

苏莫查干敖包超大型萤石矿床的稀土元素地球化学特征及其成因意义*

许东青¹, 聂凤军¹, 钱明平², 刘妍¹, 云飞¹, 张万益¹

(1 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037; 2 河南省灵宝市金源矿业有限责任公司, 河南 灵宝 472500)

摘要 苏莫查干敖包萤石矿床是位于内蒙古四子王旗北部的一个世界级单一萤石矿床, 产出于早二叠世大石寨组火山-沉积岩与早白垩世卫境花岗岩体的外接触带上。萤石的成矿作用分为早、晚2期, 早期的萤石主要是纹层状、条带状和细晶块状萤石, 晚期的萤石主要呈伟晶状、混合伟晶状, 而含硫化物的纹层状、细晶块状萤石含量少且分布局限。不同类型萤石的稀土元素配分模式可以分为3类: A类是早期萤石, 其稀土元素配分模式表现为略呈轻稀土元素富集的特点, 配分曲线近于平坦, 没有Eu异常。B类萤石的稀土元素配分模式不具有普遍性, 在其配分曲线中自Tb-Er呈现顶背式突起(roof-like), 并具有明显的Eu正异常, 主要为含硫化物的纹层状、细晶块状矿石; C类是晚期萤石, 稀土元素配分模式表现为重稀土元素富集的特点, 既有Eu正异常, 又有Eu负异常。A类萤石的稀土元素配分模式代表了萤石成矿作用的早期热液活动的特征, 稀土元素在成矿流体中主要以吸附作用存在和运移, 成矿流体主要是岩浆来源的高温、高盐度流体, 成矿流体与大石寨组流纹岩、流纹质凝灰岩和大理岩的水岩反应是导致萤石从成矿流体中沉淀的主要机制; C类萤石稀土元素配分模式反映了成矿流体经历了较为长期的演化和分异, 稀土元素在流体中主要以络离子形式存在和运移, 其成矿流体低温、低盐度, 有大气降水的加入, 指示该阶段萤石从热液中沉淀结晶的主要机制是2种不同端元流体的混合, 即岩浆来源的高盐度、高温流体和以大气降水为主要来源的低温、低盐度流体的混合; B类萤石的稀土元素配分模式反映了一次高含硫化物的局部热液事件, 在萤石的成矿作用中不具有普遍意义, 稀土元素在流体中是以络离子形式存在和运移的。微量元素研究表明各期次萤石的微量元素变化相似, 都具有高的Ni含量, 指示成矿物质源区的一致性。在Tb/La-Tb/Ca图解中, 所有样品都分布在热液萤石区域, 指示矿床属于岩浆热液型矿床。

关键词 地质学, 稀土元素配分模式, 成矿流体, 微量和稀土元素, 苏莫查干敖包萤石矿床, 内蒙古四子王旗
中图分类号: P619.21+5 文献标志码: A

REE geochemistry and genesis of Sumochagan Obo superlarge fluorite deposit

XU DongQing¹, NIE FengJun¹, QIAN MingPing², LIU Yan¹, YUN Fei¹ and ZHANG WanYi¹

(1 Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China;

2 Jinyuan Mining Co. Ltd. of Henan Province, Lingbao 472500, Henan, China)

Abstract

Located in northern Siziwang Banner of Inner Mongolia and lying in the external contact zone between Early Permian Dashizhai Formation and Early Cretaceous Weijing granite batholith, the Sumochagan Obo fluorite deposit is a world-class monomineral deposit. Metallogeny of the deposit can be divided into two stages. The early stage ores are mainly laminated, banded and fine-grained compact massive ores, whereas the late stage ores are mainly megacrystalline and mingled megacrystalline ores. The sulfide-bearing laminated and fine-grained

* 本文得到中央级公益性科研院所基本业务费项目(K0814)和国家自然科学基金(40573025)的联合资助
第一作者简介: 许东青, 男, 1965年生, 博士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业。Email: xdq84511@sina.com
收稿日期: 2008-10-18; 改回日期: 2008-12-12。张绮玲编辑。

compact massive ores mainly distributed between 9~21 exploratory lines are not ubiquitous in the deposit. The REE patterns of fluorite ores are very complicated and can be divided into 3 groups. The early stage A-type ores basically have poor-fractionation REE patterns and exhibit low LREE-enrichment with no Eu anomaly. The B-type sulfide-bearing laminated ores exhibit Tb-Er roof-like enrichment with weak positive Eu anomaly. The late stage C-type ores show HREE-enriched REE patterns with weak positive Eu anomaly or negative Eu anomaly. The A-type REE patterns indicate the early hydrothermal event. The ore-forming fluids are magmatic fluids with high temperature and high salinity, with REE elements existent and transported in the adsorption style. The fluorites were precipitated from ore-forming fluids through the fluid-rock interaction between fluids and Dashizhai rhyolite, rhyolitic tuffs and marbles. The C-type REE patterns indicate a long-lived evolution and fractionation of the ore-forming fluids, with the REE elements existent and transported in a complex style. The precipitation of fluorites from ore-forming fluids resulted from the mixing of two end-members of fluids, namely fluids with high-salinity and high temperature from magmas and fluids with lower salinity and lower fluids from meteoric water. The B-type REE patterns reflect a local hydrothermal event with high sulfide contents, with the REE elements existent and transported in a complex style. All fluorite samples exhibit similar trace element distributions characterized especially by high Ni contents, suggesting a common source for fluorite. All fluorite samples are plotted in the hydrothermal field of the Tb/La versus Tb/Ca bi-variable diagram, implying that the Sumochagan Obo fluorite deposit is of the magmatic hydrothermal type.

Key words: geology, REE patterns, ore-forming fluids, trace and minor elements, Sumochagan Obo fluorite deposit, Sizhiwangqi Banner of Inner Mongolia

微量元素和稀土元素的地球化学研究是岩浆和成矿作用过程中物理化学条件变化、成矿流体演化 and 运移、流体的水岩反应等成矿作用和过程的一种有效的示踪方法(Bau, 1991; 1996; Bau et al., 1992; 1995; Schwinn et al., 2005)。萤石是一种存在于较为广泛的地质环境中的含钙矿物,热液流体的稀土元素特征可以通过替换反应(由于稀土元素的离子半径和 Ca^{2+} 相近)保存在萤石中。因此对其稀土元素的分析可以提供关于萤石矿化作用过程中的重要信息,如元素的来源、流体的温度和氧逸度、流体的迁移、水岩反应和沉淀过程等(Moller et al., 1984; Smith et al., 2000; Gagnon et al., 2003)。内蒙古四子王旗北部的苏莫查干敖包萤石矿床(矿石量^① $1915.01 \times 10^4 \text{ t} @ 53.86\% \text{ CaF}_2$)是一个世界级的超大型单一萤石矿床(李士勤, 1985; 王万昌等, 1986; 陈先沛等, 1994; 聂凤军等, 2008)。李士勤(1985)认为该矿床是与早二叠世中酸性海相火山活动有关的、具层控性质的热水沉积矿床,而王万昌等(1986)则认为该矿床的形成主要是早白垩世酸性岩浆活动的结果,长期以来对于该矿床的成因存在着很大的分歧。聂凤军等(2008)曾对矿床地质特征进

行过细致的描述,并对矿床的成因做了初步探讨,许东青等(2008c)对该成矿带的敖包吐萤石矿床开展了 Sr-Nd-Pb 同位素研究,认为萤石的成矿作用是与早白垩世花岗岩有关的岩浆热液矿床。本次研究在详细野外地质观察的基础上,对苏莫查干敖包萤石矿床的不同部位、不同成矿期次和不同矿物组合的代表性萤石样品进行了微量元素和稀土元素地球化学研究,并结合萤石包裹体的测温数据,探讨了该超大型萤石矿床的成矿作用,试图反演成矿流体的演化、运移、富集过程,以及成矿物质卸载的机制。

1 地质背景和矿床地质

1.1 地质背景

苏莫查干敖包超大型萤石矿床在大地构造位置上位于西伯利亚板块和华北地台之间的中亚晚古生代造山带的东段,夹持于索伦山板块缝合线(Xiao et al., 2003)和贺根山深大断裂之间。区域出露的地层主要有前寒武系艾勒格庙组、下二叠统大石寨组、下二叠统哲斯组、侏罗系、白垩系、第三系和第四系。

下二叠统大石寨组(流纹岩锆石 U-Pb 年龄 276

① 内蒙古自治区 102 地质队, 1987. 内蒙古自治区四子王旗苏莫查干敖包矿区萤石矿初步勘探地质报告.

