

论我国铝土矿床类型及其红土 化风化壳形成机制问题^①

廖士范 梁同荣 张月恒

(贵州省地矿局) (贵州省地矿局科研所) (贵州省地矿局实验室)

提要 中国铝土矿床98%以上为古风化壳型,少量属红土型。前者分六个亚型,即铝硅酸盐岩古风化壳原地残积(I_a);碳酸盐岩古风化壳准原地堆积(I_b)、异地堆积(I_c)以及异地沉积(湖水)(I_d);I_e、古风化壳异地沉积(海相);I_f碳酸盐岩古风化壳准原地堆积(或沉积)一现代喀斯特堆积等六个亚型。I_a、I_b、I_c三亚型矿床在大气条件下就位,就位以后继续红土化,为此矿层很少层理;矿石中常有渗流管、渗流凝胶。I_d、I_e亚型在水体中沉积,有层理,无渗流管、渗流凝胶。所有铝土矿床的矿物组成及矿石结构、构造都是含铝岩石红土化风化作用易溶物淋失,难溶的钛、铝、铁质残留的风化壳铝土物质;无水体中结构、构造特征; $\delta^{18}O\%$ 及 $\delta D\%$ 值证为风化物;除I_f外均无动物化石及其碎屑。

主题词 风化壳铝土物质 古风化壳铝土矿床 过渡层 渗流管 渗流凝胶 氧化铁包壳

第一作者简介 廖士范 男 69岁 高级工程师 沉积矿床、层控矿床、地层学、古冰川学

一 导 论

1. 铝土矿地质研究现状

红土化形成铝土矿的概念由来已久,但是阐述比较清楚的是Mohr, E.C.J., (1983)。近年来国内、外科研者更逐渐趋向铝土矿是红土化(风化作用)形成的(Valenton, Ida, 1972; Bardossy, G., 1982; Г.И.布申斯基, 1975; Maynard, J.B, 1983; Dominigue, L. Butty, 1984)。我国逐渐也有人执这种观点(廖士范, 1986; 吴国炎, 1987; 河南省地矿局第二地质队(1986)^②, 贵州省地矿局科研所等, 1987^③)以及其它一些人。但是对我国铝土矿床类型、亚型的划分,及我国最主要的铝土矿床,占总储量98%以上的古风化壳型铝土矿床的就位机制、形成环境,尚有不同的意见。

2. 我国铝土矿床类型、亚型的划分及其分布问题

当前国外绝大多数人都将铝土矿床划分为:红土型(占总储量84%)^④;喀斯特型(占总储量15%);机械碎屑沉积型(占总储量1%)。笔者意见,喀斯特型铝土矿床应改为古风化壳

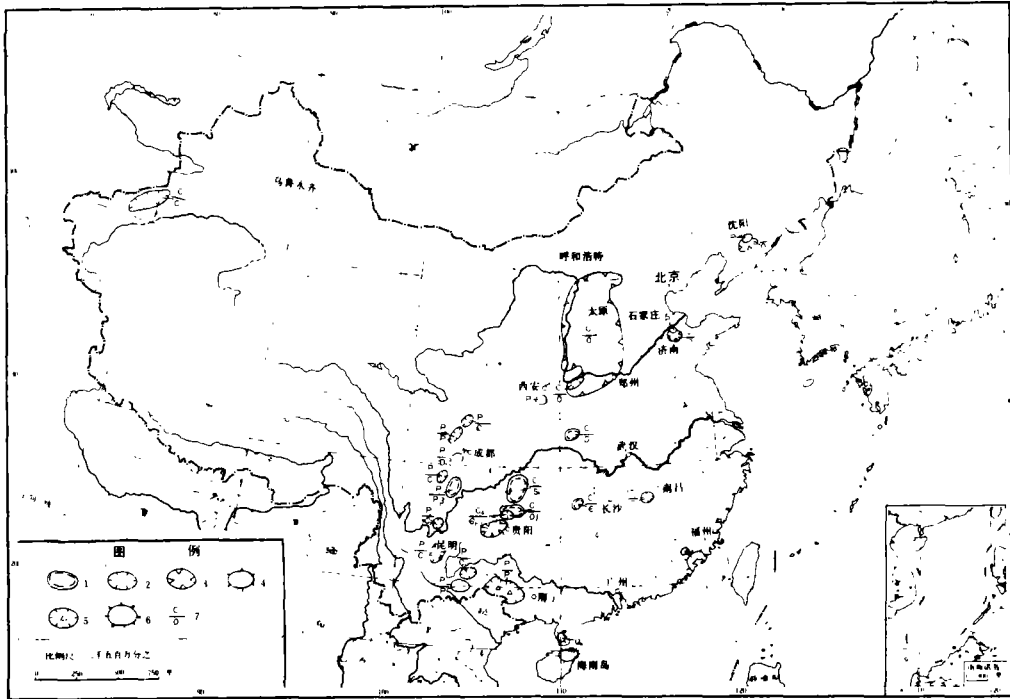
① (1) 国家自然科学基金委员会资助项目,总编号858285; (2) 参加工作的还有盛章琪、章柏盛、廖莉萍、甄秉钱、陈延琛。

