

中国石炭纪铝土矿的地质特征与成因*

刘长龄

(冶金部天津地质研究院)

内容提要 世界石炭纪铝土矿主要产于中国,其形成条件因当时处于湿热的热带地区,构造长期稳定,准平原化排水条件好,强烈的化学及生物风化后产物经水流短程搬运,成胶体及碎屑不同程度兼有的混合沉积;往往经多次的震荡运动或地震活动成内碎屑浊流沉积;还遭受成岩、后生、表生及后期风化作用等的改造,而富集成矿。其中硬水铝石及地开石一般不形成于氧化的风化壳,主要是还原的成岩后生作用转变的,固相转化的氧同位素组成仍可具有“红土性质”或“风化壳性质”的保存性。

主题词 铝土矿 石炭纪 地质特征 成因

作者简介 刘长龄 男 59岁 高级工程师 铝土矿耐火粘土矿床地质学

一、地质特征

世界古生代及其以前的铝土矿主要分布于石炭纪(占60%以上);世界石炭纪铝土矿主要产于中国(占90%以上)。中国石炭纪铝土矿已经探明一百几十个大中型矿床其储量达十多亿吨,占全中国铝土矿总储量的75%以上,远景储量有可能成倍增加,有其丰富独特之处。这些矿床主要分布于华北地台中石炭统底部岩溶面上,其次为贵州下石炭统底部岩溶面上,个别属于地槽型岩溶铝土矿,已知的仅有新疆乌什北山小型矿床,可能与苏联中亚地区中石炭统已知大量的小型铝土矿床所组成的“南天山铝土矿带”,属于同一个成矿区。

这种岩溶铝土矿的分布还受其物质来源及岩相古地理沉积环境的控制,它常分布于一些古陆或隆起的边缘地带。例如内蒙古陆南缘的开平盆地^[1、2]、宁武盆地^[3],吕梁古陆西缘的柳保湖盆,五台古陆南缘的阳泉湖盆,吕梁古陆南缘的孝义湖盆,中条古陆南东缘的三滹—新安湖盆等^[3];再如黔中铝土矿及黔北铝土矿(断陷岩溶盆地)也位于黔中隆起的东缘等。看来,这与就近提供物质来源短途搬运有关。矿床以湖泊相、泻湖相、海湾相的规模大,质量好;而沼泽相及河流相等的规模小,质量差^[6]。矿体一般呈层状、似层状、透镜状及漏斗状或囊状产出。而矿体的形态(包括矿体厚度、大小及无矿天窗等)严格受下伏碳酸盐岩的岩溶地形控制。含矿层与下伏碳酸盐岩往往呈突变

* 第十一届国际石炭纪地层和地质大会交流论文。

变的不整合接触,很难见到与含矿层连续轻微风化的母岩过渡带,即很少见到母岩的裂隙层,更难见到“粒化层”,显然含矿层是沉积的。但一般很难见到类似细碎屑岩的层理,而偶见显微层理或层纹构造或粒序层理,却常类似泥岩或粘土岩具块状构造。含矿岩系一般产于间断时间较长的不整合岩溶面上,分布范围广,而厚度不大(几米到几十米)。往往具有大致相同的岩性组合序列,而不含明显的碎屑岩也无底砾组成,说明当时的环境是稳定的。其含矿岩系自下而上(无论是华北地台的 \bar{C} 中石炭统或黔中的下石炭统)常表现为:(寒武—奥陶系碳酸盐岩石岩溶面上不整合)一→铁铝岩或铁质粘土岩一→铝土矿及高铝粘土一→硬质耐火粘土一→半软质耐火粘土或粘土岩或炭质页岩或薄煤层等。总之,自下而上富集铁、铝、粘土,因而也称为“铁铝粘土建造”。铝土矿的富集部位一般在含矿层的中上部。由于铝土矿体内多有夹石分布,往往使矿成为1—2层,漏斗内可达4—5层(张窑院矿区漏斗内矿体达五层)。

中国石炭纪铝土矿床几乎都属于硬水铝石型的岩溶铝土矿,很少是伴生软水铝石的规模较小的沼泽相岩溶铝土矿(边庄矿区等)。不少的矿床由于后期风化淋滤作用,可在局部见到很少的次生三水铝石;个别矿床偶见少量成岩阶段的微刚玉以及接触变质的粗刚玉等〔6〕,而这些是不成为工业铝矿物的。矿床内主要含硅矿物为高岭石,次为水云母及绿泥石等;主要含铁矿物为赤铁矿、针铁矿及黄铁矿等。矿石结构常为受有机质浸染的隐晶质粒状及细鳞片状重结晶结构,较少为胶体、半自形或自形的柱状或板状及鳞片纤维状、蠕状、碎屑状等结构。矿石构造主要有鲕状、豆鲕状、假豆鲕状、碎屑状、假碎屑状、交代残留状、粗糙状或土状、致密状或凝胶状、多孔状或蜂窝状构造等。一些优质矿的形成还与后期风化表生淋滤作用的去硅去硫铁有关。例如粗糙状或土状矿石,以及多孔状、蜂窝状矿石含铝较高,A/S常在7以上〔3〕。

