地 质 学 报

1989 年 ACTA GEOLOGICA SINICA 第 2 期

黔川湘鄂早石炭世古风化壳铝土矿床的古地理与成矿条件的研究[*]

廖 士 范

（贵州省地质矿产局，贵阳）

本区早石炭世古风化壳铝土矿床有 $\mathrm{I_a}$，$\mathrm{I_b}$，$\mathrm{I_c}$，$\mathrm{I_d}$ 4 个亚型，均分布在上扬子古陆上。由于湘黔古断裂关系，北侧地壳上升为陆，并被风化剥蚀，残留在风化壳中的铝土物质演变、改造成铝土矿；南侧地壳下降仍为海洋。$\mathrm{I_a}$ 与 $\mathrm{I_b}$ 亚型铝土矿床是古陆上风化壳铝土物质原地残积、堆积而成；$\mathrm{I_c}$ 与 $\mathrm{I_d}$ 亚型铝土矿床是古陆上风化壳中的铝土物质异地迁移堆积或沉积所致。迁移有干迁移及湿迁移，两者均在大气条件下进行。

一、前 言

本区早石炭世铝土矿床分布在黔川湘鄂地区（图 1）。贵州境内铝土矿的地质时代根据大量的孢子组合确定为早石炭世晚期。[1]这个意见在贵州比较统一。但是在川、湘、鄂尚有不同的意见。最近笔者经研究后认为川、湘、鄂的铝土矿床与贵州北部的铝土矿情况相同，地质时代也相同，同属早石炭世晚期[2]。黔中铝土矿早已确定为九架炉组[3]。黔北、川、湘、鄂铝土矿时代虽与黔中铝土矿时代相同，但不能称九架炉组，因为两者铝土矿形成机制、上覆地层不同、下伏地层也不完全相同，笔者建议定名为苟江组为宜。本区铝土矿属古风化壳型铝土矿床，在本区分布的有 4 个亚型，即：$\mathrm{I_a}$. 铝硅酸盐岩古风化壳原地残积亚型铝土矿床；$\mathrm{I_b}$. 碳酸盐岩古风化壳准原地堆积亚型铝土矿床；$\mathrm{I_c}$. 碳酸盐岩古风化壳异地堆积亚型铝土矿床；$\mathrm{I_d}$. 碳酸盐岩古风化壳异地沉积（湖水沉积）亚型铝土矿床。目前我国对本区铝土矿床的岩相古地理的认识尚存在较大分歧，绝大多数人认为是海相沉积物，本文认为是在大气条件下红土化风化壳铝土物质原地残积、堆积，或异地迁移堆积、沉积（湖水）的古风化壳相铝土矿。上述不同认识涉及找矿方向问题，讨论它，不但有理论意义，而且还有很大的现实意义。

---

* 系国家自然科学基金委员会资助项目。参加工作的尚有章柏盛、梁同荣、张月恒、盛章琪，廖莉萍参加部分工作。

1）据贵州省地质矿产局区调队 1978 年资料，贵州省地质矿产局 106 地质队、102 地质队、地质科学研究所 1987 年资料。

2）廖士范，1988，黔川湘鄂早石炭世古风化壳相铝土矿地层的时代问题。贵州地质，第 4 期。

3）据贵州省地质局修文队 1958 年资料。

本文 1988 年 3 月收到，8 月改回，季国容编辑。

二、古地理格局

本区早石炭世古风化壳型铝土矿床分布区的古地理格局为：黔北与川东南之间古陆的分水岭在现在的桐梓、遵义、绥阳一带。这个分水岭向东延入湖南的吉首及长沙以北。黔中铝土矿及一部分黔北铝土矿，包括遵义、瓮安、息烽、开阳等地铝土矿及湘西泸溪铝土矿分布在此分水岭以南靠近华南海及东南滨浅海(图 1)。黔北的正安、道真铝土矿，四川东南的铝土矿分布在此分水岭以北地区，靠近下扬子滨浅海。上扬子古陆上另一条分水岭在万县至宜昌迄武汉以北一线，鄂西的南漳、宜城、保康铝土矿，湘西北桑植、大庸铝土矿分布在此分水岭以北靠近南秦岭海槽(图 1)。上述古地理格局使形成铝土矿的母岩处于古陆临海洋地带，由于海洋气候潮湿多雨，有利于风化作用进行，同时也利于母岩中的可溶物质随地表水和地下水淋失，最终形成铝土矿床。

