

文章编号: 0258-7106(2008)05-0543-16

内蒙古敖包吐萤石矿床的 Sr、Nd、Pb 同位素地球化学特征*

许东青¹, 聂凤军¹, 刘妍¹, 张万益¹, 云飞¹, 张天俊², 林日亮², 吕旭光²

(1 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037; 2 内蒙古华生萤石矿业有限责任公司, 内蒙古 四子王旗 010111)

摘要 敖包吐萤石矿床是内蒙古北部苏莫查干地区单一萤石矿集区中的一个代表性矿床,产于早二叠世大石寨组火山-沉积岩与早白垩世敖包吐花岗岩的接触带上。文章通过分析该矿床岩、矿石的微量元素和稀土元素,揭示出萤石的成矿作用可分为2个阶段,即交代作用和充填作用。交代作用过程中大石寨组的结晶灰岩可能为萤石的形成提供了部分Ca来源,萤石矿石的稀土元素配分模式与海水基本类似,具有Ce负异常;成矿作用后期主要表现为充填作用,形成颗粒粗大的萤石,表现为重稀土元素富集的特征,并随着萤石的沉淀析出,稀土元素总量逐渐下降,反映出成矿流体经历了较长期的演化过程。各地层单元、花岗岩体和萤石矿石的Sr、Nd、Pb同位素研究表明,萤石的放射性同位素组成具有壳、幔源混合的特点,成矿物质来源具有多源性。早白垩世敖包吐花岗岩可能是萤石中F的主要来源,而大石寨组的结晶灰岩则可能提供了Ca。另外,Pb、Nd同位素的极大不均一性,有可能是成矿流体在运移过程中对艾力格庙群放射性组分的选择性吸收的结果。萤石成矿作用与钾玄岩的时空关系暗示了萤石的成矿过程可能是中国东部岩石圈减薄和下地壳的置换地质事件的结果。在构造转型的过程中,燕山中期富碱的酸性花岗岩浆的活动分异出富含F的成矿流体,与幔源流体混合,沿区域重新活化的深大断裂和大石寨组的层间破碎带上升,交代其间的灰岩透镜体,从而形成敖包吐中型萤石矿床。

关键词 地球化学, 元素地球化学, 成矿作用, 同位素, 岩石圈减薄, 敖包吐萤石矿床, 内蒙古四子王旗

中图分类号: P619.21⁺5; P597

文献标志码: A

Sr, Nd and Pb isotopic geochemistry of fluorite from Obotu fluorite deposit, Inner Mongolia

XU DongQing¹, NIE FengJun¹, LIU Yan¹, ZHANG WanYi¹, YUN Fei¹, ZHANG TianJun²,
LIN RiLiang² and LÜ XuGuang²

(1 Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037; 2 Huasheng Fluorite Mining Co. Ltd., Siziwang Banner 010111, Inner Mongolia, China)

Abstract

The Obotu fluorite deposit is a representative deposit in the nonmineral fluorite ore concentration area of Sumochagan Obo within Inner Mongolia, lying in the contact zone between volcanic-sedimentary rocks of Lower Permian Dashizhai Formation and Early Cretaceous granites. Geochemistry of rare and trace earth elements of wall rocks and ores from the Obotu deposit shows that mineralization of fluorite can be divided into two stages, i. e., metasomatism and space-filling. Crystallized limestone of Dashizhai Formation might have offered Ca source for fluorites during metasomatism. The chondrite-normalized REE patterns of light purple layer-like fluo-

* 本研究得到国家自然科学基金项目(编号:40573025)和中央级公益性科研院所基本业务费资助项目(编号:K0814)联合资助
第一作者简介:许东青,男,1965年生,博士生,矿物学、岩石学、矿床学专业。E-mail:xdq84511@sina.com
收稿日期:2008-04-01;改回日期:2008-06-10。张绮玲编辑。

rite ores at this ore-forming stage are similar to the REE patterns of the ocean, both with obvious Ce negative anomaly. The coarse-grained fluorite ores show heavy rare earth enrichment, and the total rare earth elements decrease gradually with the precipitation of fluorite from ore-forming fluids, suggesting that the ore-forming fluids have undergone a long period of evolution. Studies of Sr, Nd and Pb isotopes of various stratigraphic units, granite plutons and fluorite ores indicate that the metallogenic materials of fluorite were derived from multiple sources, and the isotopic composition of fluorite is characterized by crust-mantle mixed sources. Early Cretaceous Obotu granites probably provided F sources for fluorite, and crystallized limestone might have supplied Ca. Heterogeneous Nd and Pb isotopic compositions resulted probably from selective absorption of radioactive composition of Ailigemiao Group. The close time-space relationship between shoshonite in the northern part of Siziwang Banner and fluorite mineralization implies that the fluorite deposit might have resulted from the lithospheric thinning of eastern China and the replacement of the lower crust. In the course of structural transition, Early Cretaceous Obotu alkali-rich acid magmas gave birth to fluorine-rich fluids through differentiation, which, combined with mantle fluids, migrated upward along the deep-seated fault of the activated area and the interlayer fracture zone of Dashizhai Formation and replaced carbonate lenses, forming the supelarge Sumochagan Obo fluorite deposit and the medium-sized Obotu fluorite deposit as well as star-studded fluorite occurrences.

Key words: geochemistry, element geochemistry, mineralization, isotope, lithosphere thinning, Obotu fluorite deposit, Siziwang Banner of Inner Mongolia

萤石矿床在较为广泛的地质环境中产出,形成于不同的地球化学条件下。中外矿床学家先后以不同的标准,诸如控矿围岩特征、有用组分或矿床成因等,对萤石矿床进行了矿床学分类研究(陈先沛等,1994;徐少康等,2001)。概括各种分类,有2种端员矿床类型:一种是产于沉积岩中,主要是在碳酸盐岩中,其成矿地质环境和过程可以与MVT型铅锌矿床相比较;另一种是以脉体产出,主要与碱性-过碱性岩浆岩有关,其矿床成因类似于岩浆热液脉型矿床。产出于石灰岩与花岗岩接触带的萤石矿床可以视为2个端员类型之间的过渡类型,其物质来源往往有很大争议,但其成因可归于热液交代作用。萤石矿物既可以单独成矿,如苏莫查干敖包(超大型)和敖包吐萤石(中型)矿床;也可以伴生成矿,如白云鄂博铁-稀土元素-萤石矿床,贵州晴隆梯-萤石矿床等。萤石不仅是确定成矿物质来源的信息“存储器”和流体运移轨迹的“探针”(Sallet et al., 2005; Richard et al., 2005),同时在地质勘查及找矿方面,对含萤石的贵金属成矿系统具有重要的指示意义(Sasmaz et al., 2005; Hill et al., 2000)。

内蒙古北部的苏莫查干地区是中国重要的单一萤石成矿集中区,分布着迄今为止全球最大的苏莫查干敖包萤石矿床(李士勤,1985;王万昌等,1986;聂凤军等,2008)和中型敖包吐萤石矿床(许东青等,2008),还有星罗棋布的萤石矿化点,共同组成了单一萤石矿化带,是南至白云鄂博、北至二连浩特中亚巨型稀土

元素、铁、金、萤石成矿带的重要组成部分。李士勤(1985)和王万昌等(1986)分别对萤石矿床的地质特征和主要控矿要素进行了初步讨论,聂凤军等(2008)着重探讨了苏莫查干敖包萤石矿床的矿床地质特征,许东青等(2008)探讨了敖包吐萤石矿床的稀土元素组成特征,并对矿床成因做了初步讨论。本文拟从敖包吐矿床的元素地球化学和Sr、Nd、Pb同位素出发,探讨该矿床的成矿作用过程和成矿物质来源。

1 区域地质背景和矿床地质

敖包吐萤石矿床在大地构造位置上位于西伯利亚和华北板块之间的中亚古生代造山带的东段,索伦山-西拉木伦河板块缝合线(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力格庙群、下二叠统哲斯组和大石寨组、侏罗系、白垩系、第三系和第四系(图1)。前寒武系的艾力格庙群可能是华北板块的裂解残余,分布于苏莫查干敖包的北东方向,主要岩性组合为石英片岩、大理岩和结晶灰岩。下二叠统下部地层为哲斯组,分布于研究区西边靠近中蒙边界线中方一侧干其呼都格一带,主要岩性由生物碎屑灰岩、结晶灰岩、硬砂岩、长石石英砂岩、钙质粉砂岩、泥板岩等组成,与上覆大石寨组为整合接触。下二叠统大石寨组火山-沉积岩,是研究区出露的主要地层单元,也是萤石矿

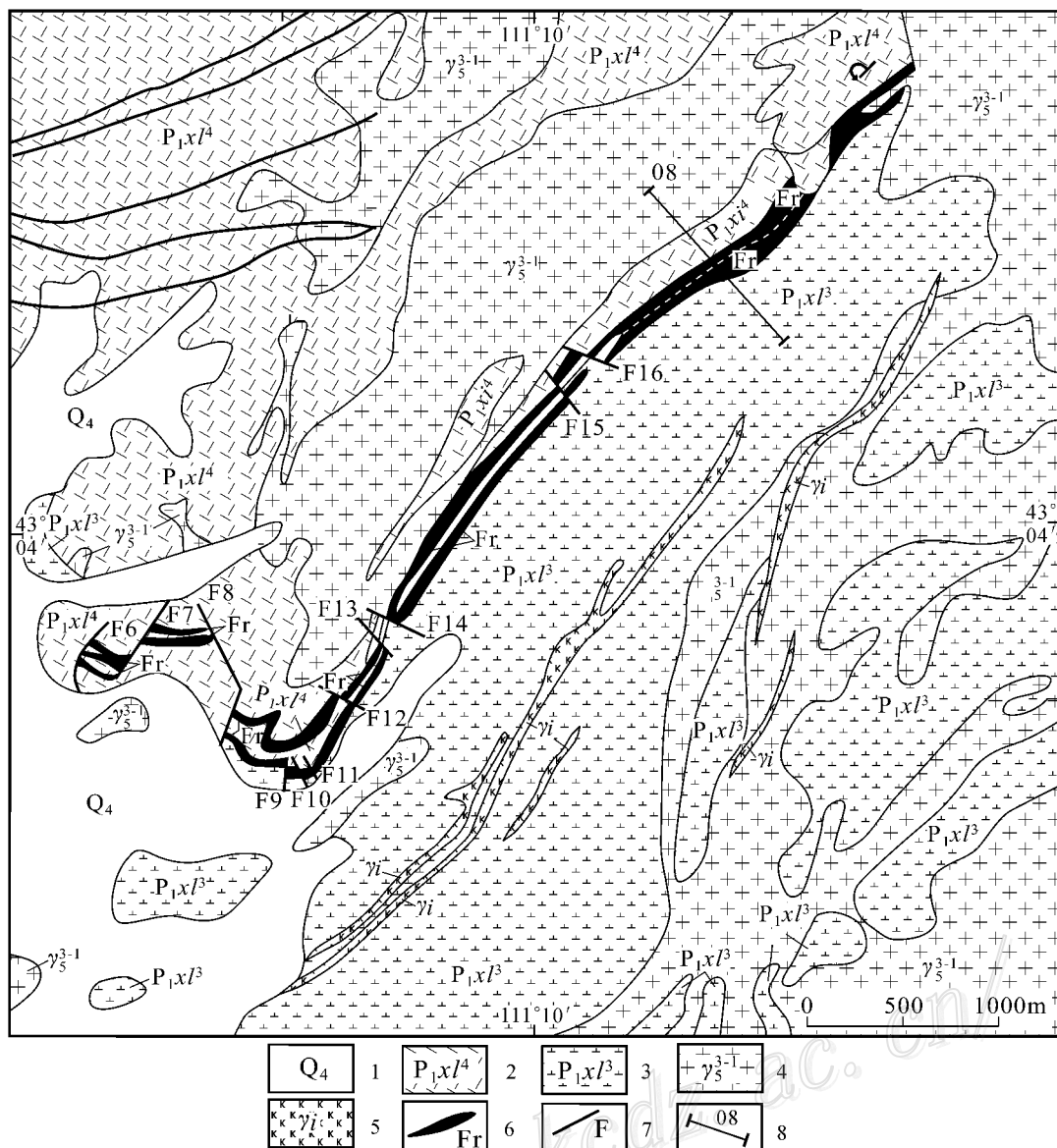


图1 内蒙古敖包吐萤石矿床地质图(据许东青等 2008)

