

我国铝土矿成因及矿层沉积过程

廖士范

(贵州省地质矿产局, 贵阳)

前 言

我国铝土矿床按最近作者等(1984¹⁾, 1985²⁾)的意见主要的是风化壳沉积型(I型), 占我国铝土矿石储量98.83%, 其次是红土型(II型), 占我国矿石储量1.17%。前者又分三个亚型即I₁修文式——碳酸盐古风化壳沉积亚型, 占I型矿石储量83.2%, 分布在山西、贵州、河南、四川、山东、河北、陕西、辽宁、江西、新疆等省(区); I₂苹果式——碳酸盐古风化壳沉积——近代喀斯特堆积亚型, 占I型矿石储量13.04%, 分布在广西、云南等省(区); I₃乐山式——硅酸盐古风化壳沉积型, 分布在四川、贵州北部、湖北、湖南等省。红土型(II型)分布在福建、广东。是第三纪到第四纪玄武岩在近代气候条件下风化作用形成的三水铝石矿床。其成因已得到我国铝土矿床地质工作者的公认, 与国外的意见也一致, 本文不再讨论。但是我国对于古风化壳沉积型铝土矿床的矿物成因矿层沉积过程尚存在不同的意见, 值得探讨。我国铝土矿床地质工作者一般都认为是胶体化学沉积的, 很少例外。国外则认为是机械碎屑沉积的(Ida Valetton, 1972; G. Bardossy, 1978, 1982)笔者认为铝土矿物是风化作用形成的。矿层中粘土矿物多为风化作用形成的陆源碎屑物, 矿层顶板、底板岩石中粘土矿物则为水体中沉积的自生矿物。矿床沉积过程是“陆生、水成, 表生富集”的矿床, 不完全是机械碎屑沉积的, 兹讨论如下。

矿 物 成 因

1. 氧同位素测试结果 我国古风化壳沉积型土矿物主要是一水硬铝石, 笔者对我国一些主要产区如山西、贵州、河南、广西的铝土矿采样作了一水硬铝石及矿床中粘土矿物, 以及福建红土型三水铝石等的氧同位素分析, 其结果见表1。

从表1可知我国古风化壳沉积型铝土矿床主要矿物一水硬铝石的 $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (SMOW) 值是+5—+10.9, 平均是+9.2, 与国外类似我国古风化壳沉积型矿床的一水硬铝石, 勃姆矿的 $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (SMOW) 值平均是+10.6 (IO.A. 鲍尔谢夫斯基等, 1976) 差不多。

1) 廖士范、梁同荣、章伯盛、张月恒, 1984, 《中国矿床》“中国铝土矿床”初稿。

2) 廖士范、梁同荣、张月恒, 1985, “中国铝土矿床类型及主要铝土矿床地质特征及沉积模式”, 全国岩相古地理学术讨论会文献。

表1 我国铝土矿床矿物 $\delta^{18}\text{O}\%$ (SMOW) 及成因解释Table 1 $\delta^{18}\text{O}\%$ (SMOW) of the minerals in bauxite ore deposits in China and the interpretation of its genesis

样号	采样地点	矿床类型、层位	矿物	$\delta^{18}\text{O}\%$ (SMOW)	成因解释
83漳-2	福建漳浦	红土型	冰铝石	+12.5	第三纪到第四纪玄武岩近代风化作用形成
83漳-5	同上	同上	同上	+14.1	同上
81j 488	贵州修文小山坝、东露天采场	I型、I ₁ 亚型 矿层顶板铝土质粘土岩	高岭石	+20.5	证实为海水中自生矿物,胶体化学沉积;结晶度指数1.28(表2),结晶完好,也证实为水体中自生矿物
81j 409	同上	I型、I ₁ 亚型, 铝土矿层	水硬铝石	+8.9	风化作用形成物,大气条件下堆集,堆集后又受地下水、地表水同位素交换
83小	同上	同上	同上	+5.0	同上,表生改造更强烈
83川5	四川、南川县大佛岩剖面上部	I型、I ₁ 亚型 铝土矿层上部 (P ₁)	高岭石	+18.7	海水中自生矿物,胶体化学沉积
83川7	同上	I型、I ₁ 亚型 铝土矿层	一水硬 铝石	+10.9	风化作用形成物,大气条件堆集,堆集后又受地下水,地表水同位素交换
83川4	同上 剖面下部	I型、I ₁ 亚型 (C ₁)粘土岩	水云母	+13.3	同上
83孝08	山西孝义县克俄南采场	I型、I ₁ 亚型 矿层顶板高岭石 粘土岩	高岭石	+18.1	海水中自生矿物,胶体化学沉积,结晶度指数0.92(表2),结晶良好,完整无缺
83孝03	同上	I型、I ₁ 亚型 矿层	地开石	+16.8	接近湖相沉积同位素值,根据此地具体情况,可能仍为海相沉积,曾受地表水,地下水影响
83孝06	同上	同上	一水硬 铝石	+7.9	风化作用形成,大气条件下堆集,又受地下水、地表水同位素交换
83平7	广西,平果县那豆	I型、I ₁ 亚型 层状矿	一水硬 铝石	+12.5	风化作用形成,略受地下水,地表水影响
83平3	同上	I ₂ 亚型,堆积 矿石	一水硬 铝石	+9.6	风化作用形成,受地表水同位素交换,改造较强烈
83平2	同上	平果式(I ₂) 红土中	三水铝石	+15.8	近代风化作用形成

