

内蒙古敖包吐萤石矿床地质和地球化学特征

许东青¹⁾ 聂凤军¹⁾ 江思宏¹⁾ 张万益¹⁾ 云飞¹⁾
杨才²⁾ 张天俊³⁾ 吕旭光³⁾ 林日亮³⁾

1) 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037;

2) 内蒙古地质调查院, 内蒙古呼和浩特 010020;

3) 内蒙古华生萤石矿业有限公司, 内蒙古四子王旗 010111

摘 要 笔者总结了敖包吐萤石矿床的地质特征, 并通过萤石的稀土元素的地球化学和 Nd 同位素研究, 探讨了该矿床的成矿作用和成矿物质来源。敖包吐萤石矿床产于下二叠统大石寨组火山—沉积岩与燕山中期花岗岩的接触带, 为单一萤石矿床。萤石矿石的稀土元素的含量(ΣREE)变化范围为 $(8.04 \sim 30.04) \times 10^{-6}$, 平均为 19.42×10^{-6} ; 轻重稀土 LREE/HREE 值 0.24 ~ 0.65, 平均 0.52; La_N/Yb_N 为 0.07 ~ 0.62, 平均 0.26; δEu 为 0.42 ~ 0.90, 平均 0.60, 具 Eu 负异常和明显重稀土富集的特征。岩矿石的 Nd 同位素研究表明, 萤石矿石的 $\varepsilon\text{Nd}(t)$ 都表现为很大的负值, 以成矿主期年龄 138 Ma 计算的 $\varepsilon\text{Nd}(138 \text{ Ma})$ 为 $-7.30 \sim -30.55$, 具有古陆壳的演化特征, 暗示其成矿的物质来源主要是壳源物质。在 Moller 的 Tb/La-Tb/Ca 成因判别图解中, 敖包吐矿床的萤石的结晶作用表现为重新活化的趋势, 反映流体具有混源的特征, 既有热液成因, 又有沉积成因。二叠世的海相火山活动通过海底喷气和喷流的作用形成了初始矿源层, 而燕山中期花岗岩浆的侵位与结晶分异, 又对初始矿源层的活化和富集提供了流体和热能的来源。成矿流体在经历了长期的演化后在大石寨组的构造薄弱破碎的部位沉淀析出, 形成敖包吐萤石矿床。

关键词 单一萤石矿床; 重稀土元素; 地质特征; Nd 同位素; 四子王旗; 内蒙古

中图分类号: P595; P758.31

文献标识码: A

文章编号: 1006-3021(2008)04-440-11

Geological and Geochemical Characteristics of the Aobaotu Fluorite Deposit in Inner Mongolia

XU Dongqing¹⁾ NIE Fengjun¹⁾ JIANG Sihong¹⁾ ZHANG Wanyi¹⁾ YUN Fei¹⁾
YANG Cai²⁾ ZHANG Tianjun³⁾ LÜ Xuguang³⁾ LIN Riliang³⁾

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

2) Geological survey institute of Inner Mongolia, Hohhot, Inner Mongolia 010020;

3) HuaSheng Fluorite Mining Co. Ltd., Inner Mongolia, Siziwang Qi WuLanhu, Inner Mongolia 010111

Abstract This paper has comprehensively summarized geological characteristics of the Aobaotu fluorite deposit and discussed its mineralization and material sources on the basis of studying rare earth elements and Nd isotopes. The Aobaotu fluorite deposit is a monomineral-fluorite deposit occurring at the contact zone between the volcanics-volcanogene sedimentary rocks of Lower Permian Dashizhai Formation and the Middle Yanshanian granitoid. REE contents of fluorite ores range from 8.04×10^{-6} to 30.04×10^{-6} , 19.42×10^{-6} on average, LREE/HREE ratios range from 0.24 to 0.65, 0.52 on average, La_N/Yb_N ratios range from 0.07 to 0.62, 0.26 on average, and δEu range from 0.42 to 0.90, 0.6 on average. The REE pattern shows a HREE-enriched distribution with an obvious Eu negative anomaly. Nd isotope data show evolutionary characteristics of the palaeocontinental crust, with $\varepsilon\text{Nd}(138 \text{ Ma})$ ranging from -7.30 to -30.55 , suggesting that the crust is the main source of

本文由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项目(编号:K0814)联合资助。

收稿日期:2007-10-16;改回日期:2007-12-27。责任编辑:刘志强。

第一作者简介:许东青,男,1965年生,博士研究生,岩石学、矿物学和矿床学专业;通讯地址:100037,北京市西城区百万庄大街26号;电话 010-68999511;E-mail: xdq84511@sina.com。

this deposit. It is held that the ore-forming fluid is a mixture of waters from different sources, as evidenced by the discrimination diagram of Tb/La-Tb/Ca that reflects the remobilization crystallization trend of fluorite. The marine volcanism in Permian formed the source bed through exhalative sedimentary mineralization, and the Middle Yanshanian granitoid supplied fluid and heat energy for the remobilization and concentration of the source bed. The ore-forming fluid precipitated in the structural fracture zone of the Dashizhai Formation and formed the Aobaotu fluorite deposit.

Key words monomineral-fluorite deposit; heavy rare earth elements; geological characteristics; Nd isotope; Siziwangqi; Inner Mongolia

萤石矿物产出在各种矿床中,可以伴生成矿,也可以单独成矿,有各种不同的控矿主岩,并同时是不同矿床类型和控矿主岩的有效指示矿物。萤石矿床可以在相当广泛的地质环境中产出,形成于不同的地球物理和地球化学条件。在内蒙古的北部苏莫查干地区分布着迄今为止在全球范围内找到的最大规模单一萤石(Mono-mineral Fluorite)矿化带,是南至白云鄂博北至二连浩特中亚巨型稀土、铁、金、萤石成矿带的重要组成部分(聂凤军等,2007)。其代表性矿床主要有苏莫查干萤石矿床(李士勤,1985;王万昌等,1986;宋叔和,1994;聂凤军等,2007)和敖包吐萤石矿床。另外尚有星罗棋布的萤石矿化点,如伊和儿矿化点、查干敖包矿化点、西里庙矿化点和大红山矿化点等。对该地区的萤石矿床的成因和萤石成矿作用前人有不同的学术观点:一些学者认为该区的萤石矿床是具有层控性质的热水沉积矿床(李士勤,1985;宋叔和,1994;徐少康等,2001),有些学者则强调燕山期岩浆活动对成矿的控制作用(王万昌等,1986;聂凤军等,2007),但同时都承认海相酸性火山—沉积过程中萤石的预富集作用。因此,深入的研究萤石矿床的地质特征和萤石的成矿机制对于研究兴蒙造山带的成矿作用和继续在该区进行萤石矿产勘查有着十分重要的意义。

敖包吐萤石矿床位于内蒙古自治区乌兰察布市北部,属四子王旗卫境苏木管辖。敖包吐萤石矿床分为南、中、北3个矿段,其中南敖包吐在20世纪60年代由内蒙古地质局207队发现,北敖包吐和中敖包吐矿段是在1980年由牧民发现,1988年10月内蒙古自治区102地质队对该矿进行详查,共探明萤石的地质储量“333+334”级矿石量 115.41×10^4 t。敖包吐萤石矿床地处中蒙边境的南面,人烟稀少,交通不便,很少有人对该区的萤石矿床进行过专题研究,矿床学研究相对滞后,这在某种程度上影响了找矿勘查工作的进展。在本次研究工作中,笔者在前人工作的基础上,采用野外地质调查和室内综合研究相结合的方法,通过岩石的稀土元素和钽同位素研究对萤石矿床的成矿物质来源和成矿作用过程进行深入的探讨。

