

文章编号 0258-7106 (2008) 04-0483-11

内蒙古正蓝旗羊蹄子山-磨石山钛矿区硅质岩地球化学特征及沉积环境意义*

丰成友, 赵一鸣, 李大新

(中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037)

摘 要 文章通过详细的野外地质调查和系统的岩石化学、稀土元素、微量元素及硅、氧同位素等研究, 探讨了羊蹄子山-磨石山钛矿区无矿白色硅质岩和富钛硅质岩的成因及形成地质构造环境。研究表明, 呈厚层状产出的无矿白色硅质岩具较高的 SiO_2 、 Al_2O_3 含量及 $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ 比值, 稀土元素总量很低, 其北美页岩标准化配分模式为向右倾的曲线, 无明显铈异常和铈异常, 表明其形成于受陆源影响的大陆边缘构造环境; 赋矿岩系中薄层状富钛硅质岩的 TiO_2 、 Fe_2O_3 、Cu、V 含量较高, 但 $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ 比值较低, 稀土元素总量较高, 北美页岩标准化曲线为明显左倾型-平坦型, 具弱的负铈异常, 表明其形成于洋脊及附近环境。两种硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值为变化较小的负值, 与热水沉积和某些生物成因硅质岩的硅同位素组成相似, 两者的 $\delta^{18}\text{O}$ 值范围和平均值均相似。两类硅质岩的成因及形成构造环境不同, 富钛硅质岩的地球化学特征表明, 该矿床的形成与本区元古宙海底火山热液喷流作用有关。

关键词 地球化学, 硅质岩, 钛矿床, 主元素和微量元素, 构造环境, 羊蹄子山-磨石山, 内蒙古

中图分类号 P618.47

文献标志码 A

Geochemical characteristics of siliceous rocks in Yangtizishan-Moshishan anatase ore district, Zhenglanqi County, Inner Mongolia, with implications for sedimentary environment

FENG ChengYou, ZHAO YiMing and LI DaXin

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

Abstract

Based on detailed field geological survey and comprehensive studies of major and trace elements as well as silicon and oxygen isotopes, the authors have discussed in this paper the origin and tectonic environment of the thick-bedded and anatase-rich siliceous rocks in the Yangtizishan-Moshishan anatase ore district, Inner Mongolia. The results show that the white thick-bedded siliceous rocks have high contents of SiO_2 and Al_2O_3 and high ratios of $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ and $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$. The ΣREE are low, and the North American shale-normalized REE patterns are characterized by enrichment of LREE and absence of Eu and Ce anomalies, which suggest that the white thick-bedded siliceous rocks might have been formed in the continental margin environment and affected significantly by terrigenous constituents. The anatase-rich siliceous rocks have high contents of TiO_2 , Fe_2O_3 , Cu and V but low $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ and $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ ratios. The ΣREE are high, the North American shale-normalized REE patterns are obviously characterized by left-oblique to flat styles of curves and slight negative Ce anomalies, implying that they might have been formed in an oceanic ridge environ-

* 本文得到国家自然科学基金(编号: 40773038)和内蒙古自治区地质勘查项目(编号: 05-1-TK01)的联合资助

第一作者简介 丰成友, 男, 1971 年生, 博士, 研究员, 从事矿床地质、地球化学研究。E-mail: fengchuy@yahoo.com.cn。

收稿日期 2008-02-12; 改回日期 2008-05-28。李德先编辑。

ment. The slightly negative $\delta^{30}\text{Si}$ values of both thick-bedded and anatase-rich siliceous rocks are similar to those of hydrothermal and biogenic siliceous rocks. The ranges and mean values of $\delta^{18}\text{O}$ values are similar. On the whole, the thick-bedded and anatase-rich siliceous rocks have different origins and sedimentary environments. This deposit was most likely formed by the Proterozoic volcanic exhalative process, as evidenced by petrochemical and geochemical characteristics of the anatase-rich siliceous rocks.

Key words: geochemistry, siliceous rock, anatase ore deposit, major and trace elements, tectonic setting, Yangtizishan-Moshishan, Inner Mongolia

羊蹄子山-磨石山钛矿床位于华北地台北缘、内蒙地轴中东段的中生代火山岩盆地局部隆起区(图1)。20世纪50~70年代,曾对其进行多次矿产调查,均认为是沉积变质型铁矿且铁品位较低^①;直到2004年底,中国地质科学院矿产资源研究所赵一鸣研究员等发现并确认其为新类型的钛矿床(赵一鸣等,2006),进一步的勘查和研究结果表明,该矿床是一个以锐钛矿为主的大型沉积变质型矿床(赵一鸣等,2008a)。

区域出露地层主要为新太古界乌拉山群、中元古界、下古生界和上中生界,侵入岩发育,以华力西期花岗岩和燕山期花岗岩、花岗闪长岩为主(图1)。矿区出露地层为由碎屑岩、变质基性火山岩和碳酸盐岩等组成的元古宙浅变质的海相火山-沉积岩系(图2、3)。区内断裂构造发育,以NE向和NW向为主。侵入岩主要为燕山期呈岩株状产出的黑云母花岗岩(锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 118 Ma,李大新等,2008a)。经过普查,目前已确认了磨石山和羊蹄子山2条钛矿带,产有8种矿石类型,其中以锐钛矿-金红石-石英型和钛铁矿-金红石-黑云母-石英型最为重要。最新的研究结果表明,钛矿物以锐钛矿为主,其次为金红石和钛铁矿。笔者在开展矿区野外地质填图和实测地质剖面过程中,发现不仅产有厚度较大、延伸较长的白色纯净硅质岩,而且在赋矿岩系中有薄层状、小透镜体状的褐红色富钛硅质岩,因此,有必要对其开展进一步的研究工作。对于硅质岩,由于其较强的抵抗后期改造能力,能比较好地保存其形成时的物质来源、构造环境及成岩成矿过程等信息,国内外诸多学者对其开展了大量研究,提出了许多判别硅质岩成因及形成地质构造环境的地球化学方法与图解(Yamamoto, 1983; 1987; Adachi et al., 1986; 韩发等, 1989; Murray et al., 1991; 1992; Murray, 1994; 闫升好等, 2003; 吕志成等, 2004)。本

文通过对两种硅质岩的岩石化学组成、稀土元素及微量元素特征,以及 Si、O 同位素组成等方面的详细研究,结合沉积的构造背景和岩石特征,以揭示硅质岩成因、成岩成矿的构造环境及与钛矿化的关系。

1 硅质岩野外产状和地质特征

野外详细的地质填图表明,在羊蹄子山-磨石山矿区主要有2种产状的硅质岩,一种是分别位于矿区北东部的马牙子山和南部的羊蹄子山北侧,因具强烈的抗剥蚀能力,呈凸出的小山包,十分醒目。马牙子山硅质岩地表出露呈似圆状,长大于1 km,最宽处逾700 m,其中断裂构造较发育,有NW向、NE向和NEE向3组,倾向115~225°,倾角65~75°,目前正在作为硅石进行开采。羊蹄子山硅质岩因受断层破坏呈NEE向断续出露,一般宽数十米,此类硅质岩呈乳白色、灰白色,粒度细,致密坚硬,以变余粒状结构为主,局部有碎裂结构和变晶粒状结构,块状构造,主要矿物为石英,含少量的绢云母、金红石、锆石、电气石等。另一种产于矿区含矿岩系元古代地层中,主要分布在磨石山和羊蹄子山一带,以薄层状(几~十几厘米)、小透镜体状产出为主,与地层产状一致,岩石因含铁质成分氧化而呈褐红色,显微镜下鉴定和电子探针成分分析结果表明,该类硅质岩含有大量锐钛矿、金红石和钛铁矿等有用组分,并直接构成本矿床最主要的钛矿石。

2 样品及分析方法

本次用于主元素和微量元素分析的样品分别采自矿区内地势较高的羊蹄子山、磨石山和马牙子山,它们均是由野外采集样品经磨片后在显微镜下仔细观察和鉴定而挑选出的具有代表性的样品。其中,6

① 内蒙古自治区区域地质测量队, 1974. 1:20 万区域地质调查报告——正蓝旗幅(矿产部分), 1-42.