续表 1

样 号	采样地点	矿床类型、层位	矿 物	$\delta^{18}O\%$ (SMOW)	成 因 解 释
83豫10	河南巩县 竹林沟	I型, I ₁ 亚型 矿层上部粘土岩	水云母	+15.7	风化作用形成
83豫8	同 上	I型, I ₂ 亚型 矿层	一水硬 铝 石	+10.1	风化作用形成, 受地下水, 地表水同位 素交换

注: 氧同位素分析单位: 地矿部宜昌地矿研究所, 1984年测定; 单矿物分离: 长春地质学院岩矿系, 1983年分离。

IO.A. 鲍尔谢夫斯基统计世界铝土矿物包括红土型三水铝石、古风化壳沉积型一水硬铝石、勃姆矿及各种大地构造条件的铝土矿物的 $\delta^{18}O\%$ 值以后认为都有“红土性质”, 即风化作用形成的成因意见一致。这个值也与我国福建红土型铝土矿床的三水铝石的 $\delta^{18}O\%$ (SMOW) 值平均 +13.3 也很接近, 都证实是风化作用形成的。只是由于我国古风化壳沉积型铝土矿床地质时代较老都是古生代的, 而且略有变质, 均可引起同位素交换、分馏、致使其值略低。国外欧洲地中海地区, 北美、牙买加等主要产本类型铝土矿地区都属中生代。苏联一些地区、美国东南部虽然也有古生代的铝土矿, 但上覆地层不厚, 铝土矿很少变质, 因而其值较高。另外从表 1 可知我国古风化壳沉积型铝土矿床的铝土矿层中粘土矿物, 多为 $< +16$ 或 $+17$ 的风化作用形成物, 矿层顶板粘土矿物则主要为海水中自生矿物。这个数据也可解决我国山西、河南、贵州、四川对这种铝土矿床是海相还是湖相沉积, 这个长期争论的问题提供重要资料。据报导美国 CWRU 海湾海水中自生粘土矿物的 $\delta^{18}O\%$ (SMOW) 值是 $+18 - +20$, 美国密西西比河的河水 (淡水) 自生粘土矿物的 $\delta^{18}O\%$ (SMOW) 值是 $+16 - +18$ (叶学文, S.M. Savin, 1977) 与其对比我国山西、河南、贵州、四川古风化壳沉积型矿床矿层顶板都是海相沉积, 矿层中也有 $< +16$ 或 $< +17$ 的则应是风化作用形成的陆源碎屑物。这个 $\delta^{18}O\%$ 值对我国古风化壳沉积型矿床的铝土矿物的 $\delta^{18}O\%$ 值平均是 $+9.2$ 相比相差将近一倍, 为此足证我国古风化壳沉积型铝土矿床的铝土矿物应是风化作用形成的, 不是胶体化学沉积的自生矿物。