二、成矿条件

1. 气候很湿热 铝土矿的形成必须要有强烈的化学风化,也就是湿热气候。鉴于新生代世界主要优质大型特大型铝土矿常分布于纬度为 $0—10^{\circ}$ 左右即赤道附近地区,也就是热带地区,并且靠近海洋,空气潮湿、多雨。近来根据板块构造运动的学说,不少的学者认为中国石炭纪铝土矿处于热带地区,特别是G. Bardossy提出:“东南亚微大陆板块漂移,使华北、华南、印支等微大陆板块在石炭纪时位于赤道附近”。说明当时古气候很湿热,从而为中国石炭纪形成独特丰富的铝土矿具备了前提。

2. 构造长期稳定 中国石炭纪铝土矿基本上都形成于长期稳定的构造环境——地台区(华北地台等),使古陆或隆起区长期遭受风化侵蚀形成比较平缓的地形即准平原化,从而有可能形成大规模砖红壤化及铝土矿的风化产物,再经短距离搬运,才形成许多成矿区大批的大中型铝土矿床(群)。而地槽区由于地壳活动频繁,造山运动很活跃,不利于长期风化淋滤形成稳定的陆地准平原化地形,从而缺乏大规模的优质铝土矿床。

3. 地形平缓 由于长期的风化侵蚀作用,使铝土矿的主要物源区——附近古陆或隆起区造成准平原化。沉积区成为岩溶地貌,常为岩溶洼地、谷地或漏斗。这些都是形

成铝土矿的良好古地形地貌。例如含矿层底部为明显的碎屑岩（如焦作地区等）或底砾岩（如开平马家沟矿区等）时，则铝土矿质量不好或无铝土矿，这可能是古地形未能准平原化的结果。陡峻的和水平的地形都不利于铝土矿的形成，最好是起伏不大的低丘陵台地。

4. 排水条件好 中国石炭纪铝土矿分布范围广，说明它在雨量充沛的热带地区，长期稳定的地台区准平原化的条件下，由母岩通过化学风化（包括生物风化）形成时的排水条件是良好的。同时，一些优质铝土矿的形成，还与后期风化表生淋滤作用强烈有关，证明这些铝土矿在地下水活动带和地下水面以上的后期风化及表生阶段的排水条件也是比较好的。

5. 沉积间断时间长 中国石炭纪铝土矿沉积与下伏碳酸盐岩的间断时间很长，从寒武纪或奥陶纪到石炭纪约有1.2—2亿年的时间，这对于形成大片优质铝土矿风化壳是很有利的。因为由母岩—→红土或砖红壤→铝土矿风化壳的形成至少需要数百万到数千万年的时效作用。

6. 有机质的重要作用 中国石炭纪铝土矿普遍含有机质，由百分之零点到百分之一左右。在薄片常见硬水铝石受有机质浸染呈浅棕色（手标本常为黑灰—浅灰色），证明有机质曾在胶体搬运中起了护胶作用。热带土壤中有机质可达20%。我国南方现代砖红壤区在雨林下，表层有机质含量还高达8~10%〔4〕，厚度可达数十厘米。中国石炭纪时赤道附近砖红壤的含量应更高，厚度及规模应更大。有机质的矿化作用比较强烈，形成的腐殖质主要是富里酸和胡敏酸，分散性强和流动性大，絮凝作用小。所造成的酸性介质环境（pH可以<5或4以下，例如热带的酸性红黄色铁铝土壤的pH=3~3.5），既可使Fe、Mn、Si等有较多的淋失；也可使Al、Ti、Fe、Si等形成胶体溶液（溶胶）在腐殖酸的护胶作用下作短程搬运，在附近的水盆地形成Al或Al、Ti、Fe、Si等的腐殖络合物凝胶沉积。当然，还不同程度伴随有砖红壤风化壳（三水铝石或铝凝胶、高岭石、水云母及氧化铁凝胶或碎屑，还有重矿物等碎屑）的细悬浮物或碎屑。由于各个地区条件不尽相同，二者表现为“不同程度的兼有”。前者因在风化壳地势稍低凹处有较多的腐殖酸作用；而后者则在风化壳地势稍高处使砖红壤物质在季节性泥流或浊流冲刷下与前者混掺起来，作短程搬运。这大致属于“混合沉积”的范畴，而与那种单纯的“胶体化学沉积（阿尔汉格尔斯基）和单纯的“机械碎屑沉积”（布申斯基等）根本不同¹⁾。作者认为该二学说难免于“绝对化的理论”而与中国石炭纪铝土矿的实际情况不符。何况中国石炭纪铝土矿床的形成是各个阶段多因素连续作用的结果。

7. 沉积后各阶段变化明显而因素复杂 中国石炭纪铝土矿沉积后还在成岩、后生、表生及后期风化各阶段遭受连续不断的不同程度的变化和改造，有的变富成为优质铝土矿；有的变贫或杂质太多不能为工业上所利用。其本身主要表现有：沉积以至初期成岩

1) 作者早在1958年就提出过“一些矿床形成了机械沉积为主的硬水铝石铝土矿床；另一些矿床则以胶体化学沉积为主”〔1〕。作者于1981年全国第一届粘土学术会议上提交《我国铝土矿地质研究中的某些问题》一文中，提出“五十到六十年代我国受苏联阿尔汉格尔斯基的学说影响，主张‘胶体化学’沉积的，近年来逐渐受到国外的影响，提出风化壳机械再沉积的人越来越多。作者认为，看来胶体与碎屑沉积二者在不同程度上的兼有，可能概括了大多数岩溶铝土矿或沉积铝土矿的实际情况”。（天津地质调查所内部资料，1981、7、1）。

