辽宁歪头山铁矿床两类矿石地球化学特征及其对成矿作用的制约

杨秀清[1,2)],李厚民[1)],薛春纪[3)],李立兴[1)],刘明军[3)],陈靖[1)]

1)中国地质科学院矿产资源研究所,国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室,北京,100037;
2)北京大学地球与空间科学学院,造山带与地壳演化教育部重点实验室,北京 100871;
3)中国地质大学地球科学与资源学院,地质过程与矿产资源国家重点实验室,北京,100083

内容提要:歪头山铁矿床是鞍山—本溪地区条带状铁建造(BIFs)的典型代表,并且有一定规模的富铁矿分布。本文开展了矿区内较贫铁矿石和较富铁矿石的地球化学特征对比研究,结果表明两类矿石既有一致性又存在差异性。一致性表现在:所有矿石主要由 TFe_2O_3 和 SiO_2 组成,其他氧化物含量很少,结合微量元素和稀土元素特征,指示其属阿尔戈马型 BIFs,但受到了火山热液作用的影响;矿石的稀土元素总量很低,经太古界后平均澳大利亚页岩(PAAS)标准化后,呈现重稀土相对富集,轻稀土相对亏损的配分模式,都具有明显的 Eu 正异常和比较高的 Y/Ho 比值,与热液相关的 Cr、Co 和 Ni 含量也相对较高,暗示其成矿物质来源于海底热液,同时具有海水的特征。差异性表现在:较富铁矿石具有明显的热液特征,并且 K_2O 含量大于 Na_2O 含量,某些微量元素组成也与混合花岗岩具有相似性,结合野外地质特征,暗示较富铁矿石可能是在较贫铁矿石的基础上受混合岩化热液作用形成的。

关键词:BIFs;辽宁歪头山铁矿床;富铁矿;地球化学

条带状铁建造(BIFs)是一种典型的化学沉积岩,主要由硅质和铁质组成(铁含量 20%~40%之间,SiO_2 含量在 43%~56%之间),是世界范围内主要的铁矿资源类型(Klein,2005;李厚民等,2010)。鞍山—本溪地区(简称鞍本地区)有大规模的 BIFs,是中国最大的铁矿资源基地,区内富矿以磁铁富矿为主,不同于国外的以赤铁富矿为主。歪头山铁矿床是鞍本地区为数众多的 BIFs 的典型代表,而且有一定规模的富矿分布。对于鞍本地区铁矿床前人有大量的研究(程裕淇,1957;陈光远等,1984;翟明国等,1989,1990;万渝生,1993;周世泰,1994;沈其韩,1998;Hou Kejun et al.,2007;李志红等,2008,2010),但是对于歪头山铁矿床缺少详细地球化学研究,对该矿区富铁矿成因的研究也很少。本文在详细的野外调查研究和室内岩矿鉴定工作的基础上,选择贫铁矿石和富铁矿石以及矿区内混合花岗岩进行地球化学对比研究,旨在探讨铁矿的形成以及富铁矿的成因,为指导找矿提供更多信息。

1 区域及矿区地质特征

辽宁鞍本地区的条带状铁建造主要形成于新太古代大陆边缘的火山沉积盆地,浅—中浅水环境,主要产于基性火山凝灰岩和中酸性杂砂岩之间的过渡层位和含少量基性火山岩的沉积岩中,岩石遭受了绿片岩相至低角闪岩相的变质作用(万渝生,1993;沈其韩,1998)。鞍本地区出露的地层主要为太古宙鞍山群,其次还可见元古宙辽河群、古生界和新生界地层,铁矿体主要出现在中、上鞍山群中,大部分分布在鞍山市的西鞍山—大孤山地区、眼前山—齐大山地区、辽阳市的弓长岭地区、本溪市的歪头山—南芬地区等(图 1)。

歪头山铁矿床地处辽宁省本溪市境内,属典型的鞍山式沉积变质型铁矿床,该矿床位于歪头山—北台 NNW 向铁矿带的北端,矿区主要出露太古宙中鞍山群山城子组变质岩(周世泰,1994;李东林,2003),并属于歪头山-北台太古宙花岗绿岩带下部的变质基性火山岩建造。山城子组基本是由斜长角

注:本文为国家"973"项目(编号 2012CB416801)、国土资源部公益性行业专项经费项目(编号 201111002)和国土资源部地质大调查项目(编号 1212011120988)资助成果。
收稿日期:2012-05-20;改回日期:2012-10-26;责任编辑:郝梓国,黄敏。
作者简介:杨秀清,男,1987 年生。博士生,矿物学、岩石学、矿床学专业。Email:xiuqing2008@126.com。

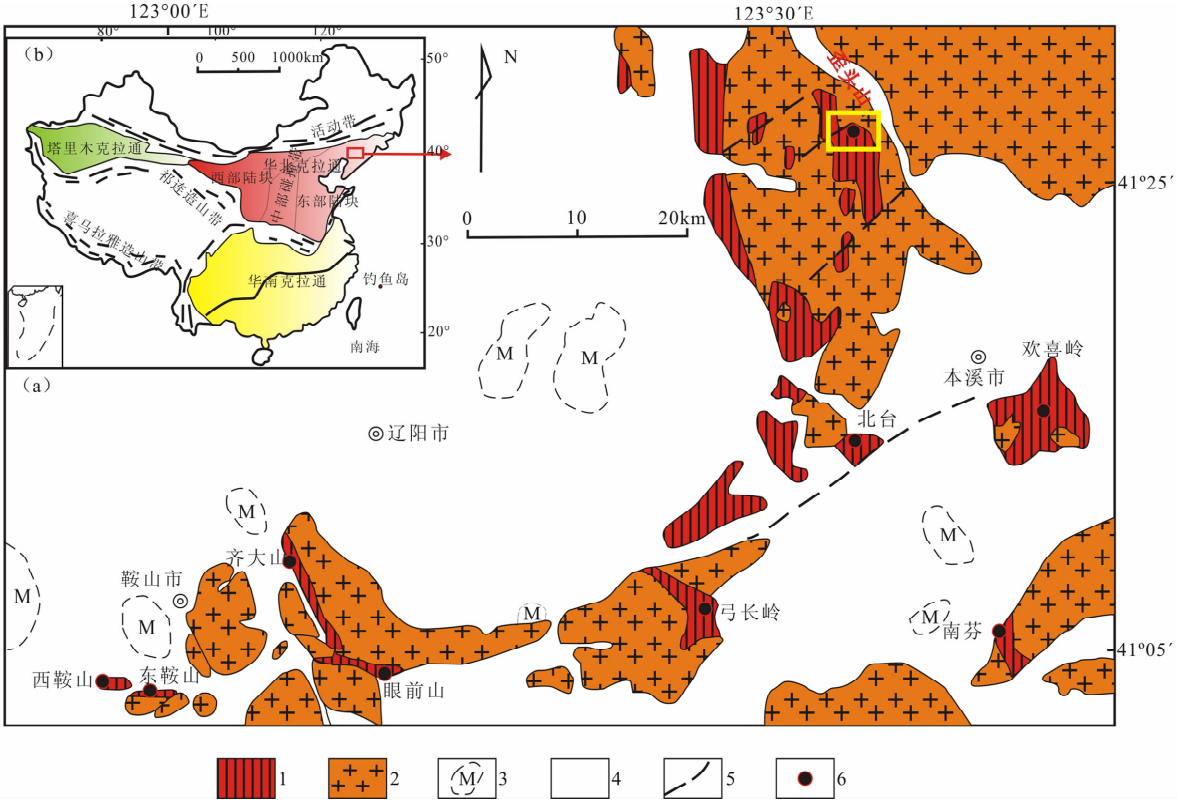

图 1 辽宁鞍山—本溪地区地质图(a 据沈其韩,1998,b 大地构造图据 Zhao Guochun et al.,2001)

Fig. 1 Geological map of Anshan-Benxi Area in Liaoning Province(a after Shen Qihan, 1998;b shows the tectonic framework of China after Zhao Guochun et al., 2001)

1—含铁建造;2—花岗岩;3—磁异常;4—太古代后建造;5—断层;6—矿床

1—Banded iron formations; 2—granites; 3—magnetic anomaly; 4—formations after the Archean; 5—fault; 6—iron deposit

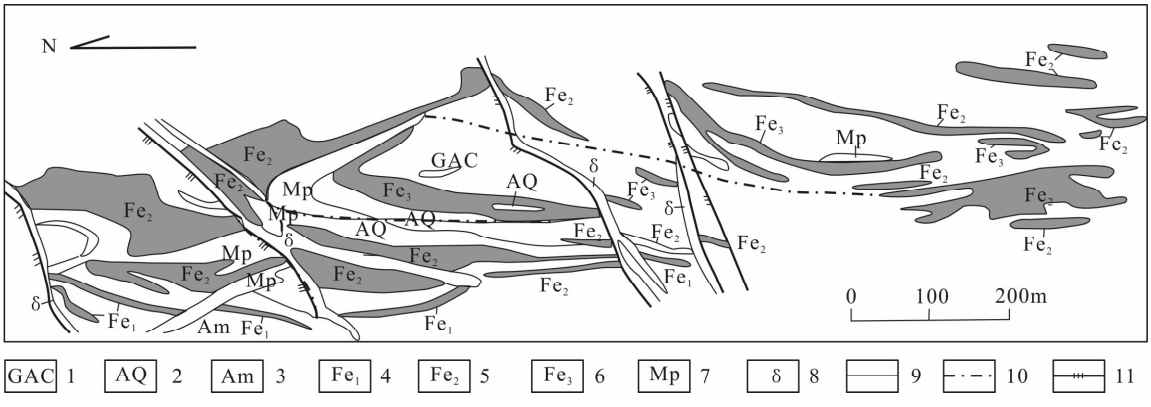

图 2 辽宁歪头山铁矿地质图(据李东林,2003)