1—第四系 2—下二叠统大石寨组第4岩段;3—下二叠统大石寨组第3岩段 4—燕山中期似斑状花岗岩 5—花岗细晶岩脉 6—萤石矿脉; 7—断层 8—勘探线

Fig. 1 Simplified geological map of the Obotu fluorite deposit (after Xu et al., 2008)

1—Quaternary; 2—4th Member of Lower Permian Dashizhai Formation; 3—3rd Member of Lower Permian Dashizhai Formation; 4—Middle Yanshanian granites; 5—Finely-crystallized granite veins; 6—Fluorite vein; 7—Faults; 8—Exploration line

床(点)的主要储矿围岩,分布在苏莫查干敖包至西里庙一带,呈NE向展布,由火山碎屑岩、熔岩和浅变质岩组成。流纹岩的锆石 SHRIMP U-Pb 同位素年龄为(276±10)Ma^①,其形成时代为海西晚期。大石寨组共由4个岩性段组成,敖包吐萤石矿床产出于第3和第4岩性段。矿体的主要围岩为变质流纹晶屑凝灰岩、流纹岩和碳质、绿泥质板岩。

研究区出露的与萤石矿床有紧密时空关系的花岗岩类侵入岩包括敖包吐花岗岩株(U-Pb 锆石年龄(138±4)Ma,聂凤军未发表资料)和贵勒斯泰花岗岩株(K-Ar 年龄136~118 Ma,中间值125 Ma)^②,在其北面大面积出露有卫境花岗岩基(K-Ar 年龄124 Ma)^③。敖包吐花岗岩和贵勒斯泰花岗岩都与艾力格庙群和下二叠统大石寨组火山-沉积地层呈侵入

① 聂凤军,江思宏,许东青,等. 2008. 内蒙古苏-查地区流纹岩锆石 SHRIMP 定年及地质意义. 待刊稿.

② 内蒙古自治区地质局. 1980. 中华人民共和国 1:20 万区域地质调查报告(脑木根幅).

接触关系。敖包吐花岗岩体主要由中心相(或过渡相)的中粗粒似斑状黑云母花岗岩和边缘相的中细粒斑状黑云母花岗岩组成(图 2a);而贵勒斯泰岩体主要由边缘相的中细粒钾长花岗岩组成。两者的岩石化学特征表现为高硅、富碱的钙碱性过铝质,且富铷、钍和轻稀土元素,而亏损锶、钛、磷和铷,表现为壳熔的特点,是在后造山期伸展的大地构造背景下形成的(许东青等 2008)。

在敖包吐萤石矿床的露天采坑中(8 勘探线位置,图 1),可见紫色萤石脉体穿插于敖包吐粗粒花岗岩(图 2b)之中,指示萤石的成矿作用晚于敖包吐花岗岩的侵位时间。在敖包吐花岗岩体的内部(距离敖包吐萤石矿床不超过 1 000 m)张裂隙中发育几条灰白色细粒花岗岩脉体(图 2c),脉体走向多为 NNW 向,倾向南东,脉体最大长度 500 多米,宽度 0.8~2 m 不等,变化大,受后期构造影响,多破碎成角砾状,角砾棱角分明,大小不等,最大角砾为 15 cm,一般在 1~5cm 之间,角砾被紫色、棕黄色粗粒萤石胶结(图 2d),局部地段萤石可以达到工业品位要求。与敖包吐花岗岩相比,具萤石矿化的细粒花岗岩脉体的侵位时代可能更接近萤石的成矿年龄,代表了苏莫查干地区萤石成矿峰期的年龄下限(具体的同位素测年工作正在进行中)。本文拟以敖包吐花岗岩体的结晶年龄(138±4)Ma 代替萤石矿床的成矿年龄。

敖包吐萤石矿床产出于下二叠统大石寨组第 3 岩段和第 4 岩段的层间破碎带中(图 1、图 2e),有 2 条平行的脉状矿体,中间夹长英质角岩。矿体长 630 m,上层矿体厚度 0.17~13.29 m,平均厚度 3.96 m;下层矿体厚度 0.8~9.91 m,平均厚度 3.52 m。两层矿体均为陡倾,产状 132°∠70°。在矿体的南西段发生褶皱与断裂,矿体倾角变为 45°左右,沿矿体倾向,最大垂深达 110 m。矿石量 115.41 万吨, CaF₂ 平均含量 78%。萤石矿石主要类型为石英-萤石型,局部有石榴子石-石英-萤石型。主要矿石构造有细晶块状、似层状、环带同心圆状、格架状、葡萄状、球

状、放射状等。萤石的颜色从浅紫色、紫色到靛青色,到棕黄色,再到白色,萤石晶体的大小也由细晶粒状向长柱伟晶状变化。矿石中的脉石矿物主要为石英、玉髓和粘土矿物。主要围岩蚀变有高岭石化、硅化、绿泥石化、绿帘石化及褐铁矿化,其中以高岭石化最为普遍,发育于矿体的顶、底板围岩中。褐铁矿化在矿层中也普遍发育,多呈浸染状或细脉状产出。硅化主要见于矿体底板的长英质角岩、片理化流纹斑岩和萤石矿层中。

2 稀土元素地球化学

用于研究的敖包吐萤石矿床的岩、矿石标本分别采自不同的地层单元,艾力格庙群千枚岩采自地表,而大石寨组的流纹斑岩、结晶灰岩和萤石矿石标本采自敖包吐萤石矿的井下开采面中。萤石矿石除用全岩样品外,对成矿期次分明、有代表性的矿石标本按颜色分期次挑选出萤石单矿物分别进行主元素、微量元素、稀土元素和 Sr、Nd、Pb 同位素测定。所有测试均在核工业研究院完成。

2.1 主量元素特征

对代表性萤石矿石不同成矿期次、不同颜色的萤石单矿物的主量元素分析表明(表 1),不同期次矿石的主量元素的差异比较小(图 3a),只有 SiO₂、Al₂O₃、K₂O、P₂O₅、Cl⁻ 等成分略有差异,而其他主量元素基本没有差异。靛青色萤石的 SiO₂、Al₂O₃、P₂O₅ 含量高于其他颜色萤石的含量,这些差异可能是成矿期次的差异造成的,也可能是由于萤石单矿物中常量元素的含量低于化学检测的精度限制导致测试误差造成的。因此,这些差异不足以反映萤石成矿期次的差别。

2.2 微量元素特征

敖包吐不同期次萤石单矿物的微量元素球粒陨石标准化蛛网图(图 3b)表明,萤石矿石整体上表现为富集 Th、U、LREE 和 Y 元素,而亏损 Rb、Pb、Nb

表 1 内蒙古敖包吐萤石矿床不同期次萤石矿石的主量元素构成(w(B)%)

Table 1 Major elements compositions of multi-phase fluorite separates from Obotu fluorite deposit(w(B)%)

样品号	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	F	Cl*	烧失量	总和
ABT04-3	0.16	0.008	0.028	0.13	0.1	0.004	0.075	50.23	0.086	0.006	0.031	47.30	23	0.50	98.658
ABT04-5B	0.46	0.008	0.044	0.15	0.1	0.004	0.078	49.92	0.075	0.008	0.042	47.10	16	0.64	98.629
ABT04-6	0.15	0.008	0.010	0.14	0.1	0.004	0.058	50.42	0.091	0.020	0.013	46.94	27	0.50	98.454
ABT04-7	0.13	0.008	0.019	0.14	0.1	0.004	0.100	51.09	0.100	0.005	0.002	45.82	19	0.30	97.818