作用后,由于准地台区地壳多次轻微的震荡运动或频繁的地震活动(包括含矿层沉积后的次生岩溶作用),这个主要因素并结合洪水及风暴流的作用,使铝土矿沉积层再次或多次遭受水流波浪的冲刷和微弱的迁移、陷塌或碎裂,产生了“内碎屑”,进而形成铝土矿的浊流沉积和风暴沉积。浊流沉积铝土矿主要出现于深湖区,分选性差,层厚不均(数米至数厘米)。粒序层下粗上细反映能量递减,风暴沉积铝土矿主要出现于浅湖区,分选性较好,薄层状,层厚较均匀(数十厘米至数厘米)。粒序层下细上粗反映能量递增。铝土矿在成岩作用中脱水固结成岩,胶体陈化结晶,有序化及重结晶、转变及交代等变化。在后生作用中进一步加深上述过程。在表生及后期风化作用中发生硫化物及有机质氧化,去硅去硫铁等次生变化。引起这些变化的主要因素除铝土矿本身物质成分及其地球化学特性外,地质构造(地震等)及水的性质、pH、Eh、温度、压力、有机质与围岩等都有影响。

三、矿床主要矿物的成因

中国石炭纪铝土矿床的主要矿物多为硬水铝石,次为高岭石(包括有关的地开石)。关于硬水铝石及高岭石等的成因作者已有论述^[1、2、3],在此不赘。惟就国内外学者从氧同位素及粘土矿物的结晶指数提出铝土矿物是“风化作用形成的”^[5]或“红土性质的”^[7],笔者持不同的解释意见,向同行请教。

1. 氧同位素 作者将中国石炭纪及其它时代铝土矿物和粘土矿物的氧同位素分析的部分结果列于表1,表中还引用了有关方面的数据¹⁾。从表1可以看到样品85053-1等三个样为硬水铝石,其 $\delta^{18}\text{O}\%$ (SMOW)值为: +3.29—+4.12,显然要比我国古风化壳沉积型的+5—+10.9^[5]及国外的+4.9—+15.6^[7]低多了。事实证明这种硬水铝石系后生作用阶段由真溶液结晶形成的自生矿物,在电镜下它呈自形的短柱状(图版II, 17)薄片观察呈无色透明(与着色的泥晶状的胶体溶液形成的不同)。这种后生作用形成的硬水铝石虽不多,但铝土矿床中多少可以见到。

关于铝土矿物和粘土矿物氧同位素组成的保存问题,笔者认为,含结构水的铝土矿物及粘土矿物在漫长的地质作用(包括成岩后生阶段温度压力增加)中发生固相反应或固体转化,其氧同位素组成基本不变,即具有“保存性”;其矿物结构未发生变化的,结构水的氧同位素组成更不会有明显的改变。否则铝土矿物及粘土矿物(含吸附水及层间水的另当别论)的氧同位素研究将失去地质学的意义。当然,其中或多或少还伴随着一些压溶或交代现象,但总的同位素值不会有很大变化。如果这一理论可行,则一些有关问题可以基本获得解决。例如,众所周知,硬水铝石及地开石一般不生成于常温常压的风化壳大气条件(氧化)环境,而是还原环境形成^[2、9],但它们的氧同位素组成却与之类似(见表1及[5、7]等)笔者的解释是,硬水铝石形成是由古风化壳的铝凝胶(包括部分豆鲕及碎屑呈悬浮搬运)及胶体溶液在成岩初期的还原环境开始晶出(包括由三水

1) 邵益生的数据,引自《中国高岭矿物的氢氧同位素研究》(北京大学研究生毕业论文,1983,承郑淑蕙副教授允许引用,有*号者系研究生覃志安毕业论文中数据。

王双彬同志参加野外工作。

表 1 中国石炭纪铝土矿床矿物及有关矿物的氧同位素数据

Table 1 The oxygen isotopic results of mineral and relative mineral in Carboniferous bauxite in China

