文章编号: 1007-9432(2001)06-0576-04

山西铝土矿的成因属性及地质意义

程 东 沈 芳 柴东浩
(成都理工学院) (中国科学院上海技术物理研究所) (山西省地质科学研究所)

摘 要: 通过对山西铝土矿成因研究, 得出山西铝土矿是堆积-沉积在长期风化的碳酸盐岩古陆上的古风化壳型铝土矿, 风化源岩主要为基底碳酸盐岩及其过渡岩石和盐质沉积。其 26 个一水硬铝石的氢氧同位素平均值: $\delta^{18}O$ 为 8.16‰, δD 为- 109‰; 3 个勃姆石的 $\delta^{18}O$ 为 10.4‰, δD 为- 107‰; 26 个高岭石的 $\delta^{18}O$ 为 16.84‰, δD 为- 91.7‰。这些数值都与国内外近代风化壳及现代土壤中相同或相近矿物的氢氧同位素数值基本一致。而硬水铝石和高岭石的同位素计温还表明, 山西铝土矿形成时的年平均气温为 32.3℃或 29.4℃及 31.3℃, 属热带陆地大气环境下表生作用的产物。

关键词: 山西铝土矿; 矿床成因; 古风化壳型铝土矿; 氢氧同位素; 风化源岩
中图分类号: P618.45 **文献标识码**: A

矿床成因是矿床学的难点之一, 但就铝土矿床而言, 所涉及的主要成因问题是, 成矿源岩及成矿源岩的红土风化性质, 以及成矿作用发生时的古地理、古纬度和古气候。由于铝土矿成因, 特别是有关山西铝土矿的成因论述, 以往所见多以地质描述和定性分析为主, 所以作者的研究是以前人的定性描述为基础, 更多的是提供测试数据, 以求从另一个侧面来讨论铝土矿的成因问题。

1 古纬度及其漂移变化

山西铝土矿即位于山西中奥陶统碳酸盐岩古侵蚀面之上, 上石炭统含煤岩系之下, 统称(G 层铝土矿+ 山西式铁矿)的一套岩石组合。这套岩石组合形成时的古纬度主要是通过对铝土矿或铝土岩的古地磁测试来认知的。测试样品围绕北纬 38 带采取, 在 14 个点上共采取了 153 块定向样品, 而实际测试为 94 块。样品剩磁测试分别在日本神户大学低温中心(70 块)和中国科学院地球物理研究所古地磁实验室(24 块)进行。由于铝土矿中载磁矿物的复杂性, 经测试分析, 只有 4 个矿区(阳泉太湖石、五台天和、宁武宽草坪和柳林兰家山)能统计出较好的剩磁分量, 换算为同一参考点, 即阳泉参考点(113.6°E, 37.7°N)求出 4 个矿区铝土矿的特征剩磁方向及古地磁极、古纬度。山西铝土矿统一的特征剩磁方向, 偏角(D)为 348.8°, 倾角(I)为 36.0°, 古纬度(plat)为 20.0°, 古地磁极位置, 经度为 325.5°, 纬度为 69.8°, α_{95}为 21.8°。

为了能较准确的卡住山西铝土矿形成时的古纬度及其漂移变化, 中国地质科学院地质力学研究所杨振宇博士等又对山西铝土矿上覆石炭纪含煤岩系及下伏奥陶纪碳酸盐岩已获得的古地磁数据进行了重新整理和换算。其古纬度是以阳泉为参考点所求出的同地质时代的特征剩磁方向和古纬度, 表明华北陆块在中奥陶世时, 河南焦作地区处于 22.6°S, 鄂尔多斯处于 14.4°S。以太原西山为参考点(112.5°E, 37.8°N), 张振法等 1997 年提出寒武纪时阿拉善陆块为 22.1°S, 奥陶纪时为 3.4°S, 之后向北漂移, 可能在泥盆纪前后漂移到赤道附近。赤道附近是铝土矿得以形成的最佳古地理环境, 柳林兰家山铝土矿中就保留有 2°N 的古纬度记录。林万智等 1984 年提出至石炭纪时, "陆块"漂移到了北纬, 太原西山 C_2 为 9.8°N. 吴汉宇 1990 年提出陕西韩城地区为 9.6°N. 黄宝春等 1994 年提出内蒙古阿左旗地区为 19.6°N. 另据刘育燕等 1993 年研究, 以介休为参考点(112°E, 37°N), 则华北陆块 P_2 时的古纬度为 20.1°N. 张振法等 1997 年提出, 以太原西山为参考点, 阿拉善地块 P_1 时的古纬度为 14.2°N, P_2 为 15.2°N, T_1 为 19.0°N, T_2 为 23.1°N, T_3 为 30.2°N.