1 区域地质背景

敖包吐萤石矿床位于西伯利亚和中朝—塔里木地台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)和贺根山深大断裂带之间,二连浩特—贺根山晚华里西褶皱带上。

1.1 地层

区域出露的主要地层有中元古界艾勒格庙群、新元古界温都尔庙群、下二叠统大石寨组和哲斯组、侏罗系、白垩系及第三系、第四系。中元古界艾勒格庙群可能为中亚造山带中元古宙造山带的古老地体的残余,也可能为元古宙时从华北地台分离出来的块体(聂凤军等,1994),或者是华北克拉通被动大陆边缘的组成部分(徐备等,1996;张臣等,1998)。

区内主要的赋矿地层为下二叠统大石寨组火山—沉积岩(内蒙古自治区地质局,1980),分布在苏莫查干敖包至西里庙一带,呈NE向展布,主要为火山碎屑岩、熔岩和浅变质岩组成,自下而上分为5个岩性段。敖包吐萤石矿床即产出于第三岩性段的顶部,主要岩性为绢云母绿泥质板岩夹浅灰色片理化流纹斑岩、变质绢云母化流纹斑岩和结晶灰岩透镜体,有萤石矿化,为区域的第三含矿层位(第二含矿层位主要在三岩段的底部)。上覆地层为大石寨组第四岩性段,主要岩性为晶屑凝灰岩和流纹斑岩。下伏地层为第二岩性段,主要为流纹斑岩、流纹岩和晶屑凝灰岩等组成。流纹岩的锆石 SHRIMP U-Pb 同位素年龄为 (276 ± 10) Ma(聂凤军等,2008),其形成时代为海西晚期。

1.2 岩浆岩

敖包吐萤石矿床西侧毗邻燕山中期的敖包吐岩株,花岗岩的锆石 SHRIMP U-Pb 法同位素年龄为 (138 ± 4) Ma(聂凤军等,2008),其形成时代为早白垩世。岩体东西宽约6 km,南北长约15 km,呈NE向展布。岩体流面产状倾向 $80^\circ \sim 140^\circ$,倾角 $20^\circ \sim 46^\circ$,与岩体的展布方向一致。区内主要为边缘相的中细粒、细粒黑云母花岗岩斑岩和中心相(或过渡

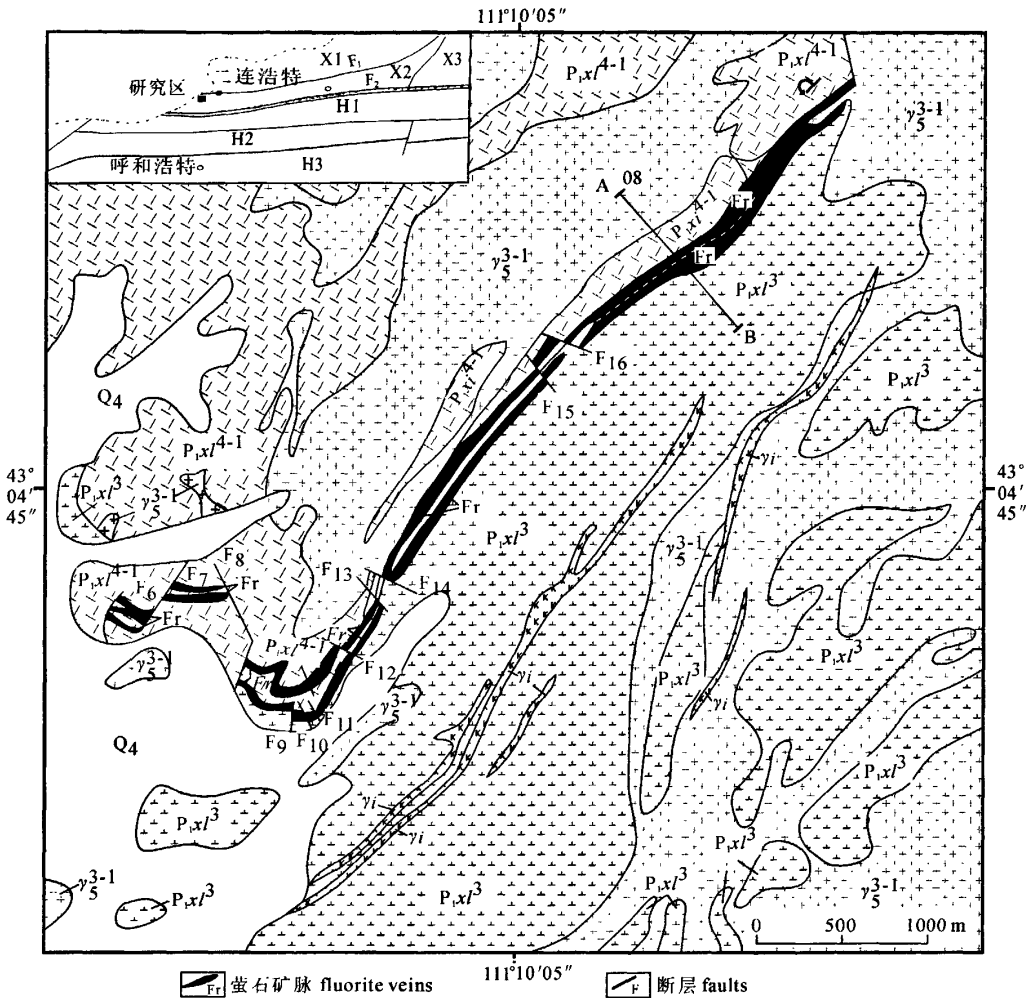


图1 内蒙古敖包吐萤石矿床地质图(据内蒙古自治区地质局102地质队,1988b修改)

Fig.1 Simplified geological map of the Aobatu Fluorite deposit (modified from No.102 geological party of Inner Mongolia, 1988b)

Q-第四系; $P_1x_1^{4-1}$ -大石寨组第四岩组; $P_1x_1^3$ -大石寨组第三岩组; γ_5^{3-1} -燕山中期似斑状花岗岩; γ_i -花岗细晶岩脉; X-西伯利亚板块, X1-兴安陆缘褶皱带, X2-锡林浩特微陆块, X3-佳木斯微陆块; H1-古生代陆缘增生带, H2-中元古陆缘增生带; H3-华北板块; F_1 -二连浩特-贺根山深大断裂, F_2 -西拉木伦河-索伦山板块缝合线

Q-Quaternary; $P_1x_1^{4-1}$ -4th Member of Lower Permian Dashizhai Formation; $P_1x_1^3$ -3rd Member of Dashizhai Formation; γ_5^{3-1} -Middle Yanshanian granites; γ_i -aplite granite veins; X-Siberian Plate; X1-Xing'an continental margin folded belt; X2-Xilinhot microplate; X3-Jiamusi microplate; H1-Paleozoic continental margin-accretion belt; H2-Middle Proterozoic Siberia continental margin-accretion belt; H3-North China Plate; F_1 -deep-rooted fault; F_2 -suture zone of continental plates

相)的似斑状中粗粒黑云母花岗岩。与大石寨组四岩段之间呈侵入接触关系。在矿床的西北方产出有贵勒斯泰花岗岩株,其 K-Ar 同位素年龄为 116 ~ 134 Ma,中间值 125 Ma,属燕山晚期,主要出露岩性为边缘相的肉红色、灰白色中细粒钾长花岗岩、细粒含黑云母花岗岩、中细粒黑云母花岗岩以及碎裂黑云母花岗岩等。另外在矿区的北方大面积出露燕