样号	采样地点	矿床及时代	矿物	$\delta^{18}\text{O}_{\text{‰}}\text{SMOW}$	解释
85053-1	山西招贤	岩溶铝土矿 C ₂	硬水铝石	3.29	后生作用溶液自生矿物
85053-2	"	" C ₂	"	4.00	少量成岩初期
85052	"	" C ₂	"	4.12	"
X005	山西兴县	" C ₂	"	8.87	成岩作用凝胶转变
C1-2	河南张窑院	" C ₂	"	11.67	"
N.181	贵州修文	" C ₁	"	10.85	"
石10	河北石门寨	" C ₂	后生硬水铝石(60%)地开石(20%) 鲕绿泥石(20%)	3.90	后生阶段溶液自生矿物
石2	"	" C ₂	软水铝石(60%) 高岭石(30%)地开石(10%)	12.10	成岩阶段凝胶转变
吴1a	河北吴庄	沉积铝土矿 P ₁	软水铝石(主) 硬水铝石(少) 鲕绿泥石(少)	3.60	成岩后生及热变质改造
吴1b	"	" P ₁	后生硬水铝石(50%) 鲕绿泥石(40%)高岭石(10%)	4.10	后生及热变质改造
2802	广西平果	堆积碎屑铝土矿 Q	硬水铝石	12.14	成岩初期凝胶转变碎屑堆积
果1	"	" Q	硬水铝石 > 绿泥石	13.69	" "
N01	山西宁武	岩溶铝土矿 C ₂	软水铝石 > 高岭石	9.89	成岩阶段凝胶转变
王A1	山东王村	沉积铝土矿 P	高岭石(主) 软水铝石(少)	15.10	成岩初期凝胶转变
大洼2	河南大洼	石炭系粘土表生淋积 Q	三水铝石	6.44	表生阶段淋积作用形成
果3	广西平果	堆积再生铝土矿 Q	三水铝土	8.92	硫化物风化成因
朔1	山西朔县	"紫矸粘"土 P ₁	有序高岭石 > 软水铝石	12.11	高岭石机械沉积成岩阶段固相有序化, 软水铝石为表生矿物
朔6	山西朔县	"紫矸粘"土 P ₁	有序高岭石	15.23	机械沉积成岩阶段固相有序化
朔6-1	"	夹矸"齐石" P	"	15.39	胶体沉积成岩阶段固相有序化
砂K1	河北开平	G层"砂状粘土" C ₂	无序高岭石	17.05	古风化壳高岭石机械沉积
85062	吕梁西坡	软质粘土 C ₂	"	16.07	"
No3	福建漳浦	原生高岭土 Q	"	16.39	现代风化壳
H3	山西河曲	裂隙填充型 Q	7埃埃洛石	19.09	现代风化淋滤填充而成
83孝03	山西孝义	岩溶铝土矿 C ₂	地开石	16.8	"风化壳或海相沉积"(据廖士范)
狼1	山西狼沟	4号煤夹石 P	有序高岭石 > 地开石	14.36	成岩后生阶段固相转化为主

续表 1

样 号	采样地点	矿床及时代	矿 物	$\delta^{18}\text{O}_{\text{w}}\%$ (SMO _w)	解 释
ZF—1	浙江松岩峰	中生代热液矿床	地开石>高岭石	4.6	“热液成因”(据北大邵益生)
—2	"	"	"	4.6	"
—3	"	"	"	3.9	"
ZX—1	浙江仙居	"	地开石>高岭石+伊利石等	9.1	"
—2	"	"	地开石—高岭石	5.1	"
HK—1	河北宽城	"	高岭石<地开石	5.4	"
—2	"	"	"	5.3	"
HX—1	河北宣化	"	高岭石	5.0	"
T-80-79	腾 冲	现代地热区	高岭石>伊利石等	7.7	“水热蚀变而成” (据北大邵益生)
05—7	"	"	"	6.2	"
05—20	"	"	"	5.7	"
05—25	"	"	"	5.2	"
T-80-55	热海热田	"	高岭石>埃洛石	12.3	"
—23	"	"	高岭石	6.1	"
-114	瑞滇	"	"	6.0	"
S—106	西藏羊八井	"	"	-8.0	"

铝石转变)的*, 其结构水即来自古风化壳的胶体水, 在以后的成岩后生作用中重结晶及有序化等现象, 都属于固相反应, 基本上没有发生成岩后生水的氧同位素交换(只有由溶液自生的才发生氧同位素的明显交换如表1中85053—1等), 而具有“风化壳”〔5〕及“红土性质”的氧同位素保存性。同样理由, 地开石在铝土矿及硬质粘土中往往由古风化壳或胶体沉积的高岭石因成岩后生作用呈固相反应而转变的(其间还经历了高岭石的有序化阶段), 其同位素组成仍保存原高岭石常温常压下形成的基本特征(见表1), 而不是常温常压下“海水自生地开石”〔5〕, 因地开石一般不形成于碱性介质环

* 作者(1964等)曾提到“硬水铝石和软水铝石的生成主要取决于生成时的介质条件, 而压力温度是次要的。……前者为还原的碱性~弱酸性环境, 后者为酸性或弱酸性的弱氧化环境”〔2〕。后来有的学者认为“很少量的硬水铝石也可产于氧化环境”〔8、9〕, 但W、D、Keller(1978)提到Wefers与Bell主张“在100℃以下温度硬水铝石的人工合成, 是用共沉淀的铁、铝的氢氧化物凝胶作为基质的。因在轻度水热作用下自然结晶的针铁矿($\alpha\text{-FeOOH}$)为等结构铝的氧化物和铝的氢氧化物外延生长提供了基质, 这样就大大地减小了硬水铝石的成核能”。因为针铁矿少量地存在于地表漂砾硬水铝石中, 在室温下, 它也许为硬水铝石重结晶作用的垫石或催化剂〔8〕。他还认为密苏里地表少量漂砾中硬水铝石的形成, 可能与大型植物或细菌形成了有机络合物, 如丹宁酸、酒石酸、水杨酸等能活化铝有关。总之, 中国石炭纪铝土矿中硬水铝石的形成是符合上述观点, 绝大部分形成于非高温高压的还原环境的成岩阶段初期, 而其它阶段形成是次要的。又豆豉构造并非“一刀切”形成于古风化壳中〔5〕, 且主要形成于沉积和成岩阶段, 而后生及古风化壳阶段中形成的占少数。因为中国石炭纪铝土矿中豆豉粒内常有有机质浸染及自生黄铁矿, 证明它形成于共生与成岩的还原环境。豆豉粒的圆度, 大小及柔性与刚性相差很大, 说明它非同时形成(见显微照片)。