* 基金项目: 地矿部定向科研基金项目
作者简介: 程东, 男, 1963 年 8 月生, 博士, 副教授, 研究方向: 沉积矿床与地球化学, 成都, 610059
收稿日期: 2001-08-08

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

古地磁研究证明, 程裕淇等 1994 年提出, 包括山西地块在内的华北陆块(板块), 它的古纬度的确是漂移变化的, 而山西铝土矿正是在"陆块"的漂移变化中所形成。但最初的三水铝矿体的全面形成可能在石炭纪相对滞留的古纬度, 即 10°N 附近, 与地处扬子陆块的贵州铝土矿石炭纪时相对滞留的古纬度[1], 即 8°～14°S 是一致的, 只不过山西是北纬, 贵州是南纬罢了。

2　氢氧同位素组成的红土性质

追踪山西铝土矿的红土(广义)风化性质所借助的是山西铝土矿的铝矿物-硬水铝石(D)和勃姆石(B), 以及粘土矿物高岭石(K)的氢氧同位素组成。

2.1　一水硬铝石的氢氧同位素组成

由采自全省 16 个矿区 26 个一水硬铝石和 3 个勃姆石的测定结果知, 平均值: 一水硬铝石, $\delta^{18}O$ 为 8.16‰, δD 为 -109‰; 勃姆石, $\delta^{18}O$ 为 10.4‰, δD 为 -107‰。与国外已知具红土性质的铝土矿(Ю А Борыевский et al, 1976)的同位素组成, 三水铝石, $\delta^{18}O$ 为 10.2‰, 一水硬铝石, $\delta^{18}O$ 为 9.9‰, 勃姆石, $\delta^{18}O$ 为 5.8‰, (一水硬铝石+勃姆石)的 $\delta^{18}O$ 为 11.4‰相比, 大同小异, 都是在大气淡水条件下红土风化作用的形成物[2]。

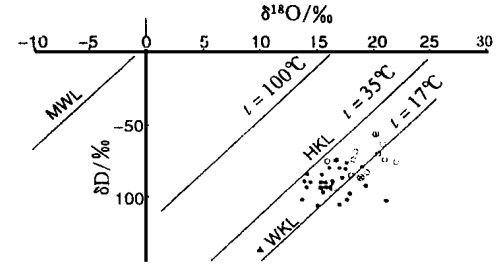
硬水铝石氢氧同位素组成的温度效应, 据有关研究[3], 风化形成的硬水铝石, 其同位素组成主要决定于形成初期的淋溶水, 据此得到一条年平均气温与 $\delta^{18}O$ 的线性方程(Dansgaarol, 1964), 即 $\delta^{18}O = 0.695t - 13.6$, 式中 $\delta^{18}O_m$ 为硬水铝石 $\delta^{18}O$ 测定值, t 为年平均气温(℃), 可大致反映铝土矿形成时淋溶水的年平均温度。

研究全球铝土矿地质学的专家(Г И Бушинский 1975; G. Bardossy, 1982)认为, 形成红土/钙红土铝土矿的年平均温度为 25～26℃, 最热平均为 30℃, 最冷平均为 20℃, 近地表土壤温度, 雨季 20～30℃, 旱季 35～45℃(辛尼钦, 1976; G. 巴杜西, 1982)。刘巽锋 1990 年提出国内贵州铝土矿的平均气温为 37.6℃, 而山西铝土矿, 据 26 个样品计算, 年平均温度为 32.3℃。与以上不同地域, 不同时代, 不同源岩红土/钙红土铝土矿的年平均温度基本一致, 反映它们成因相似, 都是大陆表生作用的产物。