山晚期的卫境花岗岩基。

1.3 构造

区内主要控矿构造为断裂构造,主要发育于大石寨组一岩段和二岩段、二岩段与三岩段底部(大理岩层位)的层间断裂和四岩段底部的层间断裂。一组为 NE 向压扭-张扭性逆断层,控制着伊和尔、北敖包吐和苏莫查干萤石矿床;另一组为 NW 向断

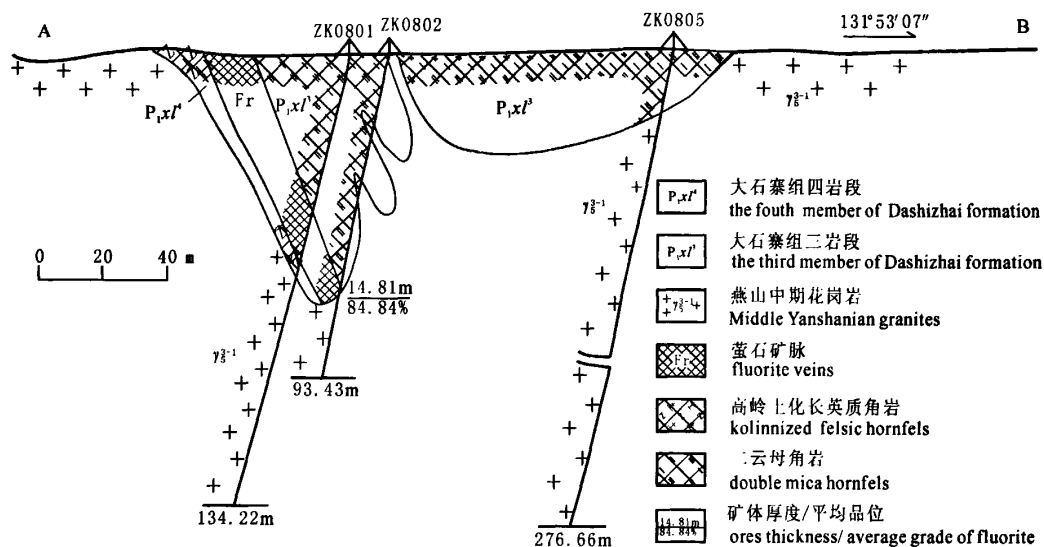


图2 内蒙古敖包吐萤石矿床08勘探线剖面图

Fig. 2 Geological section of No. 08 exploration line in the Aobaotu fluorite deposit, Inner Mongolia

裂(走向 $290^{\circ} \sim 350^{\circ}$),规模较大的具有明显的控矿作用,如卫境大队南萤石矿点和马尼提萤石矿点。

区内的主要褶皱构造为西里庙向斜,马尼提—北敖包吐背斜等。由于卫境岩体的侵入使得褶皱构造支离破碎。

2 矿床地质特征

2.1 矿体

矿体赋存于下二叠统大石寨组三岩段与四岩段的接触面附近的层间断裂 F_2 中,由基本平行的上下两层矿体组成,中间夹四岩段底部的长英质角岩。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 0.80 ~ 9.91 m,平均厚度 3.52 m。两层矿体均为陡倾,产状 $132^{\circ} \angle 70^{\circ}$ 。在矿体的南西段发生褶皱和断裂,矿体倾角变为 45° 左右,矿体沿倾向控制最大垂深 110 m。

另外,岩浆活动对矿体有较大的破坏作用,在矿区的东部、北部都有燕山中期似斑状、斑状花岗岩出露,在深部直接与矿体呈侵入接触关系,破坏和吞噬一部分矿体(图1、图2)。

2.2 矿石类型

敖包吐萤石矿石依据矿物组合划分,主要有石英—萤石型和石榴石—石英—萤石型。前者遍布整个矿区,是矿区的主要矿石类型,矿石主要由萤石组成,次为石英和长石。按矿石的结构划分,可以分为细晶块状萤石矿、似层状萤石矿、环带同心圆状萤石

矿、格架状萤石矿、葡萄状萤石矿、球状、放射状萤石矿等类型。

萤石矿石的颜色从紫色、浅紫色到棕黄色到靛青色,再到白色,萤石晶体的大小也由细晶粒状向长柱状伟晶变化(图3)。矿石中的脉石矿物主要为石英、石髓和粘土性矿物。

2.3 围岩蚀变特征

敖包吐萤石矿的围岩蚀变主要表现为高岭土化、硅化、绿泥石化、绿帘石化及褐铁矿化,其中以高岭土化最为普遍,发育于矿体的顶底板围岩中。蚀变带的宽度一般 0.5 ~ 1.0 m,随矿体的厚度而变化,矿体厚大处,其蚀变带的厚度也大。总的分布规律是:凡是萤石矿存在的地方就有高岭土化蚀变带,无矿时则没有或很弱的蚀变,因此,高岭土化是矿区萤石矿床的重要的找矿标志。

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。在矿层中以石英细脉和隐晶质硅质脉产出。绿泥石化、绿帘石化分布于矿体的顶底板中,没有规律。但褐铁矿化则在矿层中发育普遍,多呈浸染状或细脉状产出。褐铁矿化也可以作为矿区萤石矿的找矿标志。

3 矿床地球化学

3.1 样品制备和测试

本次研究样品采于敖包吐萤石矿床和其赋矿围岩,以及与成矿关联的燕山中期花岗岩。所有矿石

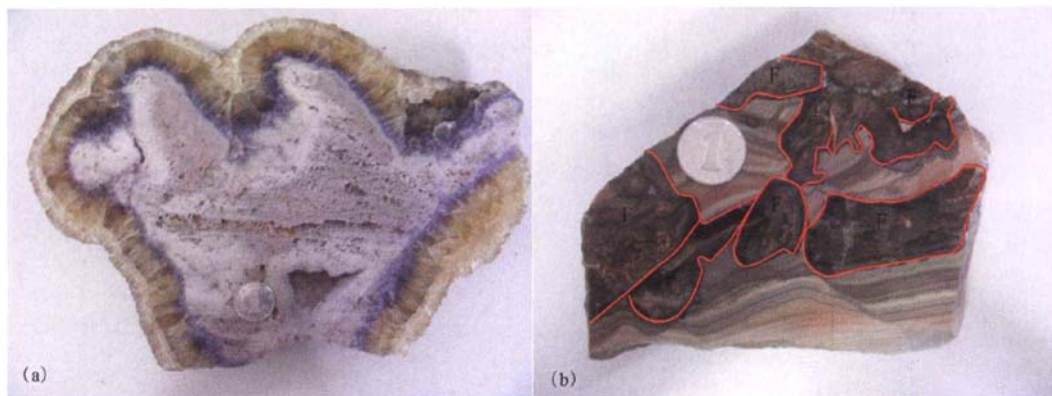


图3 岩矿标本: (a)为多期次萤石矿石,中间浅紫色部分为细粒纹层状萤石矿,边部为中粗粒—伟晶状萤石矿;
(b)为粉砂岩,中间夹细粒白色萤石的角砾

Fig. 3 Ore (wall-rock) samples: (a) is multiple-phase fluorite ore, the central part with light-purple color is fine-grained layered fluorite, the outer part is middle-coarse-grained to great-grained fluorite; (b) is silt intercalated with white fine-grained brecciated fluorite