Fig. 2 Geologic map of the Waitoushan iron deposit in Liaoning Province(after Li Donglin,2003)

1—石榴石阳起片岩;2—阳起石英岩;3—斜长角闪岩;4—第一层矿;5—第二层矿;6—第三层矿;7—片麻状花岗岩;8—辉绿岩;9—地质界线;10—韧性剪切;11—断层

1—Garnet actinolite schist; 2—actinolite quartzite; 3—plagioclase amphibolite; 4—the first ore body; 5—the second ore body; 6—the third ore body; 7—gneissic granite; 8—diabase; 9—geological boundary; 10—ductile shear zone; 11—fault

闪岩组成,并夹杂有少数条带状铁矿透镜体,北起歪头山矿床,南至枣树沟、山城子、大柳峪,至北大山等地(周世泰,1994)。歪头山铁矿床位于山城子组,含矿岩系主要由一套斜长角闪岩、磁铁石英岩、阳起石英片岩、阳起石英岩、石榴黑云阳起片岩、橄榄透闪岩、白云石大理岩等组成(图 2)。矿区位于太子河凹陷西段隆起内,矿区为一个向东倒转的大型向斜构造,走向近 SN,倾向 NW,倾角中等,转折端在北

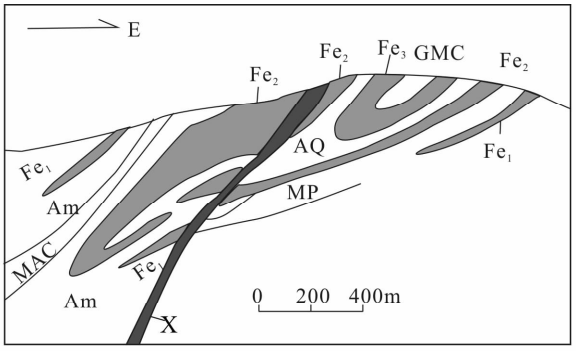

图 3　辽宁歪头山铁矿床 1 号线勘探地质剖面图(据张瑞华等,1994)

Fig. 3　No. 18 prospecting line section of Waitoushan iron deposit in Liaoning Provinvce (after Zhang Ruihua et al., 1994)

1—第一层矿;2—第二层矿;3—第三层矿;4—斜长角闪岩;5—阳起石英岩;6—煌斑岩脉;7—石榴阳起石英片岩;8—混合片麻岩;9—黑云阳起石英片岩

1—The first ore body; 2—the second ore body; 3—the third ore body; 4—plagioclase amphibolite; 5—actinolite quartzite; 6—lamprophyre; 7—garnet actinolite quartz schist; 8—amphogneiss; 9—biotite actinolite quartz schist

端,出露清楚可见,呈蝌蚪状,向南延伸并逐渐变薄(周世泰,1994;李东林,2003)。韧性剪切带、断裂也是矿区的主要构造形迹,从东到西,矿区发育 3 条相互平行的韧性剪切带,其中规模最大的韧性剪切带穿越南北采区,走向 NNE-SSW,宽 20～30m,长约 1000m。横断层形成较晚,为中生代构造变形,断距从几米到几十米不等(张瑞华等,1994;李东林,2003)(图 2)。该区岩浆活动强烈,混合岩化作用比较普遍,除太古代花岗岩外,晚期闪长玢岩也可见,在横断层内有辉绿岩脉、煌斑岩脉侵入。区内可见的蚀变矿物为阳起石、黑云母、镁铁闪石、透闪石等。

由磁铁石英岩构成的铁矿体及其变质围岩呈向斜构造产出,铁矿有 6 层,其中第 1、6 层,2、5 层,3、4 层为褶皱重复的同一层矿体;矿体呈薄层状,单层厚 5～50m,延长 1000～2000m,为大型矿床(周世泰,1994)(图 3)。其中以第二层矿最厚,矿体产状走向近于南北,向西倾,倾角近于 30°,矿石品位 30%左右。富铁矿分布零星,呈层状、似层状和透镜体状分布于贫铁矿层中,其中以第二层铁矿中最多,沿走向长 150m,厚 3～25m,倾斜延伸 470m,倾角 27°～45°,矿石品位为 50.51%,多以片麻状花岗岩为顶板围岩[1],其次在含富铁矿体中可见肉红色钾质花岗岩脉(图 4a)和伟晶状角闪石英岩脉(图 4c)。结合矿石矿物组合,推断歪头山铁矿床变质级别为角闪岩相。

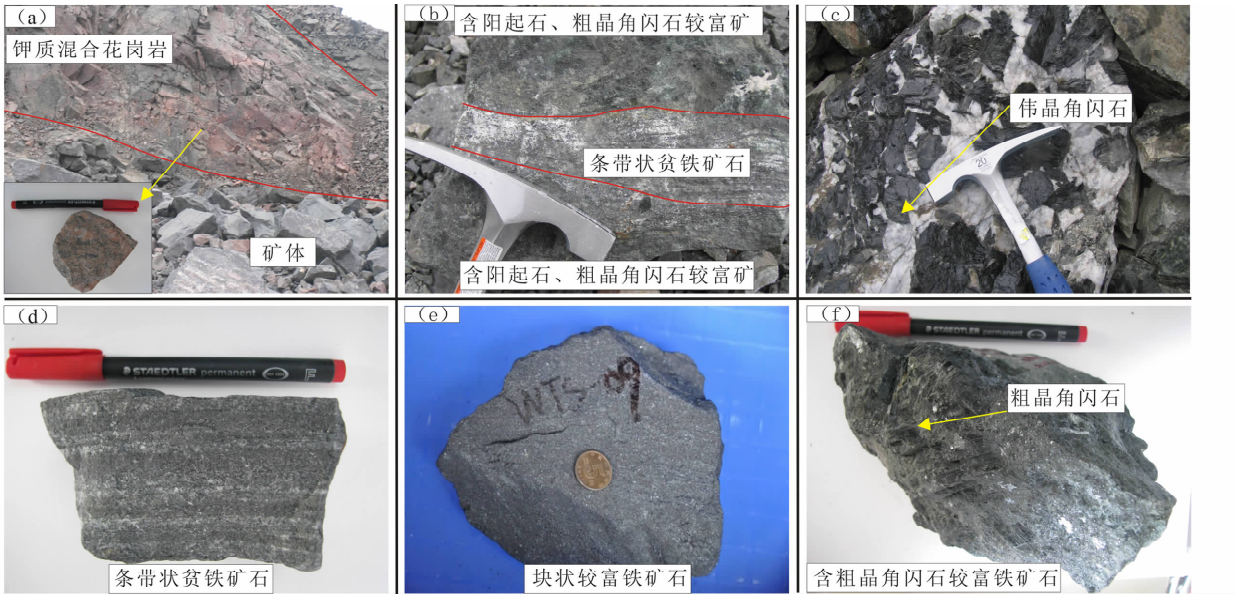

图 4　辽宁歪头山铁矿床野外及手标本照片

Fig. 4　Photos of field and samples of the Waitoushan iron deposit in Liaoning Province

(a)—二层矿内部钾质混合花岗岩;(b)—含阳起石、粗晶角闪石较富铁矿石中可见条带状贫铁矿石残留;(c)—二层矿内部的伟晶状角闪石英岩;(d)—条带状贫铁矿石;(e)—块状富铁矿石;(f)—可见粗晶角闪石的块状富铁矿石

(a)—Potash migmatitic granite of the second ore body; (b)—the higher grade iron ore contains actinolite and coarse grain amphibole with banded leaner iron ore residual; (c)—pegmatoidal amphibole quartzite of the second ore body; (d)—banded leaner iron ore; (e)—massive higher grade iron ore; (f)—the higher grade iron ore which contains coarse grain amphibole