境。表 1 中的中国中生代热液矿床中的地开石（包括含高岭石的） $\delta^{18}\text{O}\%$ （SMOW）值 + 3.9 ~ + 5.4（为 9.1 的因含伊利石），现代地热区的高岭石等 $\delta^{18}\text{O}\%$ （SMOW）值 + 12.3 ~ - 8.0，二者平均的 $\delta^{18}\text{O}\%$ （SMOW）值 + 5.15 ~ + 5.38，与沉积铝土矿及硬质粘土中的相比，具有很低的氧同位素比值，显然是热液及热水蚀变的特征，因从热液中形成，而不是固相反应或固体转变。无论从理论上或实践上，硬水铝石与地开石一般不产于真正的红土型或砖红壤型风化壳（指未经变质和改造的）。表 1 中其它矿物的 $\delta^{18}\text{O}\%$ （SMOW）同样用上述理论解释，也是比较恰当的。

2. 结晶系数及有序度 众所周知，粘土矿物高岭石的结晶系数小及有序度差者为常温常压下形成；反之，为胶体化学沉积在成岩后生作用的产物，也可以是热液作用中形成的。在铝土矿中的高岭石亦是如此，有关资料^[5]与笔者多年来取得的结果是一致的。惟笔者尚须补充一点，即：碎屑沉积高岭石有时也会结晶系数大，有序度好，例如表 1 中朔 6，朔县产紫矽高岭石的结晶系数为 1.465，其 001 与 002 之间的 6 条衍射峰皆显出，11i 与 1ii 已分裂成两峰，可见有序度为最好。其无序 \rightarrow 有序是成岩后生作用固相反应的结果（结晶系数与有序度是一致的）。

3. 有序度及晶胞参数 根据成因矿物学的理论，硬水铝石等的有序度、晶胞参数及氧同位素等的结果均应有相似的反映。例如表 1 中之 85053-1 等由氧同位素证实为后生作用溶液自生矿物，其红外光谱分析 OH 键振动波数较大为 1070cm^{-1} 以上（即证明其有序度高；反之，OH 键振动波数较小，在 1070cm^{-1} 以下，实测 1037cm^{-1} — 1064cm^{-1} [3] 为有序度低系成岩阶段初期转变的），其晶胞参数 a_0 、 b_0 、 c_0 一般要小于成岩阶段凝胶转变的（表 2 所载，后几个样品中主要为成岩阶段凝胶转变的数值）。上述结果作者还曾结合其扫描电镜、化学成分及地质产状等情况予以证实。

中国石炭纪铝土矿床中硬水铝石及地开石的重结晶、结晶系数、有序度、晶胞参数等与其所受的温度压力有很大的关系¹⁾。

表 2 吕梁西坡石炭纪铝土矿中硬水铝石的晶胞参数

Table 2 The Parameters of diosporite crystalline in Carboniferous bauxite of Western Hill in Lu-liang

样 号	a_0	b_0	c_0
85053~1	4.397	9.422	2.841
" 2	4.403	9.427	2.845
" 3	4.400	9.426	2.546
85052	4.402	9.432	2.847
85071	4.399	9.439	2.851
85101	4.403	9.428	2.847
85115	4.408	9.429	2.845

1) 苏联学者最近从理论上和模拟试验证实：“地震是形成石油的主因”。当然长达数百万至数千万年以上的时效作用也是重要的，中国石炭纪铝土矿中的硬水铝石的晶出、重结晶及有序化，同样的也与漫长地质时间内的频繁地震波影响是很重要的。

四、结 论

中国石炭纪铝土矿的主要特点是储量丰富,分布广、规模大,富铝、高硅及低铁,主要由硬水铝石组成并受有机质的浸染,具有碎屑及胶体作用的各种结构构造。在沉积、成岩、后生、表生及后期风化作用中继续不断地遭受变化或富集^[3]。说明其形成于古赤道附近的热带地区,其中华北地台主要由附近准平原化古陆上的片岩、片麻岩等铝硅酸盐岩石,次为隆起区碳酸盐岩石(黔中黔北铝土矿主要由黔中隆起碳酸盐及泥质岩石)在热带长期湿热条件下经砖红壤化的强烈化学及生物风化作用产物。经短程水流搬运的混合沉积,呈胶体(腐殖酸护胶的Al或Al、Ti、Fe、Si胶体溶液与粘土胶体)及碎屑(铝凝胶及粘土、重矿物或细悬浮物)二者在不同矿区甚至不同地段表现“不同程度的兼有”。那种单纯“胶体化学沉积”或“机械沉积”学说^[10],及“海相的钙红土”学说,均与中国石炭纪铝土矿实际不尽相符。何况其成矿模式还是“各阶段、多因素,不同程度的成矿”!

