

文章编号 10258-7106 (2009) 03-0321-15

河南窑场铁矿床地球化学特征及其地质意义^{*}

张东阳¹, 苏慧敏¹, 秦松¹, 田磊², 陈媛¹

(1 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 北京 100083; 2 河南省有色金属地质矿产局第二地质大队, 河南 郑州 450016)

摘要 通过对窑场铁矿床围岩和矿石的地球化学分析, 得出本区条带状硅铁建造可能与海相火山沉积物有关, 属于前寒武纪火山沉积变质型铁矿床范围, 可进一步划分为火山岩-中酸性杂砂岩-硅铁质沉积建造。流体包裹体测温结果表明, 含矿围岩中的包裹体均一温度集中在 220~340 °C 之间, 矿石中包裹体均一温度峰值为 220~300 °C, 成矿流体具有低盐度($w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 0.88%~11.34%)、低密度(0.66~0.99 g/cm³)特征。由激光拉曼探针分析可知, 石英中气液包裹体具有较复杂的气液相成分, 显示除水外, 还具有较强还原性物质成分的特征峰值, 表明整个成矿过程均处于还原环境。窑场铁矿床经历了前期含硅铁沉积物的沉积阶段和后期的区域变质作用阶段, 变质成矿流体发生了不混溶现象, 对成矿元素的富集起到一定的促进作用。

关键词 地球化学 流体包裹体 铁矿床 前寒武纪 窑场 河南

中图分类号 P618.31

文献标志码 A

Geochemistry of Yaochang iron deposit in Henan Province and its geological implications

ZHANG DongYang¹, SU HuiMin¹, QIN Song¹, TIAN Lei² and CHEN Yuan¹

(1 State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China;

2 No. 2 Geological Party, Henan Bureau of Geology for Non-Ferrous Metal Resources, Zhengzhou 450016, Henan, China)

Abstract

The Yaochang iron deposit is located in Lushan area of Henan Province and geotectonically on the southern margin of the North China Platform. Systematic chemical analyses of wall rocks and ores indicate that the banded ferrosilicic formation might have been related to marine volcanic-sedimentary volcanic rocks, and the ore deposit probably belongs to the Precambrian volcanic-sedimentary metamorphic iron deposit. The banded ferrosilicic formation can be further classified as the volcanic-intermediate acid graywacke-ferrosilicic sedimentary formation. The homogenization temperatures of fluid inclusions show a peak at 220~340 °C for the wall rock and 220~300 °C for the ore, and the ore-forming fluids have low salinity(0.88%~11.34%) and low density(0.66~0.99 g/cm³). The gas and liquid components of fluid inclusions are dominated by H₂O and also characterized by the presence of some characteristic peaks of such reducing substances as H₂S and CH₄, suggesting a reducing environment. It is thus held that the Yaochang iron deposit underwent the ferrosilicic sedimentary deposition stage followed by further enrichment during the late regional metamorphic process. In the late stage, the metamorphic fluids from the original homogeneous metamorphic ore-forming solution resulted in immiscibility and hence the enrichment of ore-forming elements.

^{*} 本文得到中国地质大学(北京)大学生课外科技项目和创新性试验计划项目的联合资助

第一作者简介 张东阳, 男, 1985年生, 在读硕士研究生, 研究方向为岩石学和金属矿床学。Email: zhangdongyang85@163.com

收稿日期 2009-01-06; 改回日期 2009-04-20。李德先编辑。

Key words: geochemistry, fluid inclusion, iron deposit, Precambrian; Yaochang, Henan

前寒武纪条带状铁建造(Banded Iron Formations, 简称 BIFs)是前寒武纪海相环境下的化学沉积产物(James, 1954; 1966; Gross, 1983),可进一步细分为与海相火山作用密切相关的、产于岛弧、弧后盆地或克拉通内部断裂带中的阿尔戈马型(Algoma 型, Gross, 1965; 1983; Veizer, 1983)和发育于大陆架被动大陆边缘的浅海环境中,与沉积作用密切相关的苏必利尔型(Superior 型, Trendall, 1968; Simonson et al., 1996; Trendall et al., 1983),是世界工业铁矿的主要类型,占世界铁矿总储量的 60%,占中国铁矿探明总储量的 57.7% (沈保丰等, 2005; 姚培慧, 1993),在各种铁矿类型中分布最广(Klein, 2005; 唐连江, 1981; Sims, 1979; Klein et al., 1979; Perry et al., 1979; 吉利明等, 2001; 陈光远等, 1984; 王可南等, 1992)。华北陆块是中国前寒武纪条带状铁建造铁矿资源的集中分布区,共有 16 个矿床集中区,主要的形成时代为 3.5~2.4 Ga,与世界上 BIFs 主要的产出时代(2.5~2.0 Ga, 沈保丰等, 2006a)有所差别。条带状铁建造是前寒武纪,特别是太古宙沉积成岩、演化过程中所形成的特定地质产物(James, 1983; Morris, 1993),在一定程度上反映了当时的地质环境和地壳演化特点(沈保丰等, 2006a)。前人对此类矿床的地质特征、时空分布、演化特征等进行了探讨(沈保丰等, 2005; 2006a; 2006b; 沈其韩, 1998),对该矿床的成矿物质来源和与成矿作用密切相关的热液性质及成因存在着不同的观点(Kato et al., 1998; 程裕淇, 1957; 关广岳, 1961)。近年来,中国前寒武纪成矿作用的研究取得了一定的进展,前期的研究主要集中在华北陆块北缘的前寒武纪条带状铁建造,而对华北陆块南缘的研究程度明显偏低。

窑场铁矿床是河南省有色金属地质矿产局第二地质大队于 2005~2006 年,在开展矿产普查工作中新发现的一个铁矿床,是近年来本区找矿的一个新突破,估算新增资源量 40 万吨。该矿区位于华北陆块南缘,河南鲁山-登封-许昌条带状铁建造带中,区内还有许多同类型的铁矿床,如铁山岭铁矿床和西马楼铁矿床等^①。已有研究表明,该区包括窑场铁矿床在内的一系列铁矿床均属于前寒武纪条带状铁建造,目前,对该区该类铁矿床的地质研究还很薄弱,

尚未开展围岩和矿石的地球化学特征、流体性质等方面的研究,矿床的控矿因素、形成的地质条件以及矿床成因等尚不明了。本文拟通过对窑场铁矿床围岩和矿石的主量、微量元素地球化学分析以及流体包裹体的研究,同时将该类矿床与世界典型的铁矿床进行对比,阐明窑场铁矿床的成矿特点、成矿机制及控矿因素,为进一步找矿提供新的资料和研究线索。这对研究华北地区前寒武纪地壳的形成和演化也具有一定的借鉴意义。

1 地质概况

1.1 矿区地质

窑场铁矿床位于河南鲁山地区,大地构造位置上位于华北陆块南缘。矿区出露地层主要为太古宇的太华群荡泽河组和铁山岭组,以及分布在河谷的第四系砂砾岩,其控矿地层主要为太华群的铁山岭组。太华群地层总体表现为向南西开阔的倾伏向斜构造,断裂构造不发育(图 1)。区内岩浆活动较为强烈,出露有花岗质混合岩和长英质脉岩。

根据岩性组合和变质特征,太华群自下而上可分为荡泽河组、铁山岭组、水底沟组和雪花沟组。荡泽河组以黑云变粒岩、黑云片岩为主,夹薄层浅粒岩、黑云斜长片麻岩等;铁山岭组主要为角闪质岩类、黑云变粒岩、石榴黑云片岩,夹榴辉大理岩透镜体、黑云辉石岩和铁英岩,岩石局部混合岩化,主要为肉红色长英质混合岩;水底沟组以石墨片麻岩、变粒岩、石墨大理岩,夹石榴石英岩等,以普遍含石墨为特征;雪花沟组以斜长角闪岩、变粒岩为主。

研究表明,荡泽河组下部英云闪长质片麻岩单颗粒锆石蒸发法测定的年龄为 $(2\ 806 \pm 7) \sim (2\ 841 \pm 6)$ Ma (Kröner et al., 1988);利用锆石 Pb-Pb 蒸发法测定的奥长花岗片麻岩的年龄为 $(2\ 807 \pm 4)$ Ma (Sun et al., 1994);对荡泽河组的斜长角闪岩全岩 Sm-Nd 同位素等时线测定年龄为 $(2\ 766 \pm 29)$ Ma (薛良伟等, 1995)。水底沟组石墨矽线片麻岩中获得最年轻的碎屑锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 $2\ 250 \sim 2\ 310$ Ma,变质锆石年龄为 $(1\ 840 \pm 70)$ Ma。在侵入于雪花沟组的石榴钾长花岗片麻岩中,获得锆石

① 河南省有色金属地质矿产局第二地质大队. 2006. 河南省鲁山县窑场矿区铁矿详细地质报告. 内部资料.