2. 高岭石的结晶度指数 我国古风化壳沉积型铝土矿床的高岭石用 X 光衍射分析其结晶度指数结果见表 2。

从表 2 可知结晶度指数大于 0.9 的数值为结晶完好的高岭石, 有几个同一样品的 $\delta^{18}O\%$ 测定验证其为海水自生矿物无误。它们均赋存在矿层顶板粘土岩中, 可知矿层顶板粘土岩为海水胶体化学沉积物。矿层之中则多为小于 0.9 的结晶不完好的高岭石。这种高岭石结晶度指数为小于 0.9 的数值, 大小不一, 不像是变质作用引起的, 变质作用引起变低的数值较均一、稳定; 另外这种结晶度指数小于 0.9 的高岭石多赋存于矿层之中, 矿层中的铝土矿物及少数粘土矿物都已用 $\delta^{18}O\%$ 值证实为风化作用形成的陆源碎屑物。为此这种高岭石的结晶度指数小于 0.9 以下的数值可作为风化作用形成的参考数

表2 中国古风化壳沉积型铝土矿床高岭石X光衍射分析结晶度指数
Table 2 Crystallinity exponents of the x-ray diffractational analysis of Kaolinite in bauxite ore-deposits of paleo-weathering crust in China

样号	采样地点	层位	结晶度指数	成因解释
81街 488	贵州修文县小山 坝东露天采场	I ₁ ⁺ 亚型, 矿层顶 板铝土质粘土岩	1.23	结晶完好, 海水中自生矿物, $\delta^{18}\text{O}\%$ (SMOW) 值为+20.5(表1), 也证实为海水中自生矿物
82街291	同上	同上	1.22	结晶完好, 海水中自生矿物
83川5	四川, 南川县大 佛岩剖面上部	P ₁ 矿层上部铝土 质粘土岩	0.99	结晶完好, 海水中自生矿物, $\delta^{18}\text{O}\%$ (SMOW) 值+18.1(表1)证实也为海水自生矿物
83川6	同上	P ₁ 矿层, 半土状 铝土矿石	0.55	晶体不完整, 为风化作用形成, 在大气条件下 迁移破损
83川7	同上	同上	0.54	同上
83川8	同上	同上	0.77	同上
83川11	同上	P ₁ 矿层, 半土状 矿石夹豆状矿石	0.45	同上
83孝01	山西孝义县克 俄南采场0122 台阶	矿层土状 矿石	1.43	结晶完好, 海水自生矿物
83孝02	同上	矿层豆瓣状矿石	0.87	晶体欠完整, 可能为风化作用形成, 可能在大气 条件迁移破损
83孝03	同上	矿层, 土状矿石	0.89	同上
83孝04	同上	矿层, 致密状矿石	0.77	同上
83孝06	同上	矿层以上顶板 致密粘土岩	0.69	同上
83孝07	同上	矿层, 瓣状矿石	1.12	结晶完好, 海水中自生矿物
83孝08	同上	矿层顶板高岭 石粘土岩	0.92	同上

注: X光衍射分析单位, 云南省地矿局实验室。

据。

3. 水云母的结晶度指数 根据盛章琪(1985)¹⁾对贵州猫场铝土矿采样13件作水

1) 盛章琪, 1985, 贵州猫场岩溶型铝土矿粘土矿物的演化特征及岩石结构的成因环境, 全国岩相古地理学术讨论会文献。

云母X光衍射分析以后认为矿层中水云母结晶度指数很低为0.19—0.2。矿层顶板粘土岩中水云母较高为0.36—0.58，矿层底板铁质页岩中水云母也较高为0.42—0.48。矿层顶、底岩石中水云母比矿层中水云母的结晶度指数高出一倍多。其原因与上述高岭石结晶度指数原因差不多，顶板粘土岩中粘土矿物又有 $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ 测定证实为海水自生矿物，因此也可说明矿层中水云母是风化作用形成的，矿层顶、底板岩石中水云母多为水体中自生矿物。

铝氧在自然界不易溶解成溶液迁移

据报道铝氧要强酸 ($\text{pH} < 3$) 或强碱 ($\text{pH} > 10$) 才能将铝氧溶解成溶液迁移，自然界很难有此物、化条件，因此铝氧较难溶解成溶液迁移 (Demann, 1966; Ida Valetton, 1972; G. Bardossy, 1982)，纵然有少量铝氧溶液，也不太可能形成单纯的含水铝氧化合物晶体，一般情况下它易与硅或铁离子结合成硅铝酸盐矿物或铁硅铝酸盐矿物。为此国外不少人相信类似我国古风化壳沉积型铝土矿床是机械碎屑沉积或悬浮物沉积 (Ida Valetton, 1972; G. Bardossy, 1978, 1982; IO. A. 布申斯基, 1975)。