* 单位为 10⁻⁶。

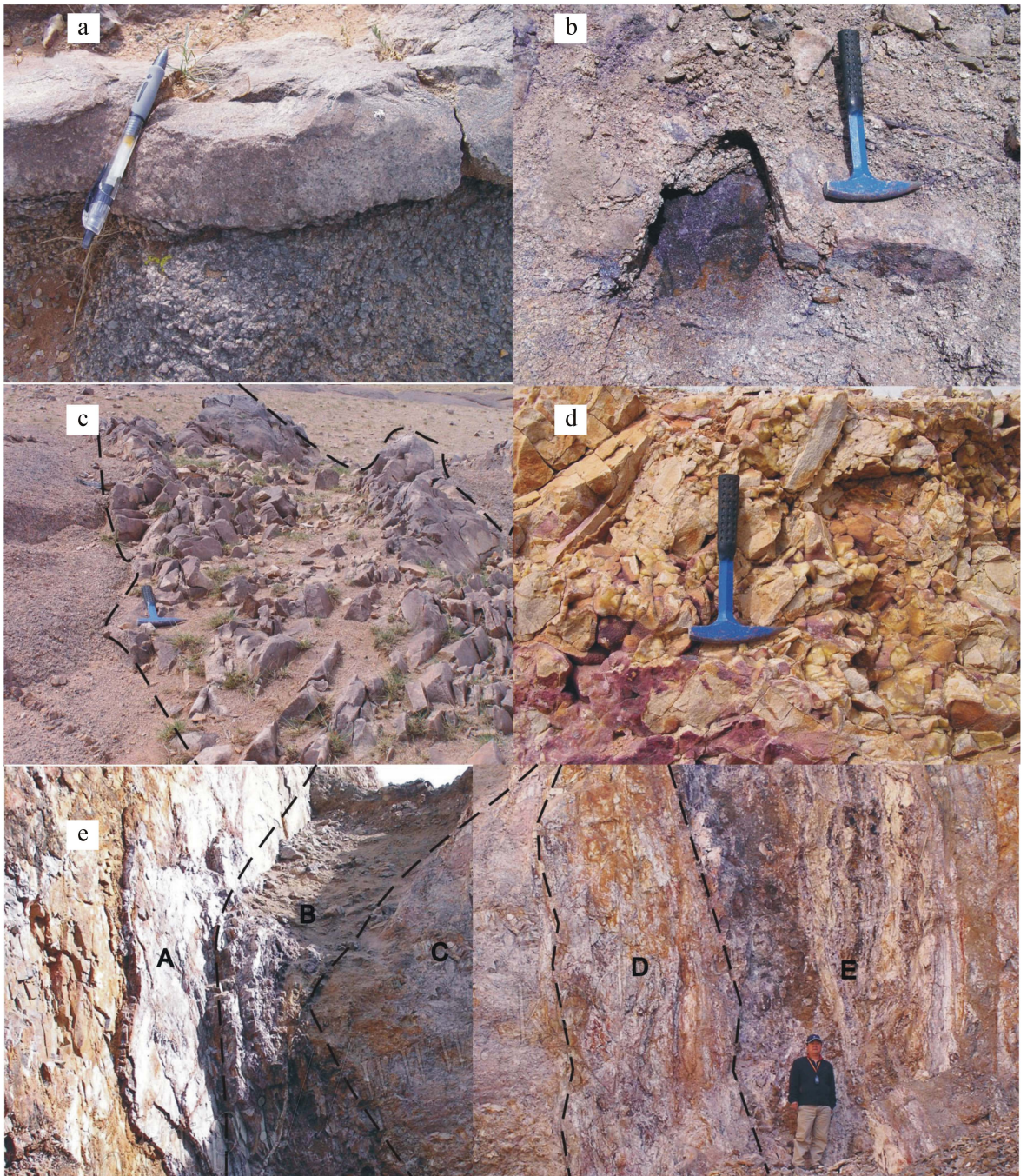


图 2 敖包吐花岗岩体和萤石矿脉露头

a. 敖包吐细粒花岗岩和中粗粒花岗岩；b. 萤石矿体和紫色萤石细脉切穿粗粒花岗岩；c. 敖包吐花岗岩体中的细粒花岗岩脉；d. 紫色的萤石交结灰白色细粒花岗岩角砾；e. 敖包吐萤石矿露天采坑中的矿脉露头，A—下二叠统大石寨组第四岩段底部的流纹质晶屑凝灰岩，B—萤石矿脉，C—长英质角岩，D—高岭石化蚀变带，E—萤石矿脉

Fig. 2 Outcrops of Obotu granite stock and fluorite veins

a. Obotu fine-grained granites and middle-coarse-grained granites; b. Purple fluorite body and fine purple fluorite vein crosscutting Obotu coarse-grained granite, indicating that the fluorite deposit postdates the Obotu granite; c. Fine-grained granite vein in Obotu granite stock; d. Purple fluorite cementing grey-white fine-grained granite breccias; e. Obotu fluorite outcrops in an open pit, A—Rhyolite tuffs at the bottom of 4th Member of Dashihzai Formation, B—Fluorite vein, C—Felsic hornfels, D—Kaolinized alteration zone, E—Fluorite vein

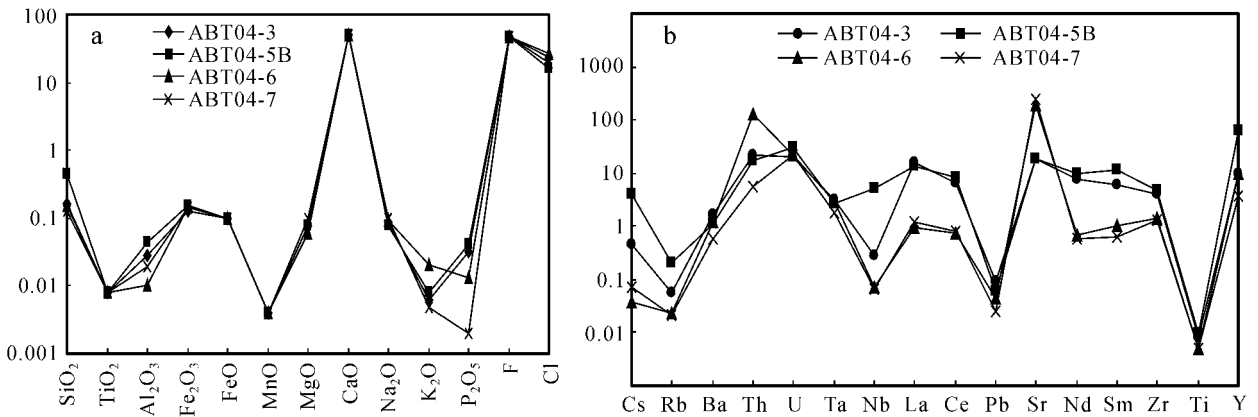


图3 敖包吐萤石单矿物的主量元素图解和微量元素球粒陨石标准化蛛网图(标准化数据据 Sun et al., 1989)

a. 主量元素; b. 微量元素

Fig. 3 Diagrams of major elements and chondrite-normalized trace elements spidergrams of fluorite separates from the Obotu fluorite deposit (chondrite-normalized data after Sun et al., 1989)

a. Major elements; b. Trace elements

和 Ti。在微量元素组成上明显分为 2 组,浅紫色似层状泥沙质萤石和靛青色萤石表现为 Nb、La、Ce、Nd、Sm 和 Zr 含量高、Sr 低含量的特点,与棕黄色伟晶柱状和棕黄色壳状萤石矿石相区别。这可能反映出随着萤石从成矿流体中结晶析出,这些元素的含量在逐步降低。而 ABT04-6、ABT04-7 两个样品的 Sr 含量大大增加($1.358 \times 10^{-6} \sim 1.775 \times 10^{-6}$) (表 2),可能反映了成矿流体对含矿围岩(可能主要是结晶灰岩)中 Sr 的萃取结果,因为 Sr 与 Ca 有着相近的离子半径。

2.3 稀土元素特征

标准化 REE 配分模式是一种有效的地球化学工具,因为其表现了“归一”后的 REE 浓度水平、LREE/HREE 分馏程度和 Eu 、 Ce 的异常,可以用来破译和解释热液矿物和化学沉积与围岩的相互作用物的 REE 密码,揭示流体的组成和矿物形成的物理化学环境 (Bau et al., 1992)。

本次研究对与萤石成矿有关的主要地层单元的代表性岩、矿石标本进行了稀土元素的测定(见表 2)。艾力格庙群 3 件样品的稀土元素总量 ΣREE 为 $72.21 \times 10^{-6} \sim 141.03 \times 10^{-6}$, LREE/HREE 比值为 3.62~10.40 (La/Yb)_N 为 4.01~11.16, δEu 为 0.58~0.82, δCe 为 0.75~0.98, 在球粒陨石标准化配分模式图上具明显 Ce 负异常的平缓曲线(图 4a)。3 件大石寨组的结晶灰岩的 ΣREE 为 $18.02 \times 10^{-6} \sim 25.60 \times 10^{-6}$, LREE/HREE = 3.81~4.47 (La/Yb)_N = 2.61~8.98,

$\delta Eu = 0.77 \sim 1.15$, $\delta Ce = 0.22 \sim 0.93$, 在球粒陨石标准化配分模式图上表现为具明显 Ce 负异常的平缓曲线(图 4c)。2 件大石寨组流纹斑岩的 ΣREE 为 $134.78 \times 10^{-6} \sim 156.38 \times 10^{-6}$, LREE/HREE = 6.64~8.18, (La/Yb)_N = 6.77~8.80, $\delta Eu = 0.70 \sim 0.72$, $\delta Ce = 0.96 \sim 1.01$, 在球粒陨石标准化配分模式图上表现为具明显 Eu 负异常和轻稀土元素富集的右倾曲线(图 4b)。5 件早白垩世花岗岩的 ΣREE 为 $54.05 \times 10^{-6} \sim 156.07 \times 10^{-6}$, LREE/HREE = 6.71~12.24, (La/Yb)_N = 6.29~14.89, $\delta Eu = 0.26 \sim 0.79$, $\delta Ce = 0.94 \sim 1.08$, 其球粒陨石标准化配分曲线具明显的 Eu 负异常(图 4d)。

不同期次的敖包吐萤石矿石 ΣREE 为 $5.88 \times 10^{-6} \sim 47.44 \times 10^{-6}$, LREE/HREE 为 0.27~5.94, (La/Yb)_N = 0.12~5.50, $\delta Eu = 0.37 \sim 0.78$, $\delta Ce = 0.52 \sim 0.90$ (表 2)。不同期次的单矿物萤石的球粒陨石标准化配分曲线明显分为 2 组(图 5a、5b): 一组晶质萤石矿,从靛青色到棕黄色、再到皮壳状棕黄色萤石矿, ΣREE 从 5.88×10^{-6} 变化到 47.44×10^{-6} , LREE/HREE = 0.27~2.20 (La/Yb)_N = 0.12~2.20, $\delta Eu = 0.37 \sim 0.78$, $\delta Ce = 0.52 \sim 0.87$, 反映出稀土元素总量从早到晚依次下降,其萤石的颜色也逐渐变浅,均表现出 Ce 略亏损和 Eu 明显亏损的重稀土元素显著富集的特征,而浅紫色纹层状萤石矿石(ABT04-3)则具有完全不同的配分型式, ΣREE 为 33.89×10^{-6} , LREE/HREE = 5.94, (La/Yb)_N = 5.50, $\delta Eu =$

表 2 内蒙古敖包吐萤石矿床萤石矿石的微量元素和稀土元素含量表 ($w_B/10^{-6}$)

Table 2 Trace elements and rare earth elements contents of fluorite ores from the Obotu fluorite deposit, Inner Mongolia ($w_B/10^{-6}$)