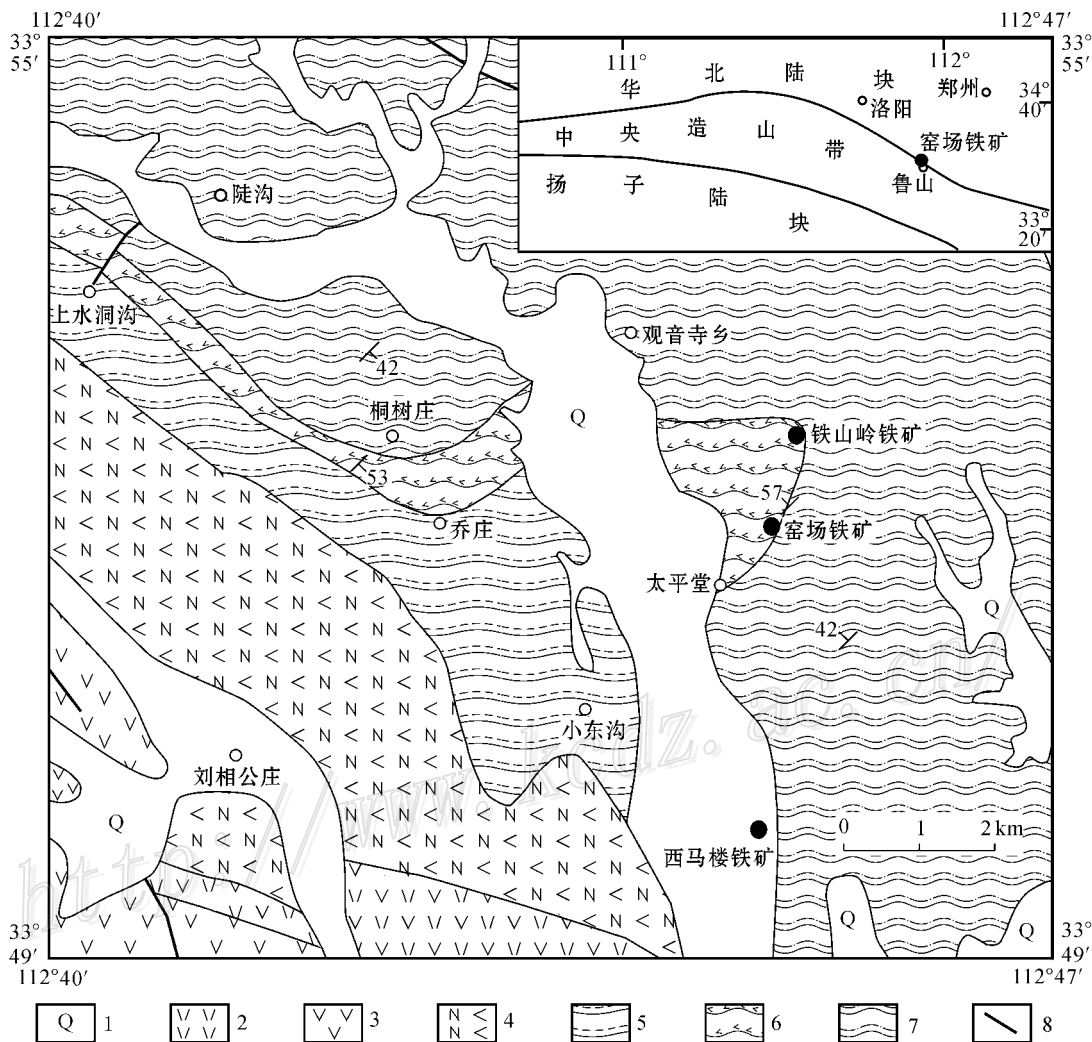


图 1 鲁山窑场铁矿区域地质图^①

1—第四系；2—中元古界熊耳群鸡蛋坪组英安岩、流纹岩；3—中元古界熊耳群许山组安山岩；4—古元古界太华群雪花组斜长角闪岩、变粒岩；5—古元古界太华群水底沟组片麻岩、变粒岩、大理岩；6—古元古界太华群铁山岭组角闪片岩、变粒岩、黑云片岩；7—新太古界太华群荡泽河组变粒岩、黑云片岩；8—断层

Fig. 1 Regional geological map of the Yaochang iron deposit in Lushan area

1—Quaternary; 2—Mesoproterozoic Xionger Group Jidanping Formation (dacite or rhyolite); 3—Mesoproterozoic Xionger Group Xushan Formation (andesite); 4—Paleoproterozoic Taihua Group Xuehuagou Formation (amphibolite or leptynite); 5—Paleoproterozoic Taihua Group Shuidigou Formation (gneiss, leptynite or marble); 6—Paleoproterozoic Taihua Group Tieshanling Formation (hornblende-schist, leptynite, biotite-schist); 7—Neoproterozoic Taihua Group Dangzehe Formation (leptynite, biotite-schist); 8—Fault

SHRIMP U-Pb 年龄为 $(2\,146 \pm 20)\text{Ma}$, 变质锆石年龄为 $(1\,870 \pm 10)\text{Ma}$ (杨长秀, 2008)。由此可将太华群的形成时代厘定为新太古代—古元古代之间。

1.2 矿床地质

窑场铁矿床的矿体产状与岩层产状基本一致, 呈似层状、透镜状, 平面上矿体呈不规则长条形、梯形, 沿岩层走向断续分布。根据工程见矿情况和产状特征圈出大小矿体 6 个, 其中 2 个为主矿体。现将规模较大的 2 个矿体特征分述如下:

I 号矿体为本区内次要矿体, 沿走向长 170 m, 宽 90~160 m, 平面形态为梯形 (图 2), 剖面上呈似层状, 总体走向 37° , 倾角 19° (图 3 右), 矿石量约为 28.7×10^4 吨, 品位 17.34%~36.62%, 平均品位为 29.08%。II 号矿体为矿区的主矿体, 沿走向长 470 m, 水平宽 150~310 m, 平面形态为似梯形 (图 2), 剖面上为似层状, 总体走向 31° , 倾角 20° (图 3 左), 矿石量约为 169.9×10^4 吨, 品位 18.12%~36.65%, 平均品位 27.92%。

① 河南省有色金属地质矿产局第二地质大队. 2006. 河南省鲁山县窑场矿区铁矿详细地质报告. 内部资料.

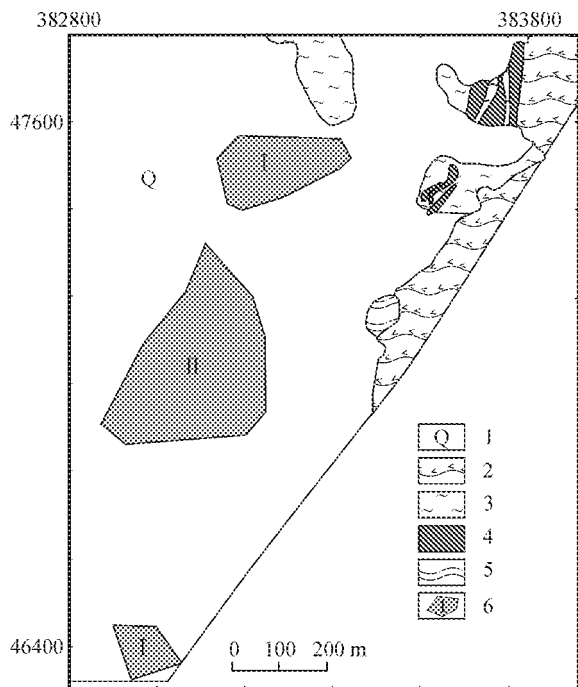


图2 窑场铁矿床矿区地质简图^①

1—第四系；2—古元古界黑云角闪(片)岩；3—古元古界混合岩；
4—古元古界大理岩；5—古元古界变粒岩；6—矿体

Fig. 2 Geological sketch map of the Yaochang iron deposit

1—Quaternary; 2—Paleoproterozoic biotite-hornblende schist;
3—Paleoproterozoic migmatite; 4—Paleoproterozoic marble;
5—Paleoproterozoic leptynite; 6—Ore body