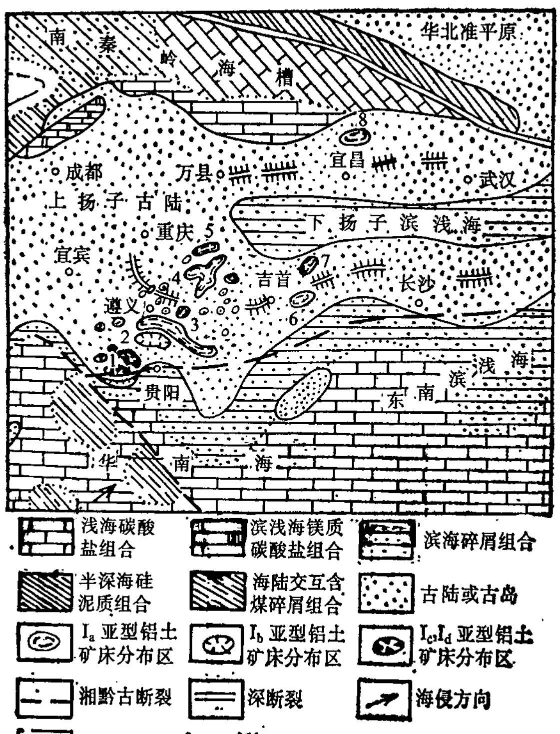

图 1　黔川湘鄂早石炭世铝土矿地理分布图

(古陆根据中国古地理图集，1985)[1]

Fig. 1　Palaeogeographic map of Early Carboniferous bauxite deposits in Guizhou, Sichuan, Hunan and Hubei Provinces

(From "Atlas of the Palaeogeography of China, 1985)[1]

1.黔中修文、清镇区；2.黔北遵义、息烽、开阳区；3.黔北遵义、瓮安区；4.黔北正安、道真区；5.川东南、南川、武隆区；6.湘西泸溪区；7.湘西北桑植、大庸区；8.鄂西南漳、宜城、保康区

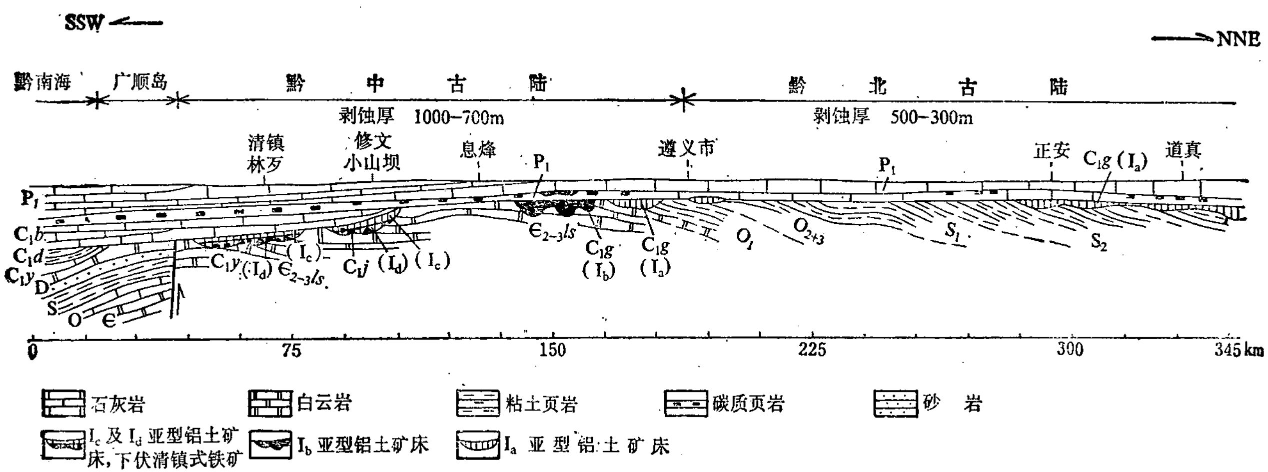

图 2 贵州早石炭世风化壳铝土矿床地质剖面示意图

Fig. 2 Sketch geological Section of the Early Corboniterous bauxite deposits of palao-weathering crust in Guizhou Province.