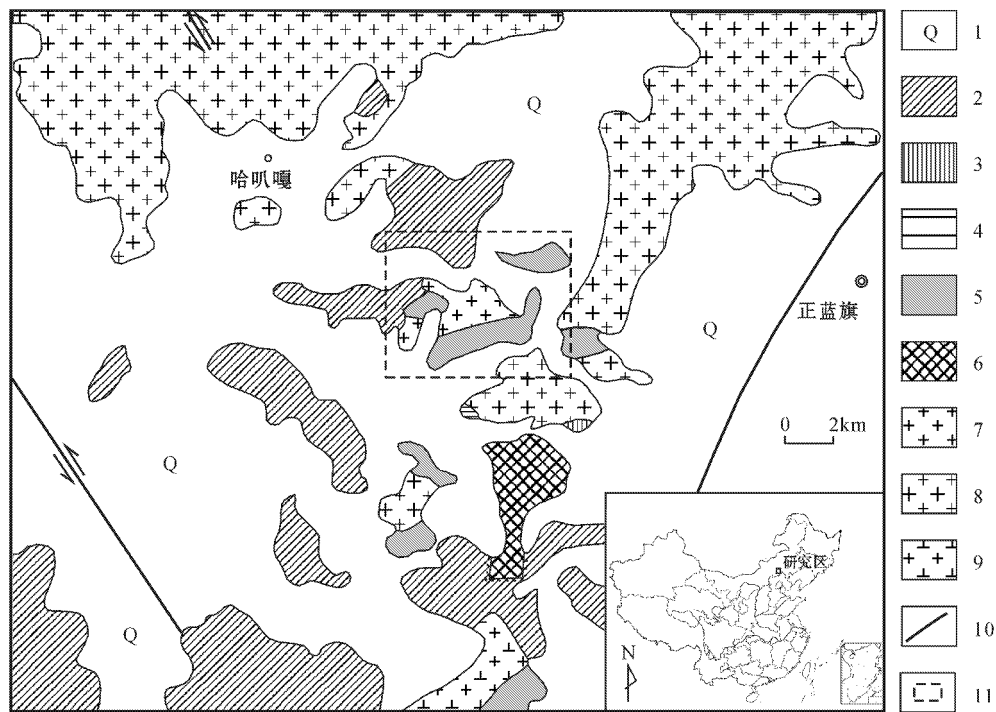


图 1 羊蹄子山-磨石山钛矿区区域地质略图(据 1:20 万正蓝旗幅区域地质调查报告,1974 修改)
1—第四系;2—上侏罗统;3—下二叠统三面井组;4—上石炭统阿木山组;5—中元古界;6—太古宇乌拉山群;7—花岗岩;
8—花岗斑岩;9—花岗闪长岩;10—断裂;11—矿区范围

Fig. 1 Schematic regional geological map of the Yangtizishan-Moshishan ore district
1—Quaternary; 2—Upper Jurassic; 3—Lower Permian Sanmianjing Formation; 4—Upper Carboniferous Amushan Formation; 5—Middle Proterozoic; 6—Archean Wulashan Group; 7—Granite; 8—Granite-porphry; 9—Granodiorite; 10—Fault; 11—Ore district

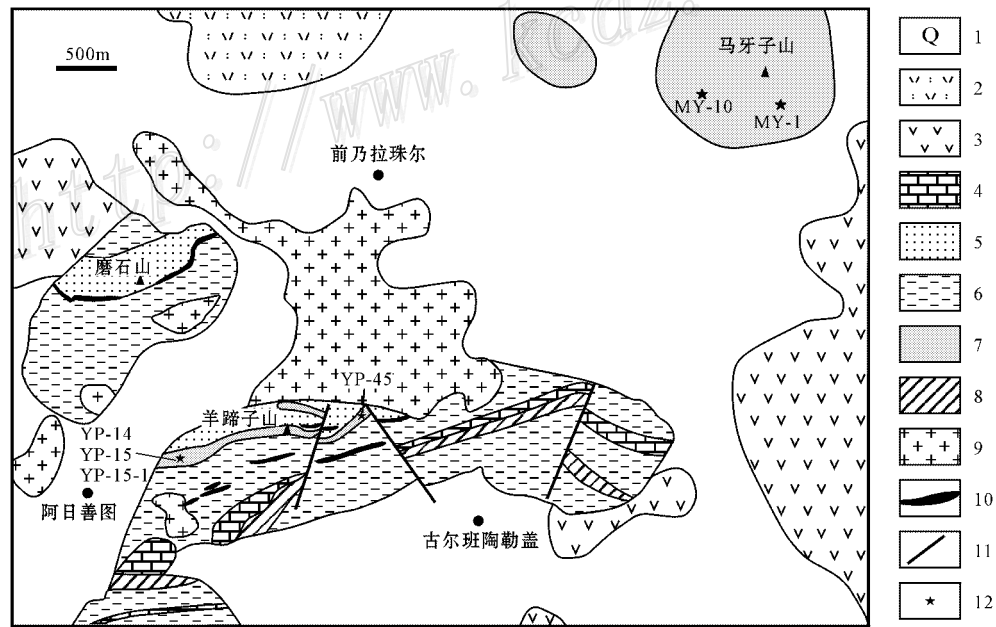


图 2 羊蹄子山—磨石山钛矿区地质图
1—第四系;2—上侏罗统凝灰岩;3—上侏罗统火山岩;4—灰岩、大理岩;5—变质粉砂岩;6—斑点状绢云石英片岩;
7—厚层状硅质岩;8—斜长角闪岩;9—花岗岩;10—钛矿体;11—断层;12—样品位置

Fig. 2 Schematic geological map of the ore-bearing sequence in the Yangtizishan-Moshishan ore district
1—Quaternary; 2—Upper Jurassic tuff; 3—Upper Jurassic volcanic rock; 4—Limestone or marble; 5—Meta-siltstone; 6—Garnet-bearing sericite-quartz schist; 7—Thick-bedded siliceous rock; 8—Plagio-amphibolite; 9—Granite; 10—Ore body; 11—Fault; 12—Sample location

层位	岩性段	柱状图	厚度	描述
元古界火山—沉积岩系	V	硅质岩组	>700m	厚层白色硅质岩(马牙子山), 下部夹一层赤铁矿石英岩
	IV	片岩夹富钛硅质岩组	>102m	绢云母石英片岩
			3~6m	细纹状锐钛矿-金红石-硅质岩(磨石山)
			>20m	含石榴石斑点状绢云母石英片岩
			>500m	绢云母石英片岩夹变质粉砂岩
	III	硅质岩夹变粉砂岩组	130m	厚层状白色硅质岩(羊蹄子山)
	II	片岩夹钛铁硅质岩和薄层硅质岩组	120m	绢云母石英片岩
			8m	黑色碳质石英绢云母片岩
			120m	绢云母石英片岩
			2~9m	条纹状金红石-钛铁矿-锐钛矿-硅质岩(羊蹄子山)
			250m	绢云母石英片岩, 夹有3~4薄层(2~3m)的硅质岩
	I	结晶灰岩夹斜长角闪岩和片岩组	50~80m	黑灰色结晶灰岩或大理岩
			50m	绢云母石英片岩
			60m	绿灰色变质粉砂岩
			80~100m	灰黑色含磁黄铁矿的碳质绢云母石英片岩
			40~50m	石英片岩
			8~18m	硅质岩
			40m	含少量绢云母石英片岩
			60m	斜长角闪片岩
			60m	绢云母石英片岩夹薄层石英片岩
			12~15m	结晶灰岩
			>50m	绢云母石英片岩

图3 羊蹄子山-磨石山钛矿区含矿岩系柱状图

(赵一鸣等 2006)

Fig. 3 Stratigraphic section of the ore-bearing sequence in the Yangtizishan-Moshishan ore district (after Zhao et al., 2006)