± 4) Ma (聂凤军等, 2009b) 是区域萤石矿床的主要赋矿围岩, 为一套海相酸性-中酸性火山-沉积碎屑岩及碳酸盐岩建造, 呈北东方向展布, 由东向西在苏莫查干敖包、敖包吐、哈尔敖包、温多尔努如、西里庙、巴彦敖包、干其呼都格以南等地连续出露, 总厚度大于 9 437 m, 从下至上共分为 4 个岩性段。一岩段分布于西里庙以西地区, 额尔登格图至巴彦敖包一带, 总厚度 3 166.21 m。主要岩性组合为灰白色-紫红色流纹岩夹流纹质熔结凝灰岩、英安质晶屑凝灰岩, 与二岩段平行不整合接触。二岩段主要分布在苏莫查干敖包一带, 底部为一套海相碎屑岩-碳酸盐建造, 中上部为一套海相酸性-中酸性火山岩建造, 总厚度为 2 524 m, 与三岩段整合接触。主要岩性组合为: 下部为薄层状浅灰色石英砂砾岩、白色厚层状白云质大理岩、硅质大理岩夹含砾大理岩及玫瑰色大理岩、青灰色厚层状白云质大理岩夹紫红色砂质板岩, 该层位在西里庙向斜东南翼的伊和尔一带有零星露头发育, 为区域萤石矿化的第一含矿层位, 赋存有伊和尔萤石矿点(萤石矿石量 16.07Mt @ CaF_2 49.17%^①); 中上部主要为灰白色-紫红色变质流纹质晶屑凝灰岩夹变质流纹岩、熔结晶屑凝灰岩等, 在苏莫查干敖包和敖包吐萤石矿以南地区岩石组合基本以流纹质晶屑凝灰岩为主, 其中含有大量的火山角砾岩, 由流纹质晶屑凝灰岩、流纹质含角砾晶屑凝灰岩、英安质晶屑凝灰岩、角岩化流纹岩、角岩化流纹质晶屑凝灰岩和变质流纹岩组成。三岩段主要分布在西里庙向斜东南翼及转折端一带, 在敖包吐和苏莫查干敖包一带发育较好, 总厚度 941 m, 为一套海相碳酸盐-碎屑岩沉积, 主要岩性组合以灰褐色绢云绿泥质斑点状板岩、绢云绿泥质板岩为主, 夹石英砂岩透镜体和流纹岩薄层, 在靠近顶、底部各有一层灰白色大理岩透镜体(含海百合茎化石)。其底部层位为区域上最重要的萤石含矿层位, 即第二个萤石矿化层位, 产出有超大型苏莫查干敖包萤石矿床以及区域上的瑞尔其格和温多尔努如萤石矿化点, 其上部层位构成区域萤石矿化的第三层位, 产出有敖包吐中型萤石矿床(许东青等, 2008b; 2008c)。另外, 由苏莫查干敖包向西南方向, 由于受到燕山期卫境花岗岩的侵入形成长达几十公里的苏莫查干敖包-哈布其亥铜、锡、锌、铁多金属矿化砂卡岩带, 具

有极其重要的找矿意义。四岩段主要分布在海散高勒、哈布其亥北、敖包吐、哈尔敖包等地, 为海相酸性-中酸性火山岩, 厚度 2 805 m, 下部与三岩段连续沉积。在哈尔敖包-苏莫查干敖包萤石矿床一带, 主要岩石组合为灰白色片理化变质流纹质晶屑凝灰岩夹变质英安质晶屑凝灰岩和变质流纹岩等。

研究区与萤石矿床有关的侵入岩类主要是早白垩世卫境花岗岩体[锆石 U-Pb 年龄为 (138 ± 4) Ma (聂凤军等, 2009a)], 以岩基产出, 出露面积 130 km^2 , 分布在南至敖包吐北至卫镜大队和中蒙边境一带, 呈北北东方向展布, 主要岩石类型为中细粒似斑状黑云母花岗岩, 其次为细粒斑状花岗岩。卫境花岗岩体与下二叠统大石寨组地层呈侵入接触, 在岩石化学特征上属于高钾钙碱性的花岗岩, SiO_2 含量为 70.18% ~ 75.62% (平均为 73.14%, $n = 8$), ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) 含量 8.25% ~ 9.34% (平均为 8.83%, $n = 8$) 具有高硅、富钾和富碱的特征。微量和稀土元素方面表现为富铷、钽和轻稀土元素, 而亏损锶、钛、磷和铷, 表现为壳熔的特点, 是在后造山的伸展大地构造背景下形成的(许东青等, 2008a)。

苏莫查干敖包萤石矿床的控矿构造是苏莫查干敖包压扭性断层, 为大石寨组二、三岩性段之间的层间破碎带, 总体呈北东向展布, 断续出露 40 km 左右。

1.2 成矿时代

许东青等(未刊资料)通过对苏莫查干敖包萤石矿床的下盘高岭石化蚀变岩的研究, 获得了萤石矿床的绢云母和伊利石样品的 K-Ar 同位素年龄值分别为 (141.5 ± 1.2) Ma 和 (137.6 ± 1.1) Ma, 可以代表矿床的形成年龄, 指示区域的大规模萤石矿化作用发生在早白垩世。这一时限与卫境花岗岩基花岗岩的锆石 SHRIMP U-Pb 同位素年龄值 (138 ± 4) Ma 大体一致, 指示萤石矿化作用与区域的花岗岩类岩浆活动具有密切的联系。

1.3 矿床地质

聂凤军等(2008)详细描述了苏莫查干敖包萤石矿床的地质特征, 整个萤石矿化带在走向和倾向上均呈舒缓波状, 具有矿脉连续性好、有用组分单一和品位高的特点, 萤石矿化主要出现在 20~49 勘探线之间, 萤石矿脉的长度为 2 900 m, 厚度 0.45~22.55 m, 平均厚度 4.96 m, 倾斜延伸为 600~800 m, 最大

① 内蒙古自治区 102 地质队, 1987. 内蒙古自治区四子王旗北敖包吐矿区萤石矿详细普查及外围萤石矿普查地质报告.

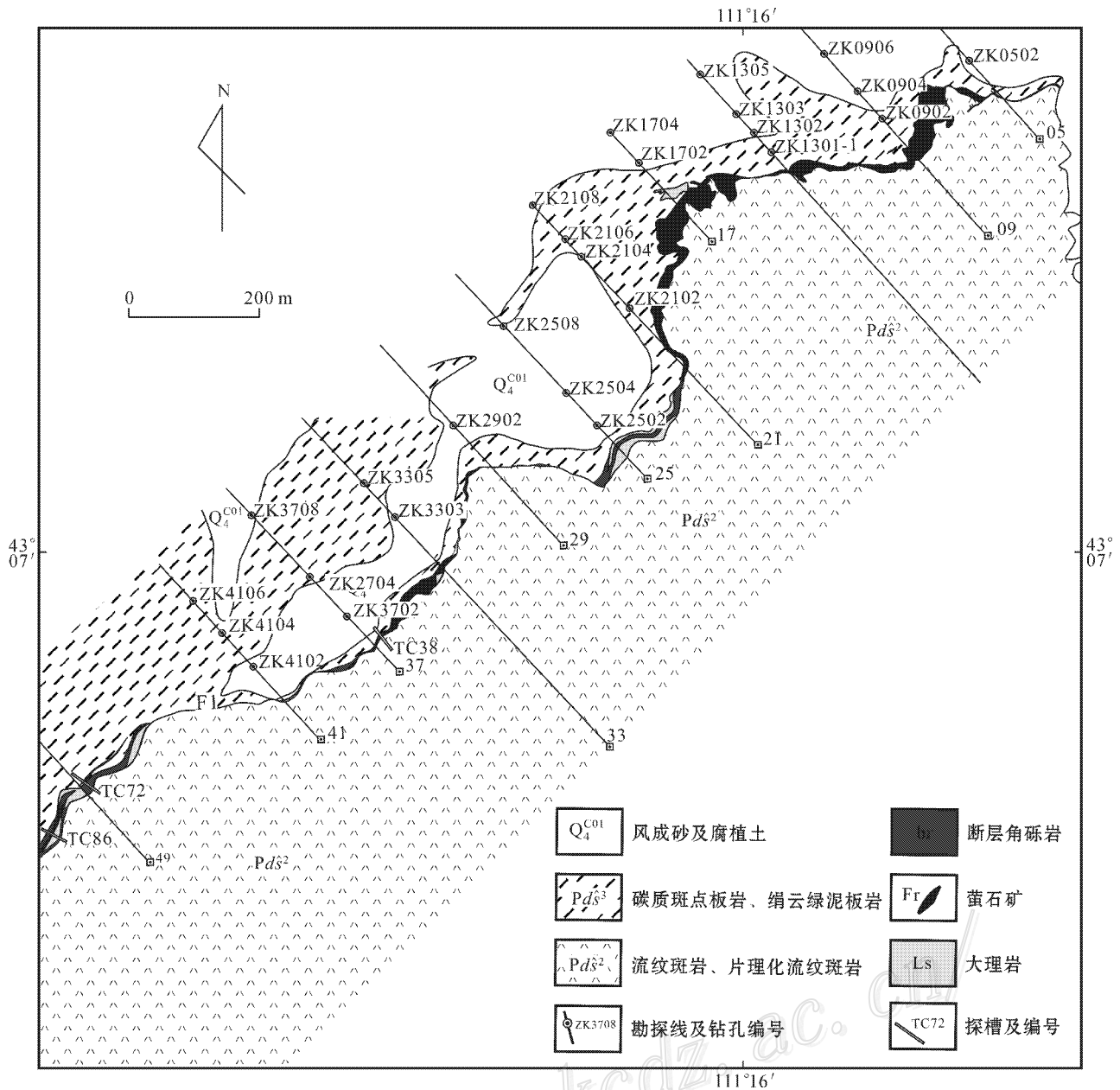


图1 苏莫查干敖包萤石矿床地质图(据内蒙古102地质队地质图^①修改,1987)