矿石矿物主要为磁铁矿,有少量假象赤铁矿和镜铁矿。脉石矿物主要为石英,其次为辉石、角闪石、石榴子石等。矿石结构以粒状变晶结构最为发育,构造类型以条带状构造、浸染状构造为主。根据矿物组分的种类和相对含量,可将该区矿石划分为辉石铁英岩和角闪铁英岩两种类型,辉石铁英岩的主要组成矿物为磁铁矿(30%~40%)、石英(30%~40%)和辉石(5%~20%),含少量石榴子石(5%~10%)和角闪石(<5%)等矿物;角闪铁英岩的主要组成矿物为磁铁矿(30%~35%)、石英(35%~40%)和角闪石(15%~20%),含少量石榴子石(<3%)、方解石(<2%)等矿物。辉石铁英岩在窑场铁矿床中最为发育,矿床中较富铁的矿石即属于该类型,角闪铁英岩为本区次要矿石类型,产于辉石铁英岩的边部或深延部分的尖灭端,或呈薄层和透镜体夹于辉石铁英岩矿体内部。

该区围岩蚀变不发育,一般在矿体附近的几米到数十米范围内,主要为绿帘石化、绿泥石化及碳酸盐化。

2 地球化学

2.1 测试方法

对窑场铁矿床围岩和矿石样品进行了相关的分

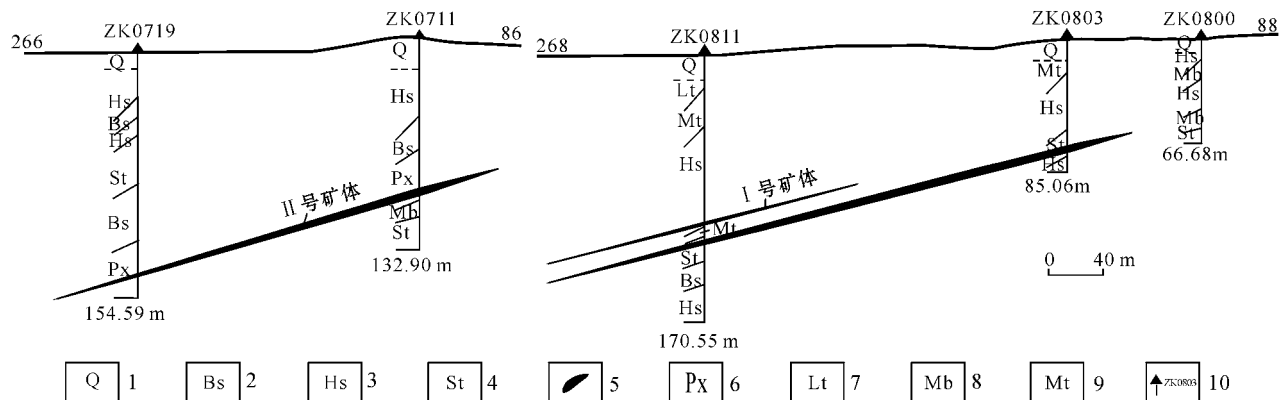


图3 窑场铁矿床 07 线和 08 线地质剖面图^①

1—第四系；2—古元古界石榴黑云片岩；3—古元古界黑云角闪片岩；4—古元古界黑云角闪岩；5—古元古界黑云辉石岩；6—古元古界角闪黑云变粒岩；7—古元古界石榴辉石大理岩；8—古元古界混合岩；9—矿体；10—钻孔位置及编号

Fig. 3 Geological sections along 07 and 08 lines of the Yaochang iron deposit

1—Quaternary; 2—Paleoproterozoic garnet-biotite-schist; 3—Paleoproterozoic biotite-hornblende-schist; 4—Paleoproterozoic biotite-amphibolite; 5—Paleoproterozoic biotite-pyroxenite; 6—Paleoproterozoic hornblende-biotite-leptynite; 7—Paleoproterozoic garnet-pyroxene-marble; 8—Paleoproterozoic migmatite; 9—Orebody; 10—Drill hole and its serial number

① 河南省有色金属地质矿产局第二地质大队. 2006. 河南省鲁山县窑场矿区铁矿详细地质报告. 内部资料.

析测试,所有测试样品均是经过手标本和显微镜观察后,挑选出的具有代表性的样品。主量元素分析在中国地质大学(北京)地学实验中心等离子光谱实验室进行,分析方法采用荧光光谱分析法(XRF),分析精度优于 0.1%~1.0%,其中 FeO 含量用湿化学法测定,分析精度优于 0.5 %~1 %;微量元素在中国地质大学(北京)地学实验中心完成,分析方法为 ICP-MS(详见 Han et al., 2007)。流体包裹体测温在中国地质大学(北京)地质过程与矿产资源国家重点实验室包裹体实验室进行,使用仪器为英国生产的 Linkam THM600 冷热台,仪器的使用温度为-196

~600 ℃,0~600 ℃精度为±1 ℃,-196~0 ℃时,精度为±0.1 ℃,均一温度重现误差小于 2 ℃,冰点温度重现误差小于 0.2 ℃。包裹体测试工作在中国科学院地质与地球物理研究所流体包裹体实验室进行,测试仪器为 Raman 2000 型激光拉曼光谱仪;测试条件为激发波长 514.5 nm,光谱范围 50~9 000 cm⁻¹,可连续扫描,无接谱,光谱分辨率为 2 cm⁻¹。

2.2 主量元素

窑场铁矿床中国岩和矿石的主要化学成分明显不同(见表 1),矿石中的 SiO₂ 含量变化范围较集中(49.32 %~60.54 %),且总体高于围岩中 SiO₂ 含

表 1 窑场铁矿床岩(矿)石的主量元素含量(w_B/%)
Table 1 Major element contents of ores and rocks in the Yaochang iron deposit(w_B/%)

样品号	围 岩					
	黑云片岩	石榴黑云片岩	黑云变粒岩	黑云角闪岩	辉石大理岩	角闪片岩
	K-03	K-08	K-10	K-13	K-17	K-22
SiO ₂	65.14	48.68	66.21	44.61	40.07	54.62
TiO ₂	0.24	1.22	0.21	0.96	0.26	0.12
Al ₂ O ₃	5.38	14.09	11.36	12.79	9.73	3.22
Fe ₂ O ₃	7.91	0.84	1.24	3.08	5.20	15.34
FeO	11.60	15.45	2.60	11.00	2.20	5.30
MnO	0.22	0.45	0.16	0.34	0.68	0.59
MgO	4.66	8.91	4.84	13.02	3.58	6.82
CaO	1.28	3.80	4.99	8.69	20.08	9.17
Na ₂ O	0.44	0.54	0.42	1.37	0.83	0.57
K ₂ O	0.54	2.57	5.24	1.56	5.12	0.61
P ₂ O ₅	0.12	0.33	0.03	0.10	0.08	0.09
LOI	1.39	1.85	2.52	1.60	12.63	2.93
Total	98.92	98.73	99.82	99.12	100.46	99.38
Fe ₂ O ₃ /SiO ₂	0.12	0.02	0.02	0.07	0.13	0.28
Fe ₂ O ₃ /FeO	0.68	0.05	0.48	0.28	2.36	2.89
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	12.11	3.45	5.83	3.49	4.12	16.96

样品号	矿 石						
	辉石石英岩	辉石石英岩	角闪石石英岩	铁英岩	铁英岩	铁英岩	铁英岩
	K-06	K-12	K-20	1 *	2 *	3 *	4 *
SiO ₂	53.18	49.32	60.54	41.88	46.77	48.84	45.07
TiO ₂	0.06	0.06	0.06	0.03	0.08	0.05	0.01
Al ₂ O ₃	0.83	1.90	1.84	0.51	1.22	1.23	0.47
Fe ₂ O ₃	18.00	21.98	16.88	26.64	30.95	27.36	32.60
FeO	18.09	17.00	8.10	19.64	14.02	14.97	15.36
MnO	0.28	0.28	0.40	0.17	0.17	0.16	
MgO	6.94	6.15	2.77	1.89	2.60	1.87	2.06
CaO	1.21	1.45	4.84	2.42	1.88	2.11	1.76
Na ₂ O	0.14	0.07	0.27	0.05	0.32	0.23	0.16
K ₂ O	0.18	0.18	0.13	0.05	0.29	0.17	0.07
P ₂ O ₅	0.04	0.06	0.10	0.18	0.19	0.12	0.21
LOI	0.85	0.94	2.58	6.85	0.90	1.00	
Total	99.80	99.39	98.51	100.31	99.39	98.11	97.77
Fe ₂ O ₃ /SiO ₂	0.34	0.45	0.28	0.64	0.66	0.56	0.72
Fe ₂ O ₃ /FeO	1.00	1.29	2.08	1.36	2.21	1.83	2.12
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	64.07	25.96	32.90	82.12	38.34	39.71	95.89