硬水铝石与地开石一般不形成于常温常压的氧化大气条件,主要是在还原环境成岩后生阶段形成或转变的(很少矿区为软水铝石与菱铁矿伴生的沼泽相,表现弱还原—弱氧化环境;不少矿区有很少的三水铝石为后期风化淋滤的,表现氧化环境)。并且硬水铝石与地开石进一步重结晶、有序化,而不是均一的。

含结构水的铝土矿物与粘土矿物在漫长的成岩后生阶段地质作用中,发生固相反应或固体转化,其氧同位素组成保持基本不变(埃洛石、蒙脱石等含吸附水或层间水的矿物除外)即具保存性;其矿物结构未发生变化的,氧同位素组成更不会有明显的改变。

收稿日期1986年10月13日

参 考 文 献

- [1] 刘长龄, 1958, 地质学报, 第38卷, 第4期511—527页。
- [2] 刘长龄, 1964, 地质评论, 第22卷, 第6期, 434—443页。
- [3] 刘长龄, 1985, 沉积学报, 第3卷, 第2期, 18—38页。
- [4] 李庆远, 1985, 中国红壤, 科学出版社。
- [5] 廖士范, 1986, 沉积学报, 第4卷第1期, 1—8页。
- [6] 刘长龄, 1987, 中国科学, 第4期, 535—544页。
- [7] Ю. А. 波尔谢夫斯基等, 1979, 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》, 科学技术文献出版社。
- [8] W. D. Keller, 1978, Am. Min. Vol. 63, p. 326-329
- [9] G. Bardossy, 1982, "Karst Bauxite" Bauxite Deposits on Carbonate Rocks, Published by Akademiai Kiad'o Budapest 1982, Printed in Hungary
- [10] Г. И. Бушинский, 1975, Геология Вокситов. МОСКВА. Недра.

GEOLOGICAL FEATURES AND GENESIS OF CARBONIFEROUS BAUXITE IN CHINA

Liu Changling

(Tianjin Geological Academy, Ministry of Metallurgical Industry, China)

Abstract

China is one of the most important Carboniferous bauxitebearing countries in the world. One hundred and more large and medium sized Carboniferous bauxite deposits with the reserve of one billion tones have been found. About 75% of the total deposits occurred mainly on the Middle Carboniferous karst basement of North China platform, subordinately on the lower Carboniferous karst surface in Guizhou. Only a few of them belong to geosynclinal karst bauxite (merely found in small-sized deposits in Mount Wushibei of Xingjiang).

Nearly all of the bauxite are diasporite karst ones, with a few small sized bauxite deposits accompanied by boehmite. As a rule, diasporite, as well as dickite accompanied sometimes therein, are not formed under normal temperature and pressure, but derived from other minerals or substances in deuter-diagenesis period. The formation of the deposits is believed to take place near the ancient equator (deduced from theory of plate movement), resulted from severe chemical weathering under moist and hot climate, and from "consecutive formation" such as short-distance transportation, deposition, diagenesis, deuterogene, hypergene and post-weathering.

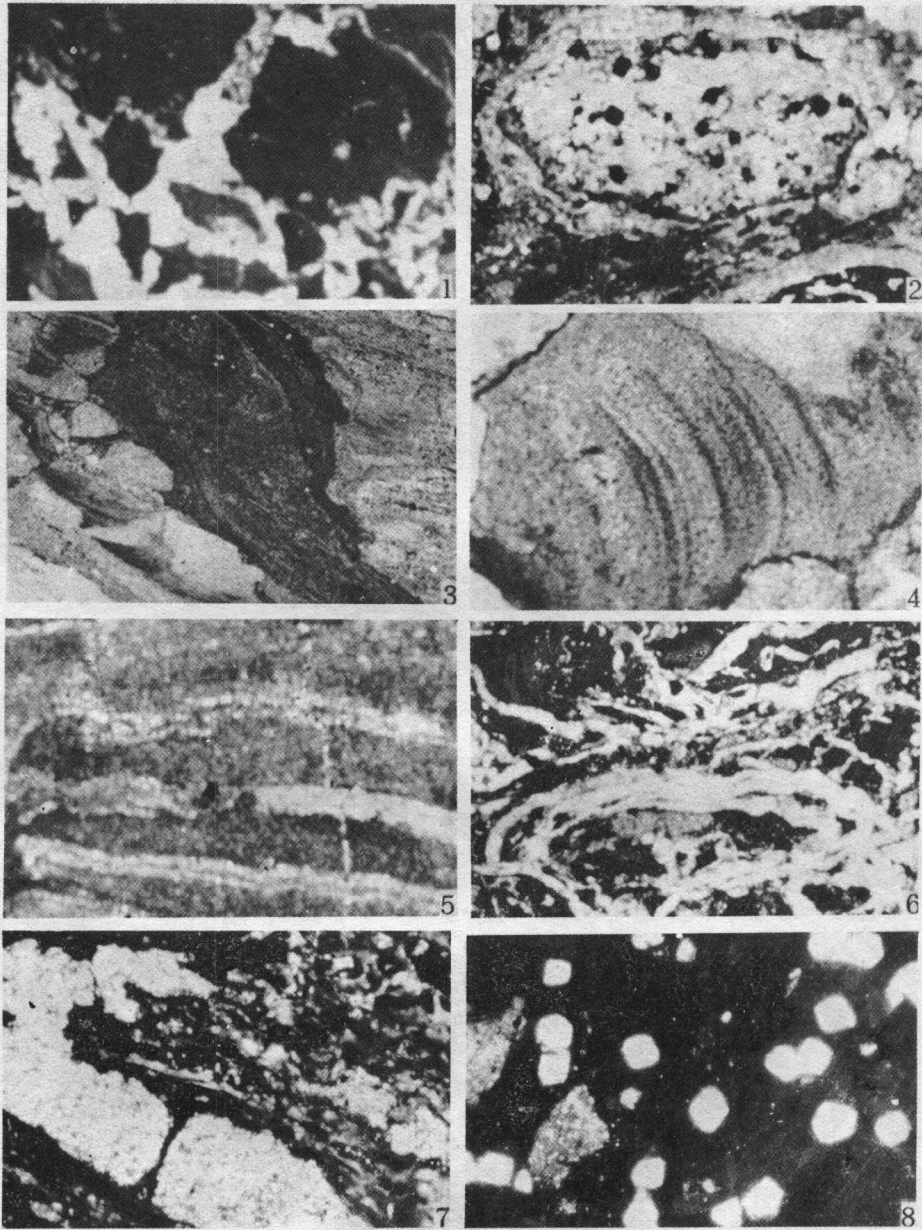
Very few deposits have undergone contact metamorphism. Differences manifest themselves in various parts and deposits. The material comes mainly from aluminasilicate rock and the weathering residue of limestone. Colloform and debris are, in varying degrees, both the modes of transportation. Abundant good-quality bauxites are formed mainly in lakes, lagoons and gulf, ore is closely related to the desilication desulphate and deferrization during the post-weathering and leaching. But those formed in marshes and rivers are inferior and small in scale.