P_1 下二叠统；C_1b 早石炭世摆佐组；$C_1d/C_1j/C_1g$ 早石炭世大塘组/九架炉组/苟江组；C_1y 早石炭世岩关组；D 泥盆系；S 志留系；S_2 中志留统；S_1 下志留统；O 奥陶系；O_{2-3} 中一上奥陶统；O_1 下奥陶统；∈ 寒武系；$\in_{2-3}ls$ 中-上寒武统娄山关群

三、湘黔古断裂与古陆剥蚀的厚度

由于加里东运动和海西运动的结果，贵州[1)]、川东南、湘西在志留系沉积以后地壳上升为陆，湘西北、鄂西在上泥盆统沉积以后，早石炭世以前地壳上升为陆，其上升的幅度各地不一，致使下伏岩层被剥蚀的厚度不一，因此早石炭世铝土矿下伏地层时代各地也不一致。黔中及湘西地区地壳上升幅度最大，黔北、川东南地壳上升幅度较小，鄂西、湘西北地壳上升时代最晚，上升幅度也最小。这种现象与黔中至湘中的湘黔古断裂有关(图 1，2，3)。这条古断裂以南地壳下降为海，以北地壳上升为陆，九架炉组（C_{1j}）、荷江组（C_{1g}）直接超覆在中、上寒武统娄山关群白云岩(黔中、遵义南部、息烽、开阳)及下寒武统牛蹄塘组砂、页岩(湘西)之上，使志留纪、奥陶纪及部分中、晚寒武纪岩层被剥蚀的厚度超过 1000 m（后面还要讨论）。黔北遵义、瓮安荷江组铝土矿超覆在下奥陶统桐梓组第二段之上，正安、道真及川东南荷江组铝土矿超覆在中志留统韩家店组粘土页岩夹灰岩之上，岩层被剥蚀的厚度 500m 至 300m（图 2），鄂西、湘西北荷江组铝土矿超覆在中泥盆统砂、页岩之上，岩层剥蚀的厚度也达 100—200m。为此本区被剥蚀的岩层厚度巨大或比较大，被风化剥蚀的岩层，其中易溶的钾、钠、钙、镁等淋失，不易淋失的钛(微量)、铝、铁等形成风化壳铝土物质残留下来。恰逢此时，地壳运动以造陆运动为主，没有较剧烈的造山运动，因而这些风化壳中的铝土物质得以保存。

四、黔中九架炉期铝土矿的岩相古地理及铁矿、铝土矿的形成

有不少人认为黔中铝土矿是海相沉积或海相泻湖沉积而成，早在 50 年代作者即执此观点[2)]，随后章柏盛[2]、刘克云（1986)、刘平(1987)均持此观点。现在看来远比上述认识复杂。作者认为九架炉早期沉积的是湖相清镇式铁矿，中期的铝土矿是风化壳铝土物质异地堆积或沉积(湖水)而成，晚期则是湖水或海水沉积物。现讨论如下：

1. 早期，清镇式铁矿的沉积相及其有关问题

九架炉早期（C_1j^1）是清镇式铁矿的沉积时期，其沉积物为淡水湖相。黔中地区清镇式铁矿是由扁豆状、透镜状赤铁矿及菱铁矿组成，均为湖水中自生矿物，其同位素值见表 1。

由表 1 可知清镇式铁矿的菱铁矿 $\delta^{13}C‰$（PDB）值是－3.21——7.24。

据廖士范[3]报道贵州水城观音山吊水岩隐伏在深部未受淡水改造的下石炭统摆佐组海相沉积的细晶菱铁矿的 $\delta^{13}C‰$（PDB）值是＋0.5 和＋0.4；贵州凯里炉山苦李井早二叠世海相结核状致密菱铁矿的 $\delta^{13}C‰$ 值为＋3.4，均与黔中九架炉早期扁豆状菱铁矿的

1）刘特民，1987，黔中何时隆起——从黔北奥陶志留纪各期沉积环境演变探讨黔中隆起何时形成。贵州地质，第 1 期、第 65—71 页。

2）廖士范，1957，贵州中部铝土矿地质特征。«杭州、贵阳普查会议文献汇编»，地质部南方总局编，地质出版社出版。

表 1 黔中清镇式铁矿同位素值分析结果表

Table 1 The isotope values of the minerals of the Qingzhen-type iron deposit in central Guizhou Province