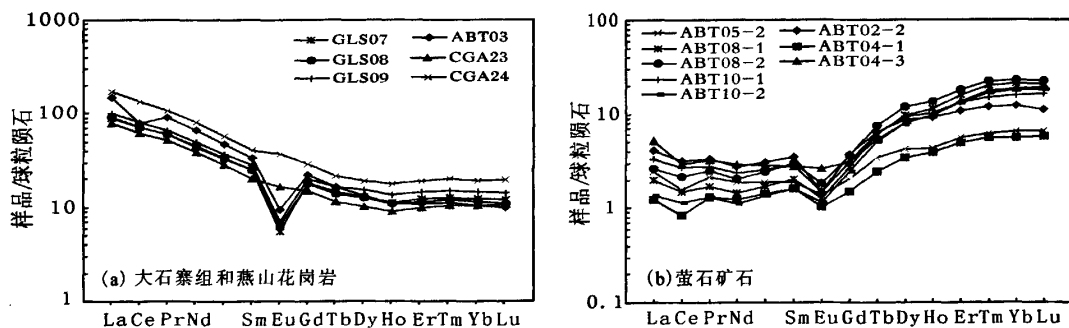


图4 内蒙古敖包吐萤石矿床矿石与围岩的稀土元素配分模式图

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns of ores and wall rocks from the Aobaotu fluorite deposit, Inner Mongolia

的样品都采自敖包吐萤石矿的东西斜井中的矿体上。样品的稀土元素由国家地质实验测试中心分析测试,Sm、Nd 同位素由核工业北京地质研究院分析测试研究中心分析测试。

3.2 稀土元素特征

敖包吐萤石矿床的岩矿石的稀土元素测试结果(表1)和球粒陨石标准化配分模式(图4)表明下二叠统大石寨组的火山—沉积岩和燕山中期花岗岩主要表现为轻稀土富集的特征,球粒陨石标准化配分曲线为右倾,并具有明显的Eu的负异常。萤石矿石的球粒陨石标准化曲线则表现为明显的轻稀土亏损、重稀土富集的特征,并有显著的Eu的负异常和弱的Ce负异常。其中8件样品,以其重稀土富集的程度不同,分为ABT05-2和ABT04-1两组,样品的重稀土表现弱的富集,而其余的6件样品则表现为重

稀土的显著富集特征。重稀土富集程度的差异可能反映了萤石矿床成矿作用经历了两个不同的阶段。

3.3 钼同位素特征

本次研究过程中对敖包吐萤石矿的代表性火山—沉积岩(流纹岩和碳质板岩)、花岗岩和萤石矿石样品进行了Sm-Nd同位素分析,所有样品的Sm-Nd同位素分析结果与特征比值见表2。下二叠统大石寨组的两件碳质板岩和两件流纹岩以及5件燕山期花岗岩的样品的全岩Sm/Nd值变化范围为0.14~0.16,平均值为0.15,介于地壳岩石的平均Sm/Nd值0.14~0.24(肖庆辉等,2002)范围内。如果将276 Ma(聂凤军等,2008)看作是火山—沉积岩的形成时间,那么计算的 $\epsilon_{\text{Nd}}(276 \text{ Ma})$ 变化范围为-2.65~1.30,其中板岩的 $\epsilon_{\text{Nd}}(276 \text{ Ma})$ 为-0.66~-2.65,而流纹岩的为-0.44~1.30,二者

表1 敖包吐萤石矿床岩矿石稀土元素分析结果 / ×10⁻⁶

Table 1 Table 1 Analytical results of rare elements in ores and wall rocks from the Aobaotu deposit, Inner Mongolia / ×10 ⁻⁶									
样品号	CGA07	CGA11	CGA23	CGA24	ABT03	ABT07	GLS07	GLS08	GLS09
样品名	碳质板岩	碳质板岩	流纹岩	流纹岩	花岗斑岩	似斑状花岗岩	花岗岩	花岗岩	花岗岩
La	27.20	24.50	29.30	62.60	55.30	30.10	32.60	33.20	36.70
Ce	57.50	49.10	59.50	129.00	74.80	50.30	68.50	68.10	77.00
Pr	7.08	6.00	7.11	14.80	12.60	6.33	8.34	8.27	9.21
Nd	28.20	23.50	27.70	57.90	47.40	21.20	31.80	31.10	35.00
Sm	5.16	3.81	4.70	9.53	7.80	3.30	5.86	5.73	6.50
Eu	1.11	1.36	1.43	3.24	0.83	0.70	0.48	0.55	0.62
Gd	5.04	3.37	4.55	8.91	6.87	2.87	5.53	5.43	6.21
Tb	0.79	0.42	0.67	1.26	0.95	0.39	0.84	0.81	0.96
Dy	4.47	2.31	3.90	7.34	5.02	2.13	4.89	4.79	5.83
Ho	0.90	0.47	0.76	1.50	0.92	0.42	0.95	0.92	1.15
Er	2.77	1.69	2.46	4.72	2.70	1.32	3.07	2.89	3.67
Tm	0.40	0.24	0.37	0.72	0.40	0.21	0.45	0.43	0.54
Yb	2.68	1.66	2.61	4.80	2.59	1.59	3.05	2.86	3.67
Lu	0.41	0.25	0.41	0.75	0.38	0.25	0.46	0.42	0.54
Y	25.50	13.30	22.10	42.50	25.50	12.90	29.80	28.50	37.80
ΣREE	143.71	118.68	145.47	307.07	218.56	121.11	166.82	165.50	187.60
LREE	126.25	108.27	129.74	277.07	198.73	111.93	147.58	146.95	165.03
HREE	17.46	10.41	15.73	30.00	19.83	9.18	19.24	18.55	22.57
LREE/HREE	7.23	10.40	8.25	9.24	10.02	12.19	7.67	7.92	7.31
La _N /Yb _N	6.86	9.97	7.59	8.81	14.43	12.79	7.22	7.84	6.76
δEu	0.66	1.14	0.93	1.06	0.34	0.68	0.25	0.30	0.29
δCe	0.96	0.93	0.94	0.97	0.64	0.82	0.96	0.94	0.96

样品号	ABT02-2	ABT04-1	ABT04-3	ABT05-2	ABT08-1	ABT08-2	ABT10-1	ABT10-2
样品名	萤石矿石	萤石矿石	萤石矿石	萤石矿石	萤石矿石	萤石矿石	萤石矿石	萤石矿石
La	1.52	0.45	1.91	0.90	0.72	0.98	1.23	0.51
Ce	3.05	0.80	2.77	1.51	1.44	2.06	2.59	1.11
Pr	0.46	0.18	0.45	0.29	0.23	0.34	0.38	0.18
Nd	1.99	0.88	2.09	1.34	1.02	1.45	1.68	0.80
Sm	0.80	0.37	0.64	0.44	0.47	0.69	0.66	0.37
Eu	0.13	0.09	0.23	0.12	0.11	0.16	0.13	0.10
Gd	1.13	0.46	0.95	0.63	0.82	1.11	0.95	0.74
Tb	0.37	0.14	0.31	0.20	0.35	0.43	0.36	0.29
Dy	3.36	1.29	3.08	1.61	3.65	4.51	3.61	3.06
Ho	0.79	0.33	0.83	0.37	0.97	1.15	0.86	0.82
Er	2.69	1.23	3.37	1.40	3.98	4.46	3.26	3.30
Tm	0.42	0.20	0.63	0.22	0.71	0.78	0.54	0.60
Yb	3.02	1.40	4.61	1.61	5.27	5.70	3.90	4.48
Lu	0.42	0.22	0.73	0.25	0.79	0.85	0.62	0.69
Y	30.50	8.44	14.80	9.93	32.80	36.70	23.60	23.90
ΣREE	20.15	8.04	22.60	10.89	20.53	24.67	20.77	17.05
LREE	7.95	2.77	8.09	4.60	3.99	5.68	6.67	3.07
HREE	12.20	5.27	14.51	6.29	16.54	18.99	14.10	13.98
LREE/HREE	0.65	0.53	0.56	0.73	0.24	0.30	0.47	0.22
La _N /Yb _N	0.34	0.22	0.28	0.38	0.09	0.12	0.21	0.08
δEu	0.42	0.67	0.90	0.70	0.54	0.56	0.50	0.57
δCe	0.85	0.66	0.68	0.69	0.83	0.84	0.88	0.86