② 河南省地矿局第二地质队,1986年,河南省铝土矿床科研报告。

③ 贵州省地矿局科研所,102地质队,106地质队,1987年黔北铝土矿的研究报告。

④ 铝土矿床各类型所占储量比例百分数,根据Bardossy, G. (1982)统计资料。

型，因为这种铝土矿床实际是由基岩红土化过程中风化壳铝土物质演变、改造而成的。另外我国有一部分（占矿石总储量的 5.2%）铝土矿床，其下伏基岩不是碳酸盐岩，而是铝硅酸盐岩，没有喀斯特现象，其物质来源主要也不是已被风化剥蚀一淋失的碳酸盐岩，而是以铝硅酸盐岩为主的岩石，例如细碎屑岩、基性喷出岩。喀斯特并不完全反映这一类型的成因机制。机械碎屑沉积型铝土矿床，在我国因其碎屑也是红土化风化壳铝土物质组成，所以也应该划入古风化壳型。为此我国实际只有古风化壳型铝土矿床（以下简称 I 型），占矿石总储量 98.33%，红土型铝土矿床（以下简称 II 型），占矿石总储量 1.17%。根据我国古风化壳型铝土矿床的就位机制，下伏已被风化剥蚀一淋失的基岩性质不同，矿床形态，矿石质量的不同，又可划分后六个亚型；即 I₁—铝硅酸盐岩古风化壳原地残积亚型铝土矿床，简称 I₁ 亚型，占 I 型矿石总储量 5.2%。以贵州遵义苟江，四川南川大佛岩、乐山新华，沙湾等地铝土矿床最为典型。I₂—碳酸盐岩古风化壳准原地堆积亚型铝土矿床，简称 I₂ 亚型，占 I 型矿石总储量 5%。以河南新安张窑院、贾沟，贵州遵义川主庙最为典型。I₃—碳酸盐岩古风化壳异地堆积亚型铝土矿床，简称 I₃ 亚型，占 I 型矿石总储量 40%。以贵州修文小山坝、云雾山，河南禹县、宝丰，山西孝义克俄、西河底、兴泉，保德等地最典型。I₄—碳酸盐岩古风化壳异地沉积（湖水沉积）亚型铝土矿床，简



1—I₁亚型分布区； 2—I₂亚型分布区； 3—I₃及I₄亚型分布区； 4—I₃亚型分布区； 5—I₄亚型分布区；
6—II型分布区； 7—铝土矿地质时代（C₂）/下伏基岩地质时代（O₂）。

图 1 我国铝土矿床类型、亚型分布及地质时代图

Fig.1 Distribution of bauxite deposit types, subtypes and their geological times in China

称 I_a 亚型, 占 I 型总储量 34.76%。以河南巩县小街、登丰, 贵州清镇林歹、场最为典型。I_a、I_b 亚型铝土矿床下部常有山西式铁矿 (华北) 或清镇式铁矿 (黔中)。I_c—古风化壳异地沉积 (海水沉积) 亚型铝土矿床, 简称 I_c 亚型, 占 I 型总储量 0.5%。本亚型即过去所谓机械碎屑沉积型铝土矿床, 以云南麻栗坡、西畴, 华北的 A 层矿 (P₂)、B 层矿 (P₁) 等均较典型。I_r—碳酸盐岩古风壳原地堆积 (异地沉积) 一现代喀斯特堆积亚型铝土矿床, 简称 I_r 亚型, 占 I 型储量 15.04%。以广西平果, 云南广南最为典型。