件白色细粒硅质岩样品中有 4 件(YP-14、YP-15、YP-15-1、YP-45)采自羊蹄子山,另外 2 件(MY-1、MY-10)采自马牙子山(图 2);7 件富钛硅质岩矿石分别采自羊蹄子山(YT-7、YT-34、YT-39、YT-40)和磨石山(MS-27、MS-28、MS-33)。在国家地质实验测试中心,用 3080E X 荧光光谱仪完成主元素分析,微量元素中的 Ge 用原子荧光(AFS-230)分析,Ba、Sr、V、Cu、Zn 用等离子光谱(IRIS)分析,其他微量元素则用等离子体质谱仪完成分析。

硅质岩的硅、氧同位素测试由中国地质科学院矿产资源研究所同位素地质实验室完成。硅同位素分析方法是样品中的 Si 转化为 SiF_4 ,在气体同位素质谱计 MAT-253 EM 上测定硅同位素组成 $\delta^{30}\text{Si}$ 的标准偏差为 $\pm 0.1\%$ 。采用的标准为 NBS-28。氧同位素的分析方法是将样品和 BrF_5 强氧化剂在真空系统中加热到 500~600℃ 条件下反应生成 O_2 。 O_2 经收

集和纯化后,与石墨棒反应再转化为 CO_2 气体,在气体同位素质谱计 MAT-253 EM 上测定其氧同位素组成 $\delta^{18}\text{O}$ 的分析精度为 $\pm 0.2\%$ 。

3 地球化学特征及沉积环境指示意义

3.1 岩石化学特征

本次分析的 6 件无矿白色硅质岩和 7 件富钛硅质岩矿石的岩石化学成分(表 1)表明,无矿白色硅质岩化学成分以 SiO_2 占绝对优势,含量为 95.20%~98.87%,平均 96.36%,其次为 Al_2O_3 和 Fe_2O_3 ,含量分别为 0.26%~2.10%和 0.08%~1.05%,其他成分含量均很低。富钛硅质岩矿石化学成分以 SiO_2 (49.66%~75.70%,平均为 63.85%) TiO_2 (6.18%~15.46%,平均为 10.05%)和 Fe_2O_3 (8.04%~21.09%,平均为 14.89%)为主,其次为 Al_2O_3 、 FeO 、 MnO 和烧失组分。

沉积物中的常量元素 Fe、Mn、Al 的含量对于区分热液成因硅质岩与生物及其他成因硅质岩具有重要意义,因为硅质岩中 Fe、Mn 富集主要与热液的参与有关,而 Al 的富集则与陆源物质的介入有关。Bostroem 等(1973)研究表明, $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ 的比值是判断热水组分参与沉积作用多少的重要标志,比值随热水沉积物含量的增加而减少。对于海相沉积物, $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ 比值以 0.4 为界,小于 0.4 为热液成因,大于 0.4 反映碎屑来源,Adachi 等(1986)和 Yamamoto(1987)还指出这个比值在 0.01(纯热液成因)到 0.60(纯生物成因)之间变化。Adachi 等(1986)据此提出判断沉积物成因的 Al-Fe-Mn 三角图解,所有热液成因硅质岩比值均落在图解的富 Fe 端,而非热液成因硅质岩比值均落在图解的富 Al 端。此外, Al_2O_3 和 TiO_2 的含量指示陆源物质加入的多少,而 Fe_2O_3 则为沉积岩中热水组分活动的指标,因此, Murray(1994)提出利用 $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ 比值可有效判断硅质岩形成的环境,如洋中脊硅质岩的 $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ 比值 < 0.4 ,大洋盆地硅质岩为 0.4~0.7,大陆边缘硅质岩为 0.5~0.9,同时还利用已知沉积环境的硅质岩化学成分比值拟定出了一系列形成环境的判别图解。硅质岩的 MnO 代表大洋深部热液的贡献,而 TiO_2 与陆源物质的介入有关,因而, MnO/TiO_2 比值可用于区分硅质岩形成的古地理环境(Adachi et al., 1986; Bostroem et al., 1973)。通常,开阔大洋中沉积的硅质岩 MnO/TiO_2 比值 > 0.5 ,大陆斜坡和边缘海沉积的硅质岩 MnO/TiO_2 比值 < 0.5 。

表 1 羊蹄子山-磨石山钛矿区硅质岩的主元素分析结果($w_B/\%$)

Table 1 Major element compositions of siliceous rocks in the Yangtizishan-Moshishan ore district($w_B/\%$)

岩石类型及样品编号	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	H ₂ O ⁺	CO ₂	烧失量
无矿厚层状硅质岩														
YP-14	95.63	0.07	2.00	0.47	0.37	0.01	0.09	0.09	0.01	0.55	0.02			0.84
YP-15	95.29	0.08	1.92	1.05	0.37	0.01	0.09	0.08	0.01	0.50	0.02			0.70
YP-15-1	97.14	0.10	1.05	0.38	0.24	0.01	0.08	0.08	0.01	0.28	0.02			0.68
YP-45	96.02	0.06	1.26	0.48	0.40	0.01	0.03	0.05	0.13	0.32	0.02	0.52	0.20	0.53
MY-1	95.20	0.18	2.10	0.08	0.34	0.01	0.08	0.08	0.25	0.48	0.02	0.34	0.46	0.45
MY-10	98.87	0.04	0.26	0.14	0.20	0.01	0.01	0.01	0.02	0.06	0.01	0.06	0.14	0.16
平均值	96.36	0.09	1.43	0.43	0.32	0.01	0.06	0.06	0.07	0.37	0.02	0.31	0.27	0.56
富钛薄层状硅质岩														
YT-7	65.25	11.56	3.49	12.72	2.50	1.72	0.64	0.38	0.04	0.47	0.06	1.24	0.20	1.00
YT-34	49.66	8.42	3.79	20.42	8.89	4.07	0.99	0.76	0.02	0.19	0.12	3.00	0.12	2.02
YT-39	65.25	10.97	2.24	15.85	0.38	1.79	0.25	0.24	0.09	0.30	0.07	2.56	0.20	2.76
YT-40	61.23	8.27	3.03	21.09	0.20	2.26	0.30	0.38	0.03	0.33	0.08	2.88	0.20	3.13
MS-27	68.35	9.49	3.93	12.63	1.31	0.33	0.62	0.14	0.01	0.04	0.04	2.78	0.38	2.84
MS-28	61.49	15.46	2.52	13.45	2.89	0.64	0.65	0.18	0.08	0.07	0.06	2.40	0.29	2.16
MS-33	75.70	6.18	4.34	8.04	1.13	0.18	0.90	0.32	0.02	0.17	0.04	2.68	0.55	2.82
平均值	63.85	10.05	3.33	14.89	2.47	1.57	0.62	0.34	0.04	0.22	0.07	2.51	0.28	2.39

表 2 羊蹄子山-磨石山钛矿区硅质岩的化学成分比值对比

Table 2 Ratios of major elements for siliceous rocks in the Yangtizishan-Moshishan ore district

岩石类型及其样品编号	Al/(Al + Fe + Mn)	Al ₂ O ₃ /(Al ₂ O ₃ + Fe ₂ O ₃)	MnO/TiO ₂
无矿厚层状硅质岩			
YP-14	0.63	0.81	0.18
YP-15	0.50	0.65	0.14
YP-15-1	0.55	0.73	0.08
YP-45	0.50	0.72	0.17
MY-1	0.77	0.96	0.06
MY-10	0.35	0.65	0.25
平均值	0.55	0.75	0.15
富钛薄层状硅质岩			
YT-7	0.13	0.22	0.15
YT-34	0.08	0.16	0.48
YT-39	0.08	0.12	0.16
YT-40	0.09	0.13	0.27
MS-27	0.17	0.24	0.03
MS-28	0.10	0.16	0.04
MS-33	0.26	0.35	0.03
平均值	0.13	0.20	0.17