均高于同期古大陆的 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 值 (DePaolo, 1988, 1981), 低于同期的亏损地幔的值。如果将 138 Ma 看作是中酸性岩浆侵位时间 (聂凤军未发表资料), 3 件贵勒斯泰钾长花岗岩的 $\epsilon\text{Nd}(138\text{ Ma})$ 为 $-3.22 \sim -4.82$, 平均值为 -4.04 ; 两件敖包吐岩体的斑状、似斑状花岗岩 $\epsilon\text{Nd}(138\text{ Ma})$ 为 $-1.72 \sim 0.77$ 。由

表 2 内蒙古敖包吐萤石矿区火山岩—沉积岩、花岗岩和矿石样品的钐同位素分析结果及特征比值
Table 2 Sm-Nd isotopic analyses and characteristic ratios of volcanics-sedimentary rocks, granite and ores
in the Aobaotu fluorite deposit, Inner Mongolia

样品号	样品名	Sm /ug. g ⁻¹	Nd /ug. g ⁻¹	Sm/Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	2σ	εNd (276 Ma)	εNd (138 Ma)
CGA07	碳质板岩	3.63	22.78	0.16	0.09647	0.512321	45	-2.65	-4.42
CGA11	碳质板岩	2.77	19.81	0.14	0.08469	0.512402	4	-0.66	-2.63
CGA23	流纹岩	3.70	23.95	0.15	0.09354	0.512429	13	-0.44	-2.26
CGA24	流纹岩	8.10	56.86	0.14	0.08611	0.512505	22	1.30	-0.65
ABT03	花岗斑岩	5.97	42.40	0.14	0.08510	0.512449	3	/	-1.72
ABT07	似斑状花岗岩	2.40	17.16	0.14	0.08448	0.512576	16	/	0.77
GLS07	花岗岩	4.16	26.5	0.16	0.09484	0.512299	9	/	-4.82
GLS08	花岗岩	4.32	26.87	0.16	0.09719	0.512383	16	/	-3.22
GLS09	花岗岩	4.57	28.31	0.16	0.09767	0.512340	4	/	-4.07
ABT02-2	萤石矿石	0.03	0.10	0.30	0.16983	0.511401	19	-23.19	-23.67
ABT04-1	萤石矿石	0.02	0.08	0.25	0.14708	0.511897	14	-12.71	-13.59
ABT04-3	萤石矿石	0.06	0.33	0.18	0.10401	0.512180	14	-8.93	-7.3
ABT05-2	萤石矿石	0.02	0.07	0.29	0.14112	/	/	/	/
ABT08-1	萤石矿石	0.01	0.06	0.17	0.14391	0.511025	15	-29.62	-30.55
ABT08-2	萤石矿石	0.03	0.10	0.30	0.16700	0.512039	13	-10.64	-11.17
ABT10-1	萤石矿石	0.04	0.11	0.36	0.23341	0.511797	19	-17.71	-17.06
ABT10-2	萤石矿石	0.02	0.07	0.29	0.15678	0.511629	13	-18.29	-18.99

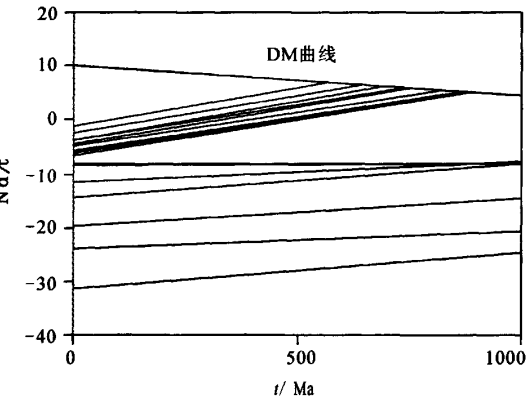


图 5 内蒙古敖包吐敖包吐萤石矿床岩矿石的 εNd(t)-T2DM 的演化曲线

Fig. 5 εNd(t)-T evolution lines of ores and wall rocks from the Aobaotu fluorite deposit, Inner Mongolia

此看出敖包吐花岗岩的 εNd(t) 高于贵勒斯泰花岗岩,反映了二者在成岩物质来源上存在明显的差别,敖包吐花岗岩含有更多的深源物质,而贵勒斯泰花岗岩表现为有更多比例的陆壳物质的混染,与兴蒙造山带正 εNd(t) 的花岗岩向类似(洪大卫等,1994,2000)。

与上述各类围岩相比,8 件萤石矿石的 Sm、Nd 含量很低,其 Sm/Nd 值变化范围在 0.17~0.36 之间,变化范围大,高于地壳岩石的平均 Sm/Nd 值 0.14~0.24。如果以 274 Ma 看作是萤石矿床的成

矿初始年龄,138 Ma 看作分是萤石矿床的成矿主期,分别计算其 εNd(t),由表 2 可见,7 件矿石的 εNd(276 Ma) 在 -8.93~-29.62 之间,平均为 -17.44;εNd(138 Ma) 在 -7.3~-30.55 之间变化,平均值为 -17.48。所有样品都表现为很大的负值,并且变化范围大。

在 εNd(t) 随时间演化的图解(图 5)上,下二叠统的流纹岩和板岩,以及敖包吐花岗岩和贵勒斯泰花岗岩的 εNd(t) 随时间的演化曲线均位于敖包吐萤石矿石的演化曲线的上部,其斜率相互基本平行,变化范围相对集中,反映其源岩物质相对均一。而 7 件萤石矿石的 εNd(t) 演化曲线具有相对分散的分布范围,和较小的曲线斜率,反映其物质来源要复杂的多,具有老的模式年龄,均位于古大陆的变化范围,其成矿的物质以古陆壳物质为主。

4 讨论

4.1 Eu 亏损和重稀土富集的机制

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)。因此,通过对萤石矿石的稀土元素球粒陨石标准化配分模式的研究,可以反演其成矿过程中流体演化历史,萤石从中结晶

表 3 敖包吐萤石矿床的 Moller 矿床成因判别图参数表

Table 3 Moller's genesis discriminative diagram parameters for the Aobotu fluorite deposit, Inner Mongolia

样品号	CaO /%	Ca /%	Tb /La	Tb/Ca	Tb /La atom	Tb/Ca atom
ABT02-2	70.05	50.08575	0.2434	0.0074	0.2128	1.86161E-07
ABT04-1	69.97	50.02855	0.3111	0.0028	0.2719	7.05197E-08
ABT04-3	71.17	50.88655	0.1623	0.0061	0.1419	1.53518E-07
ABT05-2	71.17	50.88655	0.2222	0.0039	0.1942	9.90439E-08
ABT08-1	71.62	51.2083	0.4861	0.0068	0.4249	1.72238E-07
ABT08-2	71.77	51.31555	0.4388	0.0084	0.3835	2.11164E-07
ABT10-1	71.47	51.10105	0.2927	0.0070	0.2558	1.77531E-07
ABT10-2	71.77	51.31555	0.5686	0.0057	0.4970	1.42413E-07