我国各类型、亚型铝土矿床的分布见图 1, 其成矿地质模式 (包括特征) 见图 2。

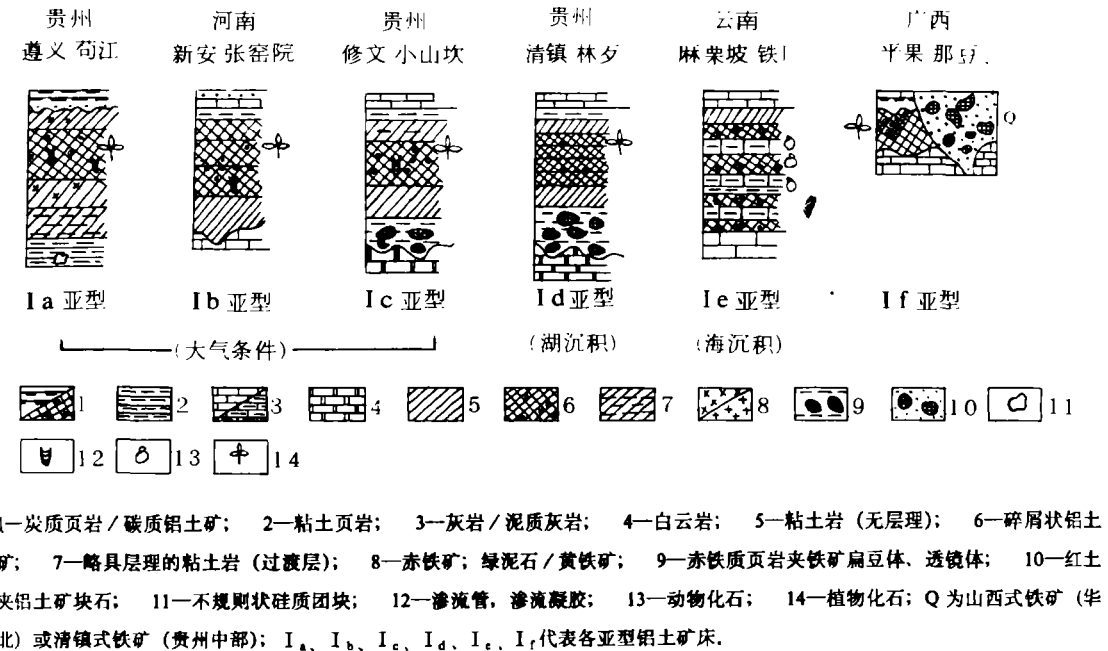


图 2 我国古风化壳型铝土矿床成矿地质特征模式图
Fig.2 The geological Characteristics and mineralogetic models of the palaeoresiduum bauxite deposit type in China

二 我国铝土矿床红土化风化壳形成的机制问题

我国各类型、亚型铝土矿床共同的特点是矿物组成、矿石结构、构造大同小异, 都是红土化风化壳铝土物质组成。所谓红土化就是风化作用, 风化壳是风化作用的产物。风化壳物质有一定的矿物组合, 有相同的结构、构造, 如豆、鲕、结核、碎屑、管状等。古风化壳型和红土型铝土矿床的就位机制也相同, 都是原地风化残积、堆积, 或异地堆积 (湖海沉积) 的。

1、我国主要铝土矿成矿时风化作用的性质

许多资料证实我国古风化壳型及红土型铝土矿床, 甚至于红土 (红壤) 都是红土化风化壳铝土物质, 是含铝岩石红土化以后残留的风化壳物质演变改造而来的 (指铝土矿)。我国主要铝土

矿床成矿时的风化作用除有物理风化作用以外,主要是化学风化作用形成的,因为这些铝土矿床的主要产区的古地磁位置都在赤道附近。例如贵州早石炭世铝土矿床古地磁是北纬 8.2 度(贵州省地矿局科研所, 1986), 河南晚石炭世铝土矿床的古地磁是南纬 21 度(河南省地矿局科研所, 1985), 都位于热带或热带附近。据俞震豫(1986)的意见, 热带主要是发生化学风化作用, 温带主要发生生物化学风化作用。化学风化作用要求的气候条件是天气炎热, 雨量充沛, 蒸发速度缓慢, 排泄条件良好, 这是国内、外铝土矿地质工作者比较统一的意见。

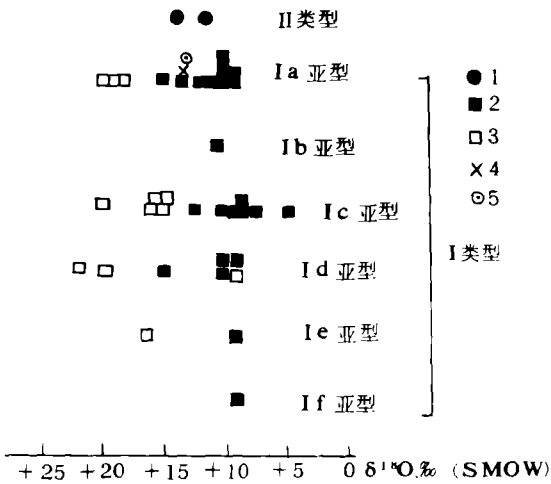
2. 风化壳的矿物组合及其红土化机制问题

风化壳的矿物组合主要是: 铝土矿物、粘土矿物、氧化铁矿物, 包括成岩后生作用形成的铝硅酸铁、硫化铁等含铁矿及重矿物(包括微量含钛矿物)。唯其不同之处是红土中粘土矿物多些, 铝土矿物少一些或很少。这是风化作用的强度问题, 是风化作用还不彻底的表现。据 Ida Valetton (1972); Bardossy .G. (1982); Dominique, L. Butty, (1984) 等的意见, 风化作用越彻底, 由粘土矿物转化为铝土矿物越多。为什么含铝岩石会有上述的主要矿物组合呢? 众所周知, 一般岩石中主要是 Al、Si、Fe、Ti、(微量)、以及易溶的 Ca、Mg、K、Na 等碱性元素的化合物组成。Ca、Mg、K、Na 等极易溶解淋失的, Ti、Al、Fe 较难溶解淋失, 特别是 Ti 是最难溶解迁移, 铝比铁也较难溶解迁移 (Ida Valetton, 1972)。结晶颗粒粗的石英比细颗粒石英难溶解, 石英颗粒越细小特别是胶状玉髓最易溶解淋失。它们 (SiO_2) 一部分溶解成离子状态, 即成为 $\text{Si}(\text{OH})_4$ 溶液随地下水或地表水淋失; 另一部分 SiO_2 则成凝胶遗留下来(曹荣龙等, 1980), 陈福(1983)通过实验认为 SiO_2 在 $\text{pH}=9$ 时既可开始成结晶状态, 也可开始成 $\text{Si}(\text{OH})_4$ 溶液状态, $\text{pH}=7$ 时结晶状态最多, $\text{pH}=10$ 时成 $\text{Si}(\text{OH})_4$ 溶液最多。氧化铝在强酸 ($\text{pH}<3.75$)、强碱 ($\text{pH}>10$) 才溶解成 Al^{3+} 离子或 AlO_2^- 离子的溶液迁移, 一般酸碱度介质条件下只能形成 $\text{AlOOH}+\text{aq}$ 凝胶, 不易迁移 (Roach, G.I.D., and Clever, I.Q., 1982)。铁也是较难溶解迁移的, 特别是氧化条件下的三价铁较难溶解成离子迁移 (Henry, Lepp, 1977)。为此, 上述一些不易溶解淋失的物质如钛、铝、铁及一部分硅形成的氧化硅凝胶等在适合的物化条件下常易组成新的粘土矿物、铝土矿物、氧化铁矿物。钛则形成不同形态的重矿物混入物组成风化壳物质。据李庆逵(1983)报道, 我国红壤(是铝土矿形成过程的初级阶段)中粘土矿物以高岭石为主, 一些地区高岭石、水云母亦多, 其余粘土矿物成分取决于母岩的矿物组成。我国红土中铝土矿物最主要的是三水铝石, 部分地区有少量的勃姆矿。其余则为氧化铁矿物及重矿物, 都是风化作用形成的矿物或残留矿物。