Fig. 1 Simplified geological map of the Sumochagan Obo super-large fluorite deposit(modified after No. 102 Geological Party of Inner Mongolia, 1987)

延伸1 200 m,垂直深度为300~460 m。

依据矿物组分,萤石矿石主要有石英-萤石型、石英-硫化物-萤石型和碳酸盐-萤石型3种类型。石英-萤石型矿石主要包括细晶块状矿石、条带状矿石、伟晶状矿石及混合伟晶状矿石,是主要的矿石类型。主要矿物萤石粒径不等(0.01~0.64 mm),萤石含量在80%~99%(CaF₂为77%~99.05%),石

英含量1%~20%,方解石、铁矿物等含量1%~5%。石英-硫化物-萤石型矿石主要分布在9~21勘探线之间和37勘探线的980 m标高的采场一带,其中萤石含量在60%~80%之间(CaF₂ 30%~70%),石英5%~10%,黄铁矿3%~40%,黄铜矿0.1%~10%,闪锌矿0.01%~10%,磁黄铁矿0.1%~20%,硫化物多呈团块状和细脉状在A类萤石矿石

① 内蒙古自治区102地质队,1987. 内蒙古自治区四子王旗苏莫查干敖包矿区萤石矿区初步勘探地质报告.

中产出,硫化物细脉往往切穿纹层状萤石的纹理,主要分布在 9~21 勘探线之间。另外在 37 线的 980 m 标高的探采工程中可以看到,辉锑矿以放射状晶簇产出于中粗粒至伟晶状白色、灰白色的萤石中。碳酸盐-萤石型矿石中的碳酸盐主要是方解石,一种以自形晶体附着在萤石的表面,另一种是以交代残余组分与萤石共生。主要矿物为萤石(65%~80%, CaF_2 含量 40%~77%),石英(5%~25%)和方解石(10%~60%)。

根据结构、构造特征划分苏莫查干敖包萤石矿石的主要类型有纹层状、细晶块状、条带状、伟晶状、角砾状和泥沙质萤石矿石等。其中纹层状和细晶块状萤石矿石为主要工业类型。①纹层状矿石主要呈残留块体产出于细晶块状萤石中,黄灰色或灰黑色,微细粒变晶结构,残留纹层状构造,萤石呈微细粒(0.1~0.3 mm)不规则状,局部呈致密块状。②细晶块状萤石矿石,灰黑色、灰白色和黄褐色,交代残缕结构、交代残余细晶结构,块状构造。细粒萤石,粒径 0.01~0.06 mm,萤石多以他形和半自形的连晶形式生长,含量在 95% 以上,泥质、硅质和铁质矿物含量在 3%~5% 之间。③条带状萤石矿石呈交代残余结构,条带状构造,局部为条纹状构造。矿石为乳白色质地较纯的萤石条带和暗色含泥质条带细晶萤石相间排列而成,后者常被前者所切割。条带状萤石矿石主要分布在 5~13 勘探线之间。④伟晶状萤石矿石呈粗晶到伟晶结构,块状构造,这类矿石中萤石的颜色较杂,有乳白色、淡紫红色、淡绿色、棕黄色、靛青色等。萤石含量在 90%~98% 之间,颗粒粗大,不同色彩的伟晶状萤石集合体互相镶嵌在一起,杂质很少,偶见白色水晶晶簇附着在萤石的表面。⑤混合伟晶状矿石大多沿构造裂隙带或在细晶块状矿石层的空洞或洞穴中产出,萤石以晶形完整、晶簇粗大、色彩艳丽和形态多样为特征。矿石的结构有粗晶状、伟晶状、自然粒状和交代残余(残缕)结构,构造为梳状、环带状、晶簇状、骨架状、钟乳状和葡萄状等,矿石的 CaF_2 含量高,但规模小。⑥角砾状矿石也是矿区中的一种主要类型,几乎遍布矿区。矿石的颜色主要为灰白色、黄褐色和杂色等,角砾和胶结物均呈交代残余结构、交代充填结构,角砾状构造。角砾可以是不规则的纹层状萤石、细晶块状萤石、硅质岩以及第三岩段的碳质板岩和大理岩残块,角砾大小一般为 3~5 cm,大者直径 10 cm 以上,胶结物为泥沙质萤石、细晶块状萤石、伟晶状萤石、硅

铁质、碳酸盐、晶簇状方解石脉或石英脉等。⑦泥沙质矿石多呈灰白色、浅紫色、黄褐色等,多以不规则脉状或团块状穿插在细晶块状、伟晶状、条带状和角砾状矿石层中,具交代残缕结构,纹层状和块状构造,其萤石主要呈显微晶质存在。

系统的野外地质观察和室内综合研究表明,各种类型萤石矿石的生成顺序有先后,根据各类型矿石的空间赋存和相互穿插关系,判断成矿作用的先后顺序(从早到晚)依次为:纹层状矿石→细晶块状矿石→混合伟晶状矿石→伟晶状矿石→泥沙质矿石。

萤石矿床的主要围岩蚀变为高岭石化。在矿脉的上、下盘表现出不对称的特点,主要发生在矿脉下盘的流纹岩和流纹质凝灰岩中,蚀变带厚度多为 0.5~3 m,局部地段可达 5~7 m。

2 样品采集、制备和分析测试

本次研究的萤石矿石样品均采自苏莫查干敖包萤石矿床 9~37 勘探线,其中 9~21 线的样品主要采自露天采坑中的矿脉露头和矿场,21 线以西的样品主要采自井下采掘工程的 935 m、960 m 和 980 m 中段的沿脉工程和采场。研究样品的取样位置和样品描述见表 1。由于样品中萤石具期次、多粒级和多颜色,为尽可能准确挑选出不同成矿期次的萤石样品,用切割机对同一块样品的不同部位进行细致分割,然后再进行单矿物的挑选。纹层状和细晶块状萤石的颗粒小,自形程度低,所挑选的单矿物多为连晶聚合体形式,只有中粗粒的萤石才可以挑出完全意义的单矿物。萤石单矿物样品的测试工作在核工业北京地质研究所完成。常量元素用飞利浦 PW2404X 射线荧光光谱仪测定,微量和稀土元素用 HR-ICP-MS Element I 电感耦合等离子质谱仪测定。

3 微量和稀土元素地球化学

3.1 微量元素

表 2 列出了萤石单矿物的微量元素含量,图 2 表现了萤石中 U、Sc、Cr、Co、Ni、Cu 和 Zn 的含量变化曲线。18 件萤石样品中的 U 的含量一般为 $0.11 \times 10^{-6} \sim 14.50 \times 10^{-6}$,平均为 4.37×10^{-6} 。Sc 含量在 $3.41 \times 10^{-6} \sim 10.80 \times 10^{-6}$ 之间,平均为 6.92×10^{-6} 。Cr 含量在 $0.02 \times 10^{-6} \sim 6.28 \times 10^{-6}$ 之间,平均为 1.15×10^{-6} 。Co 含量变化于 $4.12 \times 10^{-6} \sim$

表 1 萤石取样位置和样品描述一览表

Table 1 Description and locations of fluorite ores from the Sumochagan Obo superlarge fluorite deposit for REE study