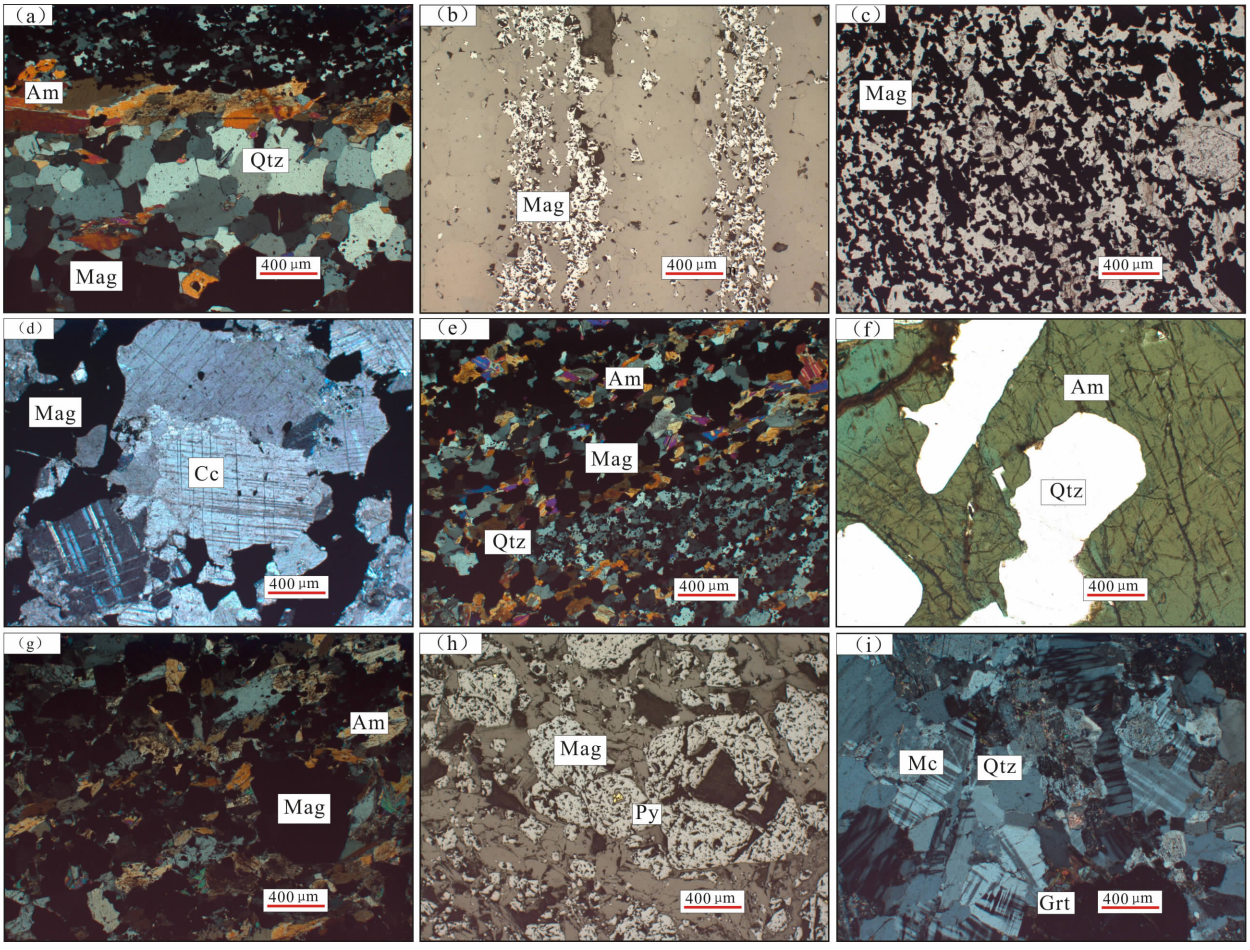

图 5 辽宁歪头山铁矿床矿石和岩石显微照片

Fig. 5 Photomicrographs of iron ore and rock of the Waitoushan iron deposit in Liaoning Province

(a)—条带状贫铁矿石(透射光正交偏光);(b)—条带状贫铁矿石(反射光);(c)—条带状构造不明显贫铁矿石(透射光单偏光);(d)—可见碳酸盐矿物的矿石(透射光正交偏光);(e)—可见褶皱的条带状贫铁矿石(透射光正交偏光);(f)—伟晶状角闪石英岩(透射光单偏光);(g)—含大量闪石类矿物的块状较富铁矿石(透射光正交偏光);(h)—块状较富铁矿石:磁铁矿粒度较大,晶形较好,大部分为八面体形,可见黄铁矿(反射光);(i)—混合花岗岩(透射光正交偏光);Mag—磁铁矿;Qtz—石英;Cc—方解石;Am—角闪石;Py—黄铁矿;Mc—微斜长石;Grt—石榴石

(a)—Banded lean iron ore (crossed nicols); (b)—banded lean iron ore(reflected light); (c)—lean iron ore, but the band is not clear (plainlight); (d)—iron ore which has much carbonate (crossed nicols); (e)—banded lean iron ore with fold structure (crossed nicols); (f)—pegmatoidal amphibole quartzite (plainlight); (g)—massive higher grade iron ore which has abundance amphibole (crossed nicols); (h)—massive higher grade iron ore: the magnetite grain is large, and have good crystalline, much is octahedral, there is pyrite can be seen (reflected light); (i)—migmatitic granite (crossed nicols); Mag—magnetite; Qtz—quartz; Cc-calcite; Am—amphibole; Py—pyrite; Mc—microcline

2 矿石特征

歪头山铁矿床矿石类型按工业品位分为较贫铁矿石和较富铁矿石(由于本次测试样品矿石品位未达到富矿标准 TFe>50%,略低,故称为较富铁矿石),以较贫铁矿石为主。

较贫铁矿石:主要由石英(55%)、磁铁矿(30%)和闪石类矿物组成,呈中细粒变晶结构。矿石主要为条带(纹)状构造(图 4d,图 5a,5b),浅色条带宽 0.4~3mm,主要由石英和角闪石(阳起石)组成,石英颗粒相对较粗(约 0.2mm),显示静态重结晶特点,角闪石呈鳞片状,长轴方向与条带方向一致,可见少量磁铁矿呈自形或半自形分布在石英内部或石英颗粒之间;暗色条带约 0.2~2mm,主要由磁铁矿和角闪石组成,磁铁矿可见八面体形(粒径 0.05~0.6mm)、椭球状和蝌蚪状(粒径较小),石英呈他形分布于磁铁矿和角闪石粒间。也可见无条带构造(片麻状构造和块状构造)的矿石,磁铁矿和石英粒度较小,呈蝌蚪状,有定向排列,可见磁铁矿被拉长,可能与该矿区的韧性剪切有关(图 5c)。有的矿石

中可见碳酸盐矿物,主要分布于磁铁矿和角闪石之间(图 5d)。

较富铁矿石:块状构造(图 4e),磁铁矿约占 55%,石英约 25%,角闪石(阳起石)约 20%(部分矿石可见粗晶角闪石,图 4f)。磁铁矿主要为八面体形,粒度较大,约 0.4mm,石英充填在磁铁矿间隙,可见黄铁矿、黄铜矿(图 5g,图 5h)。

3　样品及分析测试

本次用于主量、微量和稀土元素测试的所有样品均采自歪头山矿区,均无明显的风化作用。较贫铁矿石:WTS-2 和 WTS-11 采自南采区二层矿条带状磁铁石英岩,WTS-15(条带清晰磁铁石英岩)和 WTS-16(条带状磁铁石英岩)采自南采区三层矿,WTS-17 采自北采区二层矿(五层矿)条带状磁铁石英岩。较富铁矿石:WTS-6 采自南采区二层矿中隐约可见条带的较富矿石,WTS-8 可见硫化物和粗晶角闪石的块状较富矿采自南采区二层矿。混合花岗岩:WTS-4 采自南采区二层矿内部钾化混合花岗岩脉,呈肉红色,粗粒花岗结构,主要由石英(约 50%,粒径 0.6mm 左右)和长石(约 35%,主要为微斜长石,粒径 0.4mm 左右)组成,其次可见角闪石和云母、石榴子石等(图 5i)。

样品测试在北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室完成。取 200 目全岩粉末 0.4g 与 3g 四硼酸锂和 1g 偏硼酸锂混合均匀后,加入 2 滴饱和 LiBr,在铂金坩锅内 1000℃下融化成玻璃薄片,采用 X 射线荧光光谱仪(型号为 ARL ADVANT XP+)进行测定,烧失量(LOI)采用重量法测定。分析过程中采用的标样为 GSR-1 和 GSR-15。分析误差小于 1%。

微量元素和稀土元素分析在 VG-AXIOM 型 MC-ICP-MS[分辨率 400～10000RP (10%谷),灵敏度 $R=400\ln 1000$Mcps/ppm,检出限 Be<1ppt,Mn<0.5ppt,Fe<1ppt,同位素比:精密度、准确度 0.002%]上完成。精确称量全岩样品粉末 25mg,加入 1.5mL HNO_3 和 1.5 mL HF 后在 80℃下蒸发 24h。蒸干后加入 1.5mL HNO_3、1.5mL HF 和 0.5mL $HClO_4$ 在高压罐内加温到 180℃,溶解 48h。最后,样品用 1% 的 HNO_3 稀释到 50mL。使用 GSR21、JG21A 和 JB23 标样,每分析 10 个样品测量一次标样和一个重复样,一般微量元素测量的精度优于 5%,而 Nb 和 Ta 优于 10%。

4　测试结果

测试结果见表 1。

4.1　主量元素

7 块磁铁石英岩(2 块较富铁矿石与 5 块较贫铁矿石)主要由 TFe_2O_3 和 SiO_2 组成(表 1,图 6)。全铁(TFe_2O_3)含量的变化范围为 29.22%～60.46%,平均为 41.35%。SiO_2 含量为 24.29%～64.53%,平均为 46.62%。MgO 含量为 3.02%～9.87%,平均为 5.32%。CaO 含量为 1.69%～11.99%,平均为 4.08%。Al_2O_3 含量为 0.39%～4.11%,平均为 1.53%。K_2O 含量 0.02%～0.53%,平均为 0.18%。Na_2O 含量为 0.07%～0.55%,平均为 0.20%。MnO 含量 0.03%～0.13%,平均为 0.08%。TiO_2 含量为 0.02%～0.09%,平均为 0.04。P_2O_5 含量为 0.10%～0.63%,平均为 0.27%。矿区中 MgO、CaO 含量仅次于 TFe_2O_3 和 SiO_2,并且 MgO 和 CaO 呈明显的正向相关($r=0.80$,图 7a),这是由于部分样品中含有碳酸盐矿物(图 5d)。

与较贫铁矿石相比,较富铁矿石 TFe_2O_3 含量明显较高,SiO_2 含量较低,其他氧化物含量都较低,但是 Al_2O_3、MgO 和 K_2O 含量高于较贫铁矿石,这是由于较富铁矿石中含有相对较多的闪石类矿物(图 4f)。