注:带 * 样品为其他矿区样品,引自沈其韩(1998)。

量(40.07 % ~ 66.21 %), 而 Al₂O₃ 和 P₂O₅ 含量 3.22 % ~ 14.09 %, P₂O₅ 的含量为 0.03 % ~ 0.33 (Al₂O₃ 含量为 0.83 % ~ 1.90 %, P₂O₅ 含量为 0.04 %)偏低, 显示出条带状硅铁建造具有高硅、低铝、低磷特征, 可能与海相火山沉积产物有关 (Michael,

表 2 窑场铁矿床岩(矿)石的微量元素含量($w_B/10^{-6}$)
Table 2 Trace element contents of ores and rocks in the Yaochang iron deposit($w_B/10^{-6}$)

样品号	围 岩						矿 石		
	黑云片岩	石榴黑云片岩	黑云变粒岩	黑云角闪岩	辉石大理岩	角闪片岩	辉石铁英岩	辉石铁英岩	角闪铁英岩
	K-03	K-08	K-10	K-13	K-17	K-22	K-06	K-12	K-20
Sc	6.32	46.54	3.19	26.35	10.21	6.72	0.39	0.83	10.19
Ti	1665	7404	1342	5683	1587	886.2	125.2	325.2	4103
V	67.41	255.6	20.19	176.6	73.81	17.38	2.93	20.90	76.45
Cr	34.32	90.33	23.40	901.6	72.13	25.47	7.98	14.67	37.94
Mn	1598	3369	1146	3010	5495	4221	2546	2600	635.1
Co	36.71	37.21	4.71	35.58	11.81	10.65	1.00	1.64	9.69
Ni	51.19	52.11	8.80	404.7	45.28	31.57	4.09	5.13	29.46
Cu	548.7	20.34	3.70	3.57	4.52	12.67	3.27	5.39	24.65
Zn	55.20	65.93	24.35	278.8	67.18	21.67	13.51	14.73	46.36
Ga	7.95	16.57	11.93	13.57	13.13	5.21	0.65	1.79	17.31
Rb	12.25	59.43	120.1	47.13	99.05	5.57	0.50	0.74	242.0
Sr	35.14	90.61	46.93	55.70	365.2	28.39	51.01	131.9	226.9
Zr	28.50	91.28	86.41	49.86	40.69	78.86	4.19	11.87	165.0
Nb	5.28	5.43	4.21	7.59	3.36	4.04	0.56	0.81	17.33
Mo	2.44	3.57	2.15	1.38	3.02	2.14	1.51	2.40	12.06
Cs	1.02	3.55	1.19	1.93	1.28	0.32	0.06	0.12	4.24
Ba	41.73	190.7	815.5	131.3	932.4	19.33	3.08	7.58	1037
Hf	0.85	2.66	2.51	1.51	1.26	2.15	0.10	0.30	4.50
Ta	0.49	0.30	0.34	0.60	0.27	0.35	0.07	0.09	1.12
Pb	2.66	2.32	11.09	3.77	7.08	2.59	5.91	4.88	7.51
Th	2.25	1.08	3.07	0.71	2.37	1.78	0.30	0.75	7.91
U	0.68	0.42	0.75	0.68	0.73	0.47	0.17	0.17	2.73
Ti/V	24.70	28.97	66.47	32.18	21.50	50.99	42.73	15.56	53.67
Ni/Co	1.39	1.40	1.87	11.37	3.83	2.96	4.09	3.13	3.04
La	6.208	11.140	11.618	5.711	18.516	8.076	2.432	5.497	21.590
Ce	11.932	31.088	22.305	12.175	34.778	15.800	5.359	12.963	46.114
Pr	1.447	4.400	2.478	1.771	3.976	1.862	0.565	1.371	5.577
Nd	5.930	19.418	8.842	8.203	14.760	7.023	2.003	4.866	21.435
Sm	1.372	4.673	1.489	2.089	2.515	1.239	0.304	0.740	4.344
Eu	0.356	1.485	0.438	0.784	0.831	0.345	0.083	0.168	1.435
Gd	1.493	4.620	1.276	2.434	2.209	1.221	0.270	0.484	4.072
Tb	0.235	0.769	0.171	0.390	0.305	0.198	0.042	0.064	0.613
Dy	1.316	5.014	0.993	2.418	1.762	1.258	0.294	0.425	3.540
Ho	0.264	1.109	0.197	0.490	0.358	0.294	0.065	0.111	0.721
Er	0.742	3.208	0.587	1.322	0.975	0.895	0.238	0.351	2.048
Tm	0.112	0.464	0.090	0.183	0.139	0.141	0.045	0.068	0.303
Yb	0.614	2.945	0.566	1.078	0.860	0.843	0.238	0.350	1.946
Lu	0.089	0.452	0.087	0.153	0.131	0.131	0.044	0.066	0.284
Y	7.368	27.377	5.594	11.935	9.535	8.942	2.280	2.966	19.018
ΣREE	39.476	118.162	56.732	51.136	91.649	48.267	14.262	30.491	133.039
LREE/HREE	2.227	1.571	4.934	1.506	2.467	4.632	3.056	5.241	3.088
(La/Yb) _N	6.817	2.551	13.846	3.573	14.524	6.457	6.881	10.581	7.481
(La/Sm) _N	2.847	1.500	4.907	1.720	4.631	4.101	5.035	4.672	3.126
(Gd/Yb) _N	1.963	1.266	1.820	1.823	2.074	1.168	0.915	1.116	1.689
δEu	0.76	0.98	0.97	1.06	0.86	1.08	0.89	0.86	1.04
Y/Ho	27.909	24.686	28.396	24.357	26.634	30.415	35.077	26.721	26.377

注: ΣREE 包含 Y。

1989)。矿石中含量最多的化学成分为 SiO_2 、 Fe_2O_3 、 FeO ，三者之和达 85.52 % ~ 89.27 %，而其他组分 (TiO_2 、 Al_2O_3 、 MnO 、 MgO 、 CaO 、 Na_2O 、 K_2O 、 P_2O_5) 的含量非常低，可能有少量碎屑物质加入的化学沉积岩。

2.3 微量元素

由本区围岩和矿石的微量元素分析结果(表 2)可见，围岩中 Ga 的含量为 $5.21 \times 10^{-6} \sim 16.57 \times 10^{-6}$ ；Cr 含量的主要在 $23.40 \times 10^{-6} \sim 90.33 \times 10^{-6}$ 之间，个别可达 901.6×10^{-6} ；Co 的含量在 $4.71 \times 10^{-6} \sim 37.21 \times 10^{-6}$ 之间；Ni 的含量主要在 $8.80 \times 10^{-6} \sim 52.11 \times 10^{-6}$ 之间，个别样品达 404.7×10^{-6} ；V 的含量为 $17.38 \times 10^{-6} \sim 255.6 \times 10^{-6}$ ；Ti 的含量为 $886.2 \times 10^{-6} \sim 7404 \times 10^{-6}$ ；Mn 的含量为 $1146 \times 10^{-6} \sim 5495 \times 10^{-6}$ 。辉石铁英岩中 Ga 的含量为 $0.65 \times 10^{-6} \sim 1.79 \times 10^{-6}$ ；Cr 的含量为 $7.98 \times 10^{-6} \sim 14.67 \times 10^{-6}$ ；Co 的含量在 $1.00 \times 10^{-6} \sim 1.64 \times 10^{-6}$ 之间；Ni 的含量为 $4.09 \times 10^{-6} \sim 5.13 \times 10^{-6}$ ；V 的含量为 $2.93 \times 10^{-6} \sim 20.90 \times 10^{-6}$ ；Ti 的含量为 $125.2 \times 10^{-6} \sim 325.2 \times 10^{-6}$ ；Mn 的含量变化范围为 $2546 \times 10^{-6} \sim 2600 \times 10^{-6}$ 。角闪铁英岩中的 Ga、Cr、Co、Ni、V、Ti、Mn 的含量分别为 17.31×10^{-6} 、 37.94×10^{-6} 、 9.69×10^{-6} 、 29.46×10^{-6} 、 76.45×10^{-6} 、 4103×10^{-6} 、 635.1×10^{-6} 。总体表现为与基性火山活动有关的 Cr、Co、Ni、V、Ti 元素相对亏损，Mn 及亲硫元素相对富集，从微量元素蛛网图(图 4)可以看出，本区围岩和角闪铁英岩的元素含量基本一致，而辉石铁英岩元素的含量略有偏低。