2.2　高岭石的氢氧同位素组成

由采自全省 12 矿区 26 个高岭石氢氧同位素组成的测定结果知, 含矿岩组各岩(矿)层(自上而下)高岭石的平均值, G3 层(9 个样), $\delta^{18}O$ 为 16.27‰, δD 为 -92.1‰, G2 层(12 个样), $\delta^{18}O$ 为 15.19‰, δD 为 -83.3‰; 埋藏 700m 以深钻孔中 G(2+3)(3 个样), $\delta^{18}O$ 为 17.60‰, δD 为 -100.3‰; 含矿岩组顶部(2 个样)高岭岩的 $\delta^{18}O$ 为 17.21‰, δD 为 -91.9‰。可见不同岩性层高岭石的氢氧同位素组成, 虽有变化, 但变化不大, 说明高岭石形成后, 原有特征的保留程度还是比较高的。

将含矿岩组 24 个样品的测定值投到高岭石 δD - $\delta^{18}O$ 关系图(图 1)[4]中, 所有样品均落在热液高岭石线(HKL)之下的风化区(位于 WKL 之下的 5 个样品有较强的水溶液交换)。单就高岭石而言, 可称为风化型或风化沉积型高岭土矿床, 这种高岭石都是在常温下近地表水体中形成的, 其同位素组成, 取决于当时当地的大气降水, 一般而言, 高岭石比共存水要富集 ^{18}O, 而 D 则相对贫化。所测定的 $\delta^{18}O$ 均为负值(相对贫化 ^{18}O), δD H_2O 则比高岭石的负值为小(高岭石相对贫化 D)就是例证。



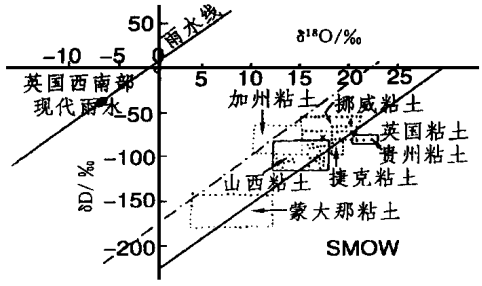
●—山西铝土矿; ▲—豫西铝土矿; ○—贵州铝土矿; ○—辽宁本溪铝土矿; ⊙—峨嵋山玄武岩风化粘土; ⊙—漳浦玄武岩红土; * —现代钙红土

图 1　山西铝土矿(铝土岩、粘土岩)中高岭石的 δD-$\delta^{18}O$ 相关图

为了从 $\delta^{18}O$ (‰)的实测值能直接判释不同成因的高岭土矿床, H. H. Murray and J. Janssen (1984)对取自世界各地不同成因高岭石的 $\delta^{18}O$ (‰)进行了系统测定, 结论是热液成因的高岭石 $\delta^{18}O$ (‰)值极低, 为 2‰～14‰, 沉积成因的 $\delta^{18}O$ (‰)值普遍较高, 为 19‰～23‰, 风化残积成因的 $\delta^{18}O$ (‰), 理论上应界于 2‰～23‰之间, 但其大多数值为 15‰～19‰, 山西铝土矿中高岭石 $\delta^{18}O$ (‰)的实际测定结果, 范围值为 12.21‰～20.85‰, 平均值为 15.89‰, 如果删去 3 个含有较多一水硬铝石的不纯样品, 则范围值为 14.13‰～20.85‰, 平均值为 16.33‰, 属风化残积或风化残积-沉积成因无疑。这还可以从世界各地风化粘土或风化沉积粘土, 以及风化红土中高岭石 δD - $\delta^{18}O$ 关系图中进一步得到佐证(图 2)。山西铝(粘)土矿与贵州铝(粘)土矿中的高岭石, 以及贵州碳酸盐岩近代风化钙红土中的高

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

岭石,福建漳浦第四纪玄武岩红土中的高岭石[5],四川乐山二叠纪玄武岩风化红土中的高岭石[2]均落入图2中美国加州粘土、挪威粘土及英国粘土之间,表明它们不论来自何种源岩,由于它们都是低温表生作用所形成,高岭石的氢氧同位素组成是在约20℃或更低温度生成时与大气降水达到同位素平衡交换的结果(S. M. F. Sheppard et al, 1977),所以其 $\delta D - \delta^{18}O$ 的投点范围近于一致。