如表 2 所示,在羊蹄子山-磨石山矿区,无矿厚层状硅质岩的 Al/(Al + Fe + Mn)比值除 1 件样品(MY-10)外,其余均大于 0.4,反映其成因主要为碎屑成因,未受热液作用影响。富钛硅质岩矿石的 Al/(Al + Fe + Mn)比值介于 0.08~0.26,平均为 0.13,明显小于 0.4,表明其为热液成因。以硅质岩的 Al₂O₃/(Al₂O₃ + Fe₂O₃)比值判断它们的形成环境,无矿厚层状硅质岩的 Al₂O₃/(Al₂O₃ + Fe₂O₃)比值(0.65~0.96,平均为 0.75)与大陆边缘硅质岩(0.5~0.9)的变化范围相一致,富钛硅质岩矿石的

Al₂O₃/(Al₂O₃ + Fe₂O₃)比值(0.12~0.35,平均为 0.20)则与洋中脊硅质岩(<0.4)相吻合。将所有分析数据投点到 Al-Fe-Mn 三角图解(图 4a)中,厚层状硅质岩样品除 MY-10 外,其余均落在生物成因及其他非热水沉积物区或富 Al 端,而富钛硅质岩矿石均落在热水沉积物区。利用 100×(Fe₂O₃/SiO₂)-100×(Al₂O₃/SiO₂)-Fe₂O₃/TiO₂-Al₂O₃/(Al₂O₃ + Fe₂O₃)和 Fe₂O₃/(100-SiO₂)-Al₂O₃/(100-SiO₂)形成环境判别图解(图 4b、c、d),厚层状硅质岩除 MY-1 外,其余均落入大陆边缘区域及附近,富钛硅

质岩矿石由于高度富 TiO_2 ,所以 $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ 图解不适用于用来判别其形成环境,但在 $100 \times (\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2) - 100 \times (\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)$ 和 $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3) - \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ 图中绝大部分投点于洋脊区域及附近。厚层状硅质岩的 MnO/TiO_2 比值介于 0.06~0.25 之间,平均为 0.15,亦表明形成于大陆边缘的构造环境。

3.2 稀土元素特征

硅质岩中稀土元素的变化与相应环境下的海水和沉积物相类似(Murray et al. , 1990 ;1991 ;Murray, 1994) ,因而,硅质岩中稀土元素的分布特点可作为其沉积时的古海水及其对应沉积物的近似代表。在大洋的不同构造环境下(洋中脊、大洋盆地和大陆边缘) ,由于陆源物质和热液中稀土元素对沉积物中稀土元素的相对贡献不同而引起沉积物中稀土元素及有关参数的系统变化(Murray et al. , 1991) ,因此,沉积物的稀土元素特点又可反映其沉积时的古构造环境。

如表 3 和图 5 所示,羊蹄子山-磨石山矿区无矿

厚层状硅质岩和富钛薄层状硅质岩矿石的稀土元素组成及配分模式存在不同,前者的 ΣREE 较低,为 $(18.78 \sim 39.26) \times 10^{-6}$,6 件样品的稀土元素北美页岩标准化模式为一组右倾曲线,相对富集轻稀土元素[$\text{LREE}/\text{HREE} = 8.35 \sim 18.50$ 、 $(\text{La}/\text{Yb})_N = 1.27 \sim 4.11$] ,无明显铈异常($\delta\text{Eu} = 0.79 \sim 1.14$,平均为 0.95) 后者的 ΣREE 相对较高,为 $(78.46 \sim 241.96) \times 10^{-6}$ 稀土元素北美页岩标准化曲线除 3 件样品(MS-27、MS-28、MS-33) 较为平坦外,其余 4 件样品为明显左倾型,以重稀土元素富集[LREE/HREE 、 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 比值较低,分别为 $4.74 \sim 6.64$ 、 $0.61 \sim 0.93$] 和无或弱负铈异常($\delta\text{Eu} = 0.89 \sim 0.98$) 为特征。

经页岩平均值标准化的硅质岩的 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 比值与形成环境有关,并与稀土元素总量的趋势一致。在受陆源影响的环境中,轻稀土元素富集比较明显[$(\text{La}/\text{Yb})_N = 1.49 \sim 1.74$] ,而在远洋和深海盆地中,轻稀土元素则明显亏损[$(\text{La}/\text{Yb})_N$ 为 0.70 左右] ,洋中脊更低,平均为 0.3 左右。硅质岩的 $(\text{La}/\text{Ce})_N$ 比值与之相反,大陆边缘、远洋盆地和洋中脊

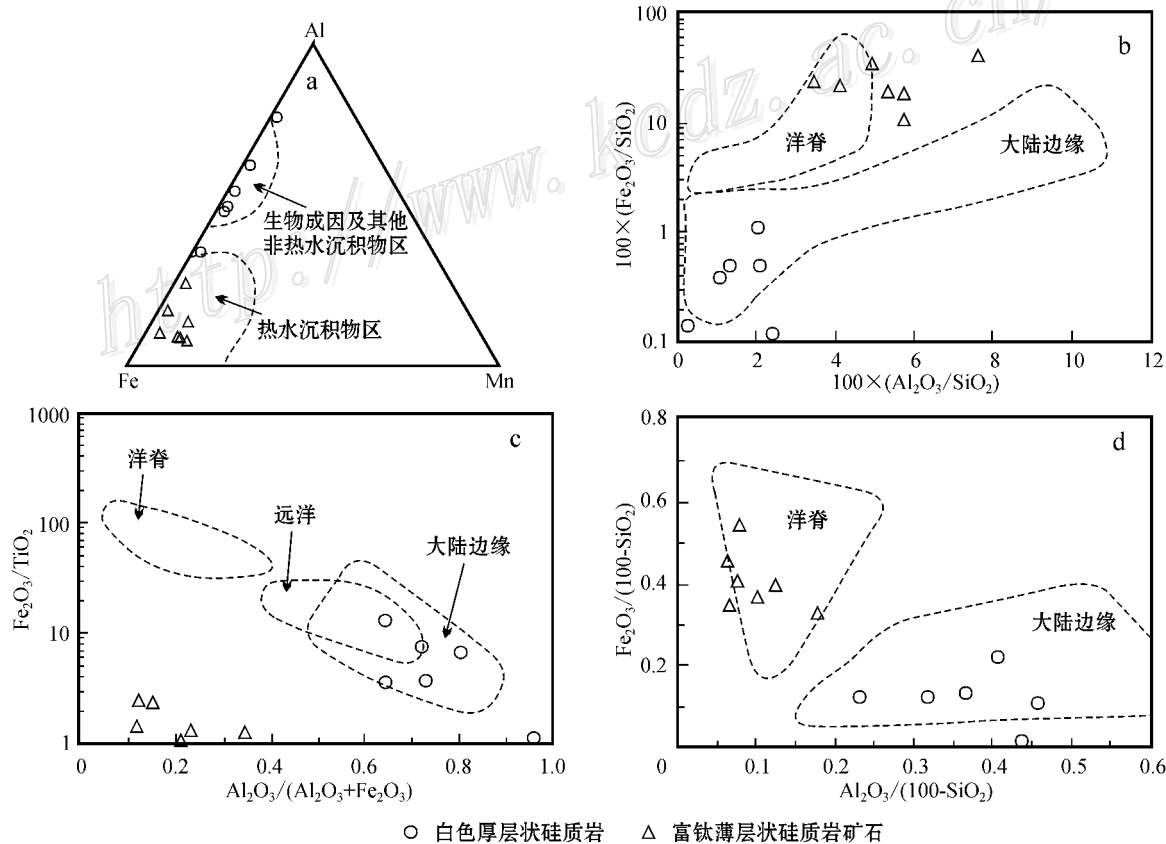


图 4 羊蹄子山-磨石山钛矿区硅质岩常量元素图解
Fig. 4 Discrimination plots for siliceous rocks in the Yangtizishan-Moshishan anatase ore district

表 3 羊蹄子山-磨石山钛矿区硅质岩的稀土元素和其他微量元素组成($w_B/10^{-6}$)

Table 3 REE and trace element compositions of siliceous rocks in the Yangtizishan-Moshishananatase ore district($w_B/10^{-6}$)