样 号	地 点	矿 物	产出形态	$\delta^{18}O$‰ (SMOW)	$\delta^{13}C$‰ (PDB)	备 注
86Y9	贵阳云雾山	菱铁矿	致密状扁豆体	+21.23	−3.21	廖士范等中国铝土矿床 1988, I_c 亚型
86L2	清镇魏家寨	同 上	同 上	+20.89	−4.55	廖士范等中国铝土矿床 1988, I_d 亚型
	修文天马山	同 上	同 上		−7.24	据章柏盛 1986, I_c 亚型
	同 上	同 上	同 上		−7.22	同 上
86G1	清镇猫场	赤铁矿	致密状透镜体	+28.22		廖士范等中国铝土矿床 1988, I_d 亚型
86Y11	贵阳云雾山	同 上	同 上	+23.64		廖士范等中国铝土矿床 1988, I_c 亚型

注：同位素由地质矿产部宜昌地质矿产研究所 1987 年测定，单矿物分离由贵州省地质矿产局科研所完成。

$\delta^{13}C$‰（表 1）值相差很大。据张秀莲[4]报道，美国宾夕法尼亚州早石炭世煤系淡水中形成的菱铁矿的 $\delta^{13}C$‰（PDB）平均为－4.75，半咸水形成的菱铁矿 $\delta^{13}C$‰ 为＋0.54，海水中菱铁矿 $\delta^{13}C$‰ 为＋1.53。据 Tadensz Peryt[5] 报道，地下水潜水面以上的渗流带受了淡水影响的沉积物的 $\delta^{13}C$‰（PDB）值是－7——10，海相沉积物的 $\delta^{13}C$‰ 值是＋2 左右。因此，清镇式铁矿的扁豆状菱铁矿可能是淡水沉积物。从表 1 可知清镇式铁矿的

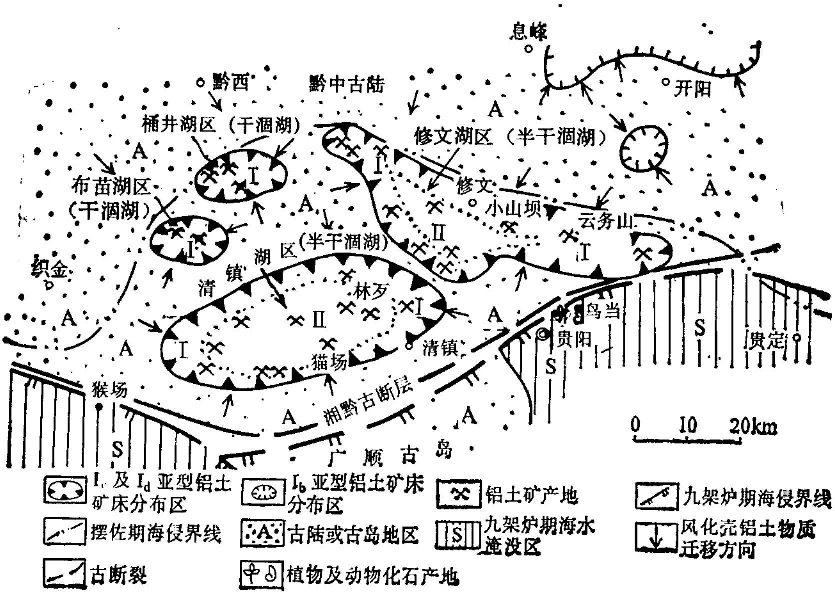

图 3 黔中早石炭世九架炉期铝土矿古地理图

Fig. 3 Palaeogeographic map of Early Carboniferous bauxite of the Jiujialu stage in central Guizhou Province

I. 干涸区；II. 积水区

扁豆状菱铁矿的 $\delta^{18}O‰$ (SMOW) 值是 + 20.89— + 21.23，贵州水城观音山吊水岩深部未受淡水改造的下石炭统摆佐组海相沉积菱铁矿 $\delta^{18}O‰$ 值是 + 23.5（两件均如此），贵州凯里炉山苦李井早二叠世海相菱铁矿是 + 26.3[2]，均比清镇式铁矿中菱铁矿的 $\delta^{18}O‰$ 值重 + 2.5— + 5。H. P. Taylor[6] 统计全球 $\delta^{18}O‰$ 值以后认为淡水沉积物比咸水沉积物要轻 + 2— + 4。S. Epstein 认为"雨水中的 $\delta^{18}O$ 值比海水中的大约小 7‰"[7]，所以淡水沉积物中 $\delta^{18}O‰$ 值减低。这些资料也都说明清镇式铁矿中的菱铁矿是淡水（湖水)沉积。清镇式铁矿中的赤铁矿的 $\delta^{18}O‰$ 值是 + 23.64，+ 28.22（表 1)，此种数据也说明与淡水沉积有关系。清镇式铁矿呈扁豆状、透镜状本身也可说明它是湖相沉积1)。据研究黔中地区九架炉早期有 4 个湖泊，两个大的是修文湖、清镇湖，两个小的是桶井湖、布苗湖(图 3)。修文湖区中心部分（图 3 的 II 区）湖水较深，成岩过程中有还原环境，因此矿物中有较多的绿泥石；清镇湖区中心部分(图 3 的 II 区)则多黄铁矿。清镇湖区及修文湖区的边缘部分(图 3 的 I 区)以及桶井、布苗两湖区湖水较浅，均以氧化环境为主，很少见到二价铁矿物。