析出时流体的氧化还原条件和温度的变化 (Moller et al., 1976, 1981; Sasmaz et al., 2005)。

如前所述,敖包吐萤石矿石表现出明显的重稀土富集的特征,并具有 Eu 和 Ce 的负异常。Eu、Ce 两个元素不同于其他 REE 元素,除具有 Eu^{3+} 、 Ce^{3+} 特性外,还具有二价的特点,二者是成矿流体温度和氧逸度的有效的指示元素 (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,从而导致 Eu、Ce 相对其他 REE 元素发生非常显著的分馏,形成 Eu、Ce 的异常。敖包吐萤石矿的强烈的负 Eu 异常,可能反映了其成矿过程的低温度 ($<200^{\circ}\sim250^{\circ}$, Bau et al., 1992) 和低的氧逸度。在这种物理化学条件下, Eu^{3+} 不同于其他 REE 元素,易于被还原为 Eu^{2+} ,从而不会与其他的三价 REE 元素共同沉淀在含钙矿物中的晶格中,导致 Eu 的负异常的形成。低的流体温度要求低的氧逸度,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 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 的氧化还原平衡要求不断增加的氧逸度 (Bilal et al., 1992)) 可能反映了沉积岩的变质作用对流体的影响,流体中的 Ce^{4+} 很易于被含羟基的矿物所吸附,如褐铁矿。因此,尽管从这种流体中结晶的含钙矿物通常都会有负的 Ce 异常,但在这种情况下,负的 Ce 异常可能并非原位产生的 (in situ),而是从流体中继承而来,并不指示萤石从中结晶的环境是氧化的。

敖包吐萤石矿床表现出明显的重稀土富集的特点, LREE/HREE 为 0.24 ~ 0.65, 平均为 0.52; La_N/Yb_N 为 0.07 ~ 0.62, 平均 0.26。这可能反映了敖包吐萤石矿形成于经历了长期演化的岩浆热液活动对二叠纪火山活动形成的沉积成因的矿源层的改造。这是因为 REE 络合物的稳定性随原子量从 La 到 Lu 增加而加大,次稳定的 REE 共价键更易于从流体中析出,在萤石从流体中沉淀的过程中,流体中

LREE 元素逐渐亏损, HREE 元素开始充填在更多的矿物晶格中。因此,敖包吐萤石矿床的低的 LREE/HREE, 和低的 La_N/Yb_N 值暗示了萤石从中晶出的成矿流体已经经过了长期的演化,处于热液活动的晚期阶段,亏损轻稀土元素。这与负的 δEu 异常所反映的低的成矿温度 ($<200^{\circ}\sim250^{\circ}$) 相一致,也与萤石矿石由早期交代成因的紫色—浅紫色细粒到晚期的灰白色—白色伟晶结构以充填成因为主的岩相学演化现象相一致 (图 3)。

4.2 矿床的成因类型判别

Tb/Ca-Tb/La 关系图解是 Moller 等 (1976, 1981) 在对全球 150 多个萤石矿床测试数据分析的基础上,以 Tb/Ca、Tb/La 的原子数的比值为参数做出的萤石矿床成因判别图。Tb/Ca 原子数比值代表了萤石从中结晶的化学环境 (ΣREE 的指示),具有成因指示意义。高比值的 Tb/Ca 指示流体分异于长英质 (花岗伟晶岩) 岩浆。Tb/La 的原子数的比值则反映了流体中 REE 分馏的程度,指示成矿流体在矿化过程中的蚀变作用。Tb/Ca 随 Tb/La 的线性变化趋势反映了萤石从含矿热液中的初始结晶的趋势 (Primary Crystallization), Tb/La 在水平方向上的变化则反映了萤石的重新活化 (Remobilization Crystallization) 的演化趋势, Tb/Ca 在垂直方向上的变化反映了萤石结晶作用过程中 REE 元素的吸附作用和围岩的 Ca 的同化混染过程。Moller 由此分出 3 个萤石成因类型区域: 伟晶岩区 (气成区)、热液区和沉积成因区。敖包吐萤石矿床的 Ca、La 和 Tb 的含量及相关数据见表 3。

在 Moller 萤石成因判别图中 (图 6), 8 个萤石矿石样品中 5 个样品投影在热液成因区, 靠近沉积成因区的分界线, 其中 ABT04-1、ABT08-1 和 ABT10-2 投在沉积成因区, 8 件代表性样品在 Tb/La 演化方向近乎水平的排列说明敖包吐萤石矿床的萤石结晶作用具有明显的重新活化的特征。在代表性

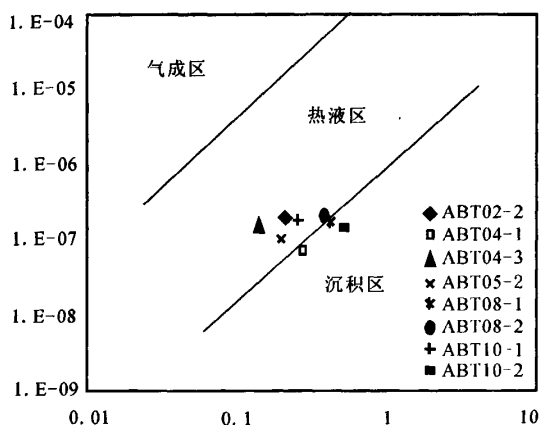


图6 Moller 的萤石矿床成因判别图

Fig. 6 Moller's genesis discriminative diagram for the fluorite deposit

矿石样品标本中(图3)纹层状的交代成因的细粒—微细粒结构泥沙质萤石矿和粉砂岩中的萤石角砾可能代表了早二叠世海相火山活动时的萤石成矿作用(形成初始矿源层,或矿胚层),而后期的不同颜色条带的中粗粒到伟晶柱状萤石矿则可能是后期热液活动(可能是燕山中期敖包吐花岗岩株的侵入)对初期的矿源层的重新活化(Remobilization)的结果,这也与稀土元素配分曲线所表现的重稀土富集程度的两组差异相吻合。

4.3 萤石矿床成矿物质来源

通过对敖包吐萤石矿床的岩矿石的Nd同位素的研究表明,敖包吐萤石矿床的容矿围岩中下二叠统流纹岩和碳泥质板岩则表现有壳幔混源的特征,碳质板岩的 $\epsilon\text{Nd}(276\text{ Ma})$ 为 $-0.66 \sim -2.65$,而流纹岩的 $\epsilon\text{Nd}(276\text{ Ma})$ 为 $-0.44 \sim 1.30$,二者均高于同期古大陆的 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 值(Depaolo, 1981, 1988),低于同期的亏损地幔的值。燕山中期的花岗岩也表现出不同的特点,贵勒斯泰花岗岩的 $\epsilon\text{Nd}(138\text{ Ma})$ 为 $-3.22 \sim -4.82$,平均值为 -4.04 ,而敖包吐斑状、似斑状花岗岩的 $\epsilon\text{Nd}(138\text{ Ma})$ 为 $-1.72 \sim 0.77$, $\epsilon\text{Nd}(t)$ 的差异反映二者在成岩物质来源上存在着差异,贵勒斯泰花岗岩表现为更多比例的陆壳物质的混染,而敖包吐斑状、似斑状花岗岩的幔源物质的贡献要更大,但其共同的特点都是壳幔混源的结果。萤石矿石的 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 无论是以初始成矿期274 Ma,还是以成矿主期138 Ma计算,其平均值分别为 -17.44 和 -17.48 ,都表现为很大的负值,具有古地壳的演化特征,反映其相对容矿围岩具有老得多的

