

大洲高岭土矿床地质特征及成因

徐红*

(南京交通高等专科学校 南京大学成矿机制研究国家重点实验室, 南京)

提 要: 大洲高岭土矿床是瓷都景德镇重要的原料基地。成矿母岩大洲花岗岩体是由富含泥质、粘土质的地壳物质经部分熔融而成。低温热液蚀变为主, 少量后期风化叠加成因机制可以较好地解释该矿床所具有的一系列地质特征。

关键词: 高岭土矿床 花岗岩 成因机制 江西景德镇

大洲高岭土矿床位于江西省景德镇市西约 40 km 处, 与该矿床相类似、分布较接近的还有高岭村和星子高岭土矿床。许多研究者认为这些高岭土矿床是花岗岩-花岗伟晶岩经风化作用形成的, 属于风化残积型矿床^[1,2]。笔者对大洲高岭土矿床以及大洲花岗岩体进行了较为详细系统的研究, 发现风化残积成因机制较难解释该矿床所具有的一系列特征。

1 高岭土矿化花岗岩体的成因特征

大洲花岗岩体浅部为二长花岗岩和白云母花岗岩^[3], 向深部过渡为黑云母花岗岩, 岩体内还有少量伟晶岩脉、二长细晶岩脉、石英脉和云英岩脉, 岩体时代约为 100×10^6 a。钾长石多为条纹长石, 结构态属正长石和中微斜长石; 斜长石为钠-更长石; 含原生和次生白云母, 原生白云母呈自形和半自形, 颗粒较大, 与黑云母呈交生关系, 还可见沿长石和石英空隙生长的原生白云母, 其解理垂直长石和石英的边界, 这反应了岩浆结晶过程中逐渐富水的特征, 而次生白云母颗粒细小, 常呈交代长石形式出现; 黑云母的化学成分贫 Mg 而富 Fe、Al, 其 MF 值 < 0.38 与上部地壳部分熔融以及原地交代形成的花岗岩类的黑云母 MF 值相类似, 说明成岩物质来源较浅; 锆石群型特征反映了岩体成因系列属 Pupin (1980) 划分的以地壳成因为主侵入的二长花岗岩类。岩石的稀土总量较低 (14×10^{-6} 左右), Eu 亏损较大 (δEu 为 0.10 左右); 微量元素以 Li、Rb、Cs 含量较高为特征, 且含有较多的黄玉和电气石等副矿物, 表明岩体形成时较富含挥发分; 岩石化学成分以贫 Ca 富 Al 为特征。岩体形成的物理化学条件约为: $p = 200 \sim 300$ MPa, $t = 600 \sim 700$ °C, $f_{\text{O}_2} = 10^{-6.5} \sim 10^{-7.5}$ Pa, $f_{\text{H}_2\text{O}} = 149 \sim 270$ MPa, 含水量 5.5% ~ 7.5%。岩体的 $\delta^{18}\text{O}$ 为 10.2‰, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比为 0.7197, 反映了原始岩浆是由富含泥质、粘土质的地壳物质经部分熔融而成的^[3]。

2 大洲高岭土矿床基本特征

大洲高岭土矿床开采历史悠久, 其成矿母岩是白云母花岗岩。板溪群变质岩常以顶盖形

* 徐红, 女, 34岁, 硕士, 副教授, 从事矿物岩石及岩土工程的教学和科研。邮政编码: 210018

式置于白云母花岗岩之上，围岩已角岩化（图 1a）。岩体和围岩之间常见似伟晶岩壳和石英壳，即所谓“硅帽”断续出现，其厚度一般在 15cm 左右，矿区还发育一条长达 7.8 km，宽 14~32 m 的硅化带，该带与高岭土矿化常伴生（图 1b）。大部分高岭土矿体产于大洲岩体的内接触带，形态以似带状、似层状、团块状等为主，厚度极不均匀，平均厚度为 10 m 左右，多处见到矿体横向即可过渡到新鲜岩石，并在矿体上部保存新鲜的花岗岩（图 2）。