▲—福建漳浦第四纪玄武岩红土中的高岭石;
△—四川 P_2 玄武岩红土中的高岭石;
×—贵州碳酸盐岩近代钙红土中的高岭石

图2 高岭石 $\delta D - \delta^{18}O$ 关系图

利用高岭石氢氧同位素估算形成温度是矿床地质学的重要内容之一。作者选择H. P. Taylor (1974)公式: $10^3 \ln\alpha = 2.53 \times 10^6 T^{-2} - 4.09$ 和邵益生(1983)公式: $10^3 \ln\alpha = 2.51 \times 10^6 T^{-2} - 5.06$ 来进行温度估算,结果与硬水铝石的测温结果基本一致。

需要补充说明的是,尽管众多的实验及研究表明,高岭石具有较好的同位素保存性,但由于大气降水,特别是古生代大气降水的同位素组成受古特提斯海(黄汲清等,1987; 陈智梁,1992),以及山西地块诸多自然因素的控制,所以上述高岭石,以及硬水铝石的测温数据只是一种近似表达,今后还需要更多的数据积累。

3 风化源岩

山西铝土矿是古风化壳型铝土矿。由于古风化壳型铝土矿的古风化壳原地保存有难度,即使是原地保存,实际上也很难正确判释,特别是原风化壳基岩及其溶滤层的直观性已不复存在,再加上后期地质作用的复杂叠加,所以有关古风化壳型铝土矿的风化源岩,即基底与古陆来源之争依然存在。为了使这一源岩之争逐步数据化和科学化,正像源自年青火山岩红土型铝土矿可以选用抗风化能力强的矿物同位素年龄来提供风化源岩的直接证据(J. B. Comer et al, 1980)一样,对于古代红土型铝土矿,通过示踪,特别是对碎屑状铝土矿、铝土岩及粘土岩的同位素年龄示踪,还是有可能提供逼近源岩年龄,或者至少能提供哪种源岩的可能性较大一些的数据证据的。基于此,作者试做了16件稀释质谱法K-Ar年龄测定,样品的年龄值范围为(268.62±3.15～683.95±20.74)Ma,比照国际地层时代表(J. W. Cowie et al, 1989; W. B. Harland et al, 1989)和中国地层时代表(王鸿祯等,1990)可知,小于325Ma的K-Ar年龄为Ar丢失年龄;(325～355)Ma为山西铝土矿的成岩年龄(柴东浩等,1998);(355～570)Ma为D-∈的年龄值,而大于570Ma的K-Ar年龄则有可能是比山西铝土矿基底地层更为古老的源岩年龄。共有4件,其中原平石墙非矿粘土岩为667.53±17.33Ma,宁武宽草坪绿泥石铝土矿为623.62±14.35Ma,而此二矿区同处于宁武向斜北东端,区内不仅有陆源碎屑岩的局部堆积,而且原平石墙样品中还有绢云母碎片,从陆源碎屑岩的砾石主要为燧石看,可能是来自中新元古界的青白口系和蓟县系。阳泉太湖石北采场碎屑状粘土岩的年龄为683.95±20.74Ma,孝义克俄南采场碎屑状铝土岩的年龄为597.37±12.70Ma。从两矿区的区域地质判断,它们也是中新元古代地层的年龄反映。

根据以上K-Ar年龄组合,结合前人对区内奥陶系的岩相古地理研究,以及粘土岩中B,Li,Sr,Rb等微量元素所提供的物质来源信息,目前的年龄值支持山西铝土矿的风化源岩主要应由基底碳酸盐岩——主为奥陶系,次为寒武系,再次为青白口系和蓟县系——经红土/钙红土化作用所形成,同位素年龄大于1 800Ma的古陆变质岩来源目前尚难证实。

4 地质意义

山西铝土矿的成因属性研究,揭示出了与古风化壳型铝土矿有关的三个重要地质问题:一是受加里东运动影响而隆升的华北陆块,隆升之初是处于南纬(22.6°S)的一个山地形碳酸盐岩台地,之后随着古特提海(黄汲清等,1987; A. M. C. 森格 1992; 陈智梁,1994)的渐次闭合而逐渐向北漂移,大约在赤道附近累积形成了以三水铝土矿为主矿体的红土/钙红土风化壳,现今的一水硬铝石铝土矿是原三水铝土矿就位后,主要由其上巨厚的覆盖层埋藏变质作用所形成。从构造古地理环境看,时间上,包括山西铝土矿在内的华北G层铝土矿,以及以贵州铝土矿为代表的华南铝土矿都是泛称的地中海铝土矿的晚古生代部分。空间上,属于地中海铝土矿成矿带——伊朗—喜马拉雅成矿带[6,7]的东延部分,它们都