围岩和矿石的稀土元素分析结果(见表2)表明，

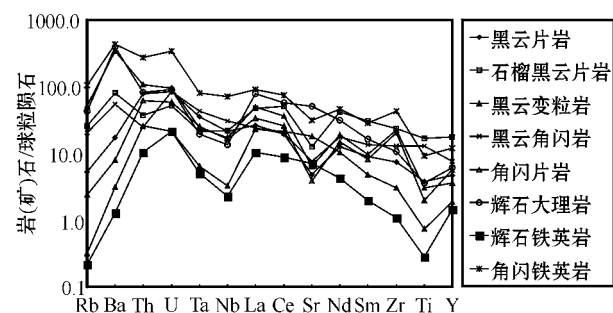


图 4 围岩和矿石微量元素蛛网图(标准化数据据 Sun et al., 1989)

Fig. 4 Chondrite-normalized trace element spidergram of ores and wall rocks (after Sun et al., 1989)

本区样品稀土元素总量 ΣREE 较低($14.262 \times 10^{-6} \sim 133.039 \times 10^{-6}$)，其中辉石铁英岩的 ΣREE 值为 $14.262 \times 10^{-6} \sim 30.491 \times 10^{-6}$ ，LREE/HREE 比值为 3.056 ~ 5.241；而围岩和角闪铁英岩的 ΣREE 值偏高，变化范围在 $39.476 \times 10^{-6} \sim 133.039 \times 10^{-6}$ 之间，LREE/HREE 比值偏低，为 1.506 ~ 4.632。由图 5 可知，围岩和矿石的稀土元素配分曲线基本相似，均为平坦或向右缓倾斜的轻稀土元素富集型，显示轻微负铕异常到正铕异常 ($\delta\text{Eu} = 0.76 \sim 1.08$)。轻、重稀土元素分馏不明显，但轻稀土元素分馏程度略高 [(La/Yb)_N = 2.551 ~ 13.846, (La/Sm)_N = 1.500 ~ 5.035, (Gd/Yb)_N = 0.915 ~ 2.074]，表明围岩和矿石具有一定的成因联系，均为前寒武纪海洋化学沉积的产物。本区样品 Y/Ho 比值在 24.357 ~ 35.077 之间。上述特征与全球 BIFs 的特征基本一致 (Carlos et al., 2007; Robert et al., 2007)。

2.4 流体包裹体特征

2.4.1 流体包裹体的类型

将样品磨制成厚 0.25 ~ 0.3 mm 的双面抛光包裹体片，在显微镜下观察发现，在含矿围岩和铁英岩矿石中，由区域变质作用形成的石英含有较多的流体包裹体，其次为方解石，而石榴子石、透辉石中流体包裹体很少见。含矿围岩和矿石中的流体包裹体的类型和特征基本一致。根据室温条件下、均一状态时流体包裹体的相态特征，可将样品中的包裹体分为以下几类：

I 类为纯气相包裹体，灰色，以椭圆形为主，原生包裹体随机分布(图 6 a、b)，局部成群产出，偶见串珠状次生包裹体(图 6c)，个体大小在 1 ~ 10 μm 之间。此类包裹体占包裹体总数的 15 % ~ 20 %。

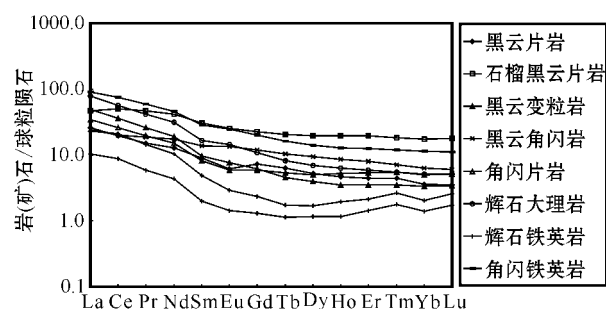


图 5 围岩和矿石稀土元素球粒陨石标准化配分曲线(标准化数据据 Sun et al., 1989)。

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns of ores and wall rocks (after Sun et al., 1989)

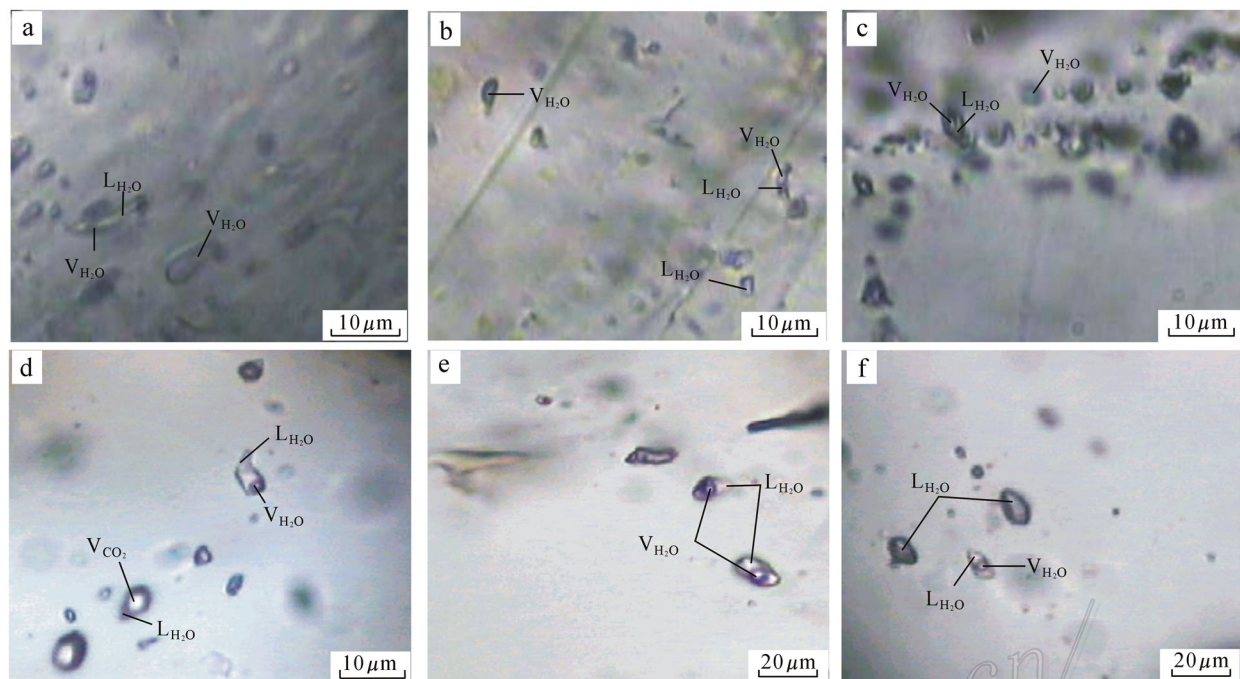


图 6 窑场铁矿床流体包裹体显微照片(常温,单偏光,图 b 主矿物为方解石,其余均为石英)

Fig. 6 Micrographs of fluid inclusions from the Yaochang iron deposit

Ⅱ类为气液两相包裹体,无色或灰色,以负晶形、椭圆、或不规则状最为常见(图 6),个体大小在 $4\sim 15\ \mu\text{m}$ 之间,多数在 $5\ \mu\text{m}$ 左右。原生包裹体随机分布,气相分数一般小于 70%,其中气相分数为 30%~60% 较常见。常与其他类型包裹体共生,在石英和方解石中均有大量分布,约占包裹体总数的 60%。

Ⅲ类为纯液相包裹体,无色透明,椭圆形、不规则状、拉长状等,个体大小一般为 $1\sim 15\ \mu\text{m}$,多数在 $5\sim 8\ \mu\text{m}$ 之间。原生包裹体随机分布,不定向排列(图 6 c、f),常与气液相包裹体、纯气相包裹体共生。此类包裹体占包裹体总数的 10%~15%。

Ⅳ类为富 CO_2 包裹体,该类包裹体在本区围岩和矿石中相对较少,个体一般在 $1\sim 10\ \mu\text{m}$ 。室温下主要由气相 CO_2 和水溶相组成(图 6d),气相分数为 30%~50%,主要为椭圆形、近圆形等,有时可见含气相 CO_2 + 液相 CO_2 + 水溶相的三相包裹体, CO_2 占总体积的 5% 左右。