	千枚岩			结晶灰岩			流纹斑岩			钾长花岗岩			黑云母花岗岩			单矿物萤石		
	A01	A02	A06	LS01	LS02	LS03	Sm31	Sm30	G2	G3	G4	G5	G7	ABT04-3	ABT04-5B	ABT04-6	ABT04-7	
Cs	5.69	15.40	2.86	0.53	1.02	4.51	71.50	40.70	16.20	8.47	16.80	19.00	11.60	0.09	0.75	0.01	0.01	
Pb	3.80	4.76	56.20	3.98	2.83	4.98	4.44	13.30	24.60	24.50	27.90	33.10	36.30	0.23	0.15	0.11	0.06	
Rb	35.90	111.00	166.00	1.18	4.83	2.34	64.20	101.00	222.00	237.00	280.00	278.00	213.00	0.14	0.46	0.05	0.05	
Ba	1662.00	601.00	477.00	29.40	54.70	22.20	363.00	608.00	80.60	104.00	113.00	138.00	122.00	4.10	2.64	2.83	1.38	
Th	2.90	4.15	6.88	0.64	0.77	0.94	6.89	9.71	22.90	22.50	28.70	33.50	9.65	0.61	0.52	3.85	0.17	
U	1.62	5.65	5.37	0.60	3.07	0.76	5.18	17.00	2.23	4.09	2.76	4.61	1.95	0.16	0.23	0.17	0.18	
Ta	0.25	0.71	0.22	0.02	0.03	0.30	0.86	0.91	3.24	1.32	2.09	4.18	4.74	0.04	0.04	0.04	0.03	
Nb	3.62	8.39	2.52	0.12	0.31	1.31	10.90	11.20	14.60	11.20	17.60	42.40	17.10	0.07	1.31	0.02	0.02	
Zr	107.00	257.00	84.40	4.92	11.70	20.20	331.00	373.00	101.00	154.00	167.00	236.00	52.50	1.62	1.90	0.57	0.52	
Hf	2.35	6.00	2.33	0.12	0.22	1.28	7.59	8.11	4.36	4.71	5.53	7.61	1.91	0.07	0.12	0.12	0.11	
Ti	1345.00	3078.00	589.00	29.50	96.80	153.00	4576.00	4672.00	366.00	588.00	676.00	756.00	183.00	3.68	4.31	2.31	2.31	
Sr	31.50	74.30	134.00	239.00	391.00	19.10	299.00	137.00	31.30	38.20	40.20	48.40	48.50	137.00	137.00	1358.00	1775.00	
La	14.10	13.60	34.70	5.96	5.90	2.24	25.40	28.80	10.70	18.70	27.10	27.50	6.99	3.84	3.30	0.22	0.28	
Ce	21.50	27.80	61.80	2.44	4.26	7.23	53.70	62.20	21.30	36.80	53.40	55.80	12.90	4.09	5.03	0.44	0.49	
Pr	3.26	3.34	6.48	1.01	0.83	1.51	7.16	7.53	2.73	4.16	6.21	6.44	1.64	0.90	0.97	0.07	0.07	
Nd	13.70	12.70	21.30	4.17	3.25	7.01	27.30	29.40	9.70	13.70	20.20	21.90	5.89	0.94	1.78	0.16	0.10	
Sm	3.09	2.72	3.63	0.78	0.64	1.65	5.37	6.50	2.26	2.51	3.66	4.60	1.35	3.72	4.41	0.33	0.26	
Eu	0.93	0.51	0.75	0.21	0.26	0.64	1.17	1.49	0.35	0.32	0.34	0.38	0.24	0.27	0.31	0.03	0.02	
Gd	3.89	2.65	2.90	0.91	0.78	1.70	4.62	5.96	1.84	1.95	2.82	3.92	1.14	1.15	3.02	0.32	0.15	
Tb	0.62	0.47	0.45	0.14	0.13	0.25	0.66	0.88	0.30	0.28	0.42	0.68	0.20	0.22	0.95	0.12	0.05	
Dy	4.10	3.22	3.04	0.92	0.89	1.45	3.71	5.35	1.84	1.60	2.41	4.24	1.29	1.65	8.42	1.14	0.43	
Ho	0.93	0.72	0.74	0.22	0.22	0.31	0.77	1.10	0.37	0.32	0.47	0.88	0.26	0.39	2.13	0.30	0.12	
Er	2.80	2.14	2.34	0.62	0.65	0.82	2.22	3.21	1.10	0.91	1.41	2.75	0.81	1.22	7.19	1.11	0.40	
Tm	0.38	0.32	0.35	0.08	0.09	0.10	0.31	0.46	0.16	0.13	0.21	0.43	0.13	0.19	1.13	0.19	0.07	
Yb	2.52	2.10	2.23	0.48	0.55	0.62	2.07	3.05	1.22	0.90	1.35	2.96	0.91	1.25	7.76	1.27	0.46	
Lu	0.38	0.31	0.32	0.08	0.09	0.08	0.31	0.45	0.18	0.14	0.19	0.44	0.14	0.20	1.05	0.19	0.07	
Y	34.20	22.40	22.40	12.50	13.40	14.90	23.50	34.30	12.00	9.75	15.00	27.40	8.71	15.30	99.60	15.10	5.95	
ΣREE	72.21	72.60	141.03	18.02	18.54	25.60	134.78	156.38	156.07	54.05	82.42	120.19	132.91	33.89	20.01	47.44	5.88	
LREE	56.58	60.67	128.66	14.58	15.15	20.28	120.10	135.92	137.01	47.04	76.19	110.91	116.62	29.01	13.75	15.80	1.25	
HREE	15.63	11.93	12.37	3.44	3.39	5.33	14.68	20.46	19.06	7.01	6.23	9.28	16.29	4.89	6.26	31.65	4.63	
LREE/HREE*	3.62	5.09	10.40	4.23	4.47	3.81	8.18	6.64	7.19	6.71	12.24	11.95	7.16	5.94	2.20	0.50	0.27	
(La/Yb) _N *	4.01	4.65	11.16	8.98	7.71	2.61	8.80	6.77	7.07	6.29	14.89	14.40	6.66	5.50	2.20	0.31	0.12	
δEu*	0.82	0.58	0.68	0.77	1.14	1.15	0.70	0.72	0.79	0.51	0.43	0.31	0.26	0.56	0.78	0.40	0.37	
δCe*	0.75	0.98	0.94	0.22	0.41	0.93	0.96	1.01	1.08	0.94	0.98	0.97	0.99	0.90	0.52	0.68	0.87	

注：* 单位为 1。

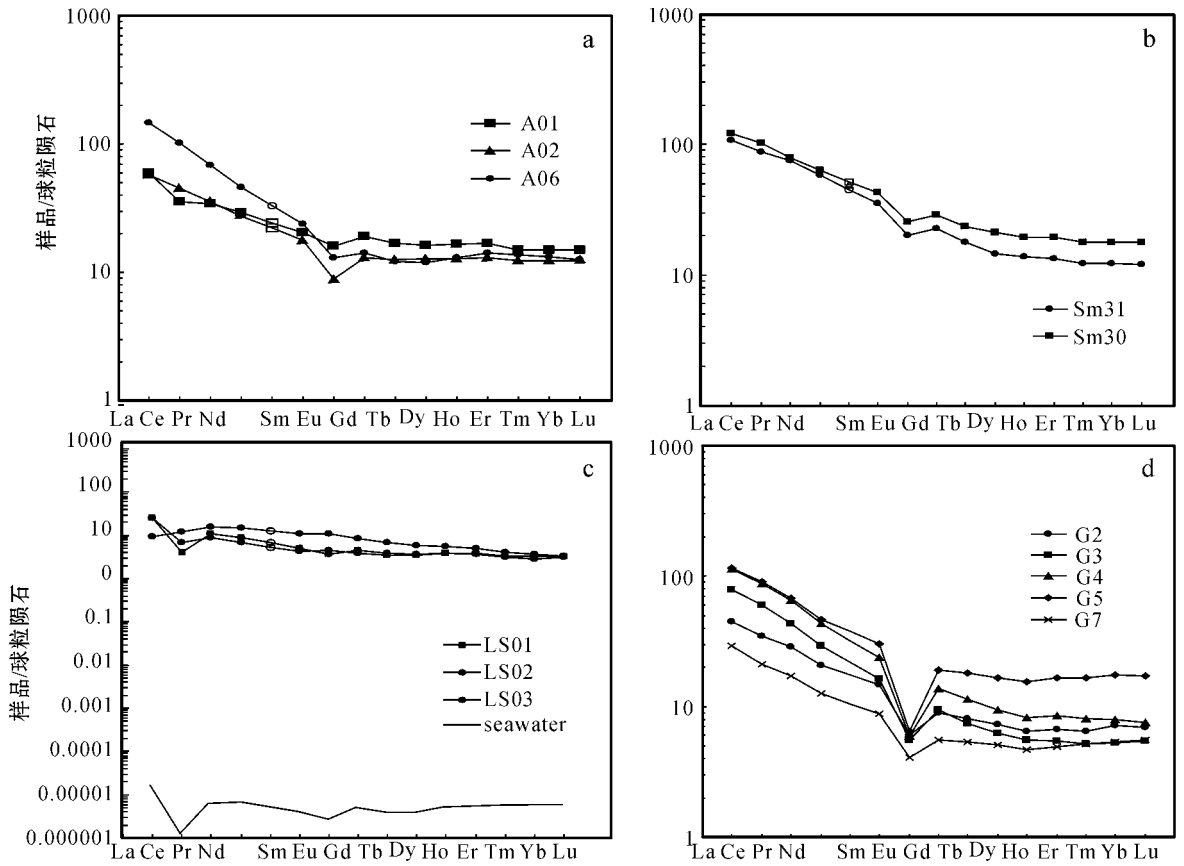


图 4 敖包吐萤石矿床的地层和敖包吐花岗岩的稀土元素球粒陨石标准化配分曲线(标准化数据据 Sun et al. ,1989)

a. 艾力格庙群; b. 大石寨组纹斑岩; c. 大石寨组结晶灰岩; d. 敖包吐花岗岩

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns of strata and Obotu granite from the Obotu fluorite deposit (chondrite-normalized data after Sun et al. ,1989)

a. Ailigemiao Group ; b. Porphyry rhyolites of Dashizhai Formation ; c. Crystallized limestone of Dashizhai Formation ; d. Yanshanian Obotu granites

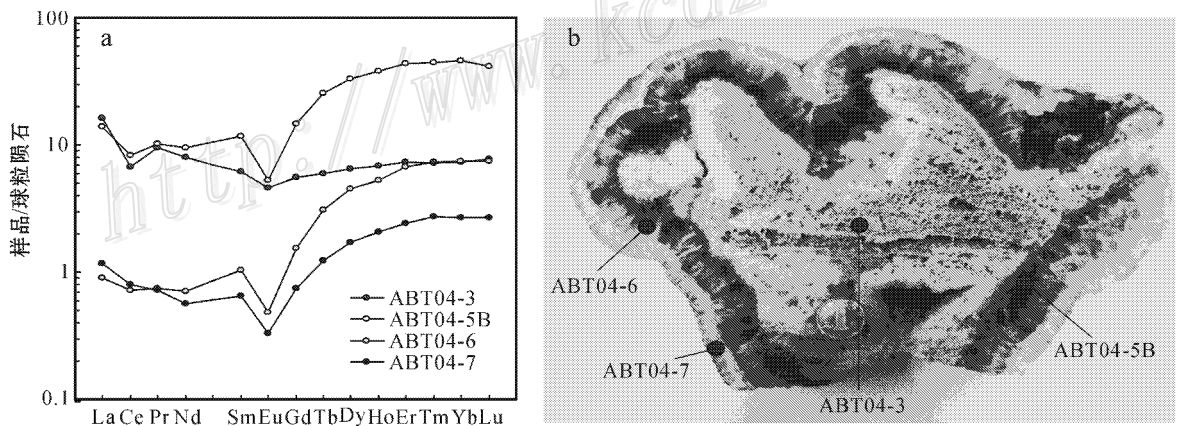


图 5 敖包吐萤石矿床不同期次萤石单矿物的稀土元素球粒陨石标准化配分曲线(标准化数据据 Sun et al. ,1989)

a. 球粒陨石标准化配分曲线; b. 代表性萤石标本及稀土元素分析取样位置

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns of multi-phase fluorite separates from the Obotu fluorite deposit (normalized data after Sun et al. ,1989)

a. Chondrite-normalized REE patterns ; b. Representative fluorite ore samples and sampling location

0.56, $\delta\text{Ce} = 0.90$, 表现为轻稀土元素略微富集、具弱 Ce 负异常和 Eu 负异常的平缓曲线, 与结晶灰岩的配分型式相似, 也与海水的配分模式 (Elderfield et al., 1982) 相同。从而, 可能反映了在萤石矿床的形成早期成矿热液交代灰岩 (水岩反应) 的信息, 也就是说, 萤石矿床中的钙质成分和高的 Sr 含量可能来源于结晶灰岩。从靛青色粗粒萤石 (ABT04-5B) 到棕黄色柱状伟晶状萤石 (ABT04-6), 再到棕黄色皮壳状萤石 (ABT04-7, 图 5b), 都表现出富集重稀土元素配分模式, 而其稀土元素总量随矿石颜色变浅和结晶顺序的演化而逐渐减小。