4.2　微量元素

所有样品的微量元素都很低,大部分元素含量低于 100×10^{-6},这些元素包括高场强元素(HFSE,如 Hf、Nb、Ta、Ti、Zr 和 P;Saunders et al.,1980),过渡元素(TRTE,如 Co、Cr、Cu、Ni、V、Sc 和 Zn;Jenner,1996)和亲石性元素(LILE,如Ba、K、Rb、

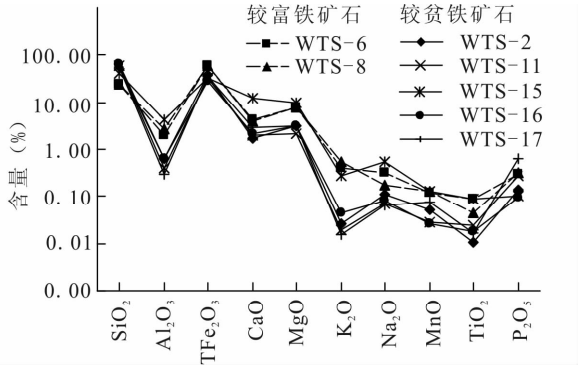

图 6　辽宁歪头山铁矿床矿石主量元素含量

Fig. 6　The major elements contents of the iron ore of Waitoushan iron deposit in Liaoning Province

表 1 辽宁歪头山铁矿床样品主量(%)、微量和稀土元素含量($\times10^{-6}$)化学分析结果

Table 1 Major elements (%), trace elements and rare earth elements ($\times10^{-6}$) contents of samples from the Waitoushan iron deposit in Liaoning Province

样品编号	WTS-2	WTS-6	WTS-8	WTS-11	WTS-15	WTS-16	WTS-17	WTS-4	贫铁矿石平均	较富铁矿石平均
样品名称	贫铁矿石	较富铁矿石	较富铁矿石	贫铁矿石	贫铁矿石	贫铁矿石	贫铁矿石	混合花岗岩		
SiO_2	55.73	24.29	24.43	60.44	40.30	64.53	56.65	74.62	55.53	24.36
Al_2O_3	0.62	2.02	2.64	0.39	4.11	0.63	0.30	12.94	1.21	2.33
TFe_2O_3	38.33	60.46	59.71	32.98	32.49	29.22	36.28	1.06	33.86	60.09
CaO	1.69	4.10	3.78	2.00	11.99	2.13	2.88	0.62	4.14	3.94
MgO	3.22	7.77	7.95	2.21	9.87	3.19	3.02	0.35	4.30	7.86
K_2O	0.03	0.39	0.53	0.02	0.27	0.04	0.02	6.20	0.07	0.46
Na_2O	0.11	0.31	0.18	0.07	0.55	0.08	0.07	2.86	0.18	0.24
MnO	0.05	0.12	0.13	0.03	0.13	0.03	0.08	0.01	0.06	0.13
TiO_2	0.01	0.09	0.05	0.02	0.09	0.02	0.02	0.07	0.03	0.07
P_2O_5	0.14	0.29	0.32	0.28	0.11	0.10	0.63	0.03	0.25	0.31
LOI	(%)	-	-	-	1.50	-	-	-	1.16	
总量	99.93	99.84	99.71	99.94	99.90	99.97	99.95	99.92	99.94	99.78
Li	1.76	3.53	4.99	7.31	4.61	3.43	0.39	3.84	3.50	4.26
Be	2.26	1.26	1.50	2.47	2.97	1.69	1.13	2.91	2.10	1.38
P	357.31	649.17	706.77	289.23	265.79	822.81	1776.09	87.16	702.25	677.97
Sc	0.63	7.21	9.95	2.77	0.96	0.77	0.80	2.01	1.19	8.58
Ti	34.13	455.36	192.81	486.54	80.20	110.02	91.52	432.48	160.48	324.09
V	3.08	66.37	38.06	12.17	4.94	5.36	6.25	4.34	6.36	52.22
Cr	9.58	10.78	6.40	5.75	8.18	11.42	9.08	1.77	8.80	8.59
Mn	381.46	847.14	849.45	924.66	200.59	238.24	551.56	59.93	459.30	848.30
Co	1.05	12.16	20.25	3.12	0.98	1.28	1.27	1.25	1.54	16.21
Ni	6.50	12.75	11.51	5.61	2.44	5.06	6.05	1.49	5.13	12.13
Cu	2.25	4.11	7.70	2.02	0.83	49.45	3.22	5.47	11.55	5.91
Zn	0.07	50.29	64.37	19.88	0.07	0.09	0.07	0.08	4.04	57.33
Ga	0.73	4.64	5.31	2.12	0.53	0.46	0.84	15.22	0.94	4.98
Rb	1.02	14.27	19.95	2.45	2.60	0.36	0.39	230.42	1.36	17.11
Sr	14.87	18.52	16.77	64.60	4.00	5.24	58.38	35.89	29.42	17.65
Y	3.88	5.93	5.29	9.94	3.11	5.03	15.12	13.88	7.42	5.61
Zr	0.96	7.10	7.20	10.91	2.22	1.33	0.95	42.01	3.27	7.15
Nb	0.38	0.47	0.34	4.99	0.29	0.20	0.25	15.43	1.22	0.41
Mo	0.27	0.35	0.58	0.25	1.17	0.94	0.47	0.10	0.62	0.47
Cd	0.03	0.11	0.04	0.21	0.02	0.03	0.02	0.05	0.06	0.08
Sn	0.24	0.49	0.52	4.48	0.07	0.05	0.10	0.52	0.99	0.51
Cs	0.14	0.56	0.84	0.11	0.54	0.08	0.14	2.61	0.20	0.70
Ba	5.91	23.81	23.56	18.53	6.15	12.58	4.65	226.56	9.56	23.69
La	0.86	4.64	4.27	2.89	1.56	3.12	6.06	7.31	2.90	4.46
Ce	1.84	9.53	8.39	8.76	3.04	5.97	11.26	15.83	6.17	8.96
Pr	0.27	1.13	1.02	1.21	0.36	0.73	1.38	1.59	0.79	1.08
Nd	1.17	4.70	3.99	4.93	1.34	2.87	5.71	6.12	3.20	4.35
Sm	0.34	1.09	0.97	1.08	0.37	0.63	1.48	1.30	0.78	1.03
Eu	0.26	0.46	0.42	0.86	0.30	0.66	1.38	0.23	0.69	0.44
Gd	0.39	1.10	0.97	1.22	0.37	0.68	1.75	1.54	0.88	1.04
Tb	0.07	0.16	0.14	0.20	0.06	0.10	0.28	0.29	0.14	0.15
Dy	0.52	0.99	0.86	1.32	0.38	0.66	1.88	2.03	0.95	0.93
Ho	0.12	0.21	0.19	0.29	0.09	0.15	0.44	0.47	0.22	0.20
Er	0.40	0.71	0.66	1.00	0.29	0.52	1.35	1.59	0.71	0.69
Tm	0.07	0.11	0.11	0.18	0.05	0.08	0.22	0.29	0.12	0.11
Yb	0.48	0.90	0.90	1.29	0.34	0.53	1.36	2.13	0.80	0.90
Lu	0.08	0.16	0.21	0.21	0.05	0.09	0.21	0.35	0.13	0.19
Hf	0.04	0.27	0.32	0.45	0.09	0.05	0.04	2.18	0.13	0.30
Ta	0.49	0.40	0.08	2.25	0.39	0.18	0.22	1.86	0.71	0.24

续表　1

Tl	0.01	0.06	0.08	0.02	0.02	0.00	0.00	0.93	0.01	0.07
Pb	1.93	16.24	27.45	29.71	6.42	2.70	1.91	33.73	8.53	21.85
Th	0.08	0.20	0.53	0.32	0.26	0.22	0.06	6.56	0.19	0.37
U	0.15	0.27	0.39	0.60	0.09	0.10	0.14	4.51	0.22	0.33
$TFe_2O_3+SiO_2$	94.05	84.74	84.14	93.42	72.79	93.75	92.93		89.39	84.44
AL_2O_3/TiO_2	60.58	22.45	57.76	16.58	45.96	35.66	18.33		35.42	40.10
Co+Ni+Cu	9.80	29.02	39.46	10.75	4.25	55.79	10.54		18.23	34.24
Cr+Co+Ni	17.13	35.69	38.16	14.48	11.60	17.76	16.40		15.47	36.93
Ni/Co	6.19	1.05	0.57	1.80	2.49	3.95	4.76		3.84	0.81
Zr/Hf	24.00	26.30	22.50	24.24	24.67	26.60	23.75		24.65	24.40
∑REE	10.75	31.82	28.39	35.38	11.71	21.82	49.88		25.91	30.11
Y/Ho	32.33	28.24	27.84	34.28	34.56	33.53	34.36		33.81	28.04
$(Sm/Yb)_{PAAS}$	0.29	0.50	0.44	0.34	0.45	0.49	0.45		0.40	0.47
$(La/Yb)_{PAAS}$	0.11	0.31	0.28	0.13	0.27	0.35	0.27		0.23	0.30
La/La^*	0.99	1.14	1.01	0.63	0.94	1.04	1.20		0.96	1.07
Eu/Eu^*	3.32	1.97	2.03	3.49	3.80	4.71	3.98		3.86	2.00
Ce/Ce^*	0.87	0.96	0.93	1.03	0.94	0.91	0.90		0.93	0.94
Y/Y^*	1.14	0.95	0.94	1.16	1.26	1.15	1.28		1.20	0.95
Pr/Pr^*	1.06	0.99	1.04	1.07	1.05	1.04	1.01		1.05	1.01