Due to the slight motions of shaking or frequent seismic activities (including sub-kastification in pay bed after sedimentation in the crust of pene-platform after deposition of bauxite, the above-mentioned main factors accompanied with the effect of flood and windstorm made the bauxite bed of deposition again or more times eroded by the waves of waterflow and migrated faintly or subsided, even broken down. During this time, "interior fragment" was produced. And then

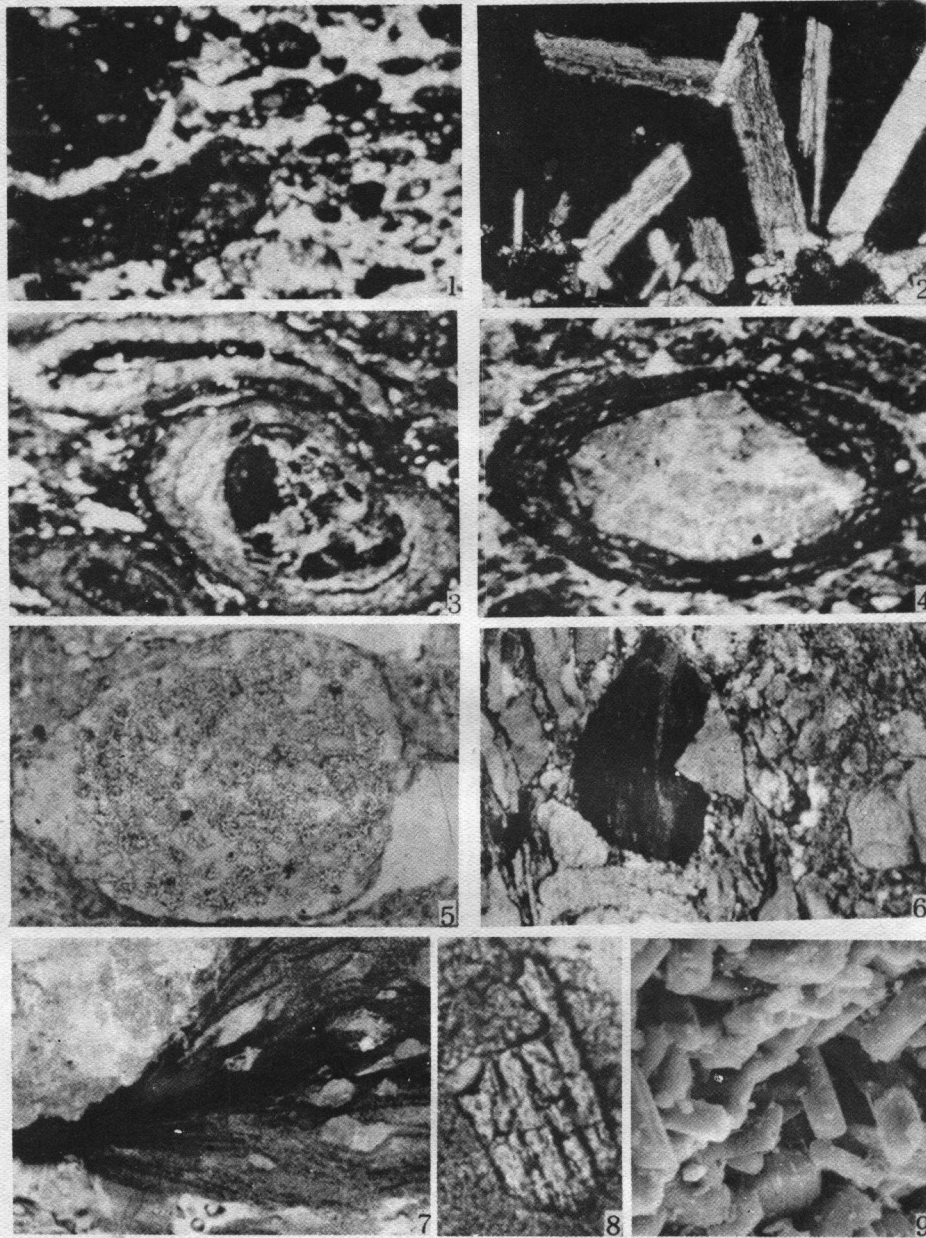
the turbidity current deposit and windstorm deposit of bauxite was formed. (note: The author is the first man who put forward the new theory "the bauxite of windstorm deposit", but it is only an initial idea and needs a further study) The bauxite of turbidity current deposit mainly occurs in the deep lake district. There the sorting and the thickness of bed is uneven (several centimeters to meters). The sequence of grain is thick on bottom and fine upper, showing a decrease in energy. The bauxite of windstorm deposit occurs mainly in the shallow lake district. There the bauxite is stored well. The thickness of flag bed is uniform (from several centimeters to tens of centimeters), with a sequence of fine grain on bottom and thick upper, showing an increase in energy.