类型及样品编号	样品描述	采样位置
A类萤石:以纹层状、细晶块状萤石为代表的成矿早期萤石		
SMK33-2	浅紫色纹层状萤石	33 勘探线 980 中段采场
SMC960-33B	浅紫色纹层状萤石	33 勘探线 960 中段沿脉
SMC21B	灰黑色细晶块状萤石	21 勘探线露天采场
SMC13-2	紫色纹层状萤石	13 勘探线矿场
SMC13-3	紫色纹层状萤石	13 勘探线矿场
SMC13-7A	灰白色细晶块状萤石	13 勘探线矿场
SMC13-10A	灰白色细晶块状萤石	13 勘探线矿场
SMC13-10B	灰黑色细晶块状萤石	13 勘探线矿场
SMC13-15	灰白色、灰黑色细晶块状萤石	13 勘探线矿场
SMC13-15B	灰黑色灰白色细晶块状萤石	13 勘探线矿场
B类萤石:代表含硫化物萤石		
SMC96	含黄铁矿紫色纹层状萤石	9 勘探线矿脉露头
SMC97	含黄铁矿紫色纹层状萤石	9 勘探线矿脉露头
C类萤石:以伟晶状、混合伟晶状萤石为主,代表成矿晚期萤石		
SMC21A	棕黄色粗粒萤石	21 线露天采坑
SMC21C	灰白色粗粒萤石	21 线露天采坑
SMC13-11B	灰白色粗粒萤石	13 勘探线矿场
SMC13-5	棕黄色中粗粒萤石	13 勘探线矿场
SMC13-15A	棕黄色中粗粒萤石	13 勘探线矿场
SMC13-14	灰白色中粗粒萤石	13 勘探线矿场

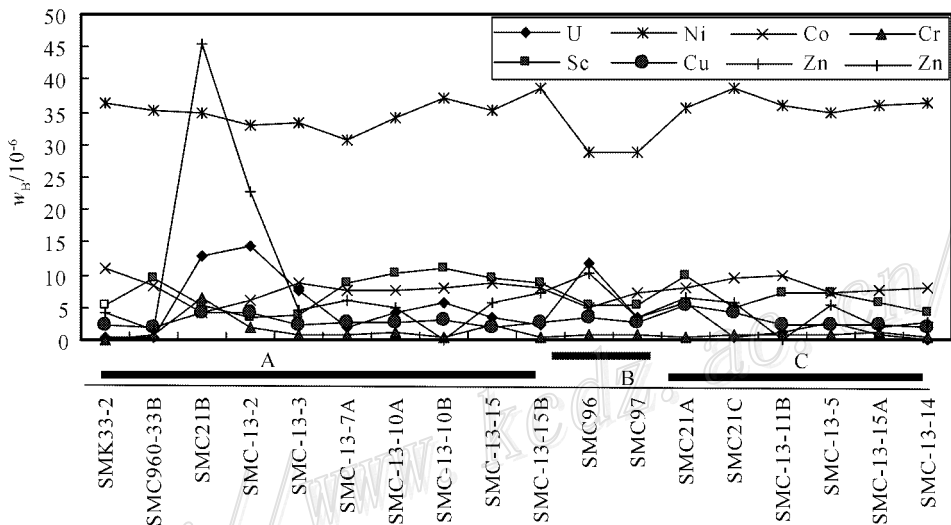


图 2 苏莫查干敖包超大型萤石矿床的微量元素含量变化曲线

Fig. 2 Plots of trace element contents of fluorite from the Sumochagan superlarge fluorite deposit

10.90×10^{-6} 之间,平均 7.77×10^{-6} 。Ni 含量 $28.60 \times 10^{-6} \sim 38.60 \times 10^{-6}$,平均为 34.60×10^{-6} ; Cu 含量在 $1.89 \times 10^{-6} \sim 4.18 \times 10^{-6}$ 之间,平均为 2.87×10^{-6} 。Zn 含量一般在 $0.13 \times 10^{-6} \sim 22.60 \times 10^{-6}$ 之间,平均为 8.12×10^{-6} ,个别样品低于检测限,而 SMC21B 中的 Zn 含量达 45.60×10^{-6} ,变化范围很大。所有样品均表现出较高的 U、Ni、Sc、Co 含量,

特别是 Ni 的含量远高于上地壳的平均含量(Wedepohl, 1995), 在各类萤石中表现出较为一致的变化特征,只有含硫化物的萤石类稍低。而其他元素如 Sc、Co、Cu、Zn 则在各类萤石的含量变化不大,只有 U 的含量从 A 类至 C 类逐渐减小。

Sr 含量变化范围较大,为 $49.50 \times 10^{-6} \sim 978.00 \times 10^{-6}$,并且具有明显的变化规律。在成矿

表 2 苏莫查干敖包萤石矿床萤石的 CaO 和萤石微量元素分析结果($w_B/10^{-6}$)
 Table 2 CaO and trace element composition of fluorite ores from the Sumochagan Obo superlarge fluorite deposit($w_B/10^{-6}$)

样品号	CaO/%	U	Sc	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Cs	Ba	Rb	Th	Nb	Ta	Sr	Zr	Hf	Ti	
A类萤石																			
SMK33-2	71.10	0.34	5.35	0.02	10.90	36.20	2.10	4.21	0.58	15.70	0.44	0.26	0.01	0.01	144.00	0.32	0.03	13.10	
SMC960-33B	70.50	0.39	9.42	0.86	8.40	35.20	1.92	1.36	0.66	11.30	0.59	0.70	0.01	0.02	119.00	0.89	0.12	14.30	
SMC21B	53.69	12.90	5.21	6.28	4.12	35.00	4.03	45.60	5.80	98.20	8.22	0.31	0.37	0.02	49.50	6.86	0.23	96.40	
SMC-13-2	65.60	14.50	3.41	1.90	6.16	32.90	4.02	22.60	1.48	61.90	2.06	0.21	0.12	0.02	122.00	4.79	0.15	23.20	
SMC-13-3	69.87	7.61	3.75	0.81	8.60	33.40	2.33	4.53	0.80	16.10	0.67	0.06	0.03	0.01	101.00	1.08	0.05	17.10	
SMC-13-7A	68.57	1.88	8.56	0.83	7.40	30.50	2.84	5.97	0.67	28.40	0.75	0.14	0.01	0.02	137.00	1.27	0.12	11.10	
SMC-13-10A	66.09	4.15	10.30	1.30	7.55	34.10	2.50	4.94	0.55	80.50	0.50	0.51	0.04	0.02	183.00	2.23	0.20	11.00	
SMC-13-10B	69.38	5.71	10.80	0.54	7.94	37.20	3.01	0.13	0.60	49.80	0.53	0.77	0.02	0.03	152.00	2.06	0.16	11.40	
SMC-13-15	71.01	3.23	9.63	2.30	8.68	35.20	1.95	5.75	0.63	93.40	0.56	0.05	0.02	0.01	193.00	2.06	0.18	9.19	
SMC-13-15B	70.34	2.17	8.61	0.28	7.89	38.60	2.52	7.32	0.65	73.30	0.58	0.07	0.01	0.01	198.00	1.74	0.15	16.40	
B类萤石																			
SMC96	63.10	11.90	5.19	0.91	4.99	28.60	3.42	10.20	0.87	17.40	0.78	0.38	0.08	0.03	111.00	3.34	0.16	9.91	
SMC97	70.82	3.26	5.26	0.59	7.02	28.60	2.72	3.58	0.59	10.60	0.57	0.17	0.04	0.03	130.00	1.17	0.16	11.10	
C类萤石																			
SMC21A	69.90	5.77	9.98	0.34	7.80	35.50	5.39	6.53	0.58	92.20	0.54	0.13	0.02	0.02	266.00	2.20	0.18	10.60	
SMC21C	67.77	0.46	5.01	0.66	9.53	38.60	4.18	5.53	0.59	14.10	0.47	0.02	0.02	0.01	978.00	0.37	0.19	10.70	
SMC-13-11B	70.84	1.05	7.13	0.63	9.88	35.80	2.30	未检出	0.54	52.00	0.46	0.04	0.02	0.01	178.00	1.14	0.15	12.40	
SMC-13-5	70.94	2.51	7.36	0.92	7.20	35.00	2.15	5.46	0.69	62.50	0.63	0.07	0.03	0.01	215.00	1.50	0.19	11.80	
SMC-13-15A	67.40	0.66	5.52	1.04	7.75	35.90	2.46	1.89	0.66	17.80	0.61	0.03	0.02	0.01	418.00	0.57	0.19	10.60	
SMC-13-14	67.56	0.11	4.05	0.53	8.08	36.50	1.89	2.50	0.81	1.30	0.65	0.08	0.50	0.01	170.00	0.73	0.10	11.00	