注:样品 WTS-15 由于存在细热液脉,其部分测试结果可能存在偏差,仅供参考。"-"代表无,空格代表未计算。$La/La^*=La_{PAAS}/(3Pr_{PAAS}-2Nd_{PAAS})$,$Eu/Eu^*=2Eu_{PAAS}/(Sm_{PAAS}+Gd_{PAAS})$,$Ce/Ce^*=2Ce_{PAAS}/(La_{PAAS}+Pr_{PAAS})$,$Y/Y^*=2Y_{PAAS}/(Dy_{PAAS}+Ho_{PAAS})$,$Pr/Pr^*=2Pr_{PAAS}/(Ce_{PAAS}+Nd_{PAAS})$,$(La/Yb)_{PAAS}=La_{PAAS}/Yb_{PAAS}$。

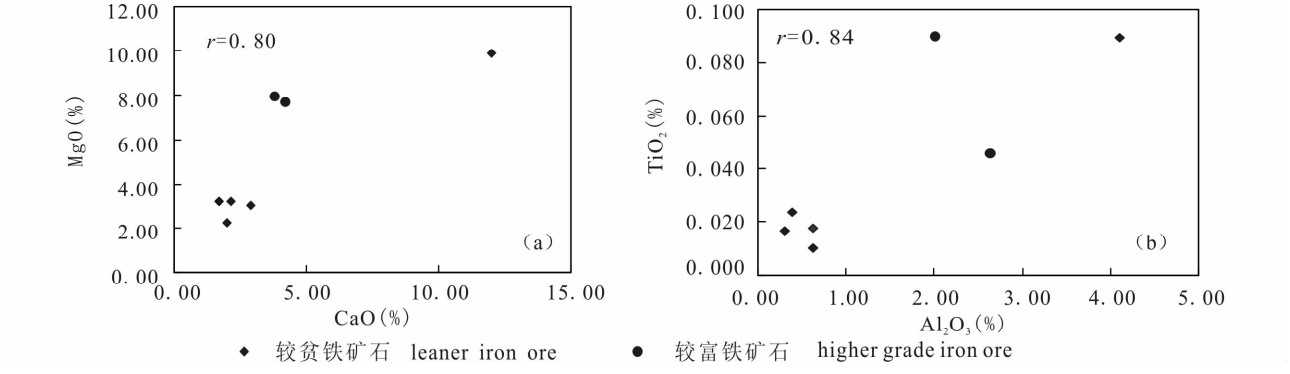

图 7　辽宁歪头山铁矿样品 MgO 和 CaO 二元图解(a)和 Al_2O_3 和 TiO_2 二元图解(b)

Fig. 7　Binary diagram of Waitoushan iron deposit in Liaoning Province showing MgO vs CaO(a) and Al_2O_3 vs TiO_2(b)

Sr、Th、U、Pb 等;Schilling,1973)。与大陆沉积物相比,Y、V、Rb 和 Sr 含量相对较低(Dymek et al.,1988);一些地球化学性质稳定,特别是在风化、搬运和成岩过程中相对不易迁移的组分如 REE 和 Zr、Hf 等一些微量元素含量也很低,这些物质主要来自长英质岩石(Raju,2009)。在原始地幔标准化微量元素配分图中(图 8),Cs、U、Ta、La、Ce、Nd、Sm、Pb 呈正异常,Nb、Sr、Hf、Zr、Ti 呈负异常,其他元素含量也都较低。

与较贫铁矿石相比,较富铁矿石的微量元素相对富集,特别是 V、Sc、Ti、Mn、Co、Ni、Zn、Rb、Ba、Hf、Pb 是普通矿石的几倍到几十倍(表 1)。

4.3　稀土元素

本矿区所有矿石样品的稀土元素总量(REE+Y)都很低($10.75\times10^{-6}\sim49.88\times10^{-6}$,平均为 27.11×10^{-6}),经太古界后平均澳大利亚沉积岩(PAAS,McLennan,1989)标准化呈现重稀土相对富集的配分模式[$(La/Yb)_{PAAS}$比值为 0.11～0.35,见图 9)],都有明显的 Eu 正异常($Eu/Eu^*=1.96\sim4.71$,平均 3.33)。Y/Ho 比值为 27.84～34.56,平均为 32.16,$Ce/Ce^*_{PAAS}<1$、$Pr/Pr^*_{PAAS}\approx1$ 在 Ce/Ce^*_{PAAS}和 Pr/Pr^*_{PAAS}判别图中(Bau et al.,1996),没有明显的 Ce 负异常。Eu/Sm 比值为 0.42～1.05,高于年轻的铁建造,与世界上其他地区太古宙铁建造稀土元素分布特征相吻合(沈其韩等,2011)。

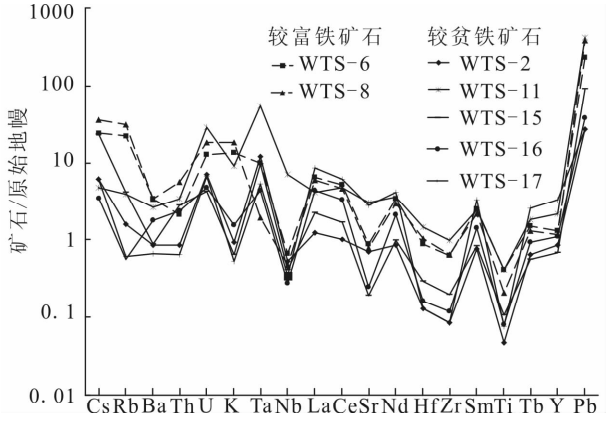

图 8 辽宁歪头山铁矿床矿石原始地幔标准化微量元素蜘蛛网图(标准化数据引自 McDonough, 1992)

Fig. 8 Primitive mantle normalized trace elements spider diagram for iron ore from Waitoushan iron deposit in Liaoning Province(normalized data after McDonough, 1992)

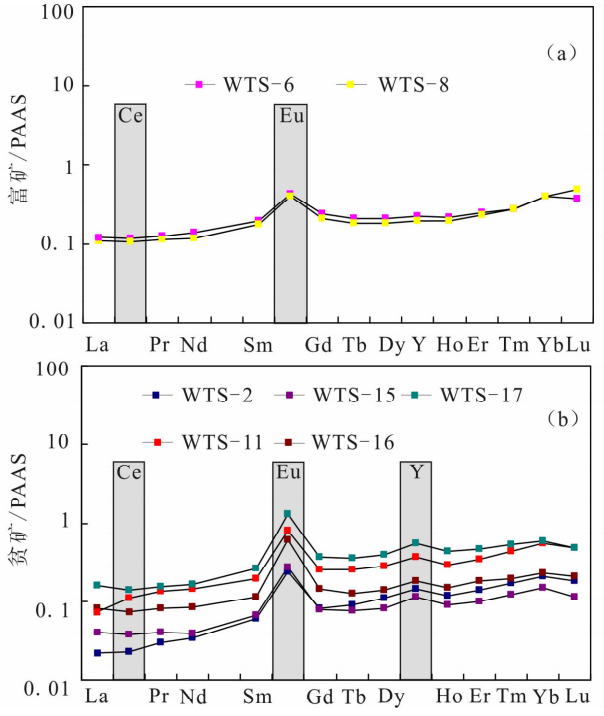

图 9 辽宁歪头山铁矿床较富铁矿石(a)和较贫铁矿石(b)PAAS 标准化配分图解

Fig. 9 The higher grade iron ore(a) and the leaner iron ore (b) from Waitoushan iron deposit in Liaoning Province PAAS normalized REE+Y diagram

与较贫铁矿石相比,较富铁矿石稀土总量相对较高,所有较富铁矿石具有比较低的 Eu 异常(富矿为 2.00,贫矿 3.86)和低的 Y/Ho 比值(富矿 Y/Ho 比值平均为 28.04,贫矿 Y/Ho 比值平均为 33.81),并且较贫铁矿石具有轻微的 Y 正异常,而较富矿石没有(见表 1,图 9)。

5 讨论

5.1 歪头山铁矿的成矿作用分析

歪头山铁矿床主量元素含量具有与阿尔戈马型 BIFs(Klein,2005;Roy et al.,2009)和鞍本其他地区 BIFs(周世泰,1994;沈其韩,1998)相似的特征,阿尔戈马型 BIFs(Eu 异常>1.8)具有比苏必利尔型明显的 Eu 异常(<1.8)(Huston et al.,2004),研究区所有样品 Eu 异常都大于 1.8,也说明了其属于阿尔戈马型。

深部海水如果没有热液的加入不会有明显的 Eu 异常(German et al.,1999),太古宙海洋沉积物普遍出现 Eu 正异常(Bolhar et al.,2005),所有样品都具有与海底热液相同的显著 Eu 正异常,说明了成矿物质来源于海底热液。化学沉积岩中金属元素来源最主要的判断标志是与镁铁质有关的 Ni、Cr、Co 等微量元素的相关性(Dymek et al.,1988;Rao T G et al.,1995;Raju,2009)。矿石中 Ni 含量 2.44×10^{-6}~12.75×10^{-6},Co 含量为 0.98×10^{-6}~20.25×10^{-6},Cr 含量 6.40×10^{-6}~11.42×10^{-6},在 TFe_2O_3 与 Ni+Cr+Co 二元图中(图 10a),二者高度相关 $r=0.96$,暗示铁矿形成过程中幔源物质的加入,即 Ni、Cr、Co 来自海底热液(Raju,2009;丁文君等,2009)。在 ∑REE 和 Co+Ni+Cu 的图解中(Dymek et al.,1988),所有样品都投点在热液矿床附近(图 11),这也间接说明了成矿物质来自与海底热液活动有关的热液流体,如洋中脊环境,Si、Fe 和 S 是深海洋中脊热液流体最常见成分(Kerrich et al.,2000)。