我国古风化壳型(I型)红土型铝土矿床(II型)中铝土矿物、粘土矿物的 $\delta^{18}\text{O}\%$ 、 δD 值都证实它们是红土化风化作用形成物, 从图 3、图 4 可知它们的同位素值都分布在红土化风化作用形成的区间之内, 且大致相同。

3. 红土化风化壳铝土物质的结构、构造

古风化壳型、红土型, 甚至红土的结构、构造都相同, 皆由大气条件下由风化作用形成, 如豆、鲕、结核(结石)、碎屑等风化壳物质, I_a 、 I_b 、 I_c 三个亚型及 II 型铝土矿床的碎屑矿石中的渗流管(图版 I, 4), 常被人误认为是藻叠层石(孟祥化等, 1987; 刘克云, 1986), 实际这是大气条件下地表渗流带(又叫氧化改造带)常见的现象, 是地下水潜水面以上渗流水中铝土物质(包括少量粘土物质)因红土化时气候冷热、干湿不同, 而在管状空隙中向下渗透沉淀下来的铝土物质凝胶状的黑白相间层纹, 白色为一水硬铝石(主要), 少量高岭石, 黑色为氧化铁物质。因此所有凝胶状层纹均作新月形, 凸出部分向下, 渗流管上大小, 向下封闭, 向上开扩,



- 1、三水铝石 2、一水硬铝石 3、高岭石
- 4、勃姆矿 5、水云母

图3 我国铝土矿床中铝土矿物、粘土矿物氧同位素组成
Fig.3 Constituent of Oxygen isotope in alumina mineral and clay mineral in bauxite deposit in China

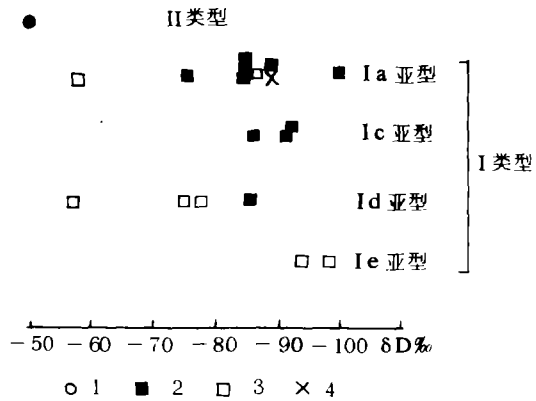


图4 我国铝土矿床中铝土矿物、粘土矿物氢同位素组成
Fig.4 Constituent of Hydrogen isotope in alumina mineral and clay mineral in bauxite deposit in China

无一例外。管状空隙可能是植物根茎腐烂以后遗留下来的。张月恒等 (1987)^①的文章对此问题讨论甚细，兹不赘。渗流管是红土风化壳铝土物质就位以后，继续红土化的结果，可以作为铝土矿就位以后的是否被水体淹没的标志。

豆、鲕状矿石及结核状矿石，过去铝土矿床地质工作者常籍以作为是海域或湖域水体中沉积的自生结构，而且一些沉积岩石学家还认为是水体中有一定能量的产物，因而将其作为我国铝土矿床是水体中沉积的矿床的特征。但它们是否水体中沉积的自生结构呢？

所有各类型铝土矿床的矿石豆、鲕的特点是核心无“陆源碎屑颗粒”（图版中 I，1，2）。这些豆、鲕酷似 Tadenz pergt (1983) 描述的渗流带的“包粒”。豆、鲕的核心和环带都由铝土矿物、粘土矿物（高岭石）组成。豆、鲕中有干缩裂纹（图版 I，1），裂纹不穿过豆鲕外壳而进入基质，有时鲕中还有微型鲕（图版 I，1）。这是大气条件下红土化形成的特征（张月恒等，1987），水体中形成的豆、鲕绝无此种现象。豆、鲕外壳常有氧化铁包壳（图版 I，1，2），这也是大气条件下红土化形成的特征，我国古风化壳型铝土矿床及国外红土型铝土矿床（图版 I，2）豆鲕表面，均极普遍，而水体中形成的豆、鲕亦无这种现象。