	无矿厚层状硅质岩						富钛薄层状硅质岩矿石						
	YP-14	YP-15	YP-15-1	YP-45	MY-1	MY-10	YT-7	T-34	YT-39	YT-40	MS-27	MS-28	MS-33
La	6.27	6.68	5.39	8.84	8.14	4.34	16.0	23.7	24.0	27.2	50.4	46.1	43.3
Ce	9.61	10.2	8.24	14.6	15.3	7.14	28.0	35.9	43.2	55.3	105	99.0	85.2
Pr	0.96	1.01	0.76	1.62	1.99	0.82	3.52	4.99	5.64	7.20	12.3	12.0	10.8
Nd	3.48	3.56	2.71	5.73	7.84	3.31	13.6	19.9	21.9	29.7	46.3	45.9	41.9
Sm	0.49	0.62	0.44	0.90	1.49	0.64	3.02	4.17	4.46	6.49	7.61	8.48	7.97
Eu	0.09	0.14	0.07	0.18	0.30	0.11	0.65	0.90	0.87	1.27	1.12	1.49	1.56
Gd	0.40	0.51	0.37	0.98	1.25	0.42	3.13	4.23	4.51	5.70	6.24	6.99	6.91
Tb	0.05	0.08	0.05	0.14	0.18	0.06	0.56	0.75	0.75	0.89	0.86	0.94	1.04
Dy	0.27	0.41	0.28	0.79	1.06	0.31	3.53	4.82	4.35	4.95	4.58	4.81	5.90
Ho	0.05	0.07	0.06	0.15	0.22	0.05	0.75	1.02	0.88	0.96	0.91	0.96	1.14
Er	0.17	0.21	0.18	0.46	0.68	0.17	2.35	3.27	2.67	2.91	2.82	3.07	3.40
Tm	0.02	0.03	0.03	0.06	0.09	0.02	0.36	0.48	0.39	0.42	0.40	0.45	0.46
Yb	0.15	0.20	0.17	0.38	0.63	0.15	2.58	3.45	2.79	2.88	2.95	3.27	2.98
Lu	0.02	0.04	0.03	0.06	0.09	0.02	0.41	0.52	0.45	0.44	0.47	0.55	0.45
ΣREE	22.03	23.76	18.78	34.89	39.26	17.56	78.46	108.10	116.86	146.31	241.96	234.01	213.01
LREE/HREE	18.50	14.33	15.05	10.55	8.35	13.63	4.74	4.83	5.96	6.64	11.58	10.12	8.56
δCe	0.89	0.89	0.92	0.89	0.89	0.88	0.87	0.77	0.87	0.93	0.99	0.99	0.93
δEu	0.93	1.14	0.79	0.87	1.00	0.95	0.96	0.98	0.89	0.95	0.74	0.88	0.96
(La/Ce) _N	1.39	1.40	1.39	1.29	1.13	1.30	1.22	1.41	1.18	1.05	1.02	0.99	1.08
(La/Yb) _N	4.11	3.29	3.12	2.29	1.27	2.85	0.61	0.68	0.85	0.93	1.68	1.39	1.43
Y	1.42	2.32	1.60	4.79	6.01	1.51	22.1	30.4	24.6	26.9	25.3	26.4	32.5
Ba	77.5	62.4	38.3	65.2	35.0	14.5	138	107	222	210	66.7	99.3	121
Cu	6.71	11.3	5.96	14.1	16.3	7.05	13.3	152	71.3	43.9	6.01	109	71.4
Sr	7.66	5.67	3.83	4.92	22.7	6.18	38.5	85.7	103	106	32.4	42.0	60.3
V	2.69	5.35	2.57	11.6	36.3	2.94	401	107	379	256	404	654	297
Zn	1.68	8.18	2.62	14.1	11.2	3.98	82.9	188	211	108	65.3	77.6	50.5
Cr	9.36	54.8	10.9	5.32	3.50	10.4	32.8	15.2	26.2	32.0	137	270	109
Co	0.48	1.56	0.36	0.77	0.50	0.77	12.7	41.0	22.8	23.6	13.4	20.3	15.7
Ni	1.48	3.14	1.32	2.55	1.33	2.49	27.3	31.6	22.1	26.0	12.6	16.1	16.2
Ga	1.88	2.08	1.14	1.90	3.18	0.99	7.07	7.26	4.81	6.01	8.45	6.51	7.20
Rb	13.2	13.3	6.68	16.0	15.0	2.63	28.0	17.4	19.6	27.6	2.69	4.93	12.5
Nb	0.70	0.79	0.41	1.59	1.54	0.54	0.93	0.78	0.05	7.64	0.88	5.21	1.36
Mo	1.20	1.79	1.16	1.44	0.51	1.74	0.09	0.15	0.08	0.70	0.06	0.17	0.07
Cd	0.07	0.12	0.06	0.05	0.05	0.06	0.03	0.15	0.06	0.05	0.05	0.06	0.05
In	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.07	0.15	0.06	0.08	0.05	0.06	0.05
Ta	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.08	0.07	0.05	0.56	0.08	0.51	0.14
W	0.51	0.45	0.37	0.57	0.32	0.48	0.11	0.23	1.12	6.10	0.34	1.43	0.74
Tl	0.10	0.14	0.05	0.11	0.09	0.03	0.21	0.18	0.15	0.44	0.08	0.05	0.07
Pb	3.09	5.24	2.90	2.25	5.46	3.49	4.27	4.94	5.85	4.87	7.85	7.81	17.6
Bi	0.14	0.13	0.12	0.11	0.05	0.10	0.16	1.03	0.11	0.20	0.19	0.09	0.06
Ge				0.25	1.42			2.35	1.66	2.11	1.67	0.94	2.35
Th	0.85	1.18	0.92	1.33	1.64	0.70			7.47		11.9		
U	0.28	0.49	0.22	0.98	0.34	0.26			3.29		3.43		
U/Th	0.33	0.42	0.24	0.74	0.21	0.37			0.44		0.29		
Co/Ni	0.32	0.50	0.27	0.30	0.38	0.31	0.47	1.30	1.03	0.91	1.06	1.26	0.97

注 δEu 和 δCe 值为用 Gromet 等(1984)北美页岩标准化计算而来 (La/Ce)_N、(La/Yb)_N 均为北美页岩标准化比值,单位为 1。

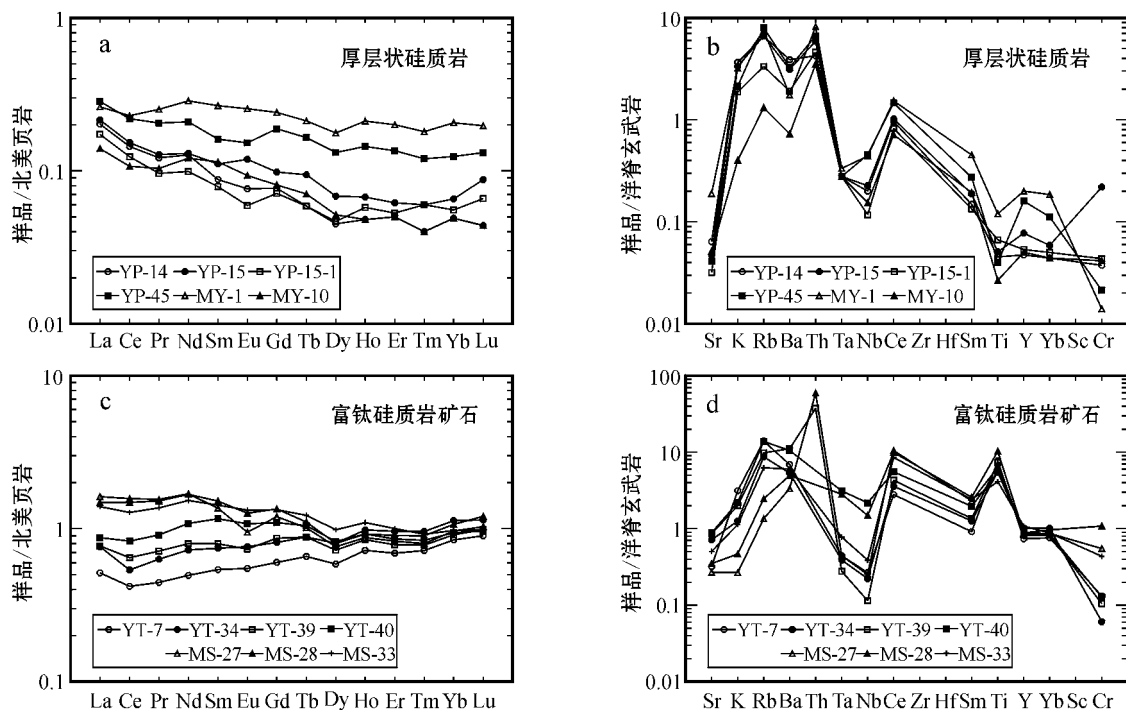


图 5 羊蹄子山-磨石山钛矿区硅质岩稀土元素北美页岩标准化配分模式 (a, c) 和微量元素洋中脊玄武岩标准化蛛网图 (b, d) (图内样品号同表 3)