自生矿物能保持沉积时的原始 REE 特征,而不容易受后期的影响(Mclennan,1989),现代海水 Y/Ho 比值(>44)高于球粒陨石(26~28),火山岩石和碎屑物质也具有相似的 Y/Ho 比值(Nozaki et al.,1997)。所有样品 Y/Ho 比值都高于球粒陨石而低于海水,暗示该区铁矿稀土元素具有明显的海水特征(Bau et al.,1996)。现代海水呈现强烈的 Ce 负异常,这是由于 Ce 的氧化和迁移(Elderfield et al.,1982),歪头山地区样品没有明显的 Ce 负异常,表明其形成于还原环境。海水中 $(Sm/Yb)_{PAAS}$ 和 pH 呈负相关(Elderfield et al.,1990),研究区 $(Sm/Yb)_{PAAS}$ 比值较低(0.29~0.49),说明其形成时 pH 较高,前人研究表明过碱的环境可能溶解过多的硅质,过酸的环境可能溶解过多的铁质,在 pH

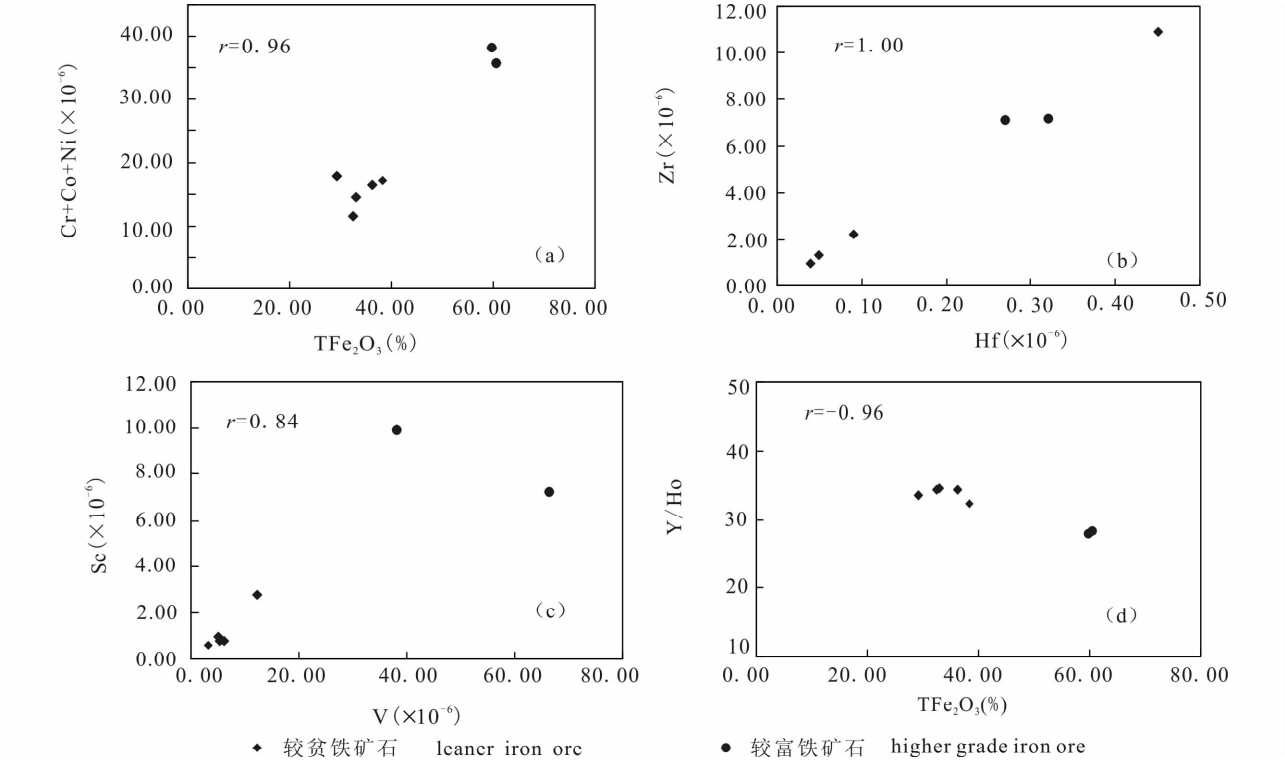

图 10　辽宁歪头山铁矿床 TFe_2O_3 和 Cr+Co+Ni 图解(a),Zr 和 Hf 图解(b),V 和 Sc 图解(c),TFe_2O_3 和 Y/Ho 图解(d)

Fig. 10　Relation between TFe_2O_3 and Cr+Co+Ni(a), Zr and Hf(b), V and Sc(c), TFe_2O_3 and Y/Ho(d) of Waitoushan iron deposit in Liaoning Province

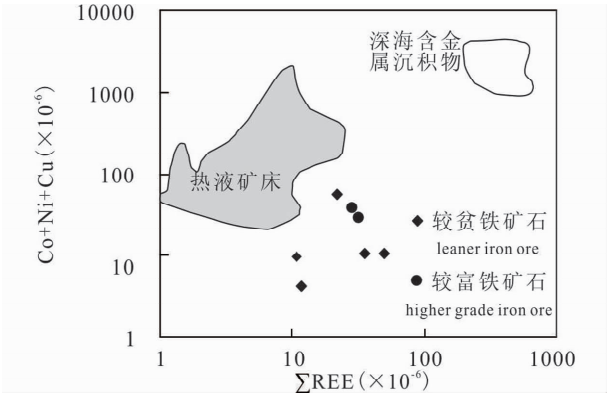

图 11　辽宁歪头山铁矿床矿石稀土总量与 Co+Ni+Cu 含量关系图(据 Dymek et al.,1988)

Fig. 11　A plot of (Co+Cu+Ni) abundances vs. total REE content of Waitoushan iron deposit in Liaoning Province(after Dymek et al.,1988)

=7.2～9.0 这个范围,才能使 $Fe(OH)_2$ 和 SiO_2 平衡(Wang Yifeng et al.,2009)。

对于 BIFs 中铁质的来源争议颇多,许多学者(Dymek et al.,1988; Beukes et al.,1990; Wang Yifeng et al.,2009; Bekker et al.,2010)认为其主要来源于淋滤海底玄武岩和科马提岩的海底热液。来自 Mid-Atlantic Ridge (MAR)和 East Pacific Rise(EPR)热液流体具有轻稀土富集,明显的 Eu 正异常特征(Michard et al.,1986; Bau et al.,1999; Douville et al.,1999);而海水具有重稀土富集、Ce 负异常和 Y 正异常的特征(Elderfield et al., 1982; Bau et al.,1996)。当东太平洋上升热液流体与北大西洋海水以 1∶100 混合时具有与 BIFs 相同的稀土总量和 Eu 异常特征,这些特点与现代大洋中脊、红海等热水流体及其富含金属的化学沉积物相似(Derry et al., 1990)。

歪头山地区矿石主量元素中 TFe_2O_3 和 SiO_2 含量很高,与大陆沉积物相比 Y、V、Rb 和 Sr 等微量元素含量很低,且稀土元素含量也很低,表明其为一种化学沉积岩。矿石中与镁铁质有关的 Ni、Cr 和 Co 等微量元素含量相对较高,以及强烈的 Eu 正异常,暗示其具有海底热液特征,矿石中明显的 Y 正异常和较高的 Y/Ho,表明其也具有海水特征,说明其成矿物质主要来源于海底热液和海水。前人对华北克拉通其他条带状铁矿床(翟明国等,1989;李志红等,2008;张岩等,2010;沈其韩等,2011; Zhang Xiaojing et al.,2011;杨秀清等,2012)和国外前寒武铁建造(Bau et al.,1996; Bolhar et al., 2005; Klein,

2005;Bekker et al.,2010)研究也有相同结论。

样品中具有高度一致的 Al_2O_3 和 TiO_2 变化关系($r=0.84$,图 7b),并且 Al_2O_3/TiO_2 比值较高(平均为 36.75),说明了它们之间存在某种内在联系,可能是碎屑物质加入引起的(Dymek et al.,1988;沈其韩等,2011),结合矿石岩相学特征,可以看到该区矿石中有角闪石等,推测有火山物质,但是 Al_2O_3 和 TiO_2 都很低,表明主体是化学沉积,但是受到了火山活动的影响。海底热液流体中 Hf 和 Zr 含量很低,利用 Hf 和 Zr 可以评价是否受混染(Dymek et al.,1988;Raju,2009),碎屑的加入和热液活动最有可能影响 BIFs 中元素的分配(Horstmann et al.,1995)。地壳 Zr/Hf 比值为 28,比较高的 Zr 含量被认为是岩浆来源或是岩浆物质的加入(Majumder et al.,1982),研究区高度一致的 Zr 和 Hf(图 10b),同时 V 和 Sc 也成正相关关系(图 10c),暗示了研究区铁矿在沉积时可能有少量碎屑物质的加入或者受到了火山热液影响。