早期的 A 类萤石中 Sr 含量在 $49.50 \times 10^{-6} \sim 198.00 \times 10^{-6}$ 之间,平均 139.85×10^{-6} ;在含硫化物的 B 类萤石中 Sr 变化范围为 $111.00 \times 10^{-6} \sim 130.00 \times 10^{-6}$,平均 120.50×10^{-6} ;成矿晚期的混合伟晶状和伟晶状 C 类萤石的 Sr 变化在 $170.00 \times 10^{-6} \sim 978.00 \times 10^{-6}$ 之间,平均 370.83×10^{-6} 。A 类和 B 类萤石中 Sr 含量相近,而 C 类萤石 Sr 的含量较高。

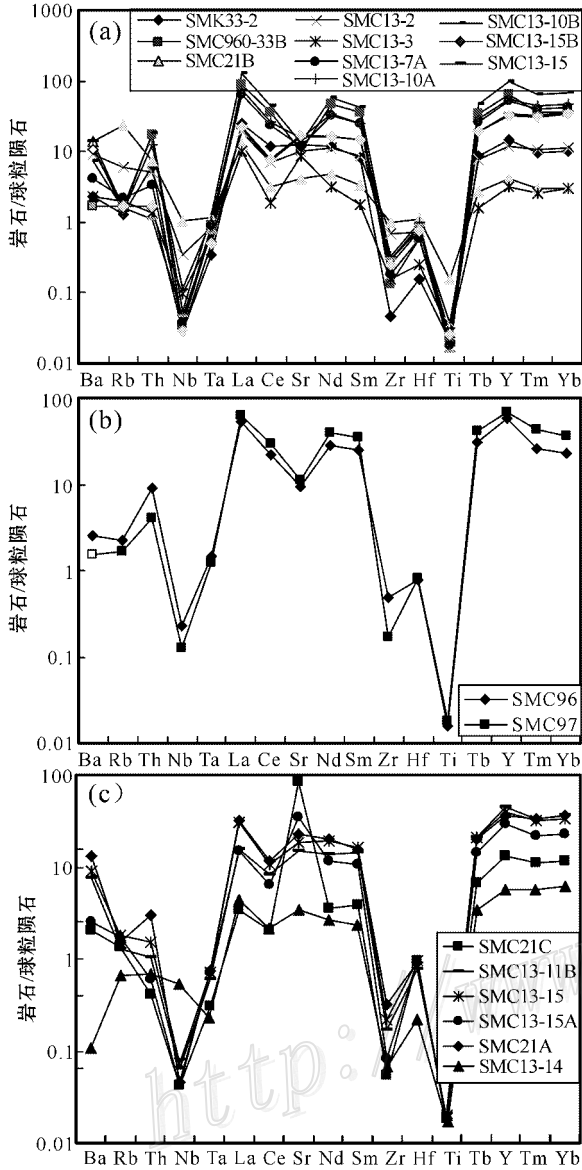


图 3 苏莫查干敖包萤石矿床的萤石微量元素球粒陨石标准化蛛网图(标准化数据据 Thompson, 1982)

a. A 类早期萤石; b. B 类含硫化物萤石; c. C 类晚期萤石

Fig. 3 Chondrite-normalized trace element spidergrams of fluorite ores from the Sumochagan Obo superlarge fluorite deposit (normalized data after Thompson, 1982)

a. A-type earlier stage fluorite; b. B-type sulfide-bearing fluorite; c. C-type later stage fluorite

在微量元素的球粒陨石标准化蛛网图上(图 3),所有样品微量元素配分型式近乎一致,亏损 Nb、Zr、Ti,富集 Th、La、Y、Tm 和 Yb,反映了萤石矿床形成过程中源区的相似性。

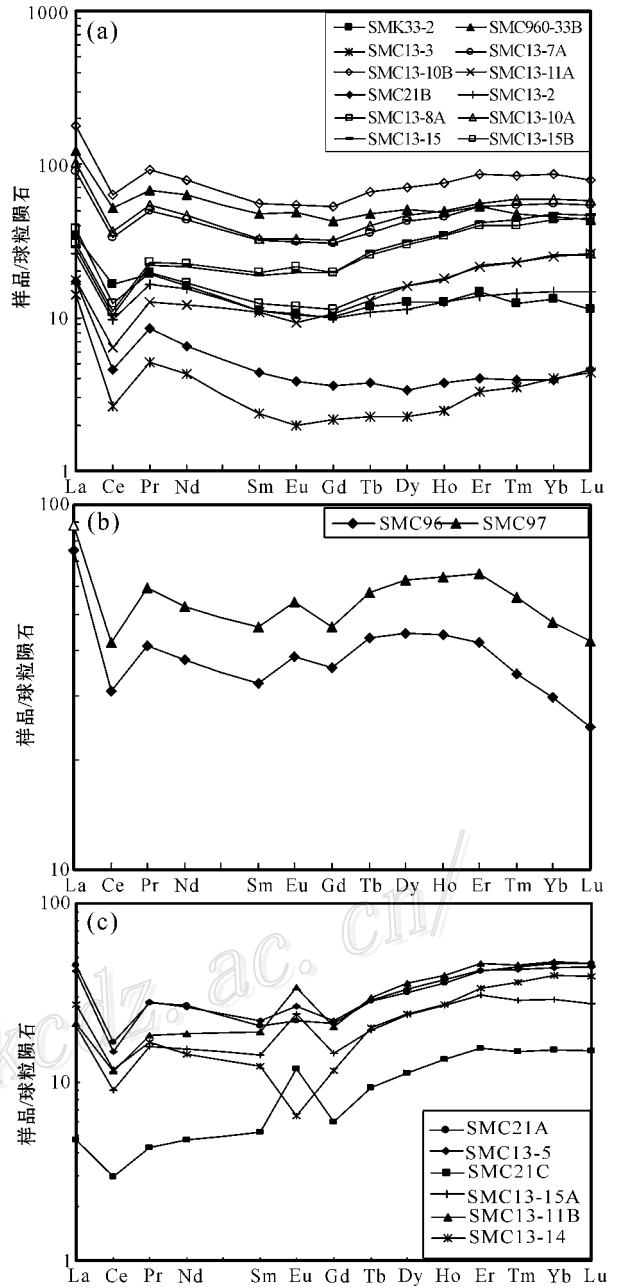


图 4 苏莫查干敖包萤石矿床的稀土元素球粒陨石标准化分布型式图(标准化数据据 Sun et al., 1989)

a. A 类早期萤石; b. B 类含硫化物萤石; c. C 类晚期萤石

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns of fluorite ores from the Sumochagan Obo fluorite deposit (chondrite-normalized data after Sun et al., 1989)

a. A-type earlier stage fluorite; b. B-type sulfide-bearing fluorite; c. C-type later stage fluorite

表3 苏莫查干敖包萤石矿床的萤石稀土元素分析结果($w_B/10^{-6}$)
Table 3 REE composition of fluorite ores from the Sumochagan Obo fluorite deposit($w_B/10^{-6}$)