2. 中期，铝土矿异地堆积、沉积时期

九架炉中期（C_1j^2）是铝土矿异地堆积、沉积的时期，这种异地堆积（I_c 亚型)、沉积(I_d 亚型)的铝土矿石均呈碎屑、豆鲕结构，其外面有一层氧化铁包壳，豆鲕中有干缩裂纹，证明是红土化的结果。其矿物组成主要是风化作用形成的一水硬铝石(70—90%)及高岭石；碎屑、豆鲕的胶结物或基质中有碎屑状水云母。一水硬铝石的 $\delta^{18}O‰$ (SMOW) 值为 + 5— + 11.90，$\delta D‰$ 值为 − 57.9— − 92.9，高岭石的 $\delta^{18}O‰$ 值是 + 15.3— + 20.5，$\delta D‰$ 值是 −75— − 78.1[8]，说明是风化作用形成的。九架炉早期的 4 个湖区，到九架炉中期时，有的已干涸(桶井、布苗湖)，修文湖、清镇湖其边缘部分已干涸(图 3 中 I 区)是 I_c 亚型铝土矿床堆积区；湖域中心部分仍有积水(图 3 中 II 区)，是 I_d 亚型铝土矿床沉积区。I_c 与 I_d 亚型铝土矿床是古陆上含铝质的碳酸盐岩及铝硅酸盐岩（少数)长期红土化形成的风化壳铝土物质，通过干迁移或湿迁移的方式，从异地迁移到这些地势低洼的地区（湖区）聚集，并堆积、沉积在清镇式铁矿之上的。干迁移主要是受季节风(旱季)的影响在大气条件下将这些风化壳铝土物质作转石流（块度

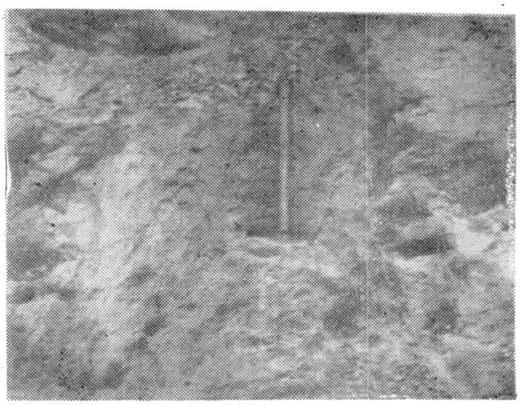

图 4　贵阳云雾山铝土矿转石组成的铝土矿体（I_c 亚型）

Fig. 4　The bauxite orebody mode up of bauxitic boulders (I_c Subtype) found in Yunwushan, Guiyang, Guizhou Province

转石大小不一，杂乱无章，转石(铁锤处)外面保留有氧化铁包壳(黑色)，是红土化遗迹。

1) 廖士范，1987，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。贵州地质，第 4 卷，第 4 期，第 419—430 页。

图 5 贵州绥阳 I_a 亚型铝土矿石中渗流管

Fig. 5 Infiltration tube in I_a-subtype bauxite ores, Suiyang, Guizhou

渗流管穿插在铝土矿质碎屑中，由于湿季节不同的渗流作用形成的环带向下(底部)凸出，表示含铝土质的地下水向下渗流。环带白色为一水硬铝石、少量高岭石，黑色为氧化铁。是渗流带产物。〈—〉× 24，镜下鉴定：张月恒。