红土中也有豆、鲕、管状（渗流管），例如西非洲尼日利亚的沙马罗结壳砖红壤（红土）剖面及印度马拉巴砖红壤剖面都有这些结构（俞震豫，1986）^②我国各类型、亚型铝土矿床的豆、鲕状矿石组成矿物，都是一水铝硬石，高岭石（经 X 光粉晶分析确定）组成，西南、华北、华

①张月恒，廖士范，1987. 初论我国铝土矿石结构，构造特征及其红土化风化壳形成机制，1987 年我国沉积学现状及发展
②俞震豫，1986.《红壤发育及其鉴定和分类》，浙江大学土化系。

中、华东、西北、东北各地铝土矿床的豆鲕状矿石均如此。组成豆、鲕铝土矿石的矿物的稳定氧、氢同位素资料证实都是风化作用形成的。

贵州修文小山坝 I_a 亚型铝土矿床豆、鲕状矿石中一水硬铝石 (占 70—80%), $\delta^{18}\text{O}\%$ (SMOW) 值是 +11.38—+12.07; 高岭石 (占 10—20%) 的 $\delta^{18}\text{O}\%$ (SMOW) 值是 +15.30—+16.04 (图 3), $\delta\text{D}\%$ 值是 -60—78 (图 4)。贵州遵义 I_a 亚型铝土矿床的豆、鲕状矿石主要也是一水硬铝石 (占 70—80%), $\delta^{18}\text{O}\%$ (SMOW) 值是 +9.4。这些值都证实为风化作用形成物。国外古风化壳型 (喀斯特型) 及红土型铝土矿床的豆、鲕状矿石中勃姆矿、三水铝石的 $\delta^{18}\text{O}\%$ 值都显示为风化作用形成物。例如匈牙利甘特喀斯特型 (古风化壳型) 铝土矿床多孔豆、鲕状矿石中勃姆矿 $\delta^{18}\text{O}\%$ (SMOW) 值是 +6.4, 碎屑豆状铝土矿石中勃姆矿 $\delta^{18}\text{O}\%$ 值是 +10.8; 澳大利亚 Darling Range 红土型铝土矿床的豆、鲕状矿石中三水铝石, $\delta^{18}\text{O}\%$ 值是 +17, +5.4; Gove 红土型铝土矿床豆、鲕状矿石中三水铝石 $\delta^{18}\text{O}\%$ 值是 +7.2, +8.2; 莫斯—维利红土型铝土矿床豆、鲕状矿石中三水铝石 $\delta^{18}\text{O}\%$ 值是 +6.1, +10.8, +10.7 (鲍尔谢夫斯基, 1976)。从以上国内、外不同类型、亚型铝土矿床的豆、鲕状矿石矿物的氧、氢同位素分析结果来看都大致相同, 证实这些矿物为风化作用形成, 不是海域、湖域水体中沉积物。

铝土矿床中常有结石, 山东淄博地区的 A 层矿 (I_a 亚型) 及 G 层矿 (I_a 亚型), 贵州修文 I_a 亚型铝土矿床的结核状铝土矿石, 直径 20~30cm, 呈圆球状, 表面光滑。贵州修文铝土矿床中结石状矿石, 核心为高岭石。海南岛蓬莱红土型铝土矿床中结石状矿石 (图版 I, 3), 也具圆球状, 直径 20—30cm, 具多层同心环带, 其核心有时还可见到未彻底风化的玄武岩或半风化玄武岩残留物。福建漳浦红土型铝土矿床中常可见到类似结核的“球状风化物”, 实际是一种较大的结核体, 也呈圆形, 直径 0.4—0.5m, 环带很多, 核心有时也有未完全风化的玄武岩残留物。海南岛、福建漳浦的红土型铝土矿床都是由玄武岩风化来的。云南麻栗坡、西畴古风化壳异地沉积亚型 (I_a 亚型) 铝土矿床的矿石转石, 贵州遵义后槽古风化壳原地残积亚型 (I_a 亚型) 铝土矿床的矿石转石, 外形虽具棱角, 但风化后都是同心圆环带 (图版 I, 5)。由环带的内层向外层颜色由深到浅 (红色), 其原因主要是内部二价铁的绿泥石多一些, 外部环带三价铁的针铁矿为主。据廖书正 X 光粉晶分析的结果, 认为该转石的环带由核心到外壳绿泥石依次减少。这些现象可能是受风化作用的程度不同引起的。据报道云南的南东中南, 白显锰矿床露头部分常可见到风化作用形成的豆、鲕 (云南省地矿局第二地质大队, 1987 年资料, Doniel Nahon, 1980) 认为铁质鲕的形成机制是红土化风化作用。铝与铁、锰的地球化学行为约略相同, 铝土矿的豆、鲕是否也可以是红土化风化作用形成的呢? 古风化壳型铝土矿床中豆、鲕、结核与红土型铝土矿床中豆、鲕、结核相同; 保存完整, 是否都是风化作用形成的呢?