2.4.2 流体包裹体测温结果

在对各类包裹体特征进行了详细观察记录的基础上,选取了与条带状铁建造密切相关的石英和方解石中较大的、并位于矿物中部的气液包裹体进行了显微测温分析,其中围岩样品 8 件,矿石样品 3 件,共获得 153 个均一温度值(含矿围岩 99 个、矿石

54 个)和 23 个冰点温度值(含矿围岩 15 个、矿石 8 个)。

本区含矿围岩中石英气液相包裹体的 135 个均一温度变化于 $150\sim 420\ ^\circ\text{C}$,主要集中在 $220\sim 340\ ^\circ\text{C}$ 之间;方解石中气液相包裹体的 18 个均一温度变化于 $160\sim 360\ ^\circ\text{C}$,总体显示 3 个峰值范围,从高到低依次为 $160\sim 200\ ^\circ\text{C}$ 、 $220\sim 300\ ^\circ\text{C}$ 、 $340\sim 360\ ^\circ\text{C}$ 。矿石中的石英气液相包裹体均一温度为 $160\sim 400\ ^\circ\text{C}$,主要集中在 $220\sim 300\ ^\circ\text{C}$ 之间(图 7)。与均一温度相比,流体包裹体冰点温度的测试难度相对较大,本次工作选取主矿物为石英的较大、清晰、形态较规则的包裹体进行测试,测得的冰点温度为 $-7.7\sim -0.5\ ^\circ\text{C}$ 。

2.4.3 盐度与密度

流体包裹体的盐度估算是依据冷冻台测定的冰点温度,结合 Hall 等(1988)提出的 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ 体系(0~23.3% 的 NaCl 溶液)盐度-冰点公式来计算的。

$$S = 0.00 + 1.78 t - 0.0422 t^2 + 0.000557 t^3$$

式中 t 为冰点温度($^\circ\text{C}$), S 为盐度($w(\text{NaCl}_{\text{eq}})/\%$)。

计算获得流体包裹体的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 在 0.88%~11.34% 之间,平均为 4.55%,有 3 个集中区间,分别为 1%~4%、6%~8%、11%~12%(图 8),说明本区流体总体表现为低盐度的特征。

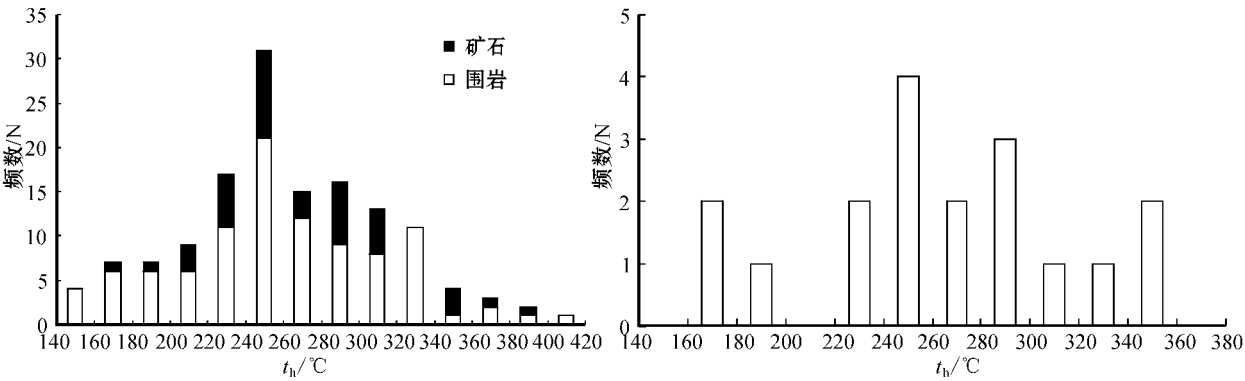


图 7 石英(左)和方解石(右)中流体包裹体均一温度直方图

Fig. 7 Histogram showing homogeneous temperatures of fluid inclusions in quartz (left) and alcite (right)

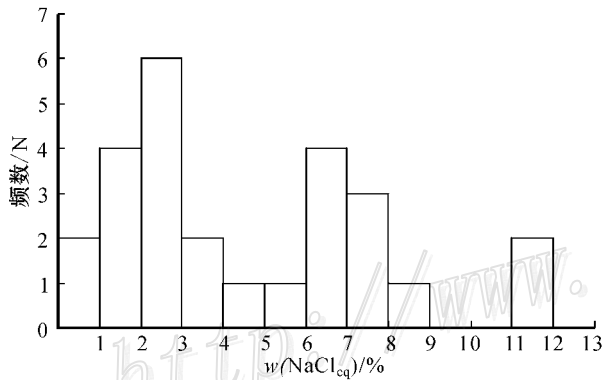


图 8 石英中流体包裹体盐度直方图

Fig. 8 Histogram showing salinity of fluid inclusions in quartz

流体密度是研究包裹体的一个参数,它与均一温度、盐度及均一时溶液的蒸气压都有关系(刘斌, 2001)。本区流体密度估算的依据是刘斌等(1987)利用数学模型拟合建立的密度公式:

$$\rho = A + Bt + Ct^2$$

式中 ρ 为盐水溶液密度(g/cm^3), t 为均一温度($^{\circ}\text{C}$), A 、 B 、 C 为无量纲参数,体系盐度为 1 % ~ 30 %,不同盐度(s)的流体对应不同的值:

$$\begin{aligned} A &= 0.993531 + 8.72147 \times 10^{-3}s - 2.43975 \times 10^{-5}s^2 \\ B &= 7.11652 \times 10^{-5} - 5.2208 \times 10^{-5}s + 1.26656 \times 10^{-6}s^2 \\ C &= -3.4997 \times 10^{-6} + 2.12124 \times 10^{-7}s - 4.52318 \times 10^{-9}s^2 \end{aligned}$$

对气液两相包裹体的密度进行计算,得到其成矿流体的密度变化于 0.66 ~ 0.99 g/cm^3 ,平均为 0.83 g/cm^3 ,以 0.7~0.9 g/cm^3 范围内最为集中,总

体上显示出本区流体属于低密度流体。

2.4.4 激光拉曼探针(LRM)分析

为进一步确定本区流体成分、组成及其性质,对气液两相流体包裹体的气相成分进行了激光拉曼探针(LRM)分析。共测试流体包裹体 49 个,获得的部分激光拉曼图谱见图 9。测试结果表明,本区石英中气液两相包裹体具有较复杂的气相成分,显示除 H_2O 外,具有较强的 CO_2 、 H_2S 、 C_6H_6 、 C_3H_8 成分特征峰值,弱的 N_2 、 C_4H_6 、 C_2H_6 成分特征峰值;其液相成分则以 H_2O 为主,部分样品含有较弱的 CO_3^{2-} 、 Cl^{-1} 、 H_2S 、 CH_4 等成分特征峰值;形成富气相的包裹体可能属于 H_2O - NaCl - CO_2 - (H_2S - C_6H_6 - N_2) 多组分体系,而形成富液相的包裹体液相成分可能以 NaCl - H_2O - CH_4 体系为主。由以上测试结果可以看出,流体包裹体富含代表还原环境的 H_2S 和 CH_4 、 C_2H_6 、 C_4H_6 等烃类成分,说明本区整个成矿过程都是处于还原环境中,这也与前寒武纪古地球处于还原性构造环境一致(郑大中等, 2007)。

3 讨论

3.1 含铁建造特征

本区含矿地层太华群铁山岭组以含硅铁沉积物的沉积岩-火山岩建造为主,具有洋壳特征(涂绍雄, 1996; 1998); 孙勇(1982a; 1982b; 1985)进一步得出太华群荡泽河组、铁山岭组变质基性火山岩为大陆拉班玄武岩。根据本区含矿围岩的主要化学分析结果投点到尼格里值(al + fm)- (c + alk)- Si 图解(图 10)可以看出,样品投点比较分散,大致可反映本区原岩建造主要是火山岩-沉积岩。