流)(图 4)。湿迁移是雨季，特别是洪水季节，通过地表径流，将这些风化壳铝土物质在陆地上作密度流(与泥石流相似)。

I_c 亚型铝土矿堆积后由于无湖水保护，继续在大气条件下红土化，致使原来逐次堆积的风化壳铝土物质(红土铝土矿、铝土岩)的层理遭破坏，因而矿层，包括粘土岩不显层理，或层理不清楚；矿石中有渗流管(图 5)，渗流凝胶[1)]。上述现象在湖的积水区沉积的 I_d 亚型铝土矿床中很少见到。因为在湖的积水区，异地迁移来的铝土矿逐次在湖水中沉积的层理为湖水保护，因此略显层理、层纹；有时铝土矿碎屑还有定向排列；矿石中很难见到渗流管、渗流凝胶。

3. 晚期，水体淹没期

九架炉晚期 (C_1j^3) 4 个大小不等的湖及湖区之间均有相同的粘土页岩，其层理清楚，主要矿物成分为水云母、高岭石 (X 光粉晶确定)，为水体中沉积物。由于未见动物化石，仅有碳质页岩、粉砂岩，是湖水还是海水淹没，尚值得今后工作中研究确定。

4. 大塘期海水淹没情况及淹没范围

大塘组 (C_1d) 与九架炉组 (C_1j) 是同时异相的沉积物，同居于早石炭世摆佐期沉积物之下。大塘期的沉积是海相沉积，海水仅止于贵阳东北 25km 的乌当，这里已发现海相动物化石㔩、腕足类(图 3)；岩石中只有水云母，少量石英碎屑 (X 光粉晶分析)，没有九架炉组常见的风化作用形成的高岭石、一水硬铝石。 大塘期海水西南仅止于贵阳西南 80

1) 张月恒、彭士范，1987，试论我国铝土矿床矿石结构、构造特征及其红土化风化壳形成机制。"我国沉积学现状与展望"的学术讨论会文献。

km 的猴场(图 3)，沉积岩石中虽未获海相化石，但大陆风化的高岭石很少，更无一水硬铝石，也只有水云母、少量石英碎屑。

进入早石炭世摆佐期以后，海水将黔中地区九架炉晚期（C_1j^3）沉积物淹没，但未超过九架炉晚期沉积物的范围(图 3)。

五、黔北、川湘鄂古地理与铝土矿的形成

黔北、川湘鄂地区均为地势较高的古陆(图 1)，靠近古陆分水岭多为耐风化的铝硅酸盐，形成原地残积的铝土矿床（I_a 亚型)。其特点是下伏基岩向上逐渐风化过渡为铝土矿，有过渡层（图 2)，与近代红土型铝土矿床的情况相同。红土型铝土矿床多数情况下，下伏基岩(母岩)与铝土矿之间也有过渡层，有人叫它为 saprolite[8]。黔北有些地区，如遵义、息烽、开阳是陆地上风化壳铝土物质原地堆积在基岩的喀斯特溶洞、溶斗、凹地之中，形成原地堆积铝土矿床，即 I_b 亚型铝土矿床(图 1, 2)。这些铝土矿床（I_a 和 I_b 亚型)直到早二叠世才为海水淹没。早二叠世以前它们一直在大气条件下遭受红土化风化作用或岩化作用，因此矿体中很少层理，矿石中多渗流管（图 5）及渗流凝胶。