根据以上资料说明矿层中铝土矿物是风化作用形成的陆源碎屑物，粘土矿物多为风化作用形成的陆源碎屑物。矿层顶板粘土岩中高岭石、水云母等主要组成物为水体中沉积物，并为海水中胶体化学沉积的自生矿物。底板铁质页岩中粘土矿物为水体中自生沉积物。

矿层无水体沉积地质特征

我国古风化壳沉积型铝土矿床的铝土矿层厚2—15米，呈厚层块状，无水体中沉积结构构造，例如矿层中无层理、交错层、波痕，干裂等水体中常见的沉积构造，也无水体中常见的动物化石，也很少植物化石。矿石品质富的均呈土状、半土状，品质差的均呈致密状，无一例外。在显微镜下它们均呈颗粒大小不一的次棱角状，次圆状砾屑、砂屑，有迁移磨损。所谓致密状矿石只是碎屑颗粒小一点而已。这些大小不一的碎屑虽有搬运迁移现象，但无能量大小选择现象，也无机械碎屑沉积分异现象，无古地理部位的选择现象。矿石中常有鲕状、豆状结构，与正常水体中的鲕、豆结构不同，其核心不是粗粒陆源碎屑，而是与鲕、豆的核心同心圆环带组成物相同，均为铝土矿物、粘土矿物组成。鲕、豆分布也无古地理环境及能量大小的选择现象。这种鲕、豆与我国海南岛红土型铝土矿石的结核一样，或福建红土型铝土矿石的“球状风化”一样，具相同的同心圆环带及核心物质。也与马里共和国粗玄岩风化而成的红土型铝土矿石的鲕、豆完全相同¹⁾，也与印度Chat山脉，澳大利亚Weipa的红土型铝土矿的鲕、豆矿石相同 (G. Bardossy, 1978)，均具相同的同心环带与核心。其成因可能均与我国古风化壳沉积型矿石鲕、豆结构成因相同。并不是水体中沉积的结构。矿层中所夹各种结构构造的矿石、

1) 根据苏贵臣面告的资料及提供的马里共和国红土型铝土矿鲕、豆矿石标本。

岩石扁豆体,其界线均渐变关系。矿层厚度与下伏基岩地貌凹凸或喀斯特化关系明显。矿层下伏基岩如为碳酸盐,其中常有无矿天窗。矿层物质来源与下伏基岩性质密切相关。为此矿层不是水体中沉积的。

矿石中微细结构有大气中 搬运迁移现象

电镜下发现河南巩县小关竹林沟及其他地区一水硬铝石块体表面有在大气中迁移的擦痕。如果是水体中搬运绝无擦痕。贵州道县铁厂坪、四川乐山新华、河南张窑铝土矿石颗粒表面有干裂,这只有鲕粒生成后暴露在大气中才有此现象。这些地区的具体地质条件鲕粒如在水体中生成并无再次上升为陆的现象,因而只有鲕粒形成后与气候一度干热有关。

据此,作者认为铝土矿是在大陆上大气条件中生成的残坡积钙红土层、红土层,以后为海水淹没,才形成原始铝土矿层。由于其中含有较多的粘土矿物,因此品质较差不合工业要求。

矿石有表生富集现象

矿石品质越富,越为土状,孔隙度越大,有些地区(贵州修文)土状达15—20%。矿石中也有许多晶洞,在电镜下晶洞中发现不少结晶良好的勃姆矿或三水铝石。矿石碎屑颗粒之间在显微镜下常见次生高岭石填充物。许多地区潜水面以下一定深度铝土矿石品质差,不含工业要求,仍含有较多的粘土矿物,为原始铝土矿层。为此推测矿层随地层抬升到表生阶段受到地下水、地表水的影响,将粘土矿物中 SiO_2 溶解成 $\text{Si}(\text{OH})_4$ 溶液迁移淋失(Okamoto et al, 1957, G. Bardossy, 1982),一部份硅质仍成凝胶不易迁移。粘土矿物中铝质受地下水、地表水作用后易成 $\text{AlOH} + \text{aq}$ 凝胶不易迁移。在适合的物、化条件下一部分形成铝土矿物,填充在硅质淋失后的孔隙或晶洞中,另一部分与硅质凝胶仍形成粘土矿物填充在孔隙中,如次生高岭石。这时适合工业要求的铝土矿层才算形成。