模式年龄,其成矿的物质来源主要是壳源物质。

4.4 敖包吐萤石矿床成矿模式

4.4.1 初始矿源层的形成

该区域的大地构造背景较为复杂,一种观点认为(王荃等,1991)早石炭世时期,华北陆台与西伯利亚板块沿二连浩特—贺根山一线碰撞对接为一整体,此后,伴随着区域构造应力场的大幅度调整,古板块缝合线两侧裂陷作用强烈,并且在苏莫查干—西里庙—二道井—林西一带形成一条近EW向断续分的裂陷槽。另外一种观点认为,华北陆台北侧的晚古生代海槽实际上就是一条规模宏大的断陷槽,下二叠统大石寨组和其他上石炭统—下二叠统火山—沉积岩地层均是上述裂陷槽的组成部分(徐备等,1997; Zhang et al., 1989)。虽然两种观点有很大不同,但都认为在早二叠世时期,苏莫查干萤石矿区及外围曾发生过一定规模的张裂构造作用,并且诱发中酸性岩浆活(聂红军等,2007)。研究区的敖包吐萤石矿床与苏莫查干萤石矿及其他萤石矿点均产于二叠纪大石寨组的不同岩性段中,流纹岩、流纹质晶屑凝灰岩和碳质板岩构成敖包吐萤石矿床的直接围岩。根据Nd同位素研究,早二叠世的火山活动既有陆壳的熔融作用,又有幔源物质的加入,是壳幔混源混源的结果。海相火山活动在初期可能是以喷气作用为主,大量的 CO_2 、 H_2O 、 H_2 、 CH_4 和可能含HF和 SiF_4 等气体在海水压力的作用下溶解于海水中,形成各种F的络合物;随后火山作用可能转变为强烈的喷流形式,海水逐渐由酸性转变为碱性,在远离火山活动中心的地方, CO_3^{2-} 与海水中的 Ca^{2+} 离子相结合,沉淀析出成碳酸盐岩,F的络离子与海水中的钙相结合形成质点状的萤石颗粒,与火山凝灰岩、砂岩、泥质岩等在重力和海水底流的水动力共同作用下沉积下来,形成萤石矿床的初始矿源层。其证据表现为在凝灰岩中产出有萤石的透镜体,板岩中有萤石的结核存在,在萤石矿石中交代残余的纹层状浅紫色—紫色萤石矿石中残留有火山灰和凝灰岩的碎屑,可能代表了初始矿源层的形成是二叠纪酸性火山活动作用的结果。

4.4.2 燕山中期岩浆活动对成矿的作用

在初始矿源层形成后,自晚中生代以来,区域大地构造演化进入造山后伸展环境,地体之间相对水平运动,大规模的剪切带形成,深大断裂带重新活化,部分前寒武纪地块或下二叠统群火山—沉积岩发生深熔或重熔作用,从而可能诱发钙碱性岩浆作用(Hooper et al., 1995; Hawkesworth et al., 1995; 周

新华等,2001),产生兼具壳源和幔源地球化学特征的花岗质岩浆,经过一定程度的结晶分异作用上升、侵位形成大面积分布的花岗岩类侵入岩,燕山期敖包吐花岗岩体和贵勒斯泰岩体就是在这种机制下形成的。在这个过程中岩浆热液不断的萃取矿源层中的F和可能重新活化的 CaF_2 ,并在热液演化的后期阶段对碳酸岩盐进行交代,经过长期演化的逐渐亏损轻稀土元素的成矿热液和可能重新活化的 CaF_2 矿液,沿着西里庙群三岩组顶部和四岩组的底部形成的层间破碎带活动,交代初始矿源层和碳酸盐,并沉淀、结晶、析出,形成紫色—浅紫色细粒纹层状萤石矿石;随着碳酸盐岩的交代作用的进行,构造裂隙的空间不断加大,流体的温度不断降低,其成矿地质作用由初始的交代萃取向后期的裂隙充填演化,大量的 CaF_2 从流体中结晶析出,而形成靛青色、黄褐色至白色的伟晶状萤石矿。

5 结论

(1)敖包吐萤石矿床萤石矿石的稀土元素球粒陨石配分模式表现为具明显Eu负异常和重稀土显著富集的特征,可能暗示萤石从中析出和沉淀的成矿热液经历了长期的演化,亏损轻稀土元素,萤石从流体中沉淀析出时为低温($<200^\circ \sim 250^\circ$)的环境。

(2)通过Moller的Tb/La-Tb/Ca萤石矿床成因判别图解揭示敖包吐矿床的萤石成矿作用具有明显的重新活化的特征,反映了既有热液成因,又有沉积成因。

(3)通过对敖包吐萤石矿区岩矿石的Nd同位素研究,萤石矿石的 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 都表现为很大的负值,具有古地壳的演化特征,相对围岩具有老得多的模式年龄,反映其成矿的物质来源主要是壳源物质。

参考文献

- 洪大卫,王式洗,谢锡林,张季生. 2000. 兴蒙造山带正 $\epsilon(\text{Nd}, t)$ 值花岗岩的成因和大陆地壳生长[J]. 地学前缘, 7: 441~456.
- 洪大卫,黄怀曾,肖宜君. 1994. 内蒙古中部二叠纪碱性花岗岩及其地球动力学意义[J]. 地质学报, 68(3): 319~230.
- 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, 21(1): 30~31.
- 内蒙古自治区地质局. 1980. 中华人民共和国区域地质调查报告[R]. 脑木根幅 1:20万.
- 内蒙古自治区地质局102地质队. 1988a. 内蒙古自治区四子王旗苏莫查干敖包萤石矿初步勘探地质报告(内部资料)[R].
- 内蒙古自治区地质局102地质队. 1988b. 内蒙古自治区四子王旗敖包吐敖包萤石矿初步勘探地质报告(内部资料)[R].
- 聂凤军,裴荣富,吴良士. 1994. 内蒙古温都尔庙变沉积火山岩的

Sm-Nd同位素研究[J]. 科学通报, 39: 1211~1214.

- 聂凤军,江思宏,许东青,胡朋. 2008. 内蒙古苏一查萤石矿区流纹岩锆石SHRIMP定年及地质意义[J]. 地质论评, 待刊.
- 聂凤军,许东青,江思宏,刘研. 2007. 内蒙古苏莫查干敖包特大型萤石矿床地质特征及成因. 矿床地质[J], 27(1): 1~13.
- 宋叔和. 1994. 中国矿床[M]. 北京:地质出版社, 314~340.
- 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:北京大学出版社, 199~202.
- 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.
- 徐备,陈斌,邵济安. 1996. 内蒙古锡林郭勒杂岩Sm-Nd, Rb-Sr同位素年代研究[J]. 科学通报, 41(2): 153~155.
- 徐备,陈斌. 1997. 内蒙古北部华北板块与西伯利亚板块之间中生代造山带的结构及演化[J]. 中国科学(D辑), 27(3): 227~232.
- 徐少康,殷友东. 2001. 我国单一萤石矿床地质概要[J]. 化工矿产地质, 23(3): 134~140.
- 肖庆辉,邓晋福,马大铨,洪大卫,莫宜学,卢欣祥,李志昌,汪雄武,马昌前,吴福元,罗照华,王涛. 2002. 花岗岩研究思维与方法[M]. 北京:地质出版社, 74.
- 周新华,张国辉,杨进辉,陈文寄,孙敏. 2001. 华北克拉通北缘晚中生代火山岩Sr-Nd-Pb同位素地填图及其构造意义[J]. 地球化学, 30(1): 10~23.
- 张臣,吴泰然. 1998. 内蒙古温都尔庙群变质基性火山岩Sm-Nd, Rb-Sr同位素年代研究[J]. 地质学报, 33(1): 25~30.