5.2 富铁矿成矿作用约束

结合前文地球化学数据和野外及显微镜下观察,可以看到较贫铁矿石和较富矿石既有一致性,又存在差异性(图 8,9)。磁铁矿的 Ni/Co 比值可以反映其成因,火山成因及接触交代成因磁铁矿的 Ni 和 Co 含量高,但 Ni/Co 比值小于 2(王奎仁,1989;汤蔡联,1990)。研究区较富铁矿石 Ni 和 Co 含量明显高于较贫铁矿石,较富铁矿石 Ni 含量 $11.51\times10^{-6}\sim12.75\times10^{-6}$,Co 含量 $12.16\times10^{-6}\sim20.75\times10^{-6}$,较贫铁矿石 Ni 含量 $2.44\times10^{-6}\sim6.50\times10^{-6}$,Co 含量 $1.05\times10^{-6}\sim3.12\times10^{-6}$,较富铁矿石 Ni/Co 比值都小于 2,平均为 0.81,较贫铁矿石 Ni/Co 平均为 3.83(除 WTS-11 为 1.8)。Mn、Zn 常被视为火山热液的产物(方习生等,2006;杨锐等,2007),较富铁矿石的 Zn 含量是贫矿的几十倍,Mn 含量也明显高于较贫铁矿石。矿石中稀土元素含量与 Zr 和 Al_2O_3 同步变化,较富铁矿石稀土元素含量高于较贫铁矿石,Y/Ho 比值低于贫矿,在 PAAS 标准化稀土元素模式配分图中,可以看到较贫铁矿石具有 Y 正异常,而较富铁矿石没有(图 9)。稀土总量很低,La、Y 正异常,比较高的 Y/Ho 异常是海水的特征(Alibo et al.,1998),且 TFe_2O_3 与 Y/Ho 呈高度负向相关关系($r=-0.96$,图 10d),说明较富铁矿石海水特征比较弱,显示更多热液的特征。较富铁矿石 Eu 异常程度低于较贫铁矿石,这是由于较富铁矿石中存在大量角闪石,Eu 在角闪石中分配系数小于 1,并且在较富铁矿石中可以看到黄铁矿、黄铜矿和阳起石等热液蚀变矿物,在热液成因的角闪石英岩和富铁矿中都有粗晶角闪石存在(图 4c),在矿区可见较富铁矿石中还残留有较贫铁矿石(图 4b),结合前文所述,说明较富铁矿石是在较贫铁矿石的基础上受后期热液交代形成的。

在歪头山矿区没有发现大规模的侵入体,但是混合岩化作用比较普遍,可以看到钾质混合花岗岩脉穿插矿体(图 4a),本区混合花岗岩 TFe_2O_3、MgO 和 CaO 含量非常低,Na_2O 和 K_2O 含量较高,K_2O 大于 Na_2O,在野外露头上呈肉红色,镜下可见大量的微斜长石,表明其 K 含量较高,而所有较贫铁矿石 K_2O 含量(平均为 0.07%)低于 Na_2O 含量(平均为0.18%),但是,较富铁矿石中 K_2O 含量(平均为 0.46%)高于 Na_2O 含量(平均为 0.24%)(表 1)。在原始地幔标准化微量元素蛛网图中(图 12)混合花岗岩中含量较多的微量元素在较富铁矿石中明显高于较贫铁矿石,如大离子亲石元素 Rb、Ba、K、Th、U 和高场强元素 Zr、Hf 等,综上所述,暗示较富铁矿石与后期混合岩化热液关系密切。蒋永年等(1989)对该区矿石中的高铁蓝透闪石研究表明其是受混合岩化热液交代作用形成的,并提出关注富铁矿和混合花岗岩之间的联系。赵斌等(1979)通过实验证明了混合岩化在碱性介质的条件下使贫铁矿石变富的可能性。程裕淇(1957)和董申保等(1972)对鞍本地区以富矿而著名的弓长岭铁矿床研究认为,以钾质为主的碱性混合岩化热液交代在条带状贫矿

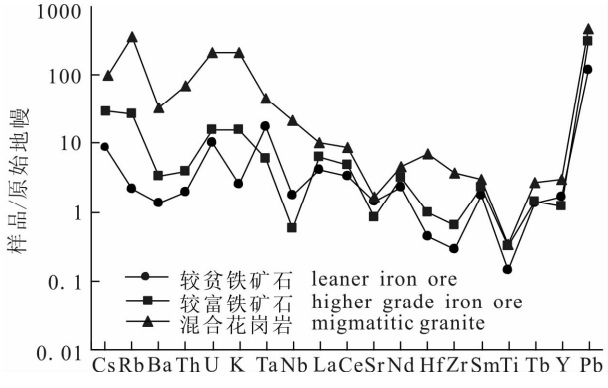

图 12 辽宁歪头山铁矿床较贫铁矿石、较富铁矿石和混合花岗岩原始地幔标准化微量元素蛛网图(标准化数据引自 McDonough, 1992)

Fig. 12 Primitive mantle normalized trace elements spider diagram for the leaner iron ore, higher grade iron ore and migmatitic granite from Waitoushan iron deposit in Liaoning Province(normalized data after McDonough, 1992)

变为磁铁富矿过程中起到了重要的作用。

6　结论

歪头山矿区较贫铁矿石和较富铁矿石具有非常相似的地球化学和矿物组合,都为磁铁矿+石英+角闪石组合,主要由 TFe_2O_3 和 SiO_2 组成,其他氧化物含量很少,为典型的化学沉积岩,属阿尔戈马型BIFs,但受到了火山热液作用的影响。

矿石中微量元素和稀土元素含量很低,但与镁铁质有关的 Ni、Cr、Co 等微量元素含量相对较高,经 PAAS 标准化后的稀土元素配分模式表现为轻稀土相对亏损,重稀土相对富集,并且具有明显的 Eu 正异常,Y/Ho 比值较高,表明成矿物质来源于海底热液和海水。

较富铁矿石与较贫铁矿石在地球化学上既有一致性又有差异性,较富铁矿石微量元素和稀土元素含量高于较贫铁矿石,并且显示更多的热液特征。较富铁矿石地球化学组成与混合花岗岩某些组分具有相似性:K_2O 含量大于 Na_2O 含量,大离子亲石元素 Rb、Ba、K、Th、U 和高场强元素 Zr 和 Hf 等含量相对较高。结合前文所述野外地质特征,表明歪头山铁矿床(较)富铁矿石可能是在(较)贫铁矿石的基础上受混合岩化热液作用形成的,对指导找富铁矿具有重要意义。

致谢: 本次研究在野外地质调研中得到了辽宁省地质矿产勘查局和本溪钢铁公司的热情帮助和支持,北京大学黄宝玲老师和杨斌老师在数据测试过程中提供了帮助和指导,审稿专家提出了宝贵意见,在此表示衷心感谢!

注　释

❶鞍钢矿产. 1974. 辽宁省矿区简介. 鞍钢地质勘查公司, 58～61(内部资料).

参　考　文　献

陈光远, 黎美华, 汪雪芳, 孙岱生, 孙传敏, 王祖福, 速玉萱, 林家湘. 1984. 弓长岭铁矿成因. 矿物岩石, 2:14～41.

程裕淇. 1957. 中国东北部辽宁山东等省前震旦纪鞍山式条带状铁矿中富矿的成因问题. 地质学报, 37(2): 153～180.

丁文君, 陈正乐, 陈柏林, 董法先, 崔玲玲. 2009. 河北迁安杏山铁矿床地球化学特征及其对成矿物质来源的指示. 地质力学学报, 15(4): 363～373.

董申保, 张秋生, 李树勋. 1972. 辽东半岛前震旦纪混合岩化成矿作用. 长春:长春地质学院出版社, 21～25.

方习生, 石学法, 王昆山, 程振波, 王湘琴. 2006. 琉球群岛以东海域表层沉积物元素地球化学特征. 海洋科学进展, 01: 9～16.

蒋永年, 修群业. 1989. 辽宁本溪歪头山铁矿中高铁-蓝透闪石的研究. 地质找矿论丛, 04: 47～54.

李厚民, 王瑞江, 肖克炎, 刘亚玲, 李立兴. 2010. 立足国内保障国家铁矿资源需求的可行性分析. 地质通报, 29(1): 1～7.

李志红, 朱祥坤, 唐索寒. 2008. 鞍山-本溪地区条带状铁建造的铁同位素与稀土元素特征及其对成矿物质来源的指示. 岩石矿物学杂志, 04: 285～290.

李志红, 朱祥坤, 唐索寒, 李津, 刘辉. 2010. 冀东、五台和吕梁地区条带状铁矿的稀土元素特征及其地质意义. 现代地质, (05): 840～846.

李东林. 2003. 辽宁歪头山铁矿构造研究及构造控矿模式初探. 地质找矿论丛, (02): 88～94.

沈其韩. 1998. 华北地台早前寒武纪条带状铁英岩地质特征和形成的地质背景,见程裕淇主编华北地台早前寒武纪地质研究论文集. 北京:地质出版社, 1～30.

沈其韩, 宋会侠, 杨崇辉, 万渝生. 2011. 山西五台山和冀东迁安地区条带状铁矿的岩石化学特征及其地质意义. 岩石矿物学杂志,02: 161～171.

汤蔡联. 1990. 符山铁矿磁铁矿的标型特征及其实际意义. 河北地质情报, 4: 32～36.

万渝生. 1993. 辽宁弓长岭含铁岩系的形成与演化. 北京:北京科学技术出版社, 1～88.

王奎仁. 1989. 地球与宇宙成因矿物学. 合肥:安徽教育出版社, 108～129.

杨锐, 李国胜, 张洪瑞. 2007. 中太平洋 CC 区表层沉积物的地球化学. 地质与资源, 03:200～208.

杨秀清,李厚民,李立兴,刘明军,陈靖,白云. 2012. 辽宁弓长岭铁矿床磁铁矿稀土元素特征及其地质意义. 岩矿测试,31(6): 1058～1066.