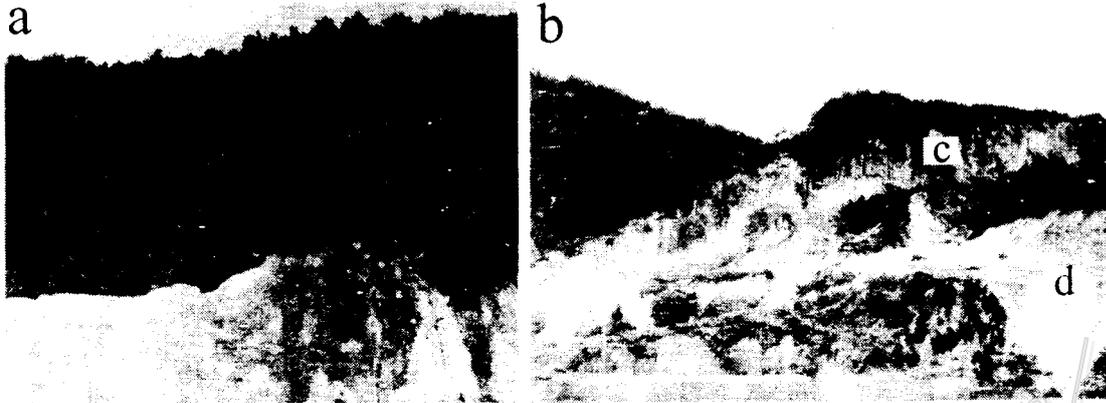


图 1 大洲高岭土矿床产出特征

a—围岩板溪群角岩（黑色）顶盖于原岩为白云母花岗岩的高岭土矿（灰白色）之上；b—高岭土矿（d）与硅化带（c）伴生

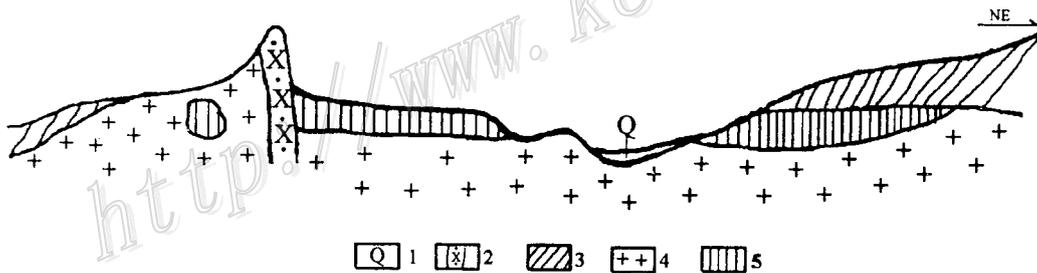


图 2 大洲高岭土矿床典型剖面示意图

1—第四系；2—硅化带（硅帽）；3—板溪群角岩；4—白云母花岗岩；5—高岭土矿

大洲高岭土原矿多呈白至灰白色，保留中粒花岗结构， Al_2O_3 含量较低（15%左右），含较多石英， SiO_2 含量高达 73%~75%； K_2O 含量为 4%~5%， Na_2O 为 1%~3%，淘洗后精矿质量大为提高， Al_2O_3 含量可达 34%~37%， SiO_2 降为 46%~49%。经 X 射线衍射、红外吸收光谱和热谱分析证实，高岭土精矿主要由无序高岭石、伊利石等粘土矿物组成。扫描电镜下高岭石呈晶形较完好的板状及少量不规则片状，集合体呈叠片状排列，单片厚 0.2~0.4 μm ，常具长石假象（图 3）。透射电镜下还见有呈管状的多水高岭石和云雾状的蒙脱石存在。