成矿流体中 REE 的分馏是 2 种基本地质过程的结果 (Bau, 1991; 1992), 一种是吸附和解附的过程 (sorption and desorption) 稀土元素在流体的迁移过程中吸附和解附于流体中的微粒表面; 另一种是共同沉积过程 (coprecipitation), 即稀土元素以络合物的形式在流体中运移, 其络合过程可以表示为 $\text{REE}^{3+} + \text{X}^{-n} \leftrightarrow \text{REE}\text{X}^{3-n}$ 。在含 F^{-} 和 CO_3^{2-} 的流体中, 因为 F^{-} 和 CO_3^{2-} 具有较高的 REE 络合能力, REE 主要以络离子的形成存在。根据 Coulomb 定律, 在吸附和络合的过程中, REE 离子电荷越高, 其吸附力越大, 络离子的稳定性也越大, REE 的离子半径越大, 吸附能力越弱, 其络离子的稳定性越低。对于 REE 来讲, 其离子半径随原子量的增加而加大, 因此 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 LREE 逐渐亏损, HREE 开始更多的充填在矿物晶格中, LREE/HREE 和 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 比值逐渐变小, 从而表现出重稀土元素富集的特征。

Eu、Ce 两个元素不同于其他 REE, 除具有三价的特性外, 还具有二价的特点, 两者是成矿流体温度和 $f(\text{O}_2)$ 的有效的指示元素 (Constantopoulos, 1998; Williams-jones et al., 2000)。在流体中由于氧化还原反应导致 REE 离子电价和离子半径的变化 (Shannon, 1976) 从而导致 Eu、Ce 相对其他 REE 元素发生显著的分馏, 形成 Eu、Ce 的异常。敖包吐萤石单矿物强烈的负 Eu 异常, 可能反映了其成矿过程的低温 ($< 200 \sim 250^\circ\text{C}$) (Bau et al., 1992) 和低 $f(\text{O}_2)$ 条件。在这种物理化学条件下, Eu^{3+} 不同于其他稀土元素, 易于被还原为 Eu^{2+} , 从而不会与其他的三价稀土元素共同沉淀在含钙矿物的晶格中, 导致 Eu 负异常。低的流体

温度要求低的 $f(\text{O}_2)$, 这与负的 Ce 异常通常是氧化状态的指示相矛盾 (随着温度的增加, $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 间的氧化还原平衡要求不断增加氧逸度, Bilal et al., 1992)。因此, Ce 的负异常可能反映了成矿流体与海水一样, 本身就是亏损 Ce 的, 或者是成矿流体在经由灰岩交代后继承了灰岩的性质。

3 同位素地球化学

3.1 Sr 同位素组成

Rb-Sr 同位素分析结果 (表 3) 表明, 艾力格庙群 3 件样品的 Rb 含量为 $35.9 \times 10^{-6} \sim 166.0 \times 10^{-6}$, Sr 含量为 $31.5 \times 10^{-6} \sim 134.0 \times 10^{-6}$, Rb/Sr 比值为 1.14 ~ 1.49。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的变化范围为 0.72450 ~ 0.74550, Sr 同位素组成极不均一。

大石寨组 3 件结晶灰岩的 Rb 含量为 $1.18 \times 10^{-6} \sim 4.83 \times 10^{-6}$, Sr 含量为 $19.1 \times 10^{-6} \sim 391 \times 10^{-6}$, Rb/Sr 为比值 0.01 ~ 0.21, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的变化范围为 0.70700 ~ 0.71167。2 件流纹斑岩的 Rb 含量为 64.21×10^{-6} 和 101×10^{-6} , Sr 含量为 299×10^{-6} 和 137×10^{-6} , Rb/Sr 比值为 0.21 ~ 0.74。

5 件敖包吐花岗岩的 Rb 含量为 $213 \times 10^{-6} \sim 280 \times 10^{-6}$, Sr 含量为 $31.3 \times 10^{-6} \sim 48.5 \times 10^{-6}$, Rb/Sr 比值为 4.39 ~ 7.09, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的变化范围为 0.73372 ~ 0.74972。

4 件不同期次的萤石单矿物 Rb 含量为 $0.46 \times 10^{-6} \sim 0.05 \times 10^{-6}$, Sr 含量为 $137 \times 10^{-6} \sim 1775 \times 10^{-6}$, 其中早期泥砂质纹层状萤石 Sr 含量较低 (137×10^{-6}), 而后期伟晶状萤石的 Sr 含量则远远高于围岩的 Sr 含量, Rb/Sr 比值均小于 0.01, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的变化范围为 0.70738 ~ 0.70989。而 10 件萤石矿物的全岩样品的 Rb 含量为 $0.01 \times 10^{-6} \sim 0.23 \times 10^{-6}$, Sr 含量为 $4.33 \times 10^{-6} \sim 13.45 \times 10^{-6}$, Rb/Sr 比值都小于 0.03, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的变化范围为 0.70925 ~ 0.71004。概括起来讲, 萤石矿物的 Rb 的含量非常低, 均低于区域的各个地层单元, 而 Sr 的含量则变化很大, 其高值达 1775×10^{-6} , 低值只有 4.82×10^{-6} 。实验结果表明, 硅酸盐固溶体固相中 Rb 浓度限度远小于 Sr, 并且 Nabelek (1987) 利用微量元素水/岩物质交换方程计算流体流经围岩时从围岩中带入的 Sr 为 0.12% ~ 1.65% (质量分数, 平均 0.65%), 因此, 从理论上讲, 敖包吐萤石矿的成矿流体应该为一种高 Sr、低 Rb 的流体。

表3 敖包吐萤石矿床的岩、矿石 Rb-Sr 同位素组成

Table 3 Rb-Sr isotopic composition of wall rocks and ores from the Obotu fluorite deposit, Inner Mongolia

样品号	岩性	Rb/ 10^{-6}	Sr/ 10^{-6}	Rb/Sr	($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$) ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)	$\epsilon_{\text{S}}(0)$	$\epsilon_{\text{S}}(138 \text{ Ma})$ ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)
A01	千枚岩	35.90	31.50	1.14	3.29494	0.72459	285.18
A02	千枚岩	111.00	74.30	1.49	4.31914	0.74024	507.25
A06	千枚岩	166.00	134.00	1.24	3.58152	0.74550	582.03
LS01	结晶灰岩	1.18	239.00	0.00	0.01427	0.70694	34.56
LS02	结晶灰岩	4.83	391.00	0.01	0.03571	0.70700	35.42
LS03	结晶灰岩	2.34	19.10	0.12	0.35420	0.71113	94.04
Sm31	流纹斑岩	64.20	299.00	0.21	0.62077	0.71167	101.70
Sm30	流纹斑岩	101.00	137.00	0.74	2.13140	0.71236	111.54
G2	钾长花岗岩	222.00	31.30	7.09	20.50559	0.74972	641.82
G3	钾长花岗岩	237.00	38.20	6.20	17.93695	0.74166	527.51
G4	钾长花岗岩	280.00	40.20	6.97	20.13704	0.74895	630.93
G5	中细粒黑云母花岗岩	278.00	48.40	5.74	16.60592	0.74065	513.16
G7	中粗粒黑云母花岗岩	213.00	48.50	4.39	12.69701	0.73372	414.79
ABT04-3	浅紫色细粒纹层状萤石矿	0.14	137.00	0.00	0.00285	0.70738	40.94
ABT04-5B	靛青色中粗粒萤石矿	0.46	137.00	0.00	0.00977	0.70989	76.56
ABT04-6	棕黄色伟晶状萤石矿	0.05	1358.00	0.00	0.00011	0.70911	65.42
ABT04-7	棕黄色伟晶状萤石矿	0.05	1775.00	0.00	0.00008	0.70896	63.29
ABT01-1	矿石全岩	0.12	4.33	0.03	0.07960	0.70982	75.53
ABT02-1	矿石全岩	0.23	7.01	0.03	0.09670	0.70981	75.37
ABT02-2	矿石全岩	0.07	7.25	0.01	0.02730	0.70987	76.22
ABT04-1	矿石全岩	0.02	5.23	0.00	0.01280	0.70993	77.09
ABT04-2	矿石全岩	0.02	4.93	0.00	0.01100	0.70925	67.40
ABT05-1	矿石全岩	0.03	13.45	0.00	0.00570	0.70940	65.95
ABT05-2	矿石全岩	0.02	4.82	0.00	0.00142	0.70970	69.54
ABT08-1	矿石全岩	0.02	13.04	0.00	0.00390	0.70958	72.08
ABT08-2	矿石全岩	0.02	6.64	0.00	0.00660	0.71004	78.69
ABT10-2	矿石全岩	0.01	9.12	0.00	0.00450	0.70972	74.04

Sr 的同位素初始比值 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) 是示踪成矿流体及成矿物质和成矿流体来源的有效途径之一 (Faure, 1986; Medford et al., 1983; Bell et al., 1989)。根据野外地质观察,敖包吐萤石成矿作用的主峰期应该与敖包吐花岗岩株的侵位时代接近或稍晚一些,因此敖包吐花岗岩的结晶年龄 138 Ma 可以近似当作是敖包吐萤石成矿作用的下限年龄。以 138 Ma 年龄回算矿区岩、矿石的 Sr 同位素组成,所得结果表明:艾力格庙群的 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) 为 0.71813 ~ 0.73848,大石寨组结晶灰岩为 0.70691 ~ 0.71043,流纹斑岩为 0.70818 ~ 0.71045;早白垩世敖包吐花岗岩为 0.70648 ~ 0.70949;萤石单矿物为 0.70738 ~ 0.70987,萤石全岩为 0.70913 ~ 0.71003 (表 3)。相比之下,萤石的 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) 与早白垩世敖包吐花岗岩相近,而小于下二叠统大石寨组的结晶灰岩和流纹斑岩,从而表明敖包吐萤石矿石的放射性 Sr 同位素可能主要来自于下二叠统大石寨组的结晶灰岩和流纹岩,而敖包吐花岗岩也可能是放

射性 Sr 的部分来源。这与结晶灰岩和流纹岩具有较高的 Sr 含量基本一致,也与萤石单矿物的微量和稀土元素球粒陨石标准化配分模式所反映的成矿期次上 Sr 的变化相一致,可以互为佐证。

3.2 Nd 同位素组成

Sm-Nd 同位素分析结果(表 4)表明,3 件艾力格庙群千枚岩样品的 Sm 含量为 $2.72 \times 10^{-6} \sim 3.63 \times 10^{-6}$,Nd 含量为 $12.70 \times 10^{-6} \sim 21.30 \times 10^{-6}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值变化范围为 0.51191 ~ 0.51218,Nd 同位素组成比较均一。大石寨组结晶灰岩的 Sm 含量为 $0.64 \times 10^{-6} \sim 1.65 \times 10^{-6}$,Nd 含量为 $3.25 \times 10^{-6} \sim 7.01 \times 10^{-6}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值在 0.51235 ~ 0.51241,大石寨组的流纹斑岩 Sm 含量为 5.37×10^{-6} 和 6.50×10^{-6} ,Nd 含量为 27.3×10^{-6} 和 29.4×10^{-6} , $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值为 0.51251 和 0.51254。2 件敖包吐花岗岩株样品的 Sm 含量为 1.35×10^{-6} 和 4.60×10^{-6} ,Nd 含量为 5.89×10^{-6} 和 21.90×10^{-6} , $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值为 0.51249 和 0.51262。敖包吐萤石单矿物