4. 铝土矿床的就位机制问题

(1) 红土型铝土矿床就位制的特点 国内、外红土型铝土矿床都有原地残积型及异地堆积型, 前者有人称它为高地型或高原型; 后者有人称它为低地型或谷地型。原地残积型铝土矿床与母岩之间都有过渡层, 这种现象极为普遍, 许多人称它为“槽石层” (Saprolite) (Sam, H. patterson, et al., 1986), 我国福建漳浦红土型铝土矿床这种现象很清楚。这充分证明铝土矿床是下伏基岩 (母岩) 风化而来。

(2) 古风化壳型铝土矿床就位机制的特点

古风化壳型与红土型铝土矿床的就位机制, 形成环境都是相同的, 60% 是在大气条件下原地残积、堆积或异地堆积的, 40% 是异地沉积 (湖海沉积) 的。所不同的是红土型铝土矿床上

覆无较新的地层所覆盖,古风化壳型铝土矿床上覆有比它时代较新的地层覆盖,所以叫古风化壳型,也可叫古红土型铝土矿床。现在还有不少人认为这种古风化壳铝土矿床全部是水体中机械碎屑沉积的铝土矿床,苏联至今认为仍称它是“沉积型”铝土矿床。古风化壳型铝土矿床为什么 I_a 、 I_b 、 I_c (共占60%亚型)不是水体中沉积的,更非机械碎屑沉积的呢?讨论如下:

① I_a 、 I_b 、 I_c 三个亚型矿层中无水体中沉积的结构、构造,矿层呈块状,无层理,矿层厚2—3m。矿石中有渗流管(图版I,4)证实铝土矿床就位以后继续红土化,当时无水体淹没。矿石均由碎屑、豆鲕、结石等红土化风化壳物质组成,大小不等,互相混杂,无水体和机械碎屑分选现象,豆鲕也无沉积时能呈大小位置的选择现象。矿石中无海相动物化石,镜下也未见动物化石碎屑。矿石中无海相自生矿物。矿石有土状、半土状、致密状之分,土状、半土状均是矿石中粘土矿物的 SiO_2 淋失所致。是渗流带及潜流带中地下水活动的结果,深部地下水停滞带矿石即无土状、半土状结构了。这在河南偃师、山西孝义宜兴煤矿600—700m深孔中均证实如此。这种土状矿石品位最富,孔隙率也最多,贵州修文小山坝作者1957年曾测定其土状矿石孔隙率达17.73%,半土矿矿石品位、孔隙率次之,致密状矿石最次,小山坝测定其孔隙率仅2.6%。上述现象在其它 I_a 、 I_b 、 I_c 矿床及 I_d 、 I_e 等亚型铝土矿床中均有上述现象。作者认为土状、半土状铝土矿石结构,以定名为淋失结构为宜。因为据作者委托陈履安试验结果,及陈福等(1984)资料,只要排泄条件良好,气化环境或还原环境,在合宜的pH值(<5 或 >9)铝土矿石中粘土矿物的 SiO_2 均可溶解或 $Si(OH)_4$ 溶液流失,淋失以后,遗留孔隙,形成土状、半土状。

② 铝硅酸盐岩古风化壳原地残积典型(I_a 亚型)铝土矿床,在黔北、川东南、川西南、湘西、鄂西等地含铝岩组与下伏基岩(母岩)之间均可看到连续过渡现象,有清楚的过渡层(图2)这与全球红土型铝土矿床相同,国外许多人命名为“槽石”层(Saprolite)(Sam, H. Patterson, 1986)。红土与母岩之间也有“槽石”层(俞震豫, 1986)。 I_a 亚型铝土矿床是由下伏已被风化剥蚀的基岩原地风化残积的,由下伏有层理、产海相动物化石(如腕足类)的沉积粘土页岩层,向上逐步变为无层理的,有碎屑、豆鲕的铝土质粘土岩, Al_2O_3 、 TiO_2 向上逐步加多,向下减少; SiO_2 向上减少,向下加多。^{②③}

③ I_d 亚型系异地湖沉积, I_e 亚型系异地海沉积。两者的矿层均显层理,矿石均由碎屑(包括砾屑、砂屑)、豆鲕、结石等红土化风化壳铝土物质组成。除少数有定向排列外,一般均大小混杂,分选不好,也有土状、半土状等淋失结构。