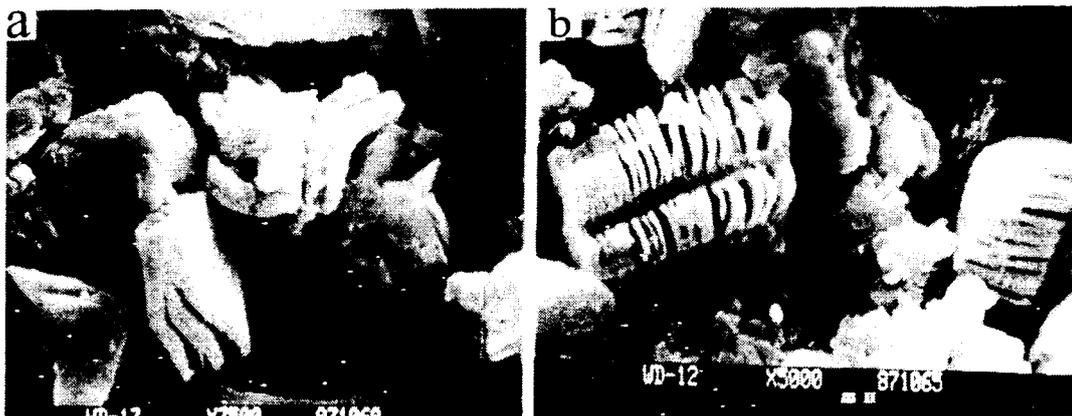


图3 大洲高岭石扫描电镜照片

a—呈长石假象的高岭石；b—规则叠片状高岭石集合体呈长石假象

3 风化残积说的质疑和热液蚀变成因的证据

(1) 从小范围内看, 矿体常呈似层状, 但都延伸不远, 从大一点的范围内看, 这些矿床实际上都呈透镜状、团块状等, 而且在横向上可过渡到新鲜母岩。强烈的风化作用环境在很大的区域范围内应是较一致的, 决不可能对同一地点的同一种岩性中某个部分发生强烈作用而不涉及到其余。而不规则的矿体产状正是热液矿床的典型特征。

(2) 大洲岩体与围岩的内外接触带具有硅化和角岩化, 并且高岭土矿体上部可存在新鲜的花岗岩, 又被围岩呈顶盖形式所覆盖, 许多矿体必须先对顶板地层(角岩或硅帽)进行剥离才能采矿, 这用风化残积说解释比较困难。

(3) 在风化过程中, 斜长石比钾长石、黑云母比白云母更易高岭土化, 该地区是白云母花岗岩与高岭土矿关系最密切, 这用风化说不易理解。用热液成矿观点来看, 花岗岩体含有原生白云母, 意味着岩浆熔体较富水, 有利于岩体结晶晚期的大规模热液蚀变而形成矿床。

(4) 与大洲高岭土伴生的白云母属 $2M_1$ 型; 在块状高岭土矿石中常有绢云母、方铅矿、黄铁矿和辰砂等热液矿物存在; 高岭土化钾长石的 $\delta^{18}O$ 为 4.5‰ 左右, 高岭土精矿的 $\delta^{18}O$ 为 3‰ 左右, 这些均与法国雷恩国际粘土会议总结的热液成因高岭土矿的特征相一致^[5]。

(5) 电镜下还可看到一些具风化成因特征的微球状多水高岭石附生在呈长石假象的叠片状高岭石表面, 这表明高岭土矿除了热液蚀变形成的外, 还有少量风化成因的叠加^[4]。

4 大洲高岭土矿成因机制讨论

由花岗岩低温热液蚀变为主、后期少量风化叠加成因机制可以较好地解释大洲高岭土矿床所具有的一系列地质特征, 如矿体形态呈透镜状、团块状或似层状; 含多种热液矿物, 且常与硅化带伴生; 精矿主要由无序高岭石、伊利石等粘土矿物组成; 矿床的 $\delta^{18}O$ 为 3‰ 等等。