表 4 敖包吐萤石矿床的岩、矿石 Sm-Nd 同位素组成

Table 4 Sm-Nd isotopic composition of wall rocks and ores from the Obotu fluorite deposit, Inner Mongolia

样品号	岩性	Sm/10 ⁻⁶	Nd/10 ⁻⁶	(¹⁴³ Sm/ ¹⁴⁴ Nd) _N	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _N	ε _{Nd} (0)	ε _{Nd} (138 Ma)	T _{2DM}	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd)
A01	千枚岩	3.09	13.70	0.13633	0.51218	-8.95	-7.89	1573	0.51206
A02	千枚岩	2.72	12.70	0.12946	0.51191	-14.24	-13.06	1992	0.51179
A06	千枚岩	3.63	21.30	0.10301	0.51200	-12.46	-10.82	1810	0.51191
LS01	结晶灰岩	0.78	4.17	0.11364	0.51237	-5.31	-3.84	1244	0.51226
LS02	结晶灰岩	0.64	3.25	0.11903	0.5124	-5.62	-4.25	1277	0.51224
LS03	结晶灰岩	1.65	7.01	0.14227	0.51241	-4.49	-3.53	1218	0.51228
Sm31	流纹斑岩	5.37	27.30	0.11890	0.51251	-2.57	-1.20	1029	0.51240
Sm30	流纹斑岩	6.5	29.40	0.13363	0.51254	-1.89	-0.78	993	0.51242
G2	钾长花岗岩	2.26	9.70	0.14083	0.51262	-0.45	0.54	888	0.51249
G3	钾长花岗岩	2.51	13.70	0.11074	0.51259	-0.98	0.54	887	0.51249
G4	钾长花岗岩	3.66	20.20	0.10952	0.51259	-0.96	0.58	884	0.51249
G5	中细粒黑云母花岗岩	4.6	21.90	0.12696	0.51260	-0.74	0.49	891	0.51249
G7	中粗粒黑云母花岗岩	1.35	5.89	0.13854	0.51249	-2.91	-1.88	1084	0.51236
ABT04-3	浅紫色细粒萤石矿	3.72	0.94	0.15192	0.51244	-3.88	-3.09	1183	0.51230
ABT04-5B	靛青色中粗粒萤石矿	4.41	1.78	0.24397	0.51255	-1.78	-2.61	1144	0.51233
ABT04-6	棕黄色伟晶状萤石矿	0.33	0.16	0.28945	0.51266	0.39	-1.24	1033	0.51240
ABT04-7	棕黄色伟晶状萤石矿	0.26	0.10	0.22983	0.51195	-13.42	-14.01	2068	0.51174
ABT01-1	矿石全岩	0.26	0.04	0.09242	0.51203	-11.80	-10.00	1741	0.51195
ABT02-1	矿石全岩	0.66	0.11	0.09943	0.51221	-8.40	-6.70	1474	0.51212
ABT02-2	矿石全岩	0.10	0.03	0.16983	0.51140	-24.10	-23.70	2847	0.51125
ABT04-1	矿石全岩	0.08	0.02	0.14708	0.51190	-14.50	-13.60	2034	0.51176
ABT04-2	矿石全岩	1.14	0.21	0.11116	0.51232	-6.20	-4.70	1317	0.51222
ABT05-1	矿石全岩	0.36	0.05	0.08878	0.51215	-9.60	-7.70	1557	0.51207
ABT05-2	矿石全岩	0.07	0.02	0.14112	-	-	-	-	-
ABT08-1	矿石全岩	0.06	0.01	0.14391	0.51103	-31.50	-30.50	3400	0.51090
ABT08-2	矿石全岩	0.10	0.03	0.16700	0.51204	-11.70	-11.20	1838	0.51189
ABT10-2	矿石全岩	0.07	0.02	0.15678	0.51163	-19.7	-19.0	2470	0.51149

的¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 比值变化范围为 0.51195~0.51266。萤石矿石的全岩样品的¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 比值变化范围为 0.51103~0.51232。概括来讲,萤石全岩样品和单矿物都具有很大的 Nd 同位素组成不均一性。

所有样品的 Nd 同位素组成按 138 Ma 计算(见表 4),艾力格庙群的(¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_N 变化范围为 0.51191~0.51206,ε_{Nd}(138 Ma)为 -7.89~-13.06,表现出古陆壳的特征;大石寨组结晶灰岩的(¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_N 变化范围为 0.51224~0.51228,ε_{Nd}(138 Ma)为 -3.53~-4.25,表现出其物质来源为壳幔混源的特性;流纹斑岩的(¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_N 比值变化范围为 0.51240~0.51242,ε_{Nd}(138 Ma)为 -0.78~-1.20,显示其物质来源中幔源组分比例较高。敖包吐花岗岩的(¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_N 比值变化范围为 0.51236~0.51249,ε_{Nd}(138 Ma)为 -1.88~0.58。萤石单矿物的(¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_N 比值变化范围为 0.51174~0.51233,ε_{Nd}(138 Ma)为 -1.24~-14.01。萤石全岩样品的(¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_N 比值变化

范围为 0.51090~0.51222,ε_{Nd}(138 Ma)为 -4.70~-30.50。无论萤石单矿物样品还是全岩样品,其 Nd 同位素组成都很不均一(¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_N 最小值低于艾力格庙群,最大值小于敖包吐花岗岩,从而反映萤石矿石中的 Nd 同位素来源主要来自敖包吐花岗岩。Nd 同位素可以用来示踪萤石中的 F 的来源(Ronchi et al., 1993; Simonetti et al., 1995),因此,敖包吐萤石成矿流体中的 F 主要来自敖包吐花岗岩浆。

敖包吐萤石矿石的 Sr、Nd 同位素组成,基本上位于 HIUM 和 EMI 的演化线上(图 6)。对比其他与岩浆岩有关的萤石矿床,其(¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_N 组成低于印度的 Amba Dongar 萤石矿床(Simonetti et al., 1995)和牦牛坪 REE-萤石矿床(Huang et al., 2003),而高于阿根廷的 Sierras Pampeanas 萤石矿床(Galindo et al., 1997)(图 6)。

3.3 Pb 同位素

研究区的岩、矿石 Pb 同位素分析结果(表 5)表明,艾力格庙群变质岩的²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 比值为 18.309

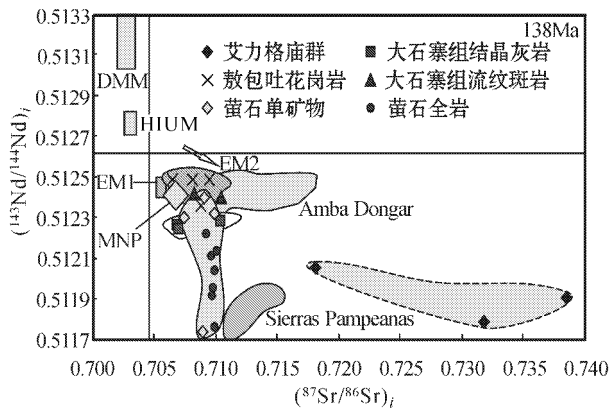


图6 敖包吐萤石矿床的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ -($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$ 图解
图中数据 DMM, HIUM, EM1, EM2 据 Zinder et al., 1986; MNP, 牦牛坪 REE 矿床据 Huang et al., 2003; Amba Dongar 萤石矿床引自 Simonetti et al., 1995, Sierras Pampeanas 矿床引自 Galindo et al., 1994

Fig. 6 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ versus $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$ diagram of the Obotu fluorite deposit

Data of DMM, HIUM, EM1, EM2 from Zinder et al. (1986), data of Maoniuping REE deposit after Huang et al. (2003), data of the Amba Dongar fluorite deposit from Simonetti et al. (1995), and data of Sierras Pampeanas deposit from Galindo et al. (1994)

~ 21.702 , $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 $15.564 \sim 15.807$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 $38.147 \sim 38.194$; 大石寨组的结晶灰岩的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 $18.507 \sim 19.406$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 15.542

~ 15.650 , $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 $38.192 \sim 38.722$; 大石寨组流纹斑岩的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 $18.824 \sim 19.473$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 $15.580 \sim 15.608$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 $38.608 \sim 39.242$; 早白垩世敖包吐花岗岩的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 $18.679 \sim 19.104$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 $15.560 \sim 15.580$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 $38.313 \sim 38.813$; 萤石单矿物的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 $18.582 \sim 21.870$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 $15.392 \sim 15.784$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 $37.362 \sim 38.503$ 。萤石的 Pb 同位素组成极不均一。在 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解(图7)中, 萤石样品基本上分布在地球等时线(GEOCHRON)的右侧, 北半球参考线(NHRL)(Hart, 1984)附近, 分布于上地壳和地幔 Pb 演化线之间, 表现出壳幔混源的特征。在图7中, 4件萤石中3件样品的 Pb 同位素变化范围远大于敖包吐花岗岩和下二叠统大石寨组, 而与艾力格庙群基本一致, 反映了萤石的 Pb 同位素组成主要来自艾力格庙群, 是具幔源印记的含 F 流体在沿深大断裂上升过程中对艾力格庙群的放射性 Pb 的选择性吸收造成的。样品 ABT04-5B 的 Pb 同位素组成明显不同于其他3件样品, 其 ^{207}Pb 、 ^{208}Pb 明显低于其他样品(表5), 可能反映了在热液交代成矿作用向空间充填作用转变时 ^{207}Pb 和 ^{208}Pb 降低了, 其深层次的机制有待于进一步研究。

3.4 Sr-Nd-Pb 同位素对萤石成矿物质来源的约束
敖包吐萤石矿床产出于早白垩世敖包吐花岗

表5 敖包吐萤石矿床的岩、矿石 Pb 同位素组成

Table 5 Pb isotopic composition of wall rocks and ores from the Obotu fluorite deposit, Inner Mongolia

样品号	岩性	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ
A01	千枚岩	38.159	0.033	15.807	0.014	21.702	0.019
A02	千枚岩	38.194	0.007	15.564	0.003	18.694	0.003
A06	千枚岩	38.147	0.004	15.587	0.002	18.309	0.002
Ls01	结晶灰岩	38.722	0.002	15.65	0.001	19.406	0.001
Ls02	结晶灰岩	38.233	0.022	15.587	0.009	18.895	0.010
Ls03	结晶灰岩	38.192	0.001	15.542	0.001	18.507	0.001
Sm31	流纹斑岩	39.242	0.003	15.608	0.001	19.473	0.002
Sm30	流纹斑岩	38.608	0.006	15.580	0.002	18.824	0.003
G2	钾长花岗岩	38.519	0.001	15.563	0.000	18.739	0.001
G3	钾长花岗岩	38.666	0.001	15.575	0.001	18.834	0.001
G4	钾长花岗岩	38.813	0.002	15.580	0.001	18.903	0.001
G5	中细粒黑云母花岗岩	38.772	0.002	15.577	0.001	19.104	0.001
G7	中粗粒黑云母花岗岩花岗岩	38.313	0.001	15.560	0.001	18.679	0.001
ABT04-3	浅紫色细粒纹层状萤石矿	38.477	0.018	15.671	0.007	20.227	0.01
ABT04-5B	靛青色中粗粒萤石矿	37.362	0.039	15.392	0.016	19.204	0.021
ABT04-6	棕黄色伟晶状萤石矿	38.503	0.037	15.784	0.015	21.870	0.021
ABT04-7	棕黄色伟晶萤石矿	38.350	0.031	15.607	0.013	18.582	0.015