样品号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	Σ REE	LREE	HREE	LREE/HREE*	$L_{\text{N}}/Y_{\text{N}}^*$	δEu^*	δCe^*
A类萤石																						
SMK33-2	8.14	10.20	1.82	7.55	1.70	0.61	2.09	0.44	3.22	0.71	2.43	0.32	2.25	0.29	29.20	41.77	23.97	38.86	2.55	2.60	0.98	0.62
SMC960-33B	29.10	31.60	6.44	29.70	7.22	2.81	8.68	1.78	12.80	2.78	8.70	1.21	7.76	1.10	130.00	151.68	86.45	166.13	2.38	2.69	1.08	0.54
SMC21B	4.04	2.78	0.81	3.02	0.67	0.23	0.75	0.14	0.86	0.22	0.67	0.10	0.67	0.12	8.23	15.06	8.25	11.00	3.28	4.33	0.97	0.36
SMC13-2	6.22	5.90	1.56	7.15	1.71	0.62	2.05	0.40	2.91	0.72	2.30	0.37	2.50	0.37	24.20	34.78	18.99	33.78	1.99	1.78	1.01	0.45
SMC13-3	3.34	1.61	0.49	2.00	0.36	0.12	0.45	0.08	0.57	0.14	0.55	0.09	0.68	0.11	6.28	10.58	5.02	8.50	2.96	3.54	0.88	0.27
SMC13-7A	21.50	20.40	4.71	20.30	4.92	1.80	6.29	1.35	10.80	2.58	8.71	1.38	9.50	1.37	104.00	115.61	58.42	139.69	1.75	1.62	0.99	0.48
SMC13-10A	24.20	22.30	5.13	21.70	4.97	1.91	6.63	1.49	11.70	2.82	9.18	1.51	10.10	1.46	111.00	125.10	62.64	149.26	1.79	1.72	1.02	0.47
SMC13-10B	42.40	38.90	8.75	36.80	8.42	3.14	11.00	2.46	18.00	4.29	14.20	2.15	14.60	2.01	191.00	207.12	107.01	248.71	2.01	2.08	1.00	0.47
SMC13-15	6.86	6.40	2.07	10.10	2.91	1.13	4.00	1.01	7.96	1.96	6.83	1.11	8.03	1.19	66.60	61.56	26.61	94.69	0.92	0.61	1.01	0.41
SMC13-15B	7.24	6.75	2.18	10.40	2.98	1.26	4.01	0.97	7.54	1.92	6.57	1.02	7.48	1.12	64.30	61.44	27.58	90.92	1.01	0.69	1.11	0.41
B类萤石																						
SMC96	17.80	18.90	3.90	17.60	4.94	2.22	7.32	1.62	11.30	2.48	6.97	0.88	5.03	0.62	114.00	101.58	54.88	142.90	1.80	2.54	1.13	0.53
SMC97	20.90	25.60	5.61	24.60	7.06	3.14	9.48	2.15	15.80	3.60	10.70	1.43	8.14	1.08	136.00	139.29	75.49	178.90	1.66	1.84	1.17	0.57
C类萤石																						
SMC21A	10.70	10.20	2.63	12.50	3.15	1.28	4.37	1.06	8.07	2.03	6.94	1.13	7.88	1.17	71.30	73.11	34.13	99.58	1.24	0.97	1.05	0.46
SMC21C	1.12	1.80	0.41	2.21	0.80	0.69	1.23	0.35	2.84	0.76	2.55	0.38	2.56	0.38	26.10	18.07	7.14	35.91	0.64	0.31	2.12	0.65
SMC13-11B	5.04	7.04	1.73	8.68	2.93	1.96	4.19	1.11	9.08	2.25	7.64	1.15	7.99	1.17	90.50	61.96	26.53	120.89	0.79	0.45	1.71	0.58
SMC13-5	9.92	9.09	2.66	12.30	3.36	1.54	4.55	1.07	8.39	2.11	6.99	1.09	7.43	1.12	78.20	71.62	33.50	106.40	1.19	0.96	1.20	0.43
SMC13-15A	4.86	5.52	1.50	7.16	2.17	1.40	2.98	0.73	6.06	1.52	5.10	0.73	4.92	0.70	59.50	45.35	20.73	79.26	0.99	0.71	1.68	0.50
SMC13-14	6.46	7.19	1.59	6.70	1.88	0.37	2.39	0.75	6.14	1.54	5.54	0.92	6.76	0.99	53.80	49.23	20.12	76.45	0.97	0.69	0.54	0.53

注: *单位为1。

3.2 稀土元素

从苏莫查干敖包矿床的萤石的 CI 球粒陨石标准化配分曲线(图 4)可见,萤石稀土元素的变化是相当复杂的,可以分为 A、B、C 3 种类型,所有类型都具有显著的 Ce 负异常。A 类萤石主要是纹层状、条带状和细晶块状萤石,代表了成矿早期的萤石类型,略呈轻稀土元素富集特征,球粒陨石标准化配分曲线除 Ce 明显亏损外,近乎平直,曲线一致性较好,基本无 Eu 异常,部分样品如 SMC13-3、SMC21B 在中稀土元素 Gd-Dy 处略降低。A 类样品的 $\sum\text{REE}$ 为 $10.58 \times 10^{-6} \sim 207.12 \times 10^{-6}$, 平均 82.47×10^{-6} ; LREE/HREE 比值为 $0.92 \sim 2.96$, 平均 2.07; La_N/Yb_N 比值为 $0.61 \sim 4.33$, 平均为 2.17; $\delta\text{Eu} = 0.88 \sim 1.11$, 平均 1.01; $\delta\text{Ce} = 0.27 \sim 0.62$, 平均 0.45(表 3)。

B 类萤石为含硫化物的纹层状和细晶块状萤石,其稀土元素配分型式表现为重稀土元素分离明显,在 Tb-Er 呈顶背型(roof-shaped)突起,具弱 Eu 正异常, $\sum\text{REE}$ 为 $101.58 \times 10^{-6} \sim 139.29 \times 10^{-6}$, 平均 120.43×10^{-6} ; LREE/HREE 比值为 $1.66 \sim 1.80$, 平均 1.73; La_N/Yb_N 比值为 $1.84 \sim 2.54$, 平均 2.19; $\delta\text{Eu} = 1.13 \sim 1.17$, 平均 1.15; $\delta\text{Ce} = 0.53 \sim 0.57$, 平均 0.55(表 3)。

C 类萤石主要为成矿晚期的伟晶状、混合伟晶状萤石,其稀土元素配分型式表现为重稀土元素明显富集,既有 Eu 的正异常,又有 Eu 的负异常, $\sum\text{REE}$ 为 $18.07 \times 10^{-6} \sim 73.11 \times 10^{-6}$, 平均 53.22×10^{-6} ; LREE/HREE 比值为 $0.64 \sim 1.24$, 平均 0.97; La_N/Yb_N 比值为 $0.31 \sim 0.97$, 平均为 0.68; $\delta\text{Eu} = 0.54 \sim 2.12$, 平均 0.68; $\delta\text{Ce} = 0.43 \sim 0.65$, 平均 0.52(表 3)。

4 讨论

苏莫查干敖包矿床萤石的微量元素特征表明 3 种类型的萤石样品微量元素变化相似,U、Sc、Cr、Co、Ni 含量高,特别是显著高的 Ni 含量,指示萤石成矿作用过程中物质源区具有一致性,同时可能暗示成矿物质来源中有幔源或下地壳组分的加入。成矿早期萤石具有亏损 Sr 的特点(图 3a、3b),而晚期的萤石具有程度不等的 Sr 富集(图 3c),可能是晚期流体对大石寨组赋矿围岩(可能主要是结晶灰岩透镜体)中萃取 Sr 的结果(因为 Sr 与 Ca 有着相近的离子半径),或者指示晚期成矿流体本身富集 Sr。

成矿流体中稀土元素的分馏是 2 种地质过程的结果(Bau, 1991; Bau et al., 1992),一种是吸附和解附的过程,稀土元素在流体的迁移过程中吸附和解附于流体中微粒的表面;另一种是络合的过程,稀土元素在流体中主要以络合物的形式存在。这 2 个过程主要取决于稀土元素的离子半径和电价,离子半径越大吸附能力越小,络离子稳定性越低,离子电价越高其吸附能力越强,络离子稳定性越高。流体中稀土元素的吸附作用和络合作用是两个相反的作用过程。如果流体中稀土元素主要是吸附作用控制的,那么就会导致轻稀土元素的富集, $(\text{La}/\text{Lu})_{\text{CN}} > 1$; 反之,如果稀土元素主要是以络合物形式存在的,如 OH^- 、 F^- 和 CO_3^{2-} , 那么流体中就会表现出重稀土元素富集的特征 $(\text{La}/\text{Lu})_{\text{CN}} < 1$ 。A 类萤石(图 4a)的轻稀土元素略有富集,其稀土元素球粒陨石配分曲线近乎平坦,具有很好的一致性,指示了萤石从中结晶的流体物质构成是基本均一的(Subias et al., 1995)稀土元素在流体中主要是以吸附形式存在和运移的(Bau, 1991; Bau et al., 1992),可能代表了区域萤石矿化作用早期的热液活动。含硫化物的 B 类萤石(图 4b)球粒陨石配分曲线中在 Tb-Er 呈现顶背式突起(roof-like)指示萤石从中结晶的成矿流体是富络离子型的(Moller, 1991),稀土元素在流体中主要是以络合物的形式存在和运移。萤石中 Eu 正异常通常指示成矿流体在萤石从低温状态下结晶沉淀之前经历了足够的高温状态,导致 Eu 发生了还原作用(Bau et al., 1992)。野外地质观察表明,含硫化物的萤石在整个矿床的分布局限,主要分布在 9~21 勘探线之间,黄铁矿多以团块状和细脉状存在于纹层状萤石和致密块状萤石中,黄铁矿脉体常斜穿或横穿条带状、纹层状萤石的条带或纹层。因此,可以推测 B 类萤石稀土元素配分模式所反映的成矿流体与主成矿流体不是同期的,而是一次高温、含硫化物流体活动事件。

成矿晚期 C 类萤石(图 4c)的重稀土元素富集的特征模式,指示了成矿流体经历了较长时间的演化,稀土元素在流体中主要是以络离子的形式存在的,并经历了较为充分的分异,萤石的结晶发生在成矿流体演化的最后阶段(Bau, 1991; Bau et al., 1992)。这是因为 REE 络合物的稳定性随原子序数从 La 到 Lu 增加而加大,次稳定的 LREE 共价键更易于从流体中析出,从而导致流体中更加富集 HREE。因此,随着萤石从成矿流体中的不断析出沉淀,流体中