References

- BAU M, MOLLER P. 1992. Rare earth element fraction in metamorphic hydrothermal calcite magnesite and siderite[J]. Mineral Petrology, 45: 231~256.
- BILAL B A, MULLER E. 1992. Thermodynamic study of $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ redox reaction in aqueous solutions at elevated temperatures. 1. Reduction potential of Ce^{4+} in perchloric acid solution[J]. Z Naturforsch A: Phys. Sci., 47: 231~246.
- CONSTANTOPOULOS J. 1988. Fluid inclusions and REE geochemistry of fluorite from south-central Idaho[J]. Econ. Geol., 83: 626~636.
- DEPAOLO D J. 1981. Nd in the Colorado Front Range and implications for crust formation and mantle evolution in the Proterozoic[J]. Nature, 291: 193~196.
- DEPAOLO D J. 1988. Neodymium isotope geochemistry. An introduction. Minerals and rocks[J]. Berlin/Heidelberg/New York: Springer, 20: 1~187.
- HAWKESWORTH C, TUNNER S, GALLACHER K. 1995. Calc-alkaline magmatism, lithospheric thinning and extension in the Basin and Range[J]. J. Geophysics Res., 100(B7): 10271~10286.
- HOOPER P R, BAILEY D G, MCARLEY G A. 1995. Tertiary calc-alkaline magmatism associated with lithospheric extension in the Pacific Northwest[J]. J. Geophysics Res., 100(B7): 10303~10319.
- HONG Dawei, WANG Shiguang XIE Xilin, ZHANG Jisheng. 2000. Genesis of positive (Nd, t) granitoids in the Da Hinggan Mts. -

- Mongolia orogenic belt and growth continental crust[J]. *Earth Science Frontiers* (China University of Geosciences, Beijing), 7(2): 441 ~ 456 (in Chinese with English abstract).
- HONG Dawei, HUANG Huaizeng, XIAO Yijun. 1994. The Permian alkaline granites in central Inner Mongolia and their geodynamic significance[J]. *Acta Geologica Sinica*, 68 (3): 219 ~ 230 (in Chinese with English abstract).
- Inner Mongolian Autonomous Bureau of Geology Mineral Resources. 1980. Regional geological report of Peoples Republic of China, Naomugen 1:200000 Geological Map (in Chinese) [R].
- LI Shiqin. 1985. The super-large fluorite deposit formed by volcanism. *Geology and Exploration*[J], 21(1): 30 ~ 31 (in Chinese).
- MOLLER P, DULSKI P, SCHLEY F. 1981. A new way of interpreting trace element concentrations with respect to modes of mineral formation. *Journal of Geochemical Exploration*[J], 15: 271 ~ 284.
- MOLLER P, PAREKH P P, SCHNEIDER H J. 1976. The Application of Tb/Ca-Tb/La Abundance Ratios to Problems of Fluorspar Genesis[J]. *Mineral Deposita*(berl.), 11: 111 ~ 116.
- No. 102 geological party of Inner Mongolian Autonomous Bureau of Geology and Mineral Resources. 1988. The first geological exploration report of Aboto fluorite deposit of Siziwang Qi, Inner Mongolian (in Chinese) [R].
- No. 102 geological party of Inner Mongolian Autonomous Bureau of Geology and Mineral Resources. 1988. The first geological exploration report of Somochangan fluorite deposit of Siziwang Qi, Inner Mongolian (in Chinese) [R].
- NIE Fengjun, PEI Rongfu, WU Liangshi. 1994. Sm-Nd isotopic study of Ondor Sum meta-sedimentary-volcanic rocks from Inner Mongolia [J]. *Scientific Blutein*, 39: 1211 ~ 1214.
- NIE Fengjun, JIANG Sohong, XU Dongqing, HU Peng. 2007. Zircon SHRIMP U-Pb Dating on rhyolite samples from the Xilimiao group occurring in the Su-Cha (Sumoqagan Obo) fluorite district[J]. *Inner Mongolia. Geological Review*, unpublished.
- NIE Fengjun, XU Dongqing, JIANG Sohong, LIU Yan. 2007. Geological features and origin of Sumoqagan Obo supergiant fluorite-only deposit, Inner Mongolia (in Chinese with English abstract) [J]. *Mineral Deposit*, 27(1): 1 ~ 13.
- SONG Shuhe. 1994. Mineral deposits of China (in Chinese) [M]. Beijing: Geological Publishing House, 314 ~ 340.
- WANG Quan, LIU Xueya, LI Jinyi. 1991. Plate Tectonics Between Cathaysia and Angaraland in China [M]. Beijing: Peking Univ. Publ. House, 74 ~ 91 (in Chinese with English abstract).
- WANG Wanchuang, YANG Baoshan, ZHANG Shaoping. 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-JHONS A E, SAMOSON I M, OLIVO G R. 2000. The genesis of hydrothermal fluorite-REE deposits in the Gallinas Mountains, New Mexico [J]. *Econ. Geol.*, 95: 327 ~ 341.
- XIAO Wenjiao, BRAIN F, JIE Hao. 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.
- XIAO Qinghui, DENG Jinfu, MA Daquan, HONG Dawei, MO Xuanxue, LU Xinxiang, LI Zhichang, WANG Xiongwu, MA Changqian, WU Fuyuan, LUO Zhaohua, WANG Tao. 2002. Consideration and thinking methods of granite [M]. Beijing: Geological Publishing House, 74.
- XU Bei, CHEN Bin, SHAO Jian. 1996. Sm-Nd, Rb-Sr Isotopic chronology study of Xilinguole complex, Inner Mongolia [J]. *Scientific Blutein*, 41(2): 153 ~ 155 (in Chinese).
- XU Shaokang, YIN Youdong. 2001. Geological outline of single fluorite ore deposit in China. *Geology of chemical minera* [J], 23: 134 ~ 140 (in Chinese with English abstract).
- ZHANG Chen, WU Tairan. 1998. Sm-Nd, Rb-Sr isotopic isochron of metamorphic volcanic rocks of ONDOR SUM group, Inner Mongolia [J]. *Acta Geologica Sinica*, 33(1): 25 ~ 30 (in Chinese with English abstract).
- ZHANG Y P, TANGG K D. 1989. Pre-Jurassic tectonic evolution of intercontinental region and the suture zone between the North China and Siberian platforms. *Journal of Southeast Asian Earth sciences* [J], 3(1-4): 47 ~ 55.
- ZHOU Xinhua, ZHANG Guohui, YANG Jinhui, CHEN Wenji, SUN Min. 2001. Sr-Nd-Pb isotope mapping of Late Mesozoic volcanic rocks across northern margin of North China Craton and implications to geodynamic processes [J]. *Geochemica*, 30(1): 10 ~ 23 (in Chinese with English abstract).