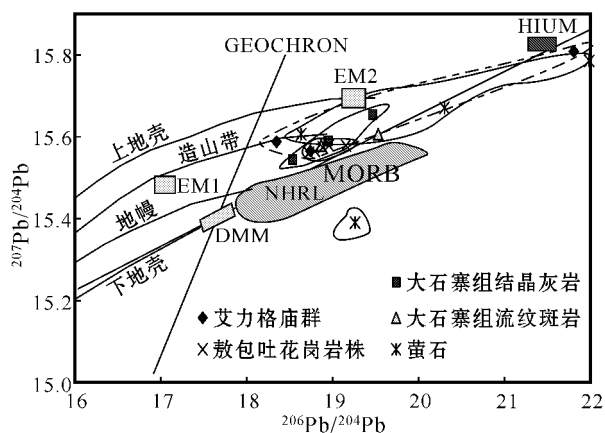


图 7 敖包吐萤石矿床的岩、矿石 Pb 构造模式图

(据 Zartman et al., 1981)

Fig. 7 Tectonic model of Pb isotope from the Oboato fluorite deposit (after Zartman et al., 1981)

岩与早二叠世大石寨组火山-沉积岩的外接触带上,不同期次和结构组成的萤石矿石 Sr-Nd-Pb 同位素记录了成矿流体和成矿物质来源的重要信息。前人的很多工作证明萤石的成矿流体具有混源的特点 (Deans et al., 1968; Ruiz et al., 1985; Barbieri et al., 1987; Ruiz et al., 1988; Canals et al., 1993; Galindo et al., 1994, 1997; Simonetti et al., 1995; Menuge et al., 1997)。在敖包吐萤石矿床,萤石的($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)比值类似于下二叠统大石寨组的结晶灰岩和流纹岩,萤石的($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)类似于敖包吐花岗岩,而 Pb 同位素又类似于艾力格庙群,反映出形成敖包吐萤石矿的成矿流体可能并非单一组成的流体,其成矿物质组成上具有壳幔混源的特点,在区域上随着时间的演化,从早二叠世到早白垩世表现出 ϵ_{Nd} (138 Ma) 不断增大的趋势,反映随着岩浆演化从老到新幔源物质更多的加入到成岩成矿过程中。地球化学的研究表明,富碱的岩浆演化过程中可以分异出富 F 的成矿流体 (Simonetti et al., 1995), Nd 同位素可以用来示踪萤石中 F 的来源 (Ronchi et al., 1993; Simonetti et al., 1995)。从图 6 可以看出敖包吐花岗岩是敖包吐萤石矿床 F 的主要来源,而成矿作用中 Ca 的来源则可能是大石寨组的结晶灰岩所提供的。富含 F 的成矿流体遇到碳酸盐岩后发生交代作用,从而使流体中的 CaF_2 产生过饱和而大规模沉淀析出,形成矿床。

结合上述讨论,下二叠统大石寨组的结晶灰岩可能为萤石从流体中的结晶析出提供了部分 Ca 来

源,以及萤石中远高于地层和花岗岩的高含量的 Sr (ABT04-6、ABT04-7 样品, Sr 含量 $1.358 \times 10^{-6} \sim 1.775 \times 10^{-6}$)。敖包吐花岗岩则为矿床的形成提供了 F 的来源,而 Pb 同位素的不均一性则可能是成矿流体对艾力格庙群放射性组分的选择性吸收的结果。这种成矿流体中 F 和 Ca 来源的不一致性并不鲜见。Eilli (1979) 的实验研究也表明,富 F 的热液并不一定富 Ca。因此,萤石成矿流体的形成一般都存在富 F 的热液与富 Ca 围岩的混合过程 (许成等, 2001)。

4 敖包吐萤石矿床的成矿动力学过程

苏莫查干地区位于中亚晚古生代造山带上,它先后经历了早二叠世酸性火山岩的喷发活动、晚二叠世—三叠纪 (大约 220 Ma) (Chen et al., 2000; Xiao et al., 2003) 古亚洲洋的消减闭合和晚中生代构造体制的转换和下地壳的置换和岩石圈的巨厚减薄 (翟明国等, 2002; 许钧等, 2004; 李毅等, 2007)。早二叠世的火山活动以喷发富碱的流纹岩为主,对其构造环境前人有不同看法: Wang 等 (1991) 认为二叠纪的流纹岩形成于活动大陆边缘,或者在与古亚洲洋板块向中朝板块俯冲消减的岛弧构造环境;另一种观点认为 (邵济安, 1991; 唐克东, 1992) 二叠纪的火山活动主要是双峰式岩浆活动,其构造环境属于板内拉张环境,岩浆活动是上叠裂谷系活动的结果 (邵济安等, 2007)。Li (2006) 的研究结果表明,二叠纪的火山岩更可能是活动大陆边缘,而不是拉张裂谷环境,也不是板内后碰撞的伸展环境。早二叠世的蛇绿岩套、沉积层序和岩浆岩的地球化学特征反映古亚洲洋已经演化为非常狭窄的海盆,是古亚洲洋的残余海盆。中三叠世后,华北板块北缘演化为安第斯型活动大陆边缘,而西伯利亚板块南缘为科迪勒拉大陆边缘。Chen 等 (2000), Xiao 等 (2003) 的研究表明,碰撞缝合线附近苏尼特左旗的宝力道岩套 (U-Pb 锆石年龄 310 Ma) 代表了最晚的弧岩浆活动,而包尔汉的哈拉图花岗岩 (U-Pb 锆石年龄 218~257 Ma) 代表了碰撞花岗岩,具有 S 型花岗岩的特征,是地壳加厚的结果。因此,华北板块和西伯利亚板块的碰撞闭合应该发生在 310~218 Ma 之间,这与 Sengo (1993) 和王荃等 (1991) 推测的“晚二叠世碰撞”模式相一致。

自晚中生代以来,该区又经历了构造体制的转

换。晚侏罗世到早白垩世早期区内转入伸展构造阶段,地壳由南向北逐渐伸展,出现了一系列拉伸断陷盆地和碱性花岗岩。结合地球物理的研究,认为该区发生了下地壳的拆沉,导致了岩石圈的减薄(地壳厚度为 29~37 km)(吴福元等,1999;翟明国等,2002;许恂等,2005),其中,中生代 120 Ma 左右岩石圈最薄,软流圈可能与地壳直接接触(许文良等,2000)。在四子王旗北部所发现的钾玄岩(E 112°10',N 42°00')(108~128 Ma,许恂等,2005)验证了这一构造体制转换的存在(许恂等,2004;张双涛等,2005;李毅等,2007)。在苏莫查干地区出露的早白垩世敖包吐花岗岩,岩石化学上表现为高硅、富碱和过铝质,其 Nd 同位素表现为高 $\epsilon_{Nd}(t)$ 特点,Pb 同位素的分布也位于造山带 Pb 演化线附近,两者都表现为壳幔混源的特点。因此,早白垩世花岗岩的形成过程可能正是在软流圈物质上升、岩石圈减薄背景下形成的。这个过程中,上升的软流圈物质对上覆的地壳物质发生底侵作用,部分前寒武纪地块或下二叠统的火山-沉积岩发生深熔,经过一定程度的结晶分异作用后上升、侵位形成大面积分布的花岗岩;同时富碱的花岗质岩浆在其岩浆活动过程中分异出富含 F 的含矿流体,与上升的地幔流体混合,不仅在花岗岩体中,同时也可能沿重新活化的区域大断裂和层间破碎带上升,与二叠系中的碳酸盐类岩石发生水岩反应,导致成矿流体中的萤石过饱和而沉淀析出,从而形成超大型苏莫查干敖包萤石矿和敖包吐萤石矿,以及星罗棋布的萤石矿化点,而流体的幔源属性和各个地层单元的同位素特点也随着水岩反应表现在萤石矿石上。

5 结论

(1)通过对敖包吐萤石矿床系统的岩相学和元素地球化学研究表明,敖包吐萤石矿床的成矿主要划分为 2 期,即交代成矿作用和充填成矿作用。大石寨组的结晶灰岩为萤石成矿提供了部分的 Ca 质来源。因此,早期的交代成因的浅紫色纹层状泥质萤石表现出与海水近乎一致的稀土元素配分模式,具有显著的 Ce 负异常;后期晶质萤石共同表现为 Sr 含量不断增加、具有明显重稀土元素富集、Eu 亏损和 ΣREE 降低的特征,反映了成矿流体经历了较长时间的演化。

(2)敖包吐萤石矿床的 Sr、Nd、Pb 同位素研究

证明,敖包吐萤石矿床的成矿物质来源表现出多元性,具有壳幔混源的特点。早白垩世的敖包吐花岗岩是放射性 Nd 的主要来源,为萤石矿床的形成提供了 F 的来源;下二叠统大石寨组的结晶灰岩可能提供了萤石的放射性 Sr 的来源。而萤石的 Pb 同位素组成可能是具有幔源印记的成矿流体在上升过程中对艾力格庙群沉积变质基底中 Pb 同位素组成的选择性吸收所致,同时使 Nd 同位素表现出古老地壳的特征。

(3)苏莫查干地区萤石的巨量堆积可能是燕山期岩石圈减薄、下地壳物质置换的结果。在这一伸展过程中形成的富碱的敖包吐花岗岩浆为萤石矿床提供了 F 的来源。含 F 的成矿流体沿深大断裂和层间破碎带上升,与二叠系中的碳酸盐类岩石发生交代作用,导致流体中的萤石过饱和而沉淀析出,从而形成区域上广布的单一萤石成矿带,如敖包吐萤石矿床和苏莫查干敖包萤石矿床。

References

- Barbieri M, Bellanca A, Neri R and Tolomeo L. 1987. Use of strontium isotopes to determine the sources of hydrothermal fluorite and barite from Northwestern Sicily (Italy) [J]. *Chem. Geol.*, 66: 273-278.
- Bau M. 1991. Rare earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium [J]. *Chem. Geol.*, 93: 219-230.
- Bau M and Möller P. 1992. Rare earth element fractionation in metamorphogenic hydrothermal calcite, magnesite and siderite [J]. *Mineral. Petrol.*, 45: 231-246.
- Bell K, Anglin C D and Franklin J M. 1989. Sm-Nd and Rb-Sr isotope systematics of scheelites: possible implications for the age and genesis of vein-hosted gold deposits [J]. *Geology*, 17: 500-504.
- Bilal B A and Muller E. 1992. Thermodynamic study of Ce^{4+}/Ce^{3+} redox reaction in aqueous solutions at elevated temperatures. Reduction potential of Ce^{4+} in perchloric acid solution [J]. *Z Naturforsch A Phys. Sci.*, 47: 231-246.
- Chen B, Bor-ming J, Widle S and Xu B. 2000. Two contrasting Paleozoic magmatic belts in northern Inner Mongolia, China: Petrogenesis and tectonic implication [J]. *Tectonophysics*, 328: 157-182.
- Chen X P, Gao J Y and Cao J C. 1994. Barite and Fluorite deposits in China [A]. In: *Deposits in China* [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 314-340 (in Chinese).
- Canals A and Cardellach E. 1993. Strontium and sulphur isotope geochemistry of low-temperature barite-fluorite veins of the Catalonian Coastal Ranges (NE Spain): A fluid mixing model and age constraints [J]. *Chem. Geol.*, 104: 269-280.
- Constantopoulos J. 1998. Fluid inclusions and rare earth element geo-