结 论

根据以上意见,我国古风化壳沉积型铝土矿层应为“陆生、水成,表生富集”的沉积过程,是多阶段、多因素成矿的。

收稿日期 1985年10月22日

参 考 文 献

- [1] Ю. А. 鲍尔谢夫斯基等, 1976, 根据氧同位素数据讨论沉积铝土矿的红土性质,《氧同位素地球化学译文集》, 科学技术文化出版社。
- [2] 叶学文, S. M. Savin, 1977, 泥质沉积物埋藏变质作用的机理: 氧同位素证据,《氧同位素地球

化学译文集》，科学技术文化出版社。

- [3] Г.Н.布申斯基, 1975, 《铝土矿地质学》, 王恩孚、张汉英、祝修怡译, 刘端珊、祁春韶校, 1984, 地质出版社。
- [4] Ida Yalton, 1972, "Bauxite", Development in Soil Science, Vol. 1, Elsevier Publishing Company, Amsterdam, London, New York.
- [5] G. Bardossy, 1982, "Karst Bauxite", Bauxite Deposits on Carbonate Rocks, Published by Akademiai Kiadó Budapest 1982, printed in Hungary.
- [6] G. Bardossy et al., 1978, Scanning Electron Microscope Study of Bauxites of Olag, Ages and Origins, Clays and Clay Minerals, Vol. 26, No. 4, pp.245-262.
- [7] Okamoto et al., 1957, Properties of silica in water, Geochim. Cosmochim. Acta, 12: 123-132.

THE GENESIS OF BAUXITE AND THE SEDIMENTARY PROCESS OF ITS ORE DEPOSIT IN CHINA

Liao Shifan

(Geology and Mineral Resources Bureau, Guizhou)

Abstract

Bauxite in China is mainly palaeoresiduum sedimentary bauxite deposits (98.83% in the total reserve), which is called the karst type abroad. And the lateritic type of bauxite deposits is only 1.17% in the total reserve. In China the genetic mechanism of palaeoresiduum sedimentary bauxite deposits is considered as the colloidal chemical sedimentation by the most mineralogists and it is considered as the sedimentation of mechanical clastics and suspended materials. Based on the research results as followings: 1) The Oxygen Isotope Analysis: the $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ value (SMOW) of the diaspore, which is the main clay mineral in palaeoresiduum sedimentary bauxite deposits, is about +5--+10.9, average +9.2. This value verifies that the diaspore is formed by weathering and the crystallinity index of the clay minerals in the bauxite deposits shows the origin of terrigenous clastic materials as well; 2) No sedimentary traces which are often seen in water sediments, such as bedding, cross bedding, ripple mark and crack, are found in the deposits, and neither are animal fossils; 3) The ores of the palaeoresiduum sedimentary bauxite deposits are all earthy, semiearthy or dense in structure without exception and under microscope their textures are psammitic or gravel-clastic and the shape of the clastic is subround or sub-edge-angular, indicating the sediments to be transported, and no mechanical differential sedimentation has been found, thus they are quite similar to the earthy or semiearthy clastic bauxite ores near palaeoshores or in the central

of sea basins; 4) The striae on the surface of diaspores under scanning electron microscope and the cracks of oolitic grains under microscope indicate the transportation in atmosphere; 5) Pores are well developed in the bauxite ores under scanning electron microscope many microlitic cavities, in which there are secondary diaspores with good crystalinity as well as boehmites and under microscope can be seen secondary kaolinites filled between psammitic grains and gravel-clastic grains, and the ores become poor in quality in a certain depth below ground water, which indicates that SiO_2 has been leached away and alumina is enriched in the epidiagenetic stage; the author thinks that the origin of the palaeoresiduum sedimentary deposits in China is "a terrestrial and hydatogenous deposit with superficial enrichment". The sedimentary process of the ores can be divided into three stages as followings; 1) Alumina-bearing rocks in continent become drift-bed calcium lateritic beds or lateritic beds in bauxite-bearing residuum through weathering; 2) After sea water or lake water covers the eluvial beds, primary bauxite stratum in poor quality is formed during sedimentation; 3) The primary ore bed goes up with the rise of crust and, hence, enters into the superficial stage, upon the action of groundwater or surface water the SiO_2 is leached but alumina enriched, and finally the bauxite deposit with industrial value is formed.