中铝土矿形成于热带—亚热带炎热潮湿的气候环境, 成矿区古纬度为北纬 $16^{\circ}\sim 24^{\circ}$ 。

2. 基底构造控制成矿区(带)和矿床分布规律, 古岩溶洼陷明显控制铝土矿矿体的形态、规模和质量, 成矿后的构造作用可以使铝土矿进一步富集。

3. 铝土矿形成于早石炭世大塘期, 沉积于古隆起边缘淡化泻湖盆地的泻湖潮坪相

中, 以泻湖洼地亚相、泻湖槽谷亚相和泻湖沼泽亚相最佳。

4. 沉积水体中的Fe、Al、Si和有机质, 随着介质地球化学环境变化, 发生元素沉积分异作用, 形成有规律的含矿岩系剖面, 铝土矿主要在弱氧化—弱还原条件下形成的。

主要参考文献

[1] 布申斯基, Г. И. (王思孚等译), 《铝土矿地质学》, 地质出版社, 1984年。

[2] 殷子明等, 地质论评, 1989, 第35卷, 第1期。

[3] 廖士范等, 沉积学报, 1989, 第7卷, 第1期。

Metallogenic Environment of Bauxite in Central Guizhou

Mo Jiangping Li Jinan

In the light of palaeomagnetism, palaeostructure, stable isotope composition and element geochemical characteristics, the metallogenic environment of bauxite deposits in the central part of Guizhou province is systematically analysed. It is believed that under a hot and wet climate condition and in a favourable structural location (karst depression), the metallogenic elements (Al, Si and Fe) and organic substances, in pace with the variation of the geochemical condition of the medium, formed the bauxite deposit due to sedimento-differentiation in a lagoon flat environment.

富金矿包找矿标志有突破

湘西南—黔东地区前寒武纪地层内盛产贫硫化物石英脉型粗粒明金矿床。这类矿床的显著特征是突然出现品位达数百上千克/吨的富金矿包(常含数十至100kg金)。我们对富金矿包赋存的石英脉的结构构造、矿物学、地球化学和石英脉产出的构造特征进行了为期两年的详细研究, 初步总结出了富金矿包赋存规律和找矿标志, 并在应用于漠溪金矿的生产实践中取得了明显的经济效益。

富金矿包的找矿标志是:

1. 赋存富金矿包的石英脉均为烟灰色和灰白色, 透明度中等, 而且呈微砂糖状, 易碎。

2. 灰白色粉末状不透明方解石、网脉(与矿后期透明度高结晶完好的方解石不同)穿插不纯的灰白色石英脉时, 预示着富金矿包的存在。

3. 钠长石石英脉含金性好, 而且钠长石化的程度与金矿化程度成正比。强烈钠长石化地段存在

富金矿包。

4. 石英脉中大量发育硫化物和硫酸盐矿物时含金性好。方铅矿、闪锌矿、辉钨矿、辉铋矿、脆硫铋矿和车轮矿组合是近矿标志矿物。上述矿物突然大量出现时暗示着富金矿包将要出现。

5. 金矿化的指示元素为Cu、Pb、Zn、Ag、As、Sb、Bi和Hg。特别是Ag、As、Sb、Bi和Hg高度富集时则出现富金矿包。石英脉中铋含量或汞含量高于1ppm时, 必定存在富金矿包。

6. 在石英脉分支复合、尖灭再现及厚度急剧变化地段将存在工业矿体。剪性雁列脉及透镜状脉体呈迭瓦状排列, 石英主脉派生侧羽脉时, 金矿化往往很好。

7. 含金石英脉均赋存在层间滑动构造及其次级裂隙中, 其脉体顶板、底板及脉内均存在剪切滑动构造面。含金石英脉体常遭受多次挤压和剪切作用以致于褶皱、挠曲、角砾化和微砂糖石英化。特别是微砂糖状石英往往是富金矿包的容矿部位

(中南工业大学地质系 刘继顺 殷子明)