I_d 亚型为什么是异地湖沉积呢?因矿层略具层理,有层纹、砾屑、砂屑铝土矿石偶具定向排列,有水体沉积现象;矿层中人炭质粘土岩、河南巩县矿石中植物化石甚多,贵州清镇林歹矿石偶尔也有植物化石。另外 I_e 亚型及 I_d 亚型下部均有湖相沉积的山西式铁矿或清镇式铁矿,这些湖相沉积铁矿,是由扁豆状赤铁矿或菱铁矿组成,菱铁矿石的 $\delta^{13}C\%$ (PDB)为 -2.84 — 7.22 , $\delta^{18}O\%$ (SMOW)为 $+18.53$ — $+21.23$,证实属淡水沉积。因此 I_e 亚型及 I_d 亚型均系他处搬来的红土化风化壳铝土物质异地堆积或沉积的。前者(I_e 亚型)是异地堆积在已干涸的湖区,后者(I_d 亚型)是异地沉积在尚有湖水的湖域中,因而尚保留层理;“见不到渗流管;有层纹构造;砾屑、砂屑有时尚有定向排列。 I_e 亚型因堆积时已无湖水,故矿石中有渗流管,矿层的层理被红土化破坏。 I_e 及 I_d 分布在黔中及华北地区同一湖域,何处已干涸,何处还有湖

②梁同荣,廖士范,1987.论黔北铝土矿的成矿地质条件、机制,1987年全国沉积学现状及其发展学术讨论会文献;《沉积学报》待刊资料;

③廖莉萍,1988.试论川黔边境古风化壳原地残积铝土矿床有关问题,《贵州地质》,1988年第3期。

水, 目前尚难区别出来。故图 1, 这两个亚型的矿床均分布在同一个湖区。

I_a 亚型铝土矿层层理更清楚 (图版 I, 6)。云南麻栗坡为例, 该处矿层中还有交错层 (图版 I, 7), 共由 3—4 矿层组成, 每一矿层厚 1—3m, 由薄层状 (单层厚 0.2—0.3m) 铝土矿组成。矿层为泥质灰岩及粘土页岩 1—3m 隔开 (图 2)。矿层及泥质灰岩中产海相腕足; 矿石中有海水中自生矿物碳酸盐类矿物, 如方解石等, 为此麻栗坡 I_a 亚型是海水沉积无疑。辽宁、山东、陕西等地 A 层、B 层矿均夹于海相 (?) 砂岩之中, 也可能是海水沉积。

④ 电镜下发现河南巩县小关竹林沟 (I_a 亚型) 及其它一些地区一水硬铝石块体表面有大气条件下迁移的擦痕 (廖士范, 1986), 这些都是大气条件下迁移时经常可以见到的现象, 而水体中迁移无此现象, 是异地迁移来的红土化风化壳铝土物质在湖域沉积的标志。

收稿日期 1987 年 11 月 23 日

参考文献

- (1) 廖士范, 1986, 沉积学报, 4 卷 1 期, 1—4 页
- (2) 廖士范, 1959, 地质月刊, 4 期
- (3) Г.И.布申斯基, 1975, 铝土矿地质, 王恩孚等译, 地质出版社
- (4) 李庆远, 1983, 中国红壤, 科学出版社
- (5) 吴国炎, 1987, 地质与勘探, 10 期, 14—21 页
- (6) 曹荣龙, 1980, 成矿与成岩实验, p.143, 地质出版社
- (7) 陈福, 朱笑青, 1984, 地球化学, 第 4 期, 341—349 页

DISCUSSION ON THE PROBLEMS OF BAUXITE DEPOSITS AND THEIR LATERITIC RESIDUUM AS MECHANISM FOR THE MINEROGENESE OF BAUXITE IN CHINA

Liao Shifan

(Geological Bureau of Guizhou)

Liang Tongrong

(Geological Institute of Geological Bureau of Guizhou)

Zhang Yucheng

(Geological laboratory of Geological Bureau of Guizhou)

Abstract

1. The bauxite deposits in China can be divided into palaeoresidium bauxite deposits type (type I) and laterite deposits type (type II). The former can be divided into six subtypes: I_a, alumina silicates rock palaeoresidium autochthonous residue bauxite deposit subtype; I_b, carbonates rock palaeoresidium autochthonous accumulated bauxite deposit subtype; I_c, the one of carbonate rock palaeoresidium allogenicly accumulate; I_d, the one of carbonate rock palaeoresidium allogenicly sedimentary (lacustrine); I_e, the one of palaeoresidium allogenicly sedimentary (marine); I_f, the one of carbonates

rock palaeoresidium autochthonous accumulate (or sedimented) —the one of modern karst accumulate.

2. The minerals association of palaeoresidium bauxite deposit and laterite bauxite deposit of China are all the same, they are: alumina mineral+clay mineral+iron mineral+a small quantity titanite mineral and heavy mineral. The alumina mineral in type II is gibbsite, and in type I is diaspore, because the type I was produced in palaeozoic, and was dehydrated easy.