- chemistry of fluorite from South-Central Idaho [J]. *Econ. Geol.* , 83 : 626-636.
- Deans T and Powell J L. 1968. Trace elements and strontium isotopes in carbonatites, fluorites and limestones from India and Pakistan [J]. *Nature* , 218 : 750-752.
- Eills J A. 1979. Explored geochemistry systems. In : Barnes H L , ed. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* [M]. New York : Wiley Interscience. 632-678.
- Elderfield D H and Greveses M J. 1982. The rare earth elements in seawater [J]. *Nature* , 296 : 214-219.
- Faure G. 1986. *Principles of isotope geology* [M]. 2nd edition. New York : John Wiley & Sons.
- Galindo C , Tomos T , Darbyshire D E F and Csquet C. 1994. The age and origin of the barite-fluorite (Pb-Zn) veins of the Sierra del Guadarrama (Spanish Central System , Spain) : A radiogenic (Nd , Sr) and stable isotope study [J]. *Chem. Geol.* , 112 : 351-364.
- Galindo C , Pankhurst R J , Casquet C , Conigold J , Baldo E , Rapela C W and Saaveda J. 1997. Age , Sr- and Nd isotope systematics , and origin of two fluorite lodes , Sierras Pampeanas , Argentina [J]. *Int. Geol. Rev.* , 39 : 948-954.
- Hill G T , Campbell A R and Kyle P R. 2000. Geochemistry of southwestern New Mexico fluorite occurrences implications for precious metals exploration in fluorite-bearing systems [J]. *Journal of Geochemical Exploration* , 68 : 1-20.
- Huang Z L , Xu C , Liu C Q , Xu D R , Li W B and Guan T. 2003. Sr and Nd isotope geochemistry of fluorites from the Maoniuping REE deposit , Sichuan Province , China : Implications for the source of ore-forming fluids [J]. *Journal of Geochemical Exploration* , 78-79 : 643-648.
- Li J Y. 2006. Permian geodynamic setting of Northeast China and adjacent regions : closure of the Paleo-Asian Ocean and subduction of the Paleo-Pacific Plate [J]. *Journal of Asian Earth Sciences* , 26 : 207-224.
- Li S Q. 1985. The super-large fluorite deposit formed by volcanism. *Geology and Exploration* , 21(1) 30-31 (in Chinese).
- Li Y , Wu T R , Luo H L and Zhao L. 2007. Early Cretaceous lithospheric thinning of northern margin of the North China Craton : Evidence from Pb isotope of Shoshonite [J]. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis* , 43 (2) : 176-182 (in Chinese with English abstract).
- Medford G A , Maxwell R J and Armstrong R L. 1983. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio measurements on sulfides , carbonates , and fluid inclusion from Pine Point , Northwest Territories , Canada : An $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio increase accompanying the mineralizing process [J]. *Econ. Geol.* , 78 : 1375-1378.
- Menuge J F , Feely M and O'Reilly C. 1997. Origin and granite alteration effects of hydrothermal fluid : Isotopic evidence from fluorite veins , Co Galway , Ireland [J]. *Mineralium Deposita* , 32 : 34-43.
- Nabelek P I. 1987. General equation for modeling fluid/rock interaction using trace elements and isotopes [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta* , 51 : 1765-1769.
- Nie F J , Xu D Q , Jiang S H and Hu P. 2008. Geological features and origin of Sumoqagan Obo supergiant fluorite-only deposit , Inner Mongolia [J]. *Mineral Deposits* , 27(1) : 1-13 (in Chinese with English abstract).
- Ruiz J and Kesler S E. 1985. Strontium isotope geochemistry of fluorite mineralization associated with fluorine-rich igneous rocks from the Sierra Madre Occidental , Mexico : Possible exploration significance [J]. *Econ. Geol.* , 80 : 33-42.
- Richard S and Robert M F. 2005. The use of vein fluorite as probe or paleofluid REE and Sr-Nd isotope geochemistry : The Santa Catarina fluorite district , southern Brazil [J]. *Chemical Geology* , 223 : 227-248.
- Ronchi , L H and Touray J C. 1993. The Ribeira fluorite district , South Brazil [J]. *Mineral. Depos.* , 28 : 240 -252.
- Ruiz J and Richardson C K. 1988. Strontium isotope geochemistry of fluorite , calcite and barite of the cave-in-rock fluorite district , Illinois [J]. *Econ. Geol.* , 88 : 203- 210.
- Sallet R , Moritz R and Fontignie D. 2005. The use of vein fluorite as probe for paleofluid REE and Sr-Nd isotope geochemistry : The Santa Catarina fluorite district , Southern Brazil [J]. *Chem. Geol.* , 223 , 227-248.
- Sasmaz A , Yavuz F , Sagioglu A and Akgul B. 2005. Geochemical patterns of the Akdagmadeni (Yozgat , Central Turkey) fluorite deposits and implications [J]. *Journal of Asian Earth Sciences* , 24 : 469-479.
- Sengor A M C , Natalin B A and Burtman V S. 1993. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crust growth in Eurasia [J]. *Nature* , 364 : 299-307.
- Shannon R D. 1976. Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides [J]. *Acta Cryst.* , A32 : 751-767.
- Shao J A. 1991. Crustal evolution in the middle part of the northern margin of Sino-Korean plate [M]. Beijing : Beijing University Press. 136p (in Chinese with English abstract).
- Shao J A , Zhang L Q , Mu B L and Han Q J. 2007. Upwelling of Da Hinggan mountains and its geodynamatic background [M]. Beijing : Geol. Pub. House. 24p (in Chinese).
- Simonetti A and Bell K. 1995. Nd , Pd , and Sr isotope systematics of fluorite at the Amba Dongar carbonatite complex , India : Evidence for hydrothermal and crustal fluid mixing [J]. *Econ. Geol.* , 90 : 2018-2027.
- 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 basin* [C]. Geological Society , Special Publication. 313-345.
- Tang K D. 1992. Tectonic evolution and minerogenetic regularities of the Fold Belt along the Northern margins of sino-korean plate [M]. Beijing : Beijing University Press. 277p (in Chinese).
- Wang Q , Liu X Y and Li J Y. 1991. Plate tectonics between Cathaysia and Angaraland in China [M]. Beijing : Beijing University Press. 149p (in Chinese with English abstract).

- Wang W C, Yang B S and Zhang S P. 1986. Discussion 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).
- Williams-Jones A E, Samson I M and Olivio G R. 2000. The genesis of hydrothermal fluorite-REE deposits in the Gallinas Mountains, New Mexicd[J]. Econ. Geol., 95 327-341.
- Wu F Y and Sun D Y. 1999. The Mesozoic magmatism and lithospheric thinning in eastern Chin[J]. Jounal of Changchun University of Science and Technology, 29(4): 313-318(in Chinese with English abstract).
- 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 C, Huang Z L, Qi L and Li W B. 2001. Sr-Nd isotope geochemistry of fluorites-A review[J]. Geology-Geochemistry, 29(4): 27-34.
- Xu D Q, Nie F J, Jiang S H, Zhang W Y and Qian M P. 2008. Yanshanian peraluminous granite in Sumochagan area, Inner Mongolia[J]. Acta Petrologica 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 Lv X G. 2008. Geological and geochemical characteristics of Aobaotu fluorite deposit, Inner Mongolia[J]. Earth Sciences, 29(4): 440-450(in Chinese with English abstract).
- Xu S K and Yin Y D. 2001. Geologic summaries of nomo-moineral fluorite deposits in China[J]. Resource Geology of Chemical Industry, 23(3): 134-140(in Chinese).
- Xu W L, Wang D Y and Wang S M. 2000. pTtc model of Mesozoic and Cenozoic volcanisms and lithospheric evolution in eastern China [J]. Journal of Changchun University of Science and Technology, 30(4): 329-337(in Chinese with English abstract).
- Xu X, Wu T R, Zhang S T, Byamba J, Amajargal A, Wang S Q and Li Z Q. 2004. Significances of deep-Seated xenolith in Cretaceous basalt of Inner Mongolia[J]. Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis A(4): 563-569(in Chinese with English abstract).
- Zartman R E and Doe B R. 1981. Plumbotectonics-the model[J]. Tectonophys., 75 : 135-162.
- Zhai M G and Fan Q C. 2002. Mesozoic replacement of bottom crust in north China craton: Anorogenic mantle-crust interreaction[J]. Acta Petrologica Sinica, 18(1): 1-28(in Chinese with English abstract).
- Zhang S T, Wu T R and Xu X. 2005. The significance of discovery of early Cretaceous shoshonite in Central Inner Mongolia[J]. Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinesis, 41(2): 212-218(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.
- 李毅,吴泰然,罗红玲,赵磊. 2007. 华北克拉通北缘早白垩世岩石圈减薄:钾玄岩的 Pb 同位素证据[J]. 北京大学学报(自然科学版), 43(2): 176-182.
- 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.
- 邵济安. 1991. 中朝板块北缘中段地壳演化[M]. 北京:北京大学出版社. 136页.
- 邵济安,张履桥,牟保磊,韩庆军. 2007. 大兴安岭的隆起与地球动力学背景[M]. 北京:地质出版社. 24页.
- 唐克东. 1992. 中朝板块北侧褶皱带构造演化及成矿规律[M]. 北京:北京大学出版社. 277页.
- 王荃,刘雪亚,李锦轶. 1991. 中国华夏与安加拉古陆间的板块构造[M]. 北京大学出版社. 74-101, 122-134.
- 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.
- 吴福元,孙德有. 1999. 中国东部中生代岩浆作用与岩石圈减薄[J]. 长春科技大学学报, 29(4): 313-318.
- 许成,黄智龙,漆亮,李文博. 2001. 萤石 Sr/Nd 同位素地球化学研究评述[J]. 地质地球化学, 29(4): 27-34.
- 许东青,聂凤军,江思宏,张万益,云飞,杨才,张天俊,吕旭光,林日亮. 2008. 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,江思宏,张万易,钱明平. 2008. 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.
- 徐少康,殷友东. 2001. 我国单一萤石矿床地质概要[J]. 化工矿床地质 23(3): 134-140.
- 许文良,王冬艳,王嗣敏. 2000. 中国东部中新代火山作用的 pTtc 模型与岩石圈演化[J]. 长春科技大学学报, 30(4): 329-337.
- 许绚,吴泰然,张双涛,Byamba J, Amajargal A, 王时麒,李忠权. 2004. 内蒙古四子王旗早白垩世深源捕虏体的发现及意义[J]. 北京大学学报(自然科学版), 41(4): 563-569.
- 翟明国,樊祺诚. 2002. 华北克拉通中生代下地壳置换:非造山过程的壳幔交换[J]. 岩石学报, 18(1): 1-28.
- 张双涛,吴泰然,许绚. 2005. 内蒙古中部早白垩世钾玄岩的发现及其意义[J]. 北京大学学报(自然科学版), 41(2): 212-2218.