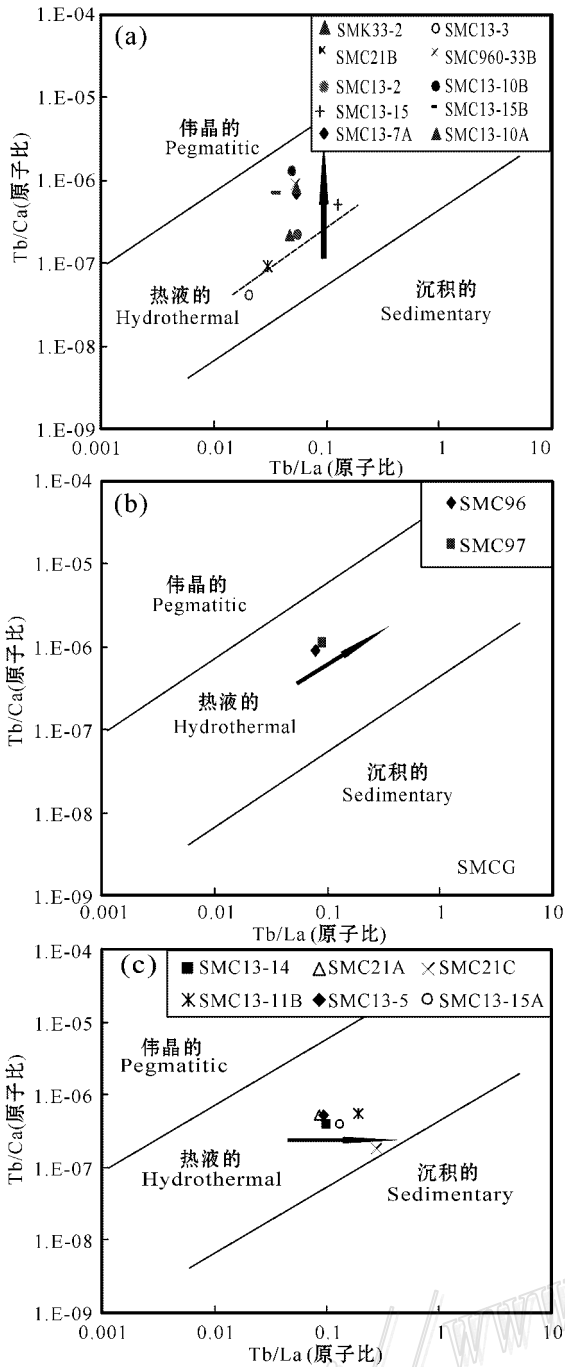


图 5 苏莫查干敖包萤石矿床的 Tb/La 比值与 Tb/Ca 比值图解(底图据 Moller et al., 1976)

a. A 类成矿早期萤石; b. B 类含硫化物萤石; c. C 类晚期萤石

Fig. 5 Tb/La versus Tb/Ca logarithmic plots of fluorites from the Sumochagan Obo superlarge fluorite deposit (Base map after Moller et al., 1976)

a. A-type earlier stage fluorite; b. B-type sulfide-bearing fluorite; c. C-type later stage fluorite

LREE 逐渐亏损, HREE 开始更多的充填在矿物晶格中, LREE/HREE 和 La_N/Yb_N 比值逐渐变小。Eu 和 Ce 的异常是萤石成矿流体的温度和氧化还原条件的指示(Constantoplous, 1998; Williams-Jhons et al., 2000)。Eu 既有正异常又有负异常的特征指示了流体温度的变化, 正 Eu 异常反映了成矿流体经历了较高的温度, 强烈的 Eu 负异常又指示了其成矿过程是低温的(200~250℃)(Bau et al., 1992)。因此, 推测 C 类萤石的成矿流体在演化过程中不仅经历了稀土元素的分异作用, 还经历了温度由高到低的变化。

3 种萤石类型的稀土元素配分模式均具有显著的 Ce 负异常, 可能反映了成矿流体本身就是亏损 Ce 的。这一特点与该区域的敖包吐萤石矿床一致(许东青, 2008b, 2008c), 从而从另一个侧面验证了该区域萤石成矿流体演化的一致性。

Tb/La 比值与 Tb/Ca 比值双变量图解是 Moller 等(1976) 在对全球 150 多个萤石矿床的研究基础上提出来的, 用来判断萤石的成因类型, 判明成矿流体与围岩是否发生了水岩反应(Schneider et al., 1975; Moller et al., 1976), 由此划分出 3 种成因类型的萤石矿床。Tb/Ca 比值的变化反映了成矿流体对围岩 Ca 的混染作用和稀土元素在流体中的吸附作用, 而 Tb/La 比值的变化则反映了稀土元素的分馏作用。所有萤石样品都投在 Moller 图解的热液成矿区域内(图 5a, 5b, 5c), 指示萤石的岩浆热液成因。对于 A 类萤石(图 5a), 从样品 SMC13-3 到样品 SMC13-10B, Tb/Ca 比值的变化范围近 100 倍, 可能指示了成矿流体对围岩发生了 Ca 的同化混染作用, 稀土元素在流体中主要是以吸附形式存在和运移的, 这与该类型萤石的轻稀土元素略显富集的 REE 模式所反映的一致。C 类萤石样品, 其 Tb/Ca 比值的变化范围较小, 而表现出 Tb/La 比值单方向的变化(图 5c), 反映了萤石中稀土元素重新活化的变化趋势。

Richardson 等(1979a; 1979b) 指出流体的温度、压力、pH 值的变化以及与围岩发生水岩反应是萤石从流体中卸载的几个重要的因素。A 类成矿早期萤石的轻稀土元素略显富集的特征可能反映了成矿早期的热液活动, 在这个过程中稀土元素在流体中主要以吸附形式存在和运移的。A 类萤石的流体包裹体研究表明^①, 其包裹体主要为含石盐子矿物的包裹

① 许东青, 聂风军, 刘妍, 张万益, 云飞. 2008. 内蒙古苏莫查干敖包超大型萤石矿床的地质特征和成矿流体演化. 未刊稿.

体均一温度在石盐子晶消失后达到完全均一,具有高温(380~440℃)、高盐度[$\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 在28%~48%之间,主要在36%~40%之间]的特征,指示其成矿流体是从岩浆中部直接出熔的岩浆流体。广泛存在的萤石矿脉下盘的高岭石化蚀变和大理岩的萤石化现象,指示了流体与大石寨组的流纹岩、流纹质凝灰岩和大理岩发生了水岩反应。这可能是萤石从成矿流体中结晶析出的主要机制(Plumlee et al., 1995; Fanlo et al., 1998)。B类含硫化物萤石在区域分布上的局限性,指示其代表的成矿热液事件可能是局部的,硫化物脉体对早期成矿萤石的穿插现象表明其形成可能滞后于成矿早期的热液活动。

C类萤石为区域成矿晚期萤石,重稀土元素富集的特征表明成矿流体经历了较为长期的演化, Eu异常指示流体从高温向低温的演化。该类萤石的流体包裹体主要为气液2相包裹体,完全均一到气相,以低温(140~160℃)、低盐度[$\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 在0.18%~10.98%之间,主要分布在2.0%附近]为特征,指示晚期的流体活动有大气降水的加入。因此该阶段萤石的成矿作用主要是两种不同物质构成的流体的混合作用,即岩浆来源的高温、高盐度流体与大气降水为主要来源的低温、低盐度流体的混合。

5 结论

(1) 稀土元素研究表明,成矿作用早期的A类萤石具有轻稀土元素略有富集、基本没有Eu异常的特征,反映了萤石成矿作用的早期热液活动,成矿流体主要是岩浆来源的高温、高盐度流体,流体与大石寨组流纹岩类的水岩反应是萤石从流体中沉淀析出的主要机制。成矿晚期的C类萤石具有轻稀土元素亏损而重稀土元素富集的特征, Eu正异常和Eu负异常,可能反映了成矿流体经历了较为长期的分异和演化,两种端元流体的混合是导致萤石沉淀析出的主要机制。B类萤石具有重稀土元素在Tb-Er呈现顶背式突起(roof-like),并具有明显的Eu正异常,可能代表了一次局部的流体活动事件,在矿床的成矿作用中不具有普遍意义。

(2) 各期次、各类型的萤石都具有较为一致的微量元素变化及显著的高Ni含量,指示成矿物质源区的一致性。早期萤石和含硫化物的萤石类型中亏损Sr,而晚期的伟晶状、混合伟晶状萤石富集Sr,这可能是晚期成矿流体与围岩反应的结果。