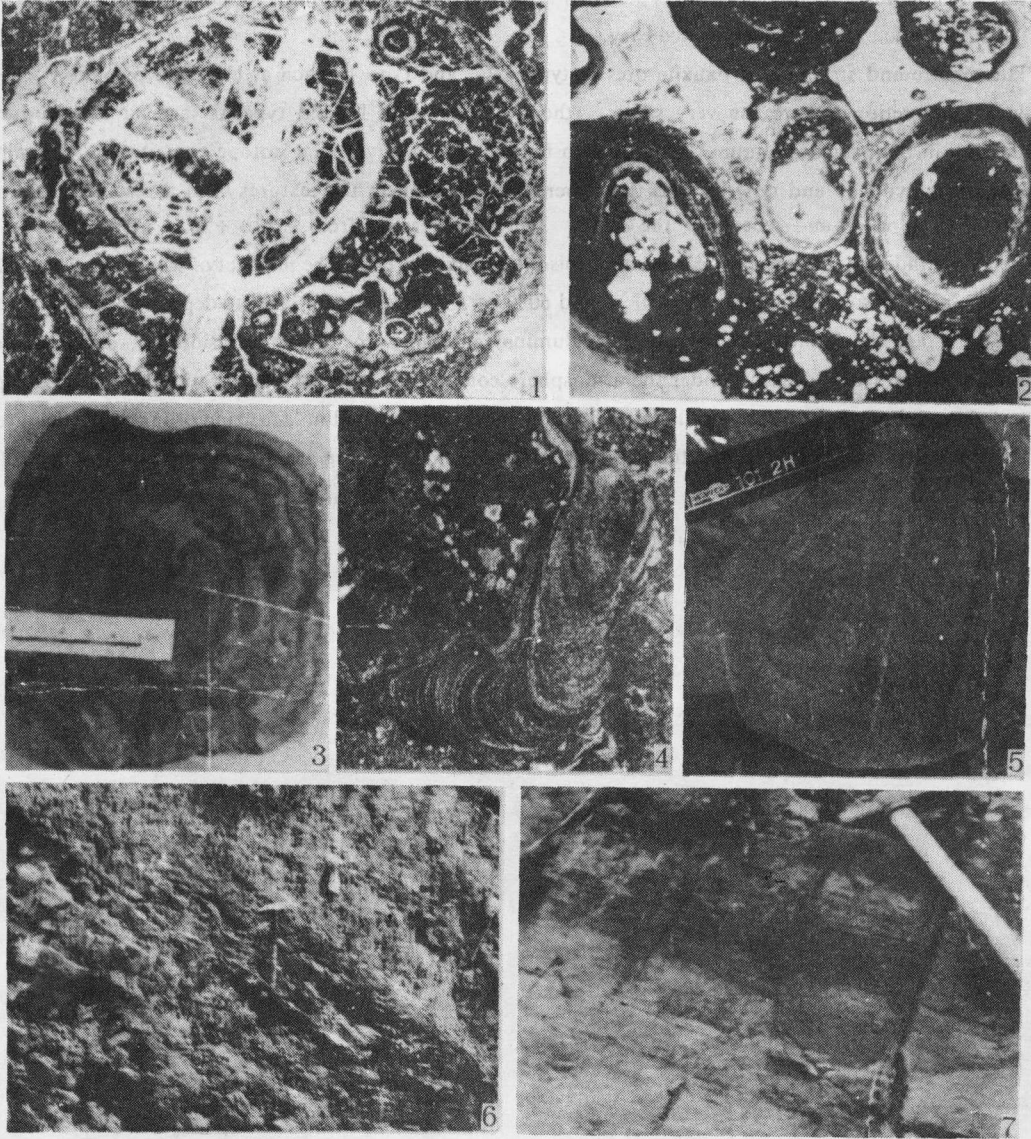
The texture and structure of bauxite ores in type I, and type II such as clastic, pisolitic, oolitic, nodules (concretions) are the very same, therefore the type I and type II are all the product of lateritization in the palaeoresidium. According to the oxygen and hydrogen isotope constitute of the mineral composition in type I and type II and the mineral composition in the textures such as clastic, oolitic, pisolitic of the type I and type II, the $\delta^{18}\text{O}\%$ (SMOW) range from +5 to +20, $\delta\text{D}\%$ from -50 to -100. The data indicate that the clastic, oolitic, pisolitic bauxite ores are the product of weathering as well.

3. The laterite bauxite deposit (type II) and 60% of palaeoresidium bauxite deposit such as subtype I_a, I_b, I_c are the lateritization weathering alumina material autochthonous residue, accumulated or allogenicly accumulated occurred under the atmosphere condition, 40% of palaeoresidium bauxite deposit such as subtype I_d, I_e is the aluminous materials allogenicly sedimented in lacustrine or marine which are the product of lateritization. Subtype I_f is the karst accumulated under modern atmosphere condition which is from the subtype I_b or I_d.

Liao Shifan

Minerogenete of Bauxite in China

图版 I



1. 古风化壳型铝土矿的状矿石, 具干裂纹, 外面有氧化铁包壳(黑色)核心与环带为一水硬铝石、高岭石, 贵州正安木子坳, Ia型, $(-)\times 24$ 2. 红土型铝土矿, 瓣状结构, 核心与环带为三水铝石集合体(白色), 少量高岭石, 外面有氧化铁包壳(黑色), 澳大利亚Darling range, $(-)\times 24$ 3. 红土型铝土矿床, 结核状矿石, 核心和环带为三水铝石, 少量高岭石, 海南蓬莱 4. 渗流管, 穿插在碎屑中, 贵州遵义团溪, $(-)\times 25$ 5. Ie型转石, 风化后具环带, 云南西畴卖酒坪 6. Ie型, 第三层矿(V_3), 薄层状, 云南麻栗坡铁厂 7. Ie型, 第三层矿(V_3)中交错层, 云南麻栗坡铁厂