翟明国, Windley B F, Sill J D. 1989. 鞍本太古代条带状铁建造(BIF)的稀土及微量元素特征. 地球化学, 3: 241～250.

翟明国, Sills J D, Windley B F. 1990. 鞍本地区鞍山群变质矿物及变质作用. 岩石矿物学杂志, 9(2): 148～158.

张瑞华, 王守伦. 1994. 本溪歪头山铁矿控矿构造的新认识——韧性剪切带的控矿作用. 地质找矿论丛, (04): 57～62.

张岩, 顾雪祥, 李有核, 董树义, 程文斌. 2010. 山西原平王家庄条带状磁铁石英岩矿床元素地球化学特征及其地质意义. 现代地质, 01: 69～79.

赵斌, 王声远, 李通锦. 1979. 混合花岗岩的成因及其与铁矿关系的实验研究. 地球化学, 3: 211～221.

周世泰. 1994. 鞍山—本溪地区条带状铁矿地质. 北京:地质出版社, 1～276.

Alibo D S, Nozaki Y. 1998. Rare earth elements in seaw ater: particle association, shale norm alization, and Ce oxidation. Geochim Cosmochim Acta, 63: 363～372.

Bau M, Dulski P. 1996. Distribution of yttrium and rare earth elements in the Penge and Kuruman iron-formation, Transvaal Supergroup, South Africa. Precambrian Research, 79: 37～55.

Bau M, Dulski P. 1999. Comparing yttrium and rare earths in hydrothermal fluids from the Mid-Atlantic Ridge: implications for Y and REE behaviour during near vent mixing and for the Y/Ho ratio of Proterozoic seawater. Chemical Geology, 155(1/2): 77～90.

Bekker A, Slack J F, Planavsky A, Krapež B, Hofmann A, Konhauser K O, Rouxel O J. 2010. Iron Formation: The Sedimentary Product of a Complex Interplay among Mantle, Tectonic, Oceanic, and Biospheric Processes. Economic Geology, 105: 467～508.

Beukes N J, Klein C. 1990. Geochemistry and sedimentology of a

facies transition-from microbanded to granular iron formation in the Early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa. Precambrian Res. 47: 99～139.

Bolhar R, Kranendonl K J V, Kamber B S. 2005. A trace elment study of sideritejasper banded iron-formation in the 3.45Ga Warrawoona Group, Pilbara Craton Formation from hydrothermal fluids and shallow seawater. Precambrian Research, 137: 93～114.

Derry L A, Jacobsen S B. 1990. The chemical evolution of Precambrian seawater-evidence from REEs in banded iron formations. Geochimica et Cosmochimica Acta, 54: 2965～2977.

Douville E, Bienvenu P, Charlou J L, Donval J P, Fouquet Y, Appriou P, GamoT. 1999. Yttrium and rare earth elements in fluids from various deep-sea hydrothermal systems. Geochimica et Cosmochimi Acta, 63(5): 627～643.

Dymek R F, Klien C. 1988. Chemistry, petrology and origin of banded iron-formation lithologies from the 3800 Ma isua supracrustal belt, West Greenland. Precambrian research, 39 (4): 247～302.

Elderfield H, Greaves M J. 1982. The rare earth elements in seawater. Nature , 296: 214～219.

Elderfield H, Upstill G R, Sholkovitz E R. 1990. The rare earth elements in rivers, estuaries, and coastal seas and their significance to the composition of ocean waters. Geochim Cosmochim Acta, 54: 971～991.

German C R, Hergt J, Palmer M R, Edmond J M. 1999. Geochemistry of a hydrothermal sediment core from the OBS vent-field, 21°N East Pacific Rise. Chemical Geology, 155: 65～75.

Horstmann U, Eand Häilbich I N. 1995. Chemical composition of banded iron-formations of the Griqualand West Sequence, Northern Cape Province, South Africa, in comparison with other Precambrian iron formations. Precambrian Research, 72: 109～145.

Hou Kejun, Li Yanhe, Wan Defang. 2007. Constraints on the Archean atmospheric oxygen and sulfur cycle from mass-independent sulfur records from Anshan-Benxi BIFs, Liaoning Province, China. Science in China Series D: Earth Sciences, 37 (8): 997～1003.

Huston D L, Logan G A. 2004. Barite, BIFs and bugs: evidence for the evolution of the Earth's early hydrosphere. Earth and Planetary Science Letters, 220:41～55.

Jenner G A, 1996. Trace element geochemistry of igneous rocks: geochemical nomenclature and analytical geochemistry. In: Wyman D A (Ed). Trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications for massive sulfide exploration. Geological Association of Canada Short Course Notes, 12: 51～77.

Kerrich R, Goldfarb R, Groves D I, Garwin S. 2000. The Geodynamics of world class gold deposits: characteristics, space-time, distribution, and origins. SEG Reviews, 13: 501～551.

Klein C. 2005. Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. American Mineralogist, 90:1473～1499.

Majumder T, Chakraborty K L, Bhattacharjee A. 1982. Geochemistry of Banded Iron-Formation of Orissa, India. Mineral Deposit, 17: 107～118.

McDonough. 1992. Partial Melting of Subducted Oceanic Crust and Isolation of Its Residual Eclogitic Lithology. Phsical Science and Engineering, 335: 407～418.

McLennan S M. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks; influence of provenance and sedimentary processes. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 21: 169～200.

Michard A, Albarede F. 1986. The REE content of some hydrothermal fluids. Chem Geol, 55: 51～60.

Nozaki Y, Zhang J, Amakawa H. 1997. The fractionation between Y and Ho in the marine environment. Earth and Planetary Science Letters, 148: 329～340.

Raju P V S. 2009. Petrography and geochemical behaviour of trace element, REE and precious metal signatures of sulphidic banded iron formations from the Chikkasiddavanahalli area, Chitradurga schist belt, India. Journal of Asian Earth Sciences, 34(5): 663～673.

Rao T G, Naqvi S M. 1995. Geochemistry, depositional environment and tectonic setting of the BIF of late Archean setting of the BIF of late Archean Chitradurga schist belt, India. Chemical Geology,121:217～243.

Roy S, Venkatesh A S V. 2009. Mineralogy and geochemistry of banded iron formationand iron ores from eastern India with implications on their genesis. J Earth Syst Sci. 118(6): 619～641.

Saunders A D, Tarney J, Marsh N G, Wood D A. 1980. Ophiolites as ocean crust: a geochemical approach. In: Panayiotou A (ed). Ophiolites: Proceedings of the International Ophiolite Symposium, Cyprus 1979, Ministry of Agriculture and Natural Resources. Geological Survey Department, Cyprus, 193～204.

Schilling J G. 1973. Iceland Mantle Plume: geochemical study of Reykjanes ridge. Nature, 242: 565～571.

Wang Yifeng, Xu Huijuan, Merino E, Konishi H. 2009. Generation of banded iron formations by internal dynamics and leaching of oceanic crust. Nature Geoscience, 11(2): 781～784.

Zhang Xiaojing, Zhang Lianchang, Xiang Peng, Wan Bo, Franco P. 2011. Zircon U-Pb age, Hf isotopes and geochemistry of Shuichang Algoma-type banded iron-formation, North China Craton: Constraints on the ore-forming age and tectonic setting. Gondwana Research, 20(1): 137～148.

Zhao Guochun, Wilde S M, Cawood P A, Sun M. 2001. Archean blocks and their boundaries in the North China Craton: lithological, geochemical, structural and *P-T* path constraints and tectonic evolution. Precambrian Research, 107: 45～73.

Geochemical Characteristics of Two Iron Ores from the Waitoushan Iron Deposit, Liaoning Province: Constraints on Ore-Forming Mechinisam

YANG Xiuqing[1,2], LI Houmin[1], Xue Chunji[3], LI Lixing[1], LIU Mingjun[3], CHEN Jing[1]

1) *Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, Beijing*, 100037; 2) *Key Laboratory of Orogenic Belts and Crustal Evolution, Ministry of Education, School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing* 100871, *China*; 3) *State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, Faculty of Earth Science and Resource, China University of Geosciences, Beijing*, 100083

Abstract

The Waitoushan iron deposit is a typical deposit of banded iron formations (BIFs) in the Anshan-Benxi area because of its large scale and widely-distributed orebodies. We carried out a comparison research over the geochemical characteristics of iron-poor and iron-rich ores. The results reveal that both similarities and differences exist in two iron ores. The similarities of two ores show the the ores predominantly consist of TFe_2O_3 and SiO_2, with minor other oxidates. Combined with the characteristics of trace and rare elements, it is suggested that the iron ores of the Waitoushan iron deposit belong to Algoma BIFs, but influenced by volcanic hydrothermal activity. But the total REE concentrations of iron ores is very low, but the PAAS-normalized REE and Y diagram display depletion of LREE relative to HREE, distinct Eu positive anomalies and high Y/Ho ratios, and higher concentrations of ferromagnesian trace elements relatively, such as Cr, Co and Ni. Trace and REE elements analysis suggests that ore-forming material may originate from deep sea hydrothermal fluid with seawater signatures. The differences of two ores show that Fe-rich ores present distinct hydrothermal signatures, with K_2O more than Na_2O. In addition, trace elements composition is similar to granitization granite. Combined with field investigation, it can be inferred that the higher grade iron ore may be formed by leaner iron ore though activities of migmatization hydrothermal.

Key words: BIFs; Waitoushan iron deposit, Liaoning; high grade iron ore; geochemistry