Fig. 5 North American shale-normalized REE patterns (a, c) and MORB-normalized spider diagrams (b, d) for siliceous rocks in the Yangtizishan-Moshishan anatase ore district (sample number as for Table 3)

附近硅质岩的 $(La/Ce)_N$ 比值分别为 0.5~1.5、1.0~2.5 和 3.5。本区无矿厚层状硅质岩较富集轻稀土元素 $(La/Yb)_N$ 比值为 1.27~4.11 $(La/Ce)_N$ 比值为 1.13~1.40, 表明形成于受陆源影响的大陆边缘构造环境, 与主元素化学所指示的形成环境相一致。大部分富钛硅质岩矿石表现为弱轻稀土元素亏损及中等 $(La/Ce)_N$ 比值 (1.05~1.41), 不同于典型远洋盆地构造环境, 而接近边缘浅海构造背景。

通常, 在大陆沉积物、火山岩及河水中, Ce 主要表现为 +3 价, 一般不出现 Ce 异常。在海水中, 由于 Ce^{3+} 氧化成 Ce^{4+} , 并随水成铁锰氧化物快速地从海水中除去, 常造成 Ce 的亏损。在大洋的不同沉积环境下, 由于来自热液的铁锰氧化物的丰度不同, 由此引起的 Ce 的亏损程度也不相同。据 Murray 等 (1991) 对加利福尼亚弗朗西斯科硅质岩的研究表明, 大陆边缘环境下沉积的硅质岩 δCe 介于 0.65~1.35 之间, 平均为 1.09; 远洋盆地中的硅质岩 δCe 为 0.50~0.76, 平均为 0.60; 洋脊附近环境下沉积的硅质岩 δCe 介于 0.22~0.38, 平均为 0.30。本区无矿厚层状硅质岩 δCe 反映的负铈异常不明显, 6 件样品的 δCe 介于 0.88~0.92, 平均为 0.89, 明显不

同于远洋盆地中硅质岩的显著 Ce 负异常, 接近于大陆边缘盆地的 Ce 异常特征。

3.3 微量元素特征

羊蹄子山-磨石山矿区无矿和富钛硅质岩微量元素分析结果见表 3。与地壳克拉克值 (Taylor et al., 1985) 相比较, 无矿硅质岩的绝大多数微量元素均为亏损, 富钛硅质岩相对富集的元素有 Cu、V、Zn、Ge 和 U, 其他微量元素则相对贫化和亏损。在微量元素洋中脊玄武岩标准化图上, 无矿和富钛硅质岩均具明显的 Rb、Th、Ce 正异常和 Nb 负异常, 不同之处是无矿硅质岩还具有较明显的 Ba、Ti 负异常。

硅质岩中某些微量元素的差异性可以指示其形成的沉积环境的不同, Murray 等 (1991) 研究表明, 洋中脊和大洋盆地硅质岩的 V 含量明显高于大陆边缘硅质岩, 而 Y 含量则相反, 因此, 洋中脊和大洋盆地硅质岩的 V/Y 比值明显高于大陆边缘硅质岩。本区无矿硅质岩的 V/Y 比值为 1.61~6.04, 平均为 2.70, 接近大陆边缘硅质岩的范围 ($V/Y \approx 1.34$), 而富钛硅质岩的 V/Y 比值较高 (3.52~24.77, 平均为 13.78), 远高于大洋盆地硅质岩 ($V/Y \approx 5.8$) 和洋中脊硅质岩 ($V/Y \approx 4.3$), 主要是由于 V 含量较高

表 4 羊蹄子山-磨石山钛矿区硅质岩的 Si、O 同位素分析结果

Table 4 Silicon and oxygen isotopic data of siliceous rocks in the Yangtizishan-Moshishan ore district

岩石类型及样品编号	采样位置	分析对象	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}/\text{‰}$	$\delta^{30}\text{Si}_{\text{NBS-28}}/\text{‰}$
厚层状硅质岩				
YP-14	羊蹄子山剖面	全岩	12.7	-0.4
YP-45	羊蹄子山剖面	全岩	12.8	-0.4
YP-46-1	羊蹄子山剖面	全岩	12.3	0.1
C11-16	磨石山 TC11 探槽	全岩	13.8	-0.6
MY-1	马牙子山	全岩	11.6	-0.4
富钛硅质岩矿石				
YT-39	羊蹄子山 TC7 探槽	全岩	13.8	-0.5
MS-27	磨石山	全岩	12.7	-0.7
W2	磨石山	全岩	10.5	-0.6
1101-3	磨石山 ZK1101 钻孔	全岩	11.3	-0.5
MTC2	磨石山 TC2 探槽	石英	12.2	-0.6
MTC9	磨石山 TC9 探槽	石英	13.2	-0.6

注：由中国地质科学院矿产资源研究所万德芳测试， $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 和 $\delta^{30}\text{Si}_{\text{NBS-28}}$ 分析精度分别为 $\pm 0.2\text{‰}$ 和 $\pm 0.1\text{‰}$ 。

[$(107\sim 654)\times 10^{-6}$ ，平均为 357×10^{-6}]所致。

3.4 硅、氧同位素特征

不同来源的硅具有不同的硅同位素组成，因此，可以利用硅同位素来示踪硅的物质来源。研究表明（Douthitt,1982；宋天锐等,1989；丁悌平等,1994；李延河等,1994），低温水中自生沉积石英的 $\delta^{30}\text{Si}_{\text{NBS-28}}$ 为 $1.1\text{‰}\sim 1.4\text{‰}$ ，热水来源硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值较小，为 $-1.5\text{‰}\sim 0.8\text{‰}$ ；成岩过程中次生石英的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值介于两者之间，交代成因的硅质岩为 $2.4\text{‰}\sim 3.4\text{‰}$ 。生物成因硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值变化较大，并与沉积环境关系密切。深海环境下沉积并与蛇绿岩或混杂岩共生的生物成因硅质岩，其 $\delta^{30}\text{Si}$ 为 $-0.6\text{‰}\sim 0.8\text{‰}$ ，平均为 0.16‰ ；半深海环境下与石灰岩共生的生物成因硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值为 $0.1\text{‰}\sim 0.6\text{‰}$ ，平均为 0.4‰ ；浅海环境下与叠层石白云岩共生的生物成因硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 为 $-0.35\text{‰}\sim 3.4\text{‰}$ ，平均为 1.3‰ 。另据丁悌平等（1994）对中国不同时代硅质岩的研究表明， $\delta^{30}\text{Si}$ 值主要集中在 2 个范围，一个介于 $-0.5\text{‰}\sim 0.1\text{‰}$ 之间，其与火山岩及深海放射虫硅质岩的硅同位素组成范围一致，大多具热水沉积成因；另一个介于 $0.3\text{‰}\sim 1.3\text{‰}$ 之间，与浅海及半深海放射虫硅质岩的变化范围一致，其往往与碳酸盐岩伴生。由本区硅质岩的硅同位素分析结果（表 4）可见，除 YP-46-1 样品外，其余样品的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值均为负值且变化较小，4 件无矿硅质岩和 6 件富钛硅质岩矿石的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值分别为 $-0.6\text{‰}\sim -0.4\text{‰}$ 和 $-0.7\text{‰}\sim -0.5\text{‰}$ ，与热水沉积硅质岩和某些生物成因硅质岩