起源于地槽沉积物部分熔融的花岗质岩浆, 其初始含水量就较高。岩浆房逐渐冷却水分

压随之均一化的过程中,水及其化合物将从岩浆体下部和中心向上部和边部扩散聚集,导致岩体上部富水形成白云母花岗岩,深部相对贫水形成黑云母花岗岩。大洲花岗岩的初始含水量约为5.5%~7.5%,当其侵位于浅成环境时,必然有大量的水(包括CO₂等多种挥发分)从花岗岩熔体内向减压带析出。由于岩体的侵入,热烘烤作用使得靠近岩体的围岩形成了各种不同的角岩,这种角岩带致密坚硬是水的良好屏蔽层,有效地阻止了水向围岩中流动、渗透和扩散,使得熔体中析出的水在近接触带或各种裂隙附近富集形成低温熔体区(图4a)。低温熔体逐步结晶至晚期所析出的岩浆期后热液将对岩体发生广泛的热液蚀变(尤以接触带处强烈),岩浆热液中富含CO₂(包裹体资料),将导致岩体发生不同程度的高岭土化蚀变:

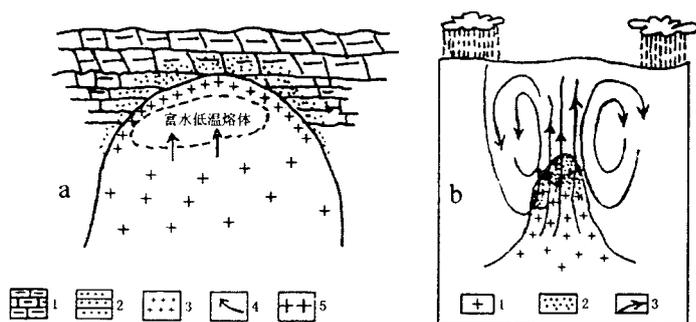
$$K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 + mH_2O + CO_2 \rightarrow Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O + K_2CO_3 + 4SiO_2 \cdot nH_2O$$


图4 高岭土矿床热液蚀变和风化叠加成因模式

- a—花岗岩热液蚀变形成矿胚: 1—围岩; 2—角岩带; 3—初始冷凝带; 4—水和挥发分运移方向; 5—花岗岩体;
b—大气降水循环叠加成矿: 1—岩体; 2—高岭土矿体; 3—大气循环水流动方向

蚀变产物中的二氧化硅胶体随着流体至外接触带以硅质脉或硅帽的形式析出,在蚀变过程中长石往往要经过水云母化然后变为高岭石,这样就可以在岩体的内接触带或各种裂隙处形成似层状的、囊状的或脉状的高岭土矿化程度不同的高岭土矿胚。

岩体侵入所携带的过热、结晶潜热和冷却热,为驱动大气水在围岩中进行长期的对流循环提供了必须的能量(图4b)。景德镇地区植被发育,夏季炎热、雨量充沛,雨旱季交替明显,地表

土积有大量腐殖酸。大气降水淋滤和渗透时,除了温度逐步上升变为低温热液外,还将与表土的腐殖酸发生交换变为酸性,这种酸性的大气循环水与岩体进行水/岩反应,将淋滤掉Fe、Mn等杂质元素,使岩体中原来形成的高岭土矿胚质量提高而变为高岭土矿。

参 考 文 献

- 1 国家建筑材料工业局地质公司. 中国高岭土矿床地质学. 上海: 上海科学技术文献出版社, 1984, 1~297.
- 2 方邨森, 方金满, 刘长荣. 中国陶瓷矿物原料. 南京: 南京大学出版社, 1990, 1~195.
- 3 彭亚明, 徐红. 江西景德镇大洲地区花岗岩的特征、成因及与高岭土矿化的关系. 南京大学学报(地球科学版), 1990, (2): 42~50.
- 4 任磊夫. 粘土矿物与粘土岩. 北京: 地质出版社, 1992, 1~231.
- 5 Jiang W and Peacor D R. Transmission electron microscopic study of the kaolinitization of muscovite. Clay and Clay Minerals, 1991, 39 (1): 1~13.