The author believes that both diosporite and dickite which sometimes contains constitutional water in Carboniferous bauxite in China is frequently formed by solidus reaction and solid transportation during diagenesis and deuterogene. The composition of O isotope in it is unchanged basically. It means a "preservation"; conversely, that formed by solution, the primary compositions of O isotope are exchanged (see Fig. 1). Detailly, the diosporite is formed by alumina-gel in ancient crust of weathering (suspended transportation) and colloidal solution at the initial stage of diagenesis of reductive environment (including transformed by gibbsite). The phenomena of constitutional water (means colloidal water from ancient crust of weathering), vegetating recrystallizing and sequence belong to the solid reaction. The exchange in diagenesis and deuterogene of O isotope is not caused, so the O isotope possess preservation of "weathering crust" 5 and "laterite property" 7. It is derived from kaolinite deposited from ancient weathering crust and gel since the deuterogene present solid reaction (during this time, it had undergone the sequential stage of kaolinite). The isotope compositions still kept their basic feature, which formed the original kaolinite under normal temperature, and pressure. As the temperature and pressure raising, the diosporite and dickite further recrystallized and was sequenced, but without uniformity.

The mineralization mode of Carboniferous bauxite in China can be summarized as "several stages, various factors and different degree of mineralization". But the theories of more "colloidal chemical deposit" and simple "mechanic deposit" can not accord with the actual situation of Carboniferous bauxite in China. It is incorrect either on theory or in practice to consider that the bauxite deposit with long diagenesis and deuterogene as invariable.



1. 硬水铝石铝土矿碎裂成角砾并塌陷迁移(后生角砾), 裂隙中为后生硬水铝石(白色)填充, 单偏光 $\times 15$ (修文)
2. 铝土矿体内内生黄铁矿, 证明体内硬水铝石形成于还原环境的成岩阶段, 单偏光 $\times 44$
3. 硬水铝石的胶体与碎屑构造, 单偏光 $\times 28$ (山西)
4. 硬水铝石的胶体构造及其重结晶交代的假碎屑构造, 单偏光 $\times 61$ (柳林)
5. 胶体硬水铝石重结晶成似层纹构造(沿平行破碎裂隙填充重结晶)正交偏光 $\times 39$ (山西)
6. 胶体硬水铝石呈网脉状重结晶, 正交偏光 $\times 15$ (晋北)
7. 胶体硬水铝石(暗色)被后生地开石(浅色)交代成假砾构造, 单偏光 $\times 15$ (孝义)
8. 与硬水铝石伴生的自形黄铁矿(因后期风化成流失孔)单偏光 $\times 61$ (岩溶铝土矿)。



1. 水白云母(白色)交代硬水铝石纤维与基质,成碎屑及假碎屑构造,单偏光 $\times 15$ (华北) 2. 后生地开石内自生柱状硬水铝石(铝土矿纤维中心,正交偏光 $\times 150$ (西南) 3. 纤维非同时形成,因外形不一,刚性体正圆或椭圆形,柔性体受挤压成鸭嘴状,单偏光 $\times 39$ (华北) 4. 纤维心为粘土角砾,外圈由胶体硬水铝石围绕,铝土矿为胶体作用形成,单偏光 $\times 80$ (晋东热变质铝土矿) 5. 高岭石粘土岩碎屑在后生阶段脱硅为硬水铝石(无色粒状),单偏光 $\times 70$ (华北) 6. 硬水铝石铝土矿碎屑,单偏光 $\times 35$ (华北) 7. 胶体铝土矿的网鱼构造,硬水铝石重结晶形成假碎屑,单偏光 $\times 28$ (华北) 8. 铝土矿中碎屑矿物独居石,铝硅酸盐岩石系风化而来,单偏光 $\times 217$ (华北) 9. 自生柱状硬水铝石,扫描电镜 $\times 2500$ (招贤 85053-1)。