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

是特提斯海(古地中海)湿热气候带的必然产物。其二, 山西铝土矿氢氧同位素的表生风化性质证明, 以铝土矿(耐火粘土/铁矾土)为容矿矿石的稀土(REE)稀有(RME)元素显然也是红土风化性质的, 是与红土/钙红土风化过程密切相关的风化壳稀有稀土矿[8], 它与已发现的华南风化壳离子吸附型稀土矿共同构建了中国风化壳吸附型稀土(稀有)矿的工业类型, 华南为现代风化壳稀土矿, REE 主要为离子吸附; 华北为古代风化壳稀土矿, REE(RME)主要为纳米吸附。这种呈吸附态存在的风化壳稀土稀有金属矿有利于工业利用。其三, 风化源岩主要为基底碳酸盐岩(含过渡相岩石及盐类沉积)的判定, 解决了山西铝土矿及其古风化壳物质(耐火粘土等)中, 指示高盐度强蒸发环境的特征元素 B, Li, Sr 含量普遍较高(局部特高), 而 Sr/Ba> > 1 的环境解释疑难。它们之所以普遍含量较高或很高, 主要与前述风化源岩的物质成分有关, 而与上覆以半沟灰岩(L_{b_1})为代表的晚石炭世海侵没有关系。

参 考 文 献

[1] 王俊达, 李华梅. 贵州石炭纪古纬度与铝土矿[J]. 地球化学, 1998, 27(6): 575-578.

[2] 廖士范, 梁同荣. 中国铝土矿地质学[M]. 贵阳: 贵州科技出版社, 1991: 182-242.

[3] 刘巽锋, 王庆生, 陈有能等. 黔北铝土矿成矿地质特征及成矿规律[M]. 贵阳: 贵州科技出版社, 1991: 131-136.

[4] 易发成, 李虎杰, 郑自立等. 苏州高岭土矿床地球化学及成因[M]. 北京: 地质出版社, 1996: 79-82.

[5] 殷子明, 陈国达. 黔中、豫西等地铝土矿的氢氧同位素地球化学[J]. 地质论评, 1989, 35(1): 21-29.

[6] Bardossy G. Karst Bauxites: bauxite deposits on carbonates rocks[M]. New York: Elsev Scie Pub Co, 1982. 1-15.

[7] 刘中凡. 世界铝土矿资源综述[J]. 轻金属, 2001, (5): 7-12.

[8] 柴东浩, 屈值明, 陈汉成等. 山西铝土矿中稀有稀土元素的新发现及工业意义[J]. 轻金属, 2001, (6): 6-11.

Genetic Attribute and Geological Significance of Bauxite Ores in Shanxi

Cheng Dong　　**Shen Fang**

(*Chengdu University of Technology*)　(*Shanghai Institute of Tech. Physics*)

Cai Donghao

(*Shanxi Institute of Geological Sciences*)

Abstract: Bauxite ores in Shanxi is a type of ancient weathering crust bauxite ores, which is accumulated and deposited on the old land of carbonate rock. Weathering source rock is mainly made up of basal carbonate rock, its transitional rock and salty deposits. The mean values from 26 samples of hydrogen and oxygen isotope compositions of diaspore in bauxite ores of Shanxi are that: 8.16‰ for $\delta^{18}O$ and - 109‰ for δD; 10.4‰ for $\delta^{18}O$ and - 107‰ for δD in three boehmite; 16.84‰ for $\delta^{18}O$ and - 91.7‰ for δD in twenty six kaolinites. These data basically coincide with the values of hydrogen and oxygen isotope of similar ores in national or overseas modern weathering crust and soil. And the isotope thermometry of diaspore and kaolinites is also proved that mean annual formation temperature of bauxite ores in Shanxi is 32.3℃ or 29.4℃ and 31.3℃, which are supergenesis products under tropical land climatic environment.

Key words: bauxite ores in Shanxi; ore genesis; bauxite ores of ancient weathering crust; hydrogen and oxygen isotope; weathering source rock

(编辑: 张爱绒)

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net