(3) 所有的研究样品都投绘在Tb/Ca-Tb/La图解中的热液成矿区域内,指示苏莫查干敖包超大型萤石矿床属于岩浆热液型矿床。

References

- Bau M. 1991. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium[J]. *Chemical Geology*, 93: 219-230.
- Bau M and Moller P. 1992. Rare earth element fractionation in metamorphic hydrothermal calcite, magnesite and siderite[J]. *Mineralogy and Petrology*, 45: 231-246.
- Bau M and Dulski P. 1995. Comparative study of Yttrium and rare-earth element behaviors in fluorine-rich hydrothermal fluid[J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 119: 213-223.
- Bau M. 1996. Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: Evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect[J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 123: 323-333.
- Chen X P, Gao J Y and CAO J C. 1994. The barite and fluorite deposits in China[A]. *Mineral Deposits in China[M]*. Beijing: Geol. Pub. House. 314-340 (in Chinese).
- Constantopolous J. 1981. Fluid inclusions and REE geochemistry of fluorite from south-central Idaho[J]. *Econ. Geol.*, 83: 626-636.
- Fanlo I, Touray J C, Subias I and Fernandez-Nieto C. 1998. Geochemical patterns of a sheared fluorite vein, Parzan, Spanish Central Pyrenees[J]. *Mineralium Deposita*, 33: 620-632.
- Gagnon J E, Samson I M, Fryer B J and Williams-Jones A E. 2003. Compositional heterogeneity in fluorite and the genesis of fluorite deposits: Insights from LA-ICP-MS analysis[J]. *Can. Mineral.*, 41: 365-382.
- Li S Q. 1985. The super-large fluorite deposit formed by volcanism[J]. *Geology and Exploration*, 21(1): 30-31 (in Chinese).
- Moller P, Parekh P and Schneider H J. 1976. The application of Tb/La-Tb/Ca abundance ratios to problems of fluorspar genesis[J]. *Mineralium Deposita*, 11: 111-116.
- Moller P, Morteani G and Dulski P. 1984. The origin of calcites from Pb-Zn veins in the Harz mountains, Federal Republic of Germany[J]. *Chem. Geol.*, 45: 91-112.
- Moller P. 1991. REE fractionation in hydrothermal fluorite and calcite[A]. In: Pagel M and Leroy J L, ed. *Source, transport and deposition of metals[C]*. 25th Soc. Geol. Am. Anniv. Meet. 91-94.
- Nie F J, Xu D Q, Jiang S H and Hu P. 2008. Geological features and origin of Sumoqagan Obo super-giant fluorite-only deposit, Inner Mongolia[J]. *Mineral Deposits*, 27(1): 1-13 (in Chinese with English abstract).
- Nie F J, Xu D Q, Jiang S H and Hu P. 2009a. Granite stock occurring in the Su-Cha (Sumoqagan Obo) fluorite district, Inner Mongolia[J]. *Acta Geoscientica Sinica* (in Press).
- Nie F J, Xu D Q, Jiang S H and Hu P. 2009b. Zircon SHRIMP U-Pb

- dating on rhyolite samples from the Xilimiao Group occurring in the Su-Cha (Sumoqagan Obo) fluorite district , Inner Mongolia[J]. Acta Geologica Sinica , (in Press).
- Plumlee G S , Goldhaber M B and Rowan E L. 1995. The potential role of magmatic gases in the genesis of Illinois-Kentucky fluorspar deposits: Implications from chemical reaction path modeling[J]. Econ. Geol. , 90 : 999-1011.
- Richardson C K and Holland H D. 1979a. The solubility of fluorite in hydrothermal solutions , an experimental study[J]. Geochim. Cosmochim. Acta , 43 : 1313-1325.
- Richardson C K and Holland H D. 1979b. Fluorite deposition in hydrothermal systems[J]. Geochim. Cosmochim. Acta , 43 : 1327-1335.
- Schneider H J , Moller P and Parekh P P. 1975. Rare earth element distribution in fluorites and carbonate sediments of the east Alpine mid-Triassic sequences in the Nordliche Kalkalper[J]. Mineralium Deposita , 10 : 330-344.
- Schwinn G and Markl G. 2005. REE systematics in hydrothermal fluorite[J]. Chemical Geology , 216 : 225-248.
- Smith M P , Henderson P and Campbell L S. 2000. Fractionation of the REE during hydrothermal processes : Constrains from the Bayan Obo Fe-REE-Nb deposit , Inner Mongolia , China[J]. Geochim. Cosmochim. Acta. , 64(18) : 3141-3160.
- Subias I and Fernandez-Nieto C. 1995. Hydrothermal events in the Valle de Tena (Spanish Western Pyrenees) as evidenced by fluid inclusions and trace-element distribution from fluorite deposits[J]. Chemical Geology , 124 : 267-282.
- Sun S S and McDonough W E. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts : Implications for mantle composition and processes [A]. In : Saunders A D , Norry M J , ed. Magmatism in the ocean basins[C]. Geological Society Special Publication. 313-345.
- Thompson R N. 1982. British Tertiary volcanic province[J]. Scott. J. Geol. , 18 : 59-107.
- Wang W C , Yang B S and Zhang S P. 1986. Discussions on geological feature and metallogeny of the fluorite deposits occurring within the Sumoqagan Obo-Xilimiao district[J]. Journal of Inner Mongolian Geology , 1 : 20-30 (in Chinese).
- Wedepohl K H. 1995. The composition of the continental crust[J]. Geochim. Cosmochim. Acta , 59 : 1217-1232.
- Williams-Jhons A E , Samoson I M and Olivo G R. 2000. The genesis of hydrothermal fluorite-REE deposits in the Gallinas Mountains , New Mexico[J]. Econ. Geol. , 95 : 327-341.
- Xiao W J , Brian F , Hao J and Zhai M G. 2003. Accretion leading to collision and the Permian Solonker sutere , Inner Mongolia , China : Termination of the central Asian orogenic belt[J]. Tectonics , 22 (6) : 2-20.
- Xu D Q , Nie F J , Jiang S H , Zhang W Y and Qian M P. 2008a. Yan-shanian peraluminous granite in Sumochagan area , Inner Mongolia [J]. Acta Petrological et Mineralogica , 27 : 89-100 (in Chinese with English abstract).
- Xu D Q , Nie F J , Jiang S H , Zhang W Y , Yun F , Yang C , Zhang T J , Lin R L and Lü X G. 2008b. Geological and geochemical characteristics of Obotu fluorite deposit , Inner Mongolia[J]. Acta Geoscientica Sinica , 29(4) : 440-450 (in Chinese with English abstract).
- Xu D Q , Nie F J , Liu Y , Zhang W Y , Yun F , Zhang T J , Lin R L and Lü X G. 2008c. Sr , Nd and Pb isotope geochemistry of fluorite from the Obotu fluorite deposit , Inner Mongolia[J]. Mineral Deposits , 27(5) : 1-16 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 陈先沛 , 高计元 , 曹俊臣. 1994. 中国重晶石和萤石矿床 [A]. 中国矿床 [M]. 北京 : 地质出版社. 314-340.
- 李士勤. 1985. 火山作用形成的特大型沉积萤石矿床 [J]. 地质与勘探 2(1) : 30-31.
- 聂凤军 , 许东青 , 江思宏 , 胡朋. 2008. 内蒙古苏莫查干敖包特大型萤石矿床地质特征及成因 [J]. 矿床地质 27(1) : 1-13.
- 聂凤军 , 许东青 , 江思宏 , 胡朋. 2009a. 苏-查萤石矿区钾长花岗岩锆石 SHRIMP 年龄及其地质意义 [J]. 地球学报 (出版中).
- 聂凤军 , 许东青 , 江思宏 , 胡朋. 2009b. 内蒙古苏-查萤石矿区流纹岩锆石 SHRIMP 定年及地质意义 [J]. 地球学报 (出版中).
- 王万昌 , 杨宝善 , 张绍平. 1986. 苏莫查干敖包-西力庙萤石矿床地质特征及成矿地质作用探讨 [J]. 内蒙古地质 (1) : 20-30.
- 许东青 , 聂凤军 , 江思宏 , 张万益 , 钱明平. 2008a. 内蒙古苏莫查干地区燕山期过铝质花岗岩研究 [J]. 岩石矿物学杂志 , 27(2) : 89-100.
- 许东青 , 聂凤军 , 江思宏 , 张万益 , 云飞 , 扬才 , 张天俊 , 林日亮. 2008b. 内蒙古敖包土萤石矿床地质和地球化学特征 [J]. 地球学报 29(4) : 440-450.
- 许东青 , 聂凤军 , 刘妍 , 张万益 , 云飞 , 张天俊 , 吕旭光 , 林日亮 , 吕旭光. 2008c. 内蒙古敖包土萤石矿床的 Sr , Nd , Pb 同位素地球化学特征 [J]. 矿床地质 27(5) : 1-16.