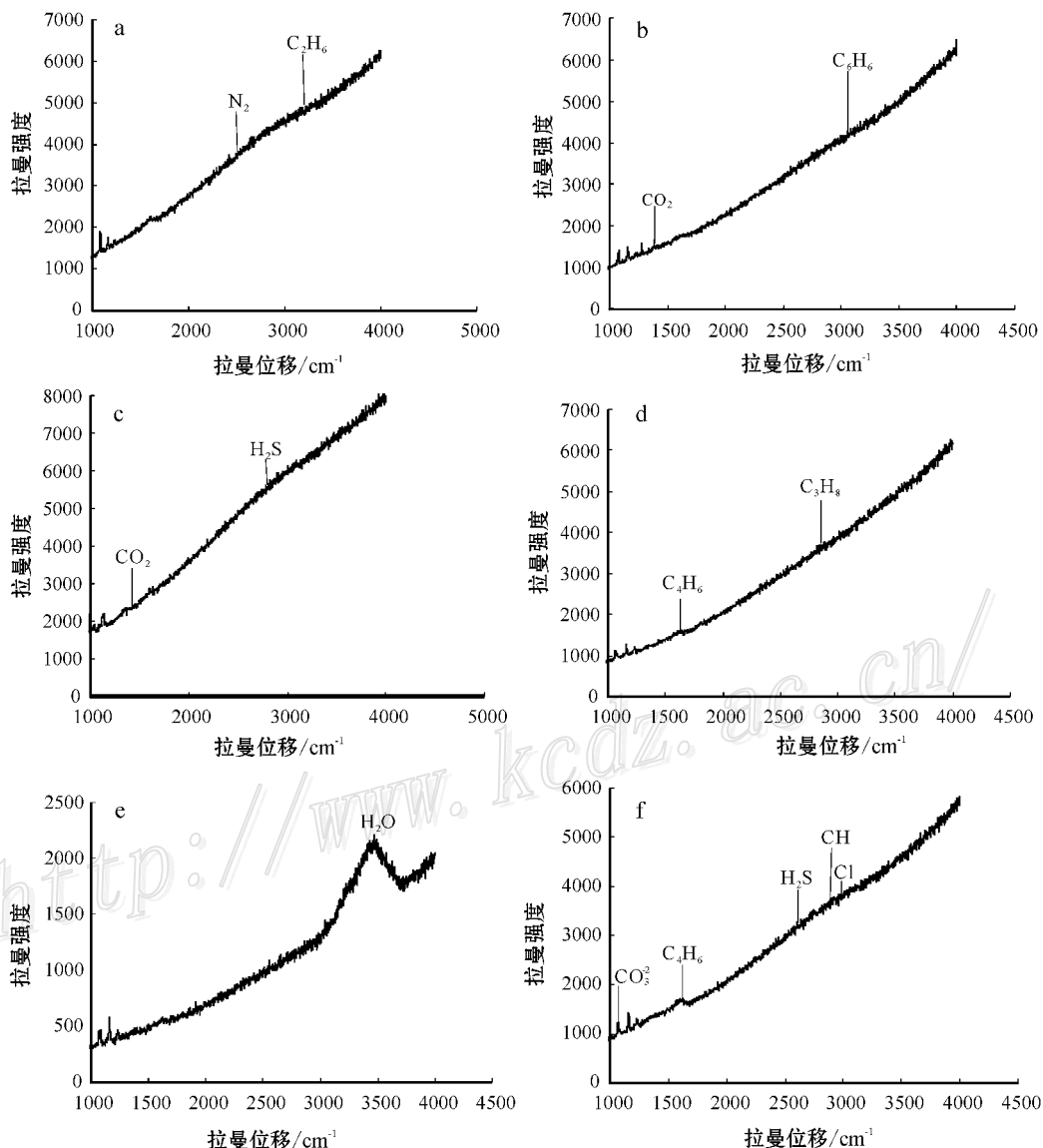


图 9 石英中流体包裹体激光拉曼图谱(图 e、f 为液相成分,其余为气相成分)

Fig. 9 Laser Raman spectroscopy of fluid inclusions in quartz

由主量元素化学分析结果(表 1)可知,本区矿石中的 SiO_2 、 Fe_2O_3 、 FeO 、 Al_2O_3 的含量分别为 49.32 % ~ 60.54 %、16.88 % ~ 21.98 %、8.10 % ~ 18.09 %、0.83 % ~ 1.90 %,而华北陆块鞍山、本溪等 4 个地区铁英岩集中区(表 1)中 SiO_2 含量为 41.88 % ~ 48.84 %, Fe_2O_3 含量为 26.64 % ~ 32.60 %, FeO 的变化范围为 14.02 % ~ 19.64 %, Al_2O_3 的含量在 0.47 % ~ 1.23 % 之间,可见本区铁英岩的 SiO_2 、 Al_2O_3 含量明显偏高, Fe_2O_3 含量偏低。本区 $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ 比值、 $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ 比值分别为 0.28 ~ 0.45、1.00 ~ 2.08,而其他地区的铁英岩中相应的比值范围是 0.56 ~ 0.72 和 1.36 ~ 2.21,总体上后者比值偏高,

说明本区铁英岩的氧化还原环境与其他地区有一定的差异,其氧化程度较低。本区和其他地区的铁英岩 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比值范围分别是 25.96 ~ 64.07、38.34 ~ 95.89,后者亦明显偏高。一般认为沉积变质铁矿的 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比值小于 10,火山沉积变质铁矿应大于 10(沈其韩,1998),所以本区乃至其他 4 个地区的铁英岩更接近于火山沉积变质铁矿。

沈其韩(1998)指出, Co 、 Ni 、 Ti 在火山沉积变质铁矿床中的含量一般比陆源沉积铁矿床的要高,而 V 、 Ga 含量和 Ni/Co 比值在陆源沉积铁矿含量较高, Ti/V 比值可以区分成矿物质来源和铁英岩的成因类型。本区铁英岩中 Ni/Co 比值在 3.04 ~ 4.09 之

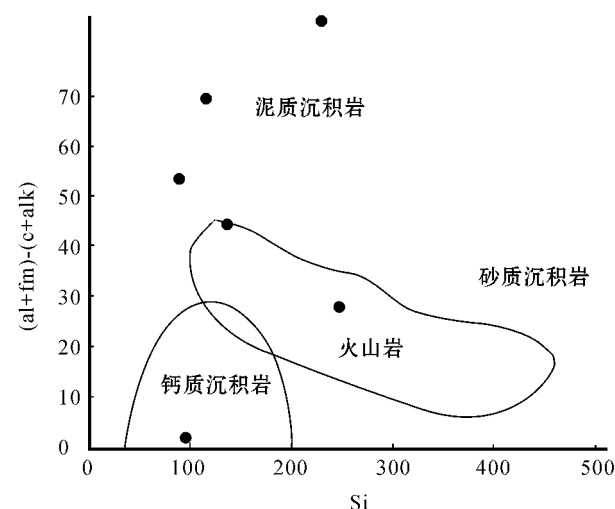


图 10 含矿围岩 $(al + fm) - (c + alk) - Si$ 图解(据 Simonen, 1953)

Fig. 10 $(al + fm) - (c + alk) - Si$ diagram of ore-bearing wall rocks (after Simonen, 1953)

间, Ti/V 比值在 15.56~53.67 之间, 相对华北陆块的其他地区铁英岩略有偏高, 反映了其物质来源与火山活动有关。

结合本区铁矿床在火山沉积岩系中产出的部位和规模、矿石类型及其经历的变质条件可知, 其沉积相主要为硅酸盐相, 应属于基性火山岩-中酸性杂砂岩-硅铁质沉积建造的阿尔戈马型, 这与华北陆块其他前寒武纪条带状铁建造主要类型一致。

3.2 成矿流体性质及演化

由流体包裹体所测定的均一温度可知, 本区含矿围岩和矿石中的石英气液流体包裹体的均一温度范围分别是 150~420 °C 和 160~400 °C, 这与华北陆块北缘的鞍山地区同类型矿床所测定的均一温度变化范围基本一致, 但后者的均一温度范围相对更集中(307~325 °C, 施继锡等, 1980)。含矿围岩和矿石中的石英气液流体包裹体的均一温度范围在 220~300 °C 均出现峰值, 说明该阶段的流体包裹体代表了本区主要成矿阶段及其成矿晚期流体的活动情况。本区流体的盐度 $w(NaCl_{eq})$ 介于 0.88 % ~ 11.34 % 之间, 平均为 4.55 %; 密度 0.66~0.99 g/cm^3 , 以 0.7~0.9 g/cm^3 最为集中, 并且在各类流体包裹体中均未见含子矿物的包裹体, 说明本区流体属于中低温的低盐度、低密度流体, 具多数变质热液成矿流体盐度特征(曾贻善, 1996)。