的硅同位素组成相似。

无矿硅质岩和富钛硅质岩矿石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值分别为 $11.6\text{‰}\sim 13.8\text{‰}$ （平均为 12.6‰ ）和 $10.5\text{‰}\sim 13.8\text{‰}$ （平均为 12.3‰ ），与火山成因硅质岩的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值（ $1.9\text{‰}\sim 5.2\text{‰}$ ， $3.3\text{‰}\sim 12.4\text{‰}$ ）和大多数海底喷流沉积硅质岩的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值（ $20.7\text{‰}\sim 23.7\text{‰}$ ）（隗合明,1991），以及生物化学成因硅质岩的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值（ $21.6\text{‰}\sim 26.7\text{‰}$ ）（姚林波等,2002）存在明显差异，而与现代水成沉积海滨石英砂的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值（ $10.8\text{‰}\sim 12.5\text{‰}$ ）较为接近。

4 讨 论

如前所述，羊蹄子山-磨石山钛矿区位于华北地台北缘、内蒙地轴中东段的中生代火山岩盆地的局部元古代隆起区。有关华北陆块北缘元古代构造演化，徐备（1999）将其概括为古元古代克拉通化、中-新元古代大陆边缘发展和新元古代末变形变质构造运动等 3 个阶段，其中，中-新元古代广泛发育的大陆边缘又包括以陆内和陆缘裂谷为特征的内侧，以及补偿条件欠佳、较封闭并有少量基性火山活动的外侧，并认为迄今为止出露的大部分元古代地层可能都是该期大陆边缘的碎块。对于羊蹄子山-磨石山矿区出露的含钛火山-沉积岩系的时代，一直存在争议。最早原锡林郭勒盟地质队（1961^①）将其划为太古界桑干群；内蒙古自治区区域地质测量队（1974^②）在开展 1:20 万正蓝旗幅区域地质调查工作

① 锡林郭勒盟地质队. 1961. 锡盟多伦—太仆寺旗一带地质普查总结报告（内部资料）.

② 内蒙古地质局区域地质测量队. 1974. 1:20 万正蓝旗幅区域地质调查报告（地质部分）. 1-83.

时,根据区域地层对比,将其时代暂定为上太古界二道凹群;之后,内蒙古自治区区域地质志(1991)又将二道凹群地层时代改为下元古界上部;直至最近,李大新等(2008a)获得本矿区磨石山矿段沉积变质型富铈钛矿矿层中的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄介于 $1\,611 \sim 1\,781\text{ Ma}$ (18 个数据点),将其时代限定于中元古代长城纪,表明本区已进入华北陆块北缘活动大陆边缘演化阶段。本次对矿区内出露的白色厚层状硅质岩的元素地球化学研究显示,其稀土元素总量较低,介于 $18.78 \times 10^{-6} \sim 39.26 \times 10^{-6}$,北美页岩标准化配分模式为一组右倾曲线(La/Yb)_N 比值为 $1.27 \sim 4.11$ (La/Ce)_N 比值为 $1.13 \sim 1.40$,无明显铈异常和铈异常, V/Y 比值($1.61 \sim 6.04$,平均为 2.70)接近大陆边缘硅质岩的范围($\text{V/Y} \approx 1.34$),表明其即为中元古代时期于活动大陆边缘构造环境中形成的产物。

在羊蹄子山-磨石山矿区,多处产有似层状、透镜状斜长角闪岩,岩石化学和微量元素地球化学研究(李大新等,2008b)表明,其主要属活动大陆边缘和洋脊过渡带的拉斑玄武岩类岩石,分异演化较彻底。锐钛矿和金红石是本矿床最重要的矿石矿物,大量电子探针分析获得两者的 Cr、Nb 数据在相关图解上的投点,绝大部分落在变质镁铁质岩区(赵一鸣等,2008b),表明矿石矿物的形成与区内发育的斜长角闪岩有密切联系。笔者在野外调查中发现,矿区内发育有与锐钛矿和金红石矿化密切相关的硅质岩,并直接构成富钛矿体,具特征的细条纹状和块状构造。详细的岩石化学和微量元素地球化学研究表明,其稀土元素北美页岩标准化曲线为明显左倾型-平坦型,具弱的负铈异常,反映其形成于洋脊及附近环境的热液沉积岩。综上所述,本矿床的形成应与本区中元古界海底基性火山喷发作用有关。

5 主要认识

(1) 羊蹄子山-磨石山矿区识别出两种不同类型和产状的硅质岩:白色厚层状硅质岩和富钛薄层状硅质岩,前者于马牙子山和羊蹄子山北坡各见有一层,延伸长、厚度较大,呈白色、灰白色,粒度细,致密坚硬,块状构造,主要矿物为石英,另含少量的绢云母、锆石、电气石等;后者呈薄层状、小透镜体状顺层产出在磨石山和羊蹄子山赋矿火山-沉积岩系中,为褐红色,细条纹状构造,富含锐钛矿、金红石和钛铁

矿,构成本矿床最主要的钛矿石。

(2) 无矿白色厚层状硅质岩的化学成分以 SiO_2 占绝对优势($95.20\% \sim 98.87\%$),其次为 Al_2O_3 和 Fe_2O_3 , $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ 比值均大于 0.4 ,在 Al-Fe-Mn 三角图解中的投点落在生物成因及其他非热水沉积物区或富 Al 端,表明其主要为碎屑成因,未受热液作用影响;富钛薄层状硅质岩矿石化学成分除 SiO_2 ($49.66\% \sim 75.70\%$,平均为 63.85%)为主外,还含有较高的 TiO_2 ($6.18\% \sim 15.46\%$,平均为 10.05%)和 Fe_2O_3 ($8.04\% \sim 21.09\%$,平均为 14.89%), $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ 比值介于 $0.08 \sim 0.26$ 之间,平均为 0.13 ,所有样品均投在 Al-Fe-Mn 三角图解中的热水沉积物区。可见,两类硅质岩的成因不同。

(3) 无矿白色厚层状硅质岩的稀土元素总量较低($18.78 \times 10^{-6} \sim 39.26 \times 10^{-6}$),其北美页岩标准化配分模式为一组右倾曲线,相对富集轻稀土元素, (La/Yb)_N 比值为 $1.27 \sim 4.11$ (La/Ce)_N 比值为 $1.13 \sim 1.40$,无明显铈异常和铈异常, V/Y 比值($1.61 \sim 6.04$,平均为 2.70)接近大陆边缘硅质岩的范围($\text{V/Y} \approx 1.34$),表明其形成于受陆源影响的大陆边缘构造环境;富钛薄层状硅质岩矿石的稀土元素北美页岩标准化曲线为明显左倾型-平坦型,具弱的负铈异常,反映其形成于洋脊及附近环境。

(4) 基于富钛硅质岩呈层状、似层状、透镜状整合产出在元古代浅变质火山-沉积岩系中,矿石主要呈细条纹状,以及岩石地球化学和同位素地球化学研究所反映出的特征,认为羊蹄子山-磨石山以锐钛矿为主的钛矿床的形成与本区元古宙海底火山热液喷流作用有关。

References

- Adachi M, Yamamoto K and Sugisaki R. 1986. Hydrothermal chart and associated siliceous rocks from the northern Pacific: Their geological significance as indication of ocean ridge activity[J]. *Sedimentary Geology*, 47: 125-148.
- Bostroem K, Harold R and Oiva J. 1973. Provenance and accumulation rates of opaline silica, Al, Fe, Ti, Mn, Cu, Ni and Co in Pacific pelagic sediments[J]. *Chem. Geol.*, 11: 123-148.
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Inner Mongolia. 1991. Inner Mongolia Geological Map[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 27-29 (in Chinese).
- Ding T P, Jiang S Y, Wan D F, Li Y H, Li J C, Song H B, Liu Z J and Yao X M. 1994. Silicon isotope geochemistry[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 31-42 (in Chinese).
- Douthitt C B. 1982. The geochemistry of the stable isotopes of the sili-