六、本区铝土矿床形成的地质条件

1. 铝土矿床与地层侵蚀间断的关系

所有古风化壳型铝土矿床都赋存在地层侵蚀间断面上，矿床规模的大小，矿石品质的好坏，与侵蚀间断时间的长短、被侵蚀剥蚀岩层的厚度及被剥蚀岩层的性质有关。

黔中铝土矿是志留纪沉积（400Ma）以后地壳上升为陆，经红土化作用，于早石炭世九架炉期（352Ma）形成，至早石炭世摆佐期（330Ma）为海水淹没。侵蚀间断时间为 56Ma，主要被剥蚀-淋失的岩性为碳酸盐岩，少数为铝硅酸盐岩，剥蚀-淋失的厚度达 1000—700m。黔北、川东南荀江组铝土矿也是在志留纪沉积(400Ma)以后地壳上升为陆遭受红土化作用，于早石炭世荀江期(352Ma) 形成，至早二叠世(286Ma)为海水淹没，侵蚀剥蚀时间为 56Ma，被剥蚀-淋失的岩石主要为铝硅酸盐岩(粉砂岩、粘土页岩)，少数为碳酸盐岩，剥蚀-淋失的厚度，南面靠近黔中为 500m，北面至四川地区为 300m。形成铝土矿（352Ma）之后有 66Ma 的岩化时期。湘西荀江组铝土矿（352Ma）直接覆于早寒武世牛蹄塘组（ϵ_{1n}）（570Ma）之上，其间缺失时间为 218Ma，被剥蚀-淋失的岩层已知有中寒武统白云岩，其余推测与黔中地区差不多，即被剥蚀-淋失的岩层为碳酸盐岩及铝硅酸盐岩，厚度 700—1000 m。湘西北、鄂西荀江组铝土矿直接与中泥盆统（374Ma）接触，侵蚀间断的时间仅 22Ma，被剥蚀-淋失的岩层推测为碳酸盐岩(D_3)及铝硅酸盐岩（D_2)，剥蚀的厚度数十至数百米。

黔中地区铝土矿规模大、矿石品质佳，可能与剥蚀-淋失的时间长（56 Ma），剥蚀厚度大(1000m)(图 2)，被剥蚀的岩层主要为易于红土化及易淋失杂质、残余铝质的碳酸盐岩有关。

2. 古地磁位置

据作者等研究古风化壳型铝土矿床实际上是古红土型铝土矿床，两者的成矿机制是相同的。作者统计了现在全球红土型铝土矿床，90%分布在南、北纬 10° 以内，另有 10%左右分布在南、北纬 20°—23° 以内，均在低纬度内。这是因为这个纬度以内天气炎热，有利于红土型铝土矿的形成。据贵州省地质矿产局科研所秦典夕等[1] 资料，他们在遵义、正安、道真等地荷江组铝土矿中测得古地磁位置是北纬 8.2°，属赤道热带地区。气候影响的地区必然不是局部的，它有一定的分布范围，黔中、川东南、湘西、湘西北、鄂西同属南华板块，古地磁位置必然差不多。为此上述地区同属赤道热带地区，有利于铝土矿的形成。

3. 海洋气候

全球现代红土型铝土矿床都分布在大陆邻近海洋的地区，这些地区有潮湿多雨的海洋气候，有利于风化作用的进行。大陆中心部分是很难发现铝土矿的，因为这些地区气候干燥，蒸发速度快，不利于风化作用的进行。古风化壳型铝土矿与红土型铝土矿的成矿机制相同，为此要求古化壳型铝土矿床的古地理位置，也应在古陆邻近古海洋的地区。从图 1 可知各地区分布的 I_a、I_b、I_c、I_d 各亚型铝土矿床都有这样的古地理条件。其中以黔中地区铝土矿床（I_c，I_d 亚型）邻海洋最近(图 1)，气候条件最好，因而矿石品质最佳。

4. 大地构造条件

我国所有古风化壳型铝土矿床，包括山西、河南、广西及本区的古风化壳型铝土矿床，与下伏基岩之间主要均呈平行不整合，有的虽与下伏基岩有连续过渡假象（图 2)，实际上从地层学的意义来说仍为平行不整合，如 I_a 亚型铝土矿床即如此。尚未见到铝土矿与下伏基岩有明显的不整合现象。这表示铝土矿与下伏地层之间地壳运动以造陆运动为主，地壳缓慢上升为陆，使含铝岩石的红土化风化壳中铝土物质容易停积保存，不致流失。黔北地区，从大区域来看，铝土矿与下伏基岩之间存在微角度不整合，在局部来看是很难观察到的，这也不影响风化壳中铝土物质的停积保存。为此要求铝土矿形成以前要有一个相对稳定的大地构造环境。

七、结　论

根据上述形成古风化壳型铝土矿床的古地理及 4 个地质条件，以黔中地区的 I_c、I_d 亚型铝土矿床最好。这个地区的 I_c、I_d 亚型铝土矿床，下伏岩层主要为易溶解淋失的碳酸盐岩，被剥蚀-淋失的厚度达 1000m，铝土物质来源丰富；古地磁纬度可能略低于北纬 8.2 度，更靠近古海洋——华南海(图1)，气候更炎热，更潮湿多雨，蒸发速度慢，这些都是有利于红土化风化作用的进行，因而矿石质量佳，矿床规模大。又因为 I_c、I_d 亚型是异地堆积或沉积(湖水沉积)的铝土矿床，古陆上迁移来的风化壳铝土物质曾经历过填平补齐的作

1）秦典夕等，1987，黔北铝土矿的研究。

用，因而矿体规模大，矿层厚度较稳定，矿体长轴的分布常有一定的方向。

黔北遵义(南部)、息烽、开阳地区是 $\mathrm{I_b}$ 亚型铝土矿床，侵蚀剥蚀的厚度虽然也不小(达 700m)，被剥蚀-淋失的岩性也有不少易溶的碳酸盐岩。但是是原地或就近填充堆集在喀斯特溶洞、溶斗、溶坑的铝土矿床，由于容纳矿石的空间有限，因而矿床规模有限，仅数十万吨到数百万吨。这些喀斯特溶洞、溶斗、溶坑的分布与古断层的展布方向有关系。

黔北、川东南、湘西、湘西北、鄂西地区是 $\mathrm{I_a}$ 亚型铝土矿床，是原地残积铝土矿床，其矿体长轴无一定分布方向，矿体厚度不稳定；面积含矿系数小，常不及 0.4；常含较多的铁质。矿石中常含绿泥石、黄铁矿，这是由于铝土矿岩化过程中处于还原环境，矿石中含有机碳较高(矿体中常可见到碳质铝土矿夹层)，致使原来的氧化铁常被还原成绿泥石、黄铁矿等二价铁的缘故。

参 考 文 献

[1] 中国地质科学院地质所，武汉地质学院，1985，中国古地理图集。地图出版社。
[2] 章柏盛，1982，黔中石炭系铝土矿沉积相标志及其沉积环境的分析。中国地质科学院矿床地质研究所所刊，第 4 号，第 65—73 页。
[3] 廖士范，1984，贵州西部沉积改造菱铁矿床的研究。地质出版社。
[4] 张秀莲，1985，碳酸盐岩中氧、碳稳定同位素与古盐度古水温的关系。沉积学报，第 3 卷，第 4 期，第 17--30 页。
[5] Peryt Tadensz, 1983, Coated grain. pp. 27—p. 37, Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York Tokyo.
[6] Taylor, H. P., 1967, Oxygen isotope studies of hydrothermal mineral deposits. In Barnes H. L., ed. Geochemistry of hydrothermal ore deposits. Halt, rinchart and winston, Inc., New York, pp. 109—142.
[7] Epstein, S., Mayeda, T. K., 1953, Variation of O^{18} Conlent of waters from natural sources. Geochim. Cosmochim. Acta, 4 p. 213.
[8] 廖士范，1986，我国铝土矿成因及矿层沉积过程。沉积学报，第 4 卷，第 1 期，第1—6页.
[9] Patterson, S. H., Kurtz, H. F., Olson, J. and Neeley, C. L., 1986, Geology and resource of aluminum. U. S. Geological Survey, Professional Paper pp. 1076—13.

A STUDY ON PALAEOGEOGRAPHY AND METALLOGENIC CONDITIONS OF EARLY CARBONIFEROUS BAUXITE DEPOSITS OF OLD-WEATHERED CRUST IN GUIZHOU, SICHUAN, HUNAN AND HUBEI PROVINCES

Liao Shifan

(Guizhou, Bureau of Geology and Mineral Resources, Guiyang, Guizhou)

Abstract

There are four subtypes, namely, I_a, I_b, I_c and I_d of the Early Carboniferous bauxite deposits of the old-weathered crust type in Guizhou, Sichuan, Hunan and Hubei provinces. They are all distributed on the Upper Yangtze old land. As a result of the Hunan-Guizhou palaeofaulting, the crust on the north side of the fault was uplifted and became land, thus suffering denudation. The bauxitic substances left in the weathered crust evolved and were reworked into bauxite. On the other hand, the crust on the south side of the fault sank and remained to be an ocean. The bauxite deposits of I_a and I_b subtypes were formed by enrichment in-situ of residual bauxitic substances in the weathered crust on the old land, but bauxite deposits of I_c and I_d subtypes resulted from transportation, accummulation and sedimentation of allothonous bauxitic substances on the weathered crust on the old land. The transportation may be subdivided into dry-transportation and wet-transportation, both of which proceeded under atmospheric conditions.

作 者 简 介

廖士范，生于 1919 年，1945 年毕业于中山大学理学院地质学系，现任贵州省地质矿产局高级工程师，多年来从事沉积学、岩相古地理、沉积矿产等方面的研究。

通讯地址：贵阳市贵州省地质矿产局。