- cor[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 16: 129-139.
- Gromet L P, Dymek R F, Haskin L A and Korotev L R. 1984. The "North American shale composite": Its composition, major and trace element characteristics[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48: 2469-2482.
- Han F and Hutchinson R W. 1989. Evidence for exhalative origin for rocks and ores of the Dachang tin polymetallic field: The ore-bearing formation and hydrothermal exhalative sedimentary rocks[J]. *Mineral Deposits* 8(2): 25-40 (in Chinese with English abstract).
- Li D X, Zhao Y M, Feng C Y, Wu L S and Chen W M. 2008a. SHRIMP U-Pb zircon dating of Mesoproterozoic anatase-rich ore beds and granite in the Yangtizishan-Moshishan anatase deposit, Inner Mongolia, and its geological significance[J]. *Mineral Deposits*, 27(4): 449-458 (in Chinese with English abstract).
- Li D X, Zhao Y M, Wang P H and Feng C Y. 2008b. Petrology and geochemical characteristics of amphibolites in Yangtizishan-Moshishan anatase ore deposit, Inner Mongolia[J]. *Mineral Deposits* 27(4): 474-482 (in Chinese with English abstract).
- Li Y H, Ding T P and Wan D F. 1994. Experimental study of silicon isotope dynamic fractionation and its geological application[J]. *Mineral Deposits*, 13(3): 282-288 (in Chinese with English abstract).
- Lv Z C, Liu C Q, Liu J J and Wu F C. 2004. Geochemical studies on the Lower Cambrian witherite-bearing cherts in the northern Daba Mountain[J]. *Acta Geologica Sinica*, 78(3): 390-406 (in Chinese with English abstract).
- Murray R W, Brink M R B and Gerlach D C. 1990. Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale[J]. *Geology*, 18(3): 268-271.
- Murray R W, Buchholtz T, Brink M R, Gerlach D C, Russ G P and Jones D L. 1991. Rare earth, major, and trace elements in chert from the Franciscan complex and Monterey Group, California: Assessing REE sources to fine-grained marine sediment[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55: 1875-1895.
- Murray R W, Jones D L, Buchholtz T and Brink M R. 1992. Diagenetic formation of bedded chert: Evidence from chemistry of chert-shale couple[J]. *Geology*, 20: 271-274.
- Murray R W. 1994. Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: General principle and application[J]. *Sedimentary Geology*, 90: 213-232.
- Song T R and Ding T P. 1989. The new attempt of application the silicon isotope ($\delta^{30}\text{Si}$) of cherts to the facies analysis[J]. *Chinese Science Bulletin*, 34(18): 1408-1411 (in Chinese).
- Taylor S R and McLennan S M. 1985. The continental crust: Its composition and evolution[M]. Oxford: Blackwell Scientific Publications. 312p.
- Kui H M. 1991. Occurring characteristics and source of the silica in the stratabound Pb-Zn (Cu) deposits of Fengtai orefield, Qinling[J]. *Mineral Deposits*, 10(4): 300-312 (in Chinese with English abstract).
- Xu B. 1999. Proterozoic chronostratigraphical framework on the northern continental margin of north China plate[J]. *Geoscience*, (2): 219-220 (in Chinese with English abstract).
- Yamamoto K. 1983. Geochemical study of Triassic bedded cherts from Kamiasso, Gifu Prefecture[J]. *J. Geol. Soc. Japan*, 89: 117-128.
- Yamamoto K. 1987. Geochemical characteristics and depositional environments of cherts and associated rocks in the Franciscan and Shimanto terranes[J]. *Sedimentary Geology*, 52: 65-108.
- Yan S H, Yu J J, Zhao Y X, Xu Z Z, Wang A J and Su D K. 2003. Geological and geochemical characteristics of ore-hosted soliceous rocks in Meiduo antimony deposit, Tibet[J]. *Mineral Deposits*, 22(2): 149-157 (in Chinese with English abstract).
- Yao L B, Gao Z M, Yang Z S and Long H B. 2002. Origin of selenium-rich soliceous rocks in Yutangba selenium deposit[J]. *Science in China (Series D)*, 32(1): 54-63 (in Chinese).
- Zhao Y M, Li D X, Chen W M, Feng C Y and Sun W H. 2006. Yangtizishan metamorphosed sedimentary titanium deposit: Discovery of new genetic type of titanium deposit[J]. *Mineral Deposits*, 25(2): 113-122 (in Chinese with English abstract).
- Zhao Y M, Li D X, Wu L S, Chen W M, Feng C Y, Wang P H and Gao X D. 2008a. Geology and geochemistry of Yangtizishan-Moshishan anatase deposit in Zhenglanqi County, Inner Mongolia: A Summary of exploration and investigation work[J]. *Mineral Deposits*, 27(4): 425-448 (in Chinese with English abstract).
- Zhao Y M, Li D X, Han J Y and Yu J. 2008b. Mineralogical characteristics of anatase, rutile and ilmenite in Yangtizishan-Moshishan titanium ore deposit, Inner Mongolia[J]. *Mineral Deposits* 27(4): 466-473 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 丁悌平, 蒋少涌, 万德芳, 李延河, 李金城, 宋鹤彬, 刘志坚, 姚晓梅. 1994. 硅同位素地球化学[M]. 北京: 地质出版社. 31-42.
- 韩发, Hutchinson R W. 1989. 大厂锡多金属矿床热液喷气沉积的证据——含矿建造及热液沉积岩[J]. *矿床地质*, 8(2): 25-40.
- 李大新, 赵一鸣, 丰成友, 吴良士, 陈文明. 2008a. 内蒙古羊蹄子山-磨石山锐钛矿床富矿层和花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其地质意义[J]. *矿床地质*, 27(4): 449-458.
- 李大新, 赵一鸣, 王佩华, 丰成友. 2008b. 内蒙古羊蹄子山-磨石山锐钛矿床斜长角闪岩类的岩石学和地球化学特征[J]. *矿床地质*, 27(4): 474-482.
- 李延河, 丁悌平, 万德芳. 1994. 硅同位素动力学分馏的实验研究及其地质应用[J]. *矿床地质*, 13(3): 282-288.
- 吕志成, 刘丛强, 刘家军, 吴丰昌. 2004. 北大巴山下寒武统毒重石矿床赋矿硅质岩地球化学研究[J]. *地质学报*, 78(3): 390-406.
- 内蒙古自治区地质矿产局. 1991. 内蒙古自治区区域地质志[M]. 北京: 地质出版社. 27-29.
- 宋天锐, 丁悌平. 1989. 硅质岩中的硅同位素($\delta^{30}\text{Si}$)应用于沉积相分析的新尝试[J]. *科学通报*, 34(18): 1408-1411.
- 隗合明. 1991. 秦岭凤太田层控铅(铜)矿床的氧化硅产出特征及其硅质来源[J]. *矿床地质*, 10(4): 300-312.
- 徐备. 1999. 华北板块北缘元古代年代地层格架及其形成过程[J]. *现代地质*, (2): 219-220.
- 闫升好, 余金杰, 赵以辛, 徐志忠, 王安建, 栗登逵. 2003. 藏北美多锑矿床容矿硅质岩的地质地球化学特征及成因[J]. *矿床地质*, 22(2): 149-157.
- 姚林波, 高振敏, 杨竹森, 洪洪波. 2002. 渔塘坝锑矿床富锑硅质岩的成因[J]. *中国科学(D辑)*, 32(1): 54-63.
- 赵一鸣, 李大新, 陈文明, 丰成友, 孙文泓. 2006. 内蒙古羊蹄子山沉积变质型钛矿床: 一个新钛矿床类型的发现[J]. *矿床地质*, 25(2): 113-122.
- 赵一鸣, 李大新, 吴良士, 陈文明, 丰成友, 王佩华, 高学东. 2008a. 内蒙古正蓝旗羊蹄子山-磨石山锐钛矿床地质与地球化学——勘查和研究工作小结[J]. *矿床地质*, 27(4): 425-448.
- 赵一鸣, 李大新, 韩景仪, 余静. 2008b. 内蒙古羊蹄子山-磨石山钛矿床锐钛矿、金红石和钛铁矿的矿物学特征[J]. *矿床地质*, 27(4): 466-473.