按成分类型和成因, 成矿流体可认为由两部分组成: 一是成矿流体的主体热水溶液, 它可来源于变

质热液、岩浆热液、地幔排气热液、下地壳麻粒岩化热液和深循环地下水热液及其混合热液, 其成分相当复杂, 主体由 H_2O 组成, 阳离子主要是 Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 等, 阴离子主要是 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 、 CO_3^{2-} 、 F^- 和 HS^- 等, 气体成分主要是 CO_2 和少量 CH_4 、 N_2 、 H_2 、 H_2S 等, 并可概括为 $H_2O - NaCl - CO_2$ 成分模式(曾贻善, 1996; Lu et al., 1996); 二是成矿物质, 如 Fe、Au、Ag、Cu、Pb、Zn、W、Sn、Mo 等, 其来源可直接来自主体热液, 也可来自主体热液流经岩石的成矿物质的活化(李兆麟等, 1996), 成矿流体的成分模式可综合为 $M + NaCl - CO_2 - H_2O$ (M 为金属及相关元素)。结合成矿流体中的成矿物质, 可建立本区条带状铁建造成矿流体的成分模式为 $Fe - H_2S - CH_4 + H_2O - NaCl - CO_2$, 其中 $NaCl - CO_2 - H_2O$ 为成矿流体的基本热液组成。

值得注意的是, 本区各种类型的流体包裹体的个体大小、形态特征和产状基本一致, 并由拉曼光谱测定其主要成分均为 H_2O 、 $NaCl$ 、 CO_2 、 CH_4 、 H_2S 等, 反映其可能为同一成矿作用的产物, 形成于比较均匀的热液体系(Roedder, 1984)。然而, 本区流体包裹体类型的多样性, 且成群共产于同一石英、方解石等颗粒中, 表明其捕获时成矿变质流体处于一种不均匀状态(Shepherd et al., 1985; 张文淮等, 1993)。在均一温度-盐度关系图解(图 11)中, 二者并不存在线性的相关关系, 流体的盐度并没有随着均一温度的升高而增加, 说明本区流体是不同盐度的流体作用结果, 这也支持了流体盐度的测试结果。激光拉曼光

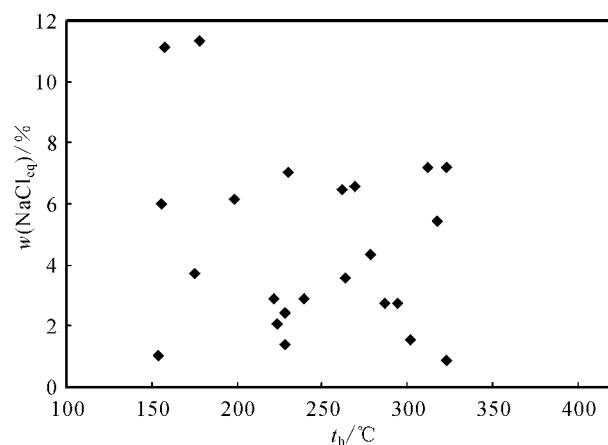


图 11 流体包裹体均一温度—盐度图

Fig. 11 Scatter plots of homogenization temperature and salinity of fluid inclusions

谱分析结果表明,单个流体包裹体成分组成变化比较大,有的包裹体有液相,无气相,甚至某些包裹体主要组分 H_2O 和 CO_2 的含量在检测线之下,反映了在包裹体被捕获的瞬间,矿物间隙内的流体成分呈现不均一性(Roedder, 1984)。产生以上这种现象的原因可能是原来均匀的流体随着变质体系的温度、氧逸度和 pH 值的变化,原成矿变质流体体系的化学平衡被打破,发生了不混溶现象。

3.3 成矿机制

综上所述,窑场铁矿床的矿体主要产于中基性或中酸性火山岩中,并且在火山岩系中出现沉积岩,但沉积岩层厚度不大,以氧化物相铁矿为主。矿物之间稳定共生,并无交代淋滤现象,经胶体化学沉积、区域变质作用形成,属火山沉积变质型铁矿床。

前人研究表明,华北陆块的南部在 2.8 Ga 左右存在相当规模的火山喷发活动,是一次范围较广、影响较大的重要地质事件,即太华运动(薛良伟等, 1995)。正是前寒武纪的火山活动频繁、间隙喷发,促使大量的铁质自深部带入海盆。新太古代地球大气的氧逸度非常低(Catling et al., 2005),地球表面的铁主要以溶解度较大的 $Fe(II)$ 的形式存在,主要以铁氢化物、硅氢化物迁入古海洋中。随着大气氧逸度的缓慢升高(Catling et al., 2005)或生物氧化作用的不断进行(李碧乐等, 2007),海洋中的部分 $Fe(II)$ 经过氧化、水解,发生胶体化学沉积,形成了含磁铁矿硅质岩。

在条带状含硅铁沉积物的沉积地层基础上,经受强烈的区域变质作用,变质相达角闪岩相,形成铁英岩。从矿体和围岩的矿物组合可以看出,矿体的围岩蚀变不很发育,成矿过程中外来热液活动不甚明显,这可能与未受到大规模深大构造控制的深部流体参与活动有关。流体活动可能主要以受岩石孔隙和裂隙控制的渗透型为主,在岩石中处于分散状态,显示一般变质热液的基本活动特征(Roedder, 1984)。在变质作用的早期,变质热液在成矿流体运移的过程中,不断与围岩发生一定程度的水-岩反应,流体不断富集以络合物形式进入的成矿元素(Hemley et al., 1992),随着体系的温度、氧逸度和 pH 值的变化,原成矿流体体系的化学平衡被打破,流体发生不混溶作用,铁从流体中分离出来,以磁铁矿的形式发生沉积(因此,磁铁矿颗粒较粗),铁质发生进一步的迁移和富集,形成了前寒武纪条带状铁建造矿床。同时,流体向富含水溶液方向演化(涂光

炽, 1996; 李兆麟等, 1996),流体中 CO_2 含量减少,水含量增加,形成 I、II 和 III 类流体包裹体,富 CO_2 包裹体则散布在以上 3 种包裹体群中。

4 结 论

(1) 本区条带状硅铁建造可能与海相火山沉积物有关,为少量碎屑物质加入的化学沉积岩,属于火山沉积变质型铁矿床范围,进一步归属于中酸性火山岩-沉积岩含铁建造铁矿床。

(2) 流体包裹体的均一温度主要集中在 220~320 °C 之间,成矿流体具有低盐度、低密度特征。石英中气液两相包裹体具有较复杂的气液相成分,显示除水外,具有较强还原性物质成分特征峰值,表明其是在还原环境中形成,并显示本区流体可能发生了不混溶现象,促进成矿元素的进一步富集。

志 谢 感谢中国地质大学(北京)地质实验中心等离子光谱分析实验室、等离子质谱分析实验室、地质过程与矿产资源国家重点实验室包裹体实验室、中科院地质与地球物理研究所流体包裹体实验室工作人员对论文数据的分析,特别感谢孙岱生教授、张文淮教授、张招崇教授等在论文完成过程中给予的指导和帮助。

References

- Carlos A S, Sonia M B de O, Alcides N S and Francisco J R. 2007. Geochemistry and genesis of the banded iron formations of the Caue Formation, Quadrilatero Ferrifero, Minas Gerais, Brazil [J]. Precambrian Res., 152(3/4): 170-206.
- Catling D C and Claire M W. 2005. How earth atmosphere evolved to anoxic state: A status report[J]. Earth and Planetary Science Letters, 237: 1-20.
- Chen G Y, Ni M H, Wang X F, Sun D S, Sun C M, Wang Z F, Su Y X and Lin J X. 1984. Genetic mineralogy of Gongchangling iron mine[J]. Minerals and rocks, 4(2): 1-254 (in Chinese with English abstract).
- Cheng Y Q. 1957. Problems on the genesis of the high-grade ore in the Pre-Sinian(Pre-Cambrian) banded iron ore deposits of the Anshan-type of Liaoning and Shandong Provinces[J]. Acta Geologica Sinica, 153-180 (in Chinese with English abstract).
- Gross G A. 1965. Geology of iron deposits in Canada[A]. General geology and evaluation of deposits[C]. Geol. Surv. Can. Rep., 22: 181.
- Gross G A. 1983. Tectonic systems and the deposition of iron-formation

- [J]. *Precambrian Res.*, 30: 63-80.
- Guan G Y. 1961. On the role of metamorphism in the process of forming rich iron ores of Ammanken type[J]. *Acta Geologica Sinica*, 41(1): 65-76 (in Chinese with English abstract).
- Hall D L, Sterner S M and Bodnar R J. 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions[J]. *Econ. Geol.*, 83: 197-202.
- Han Y G, Zhang S H, Franco P J and Zhang Y H. 2007. Evolution of the Mesozoic granites in the Xiong'er-shan-Waifangshan region, western Henan Province, China, and its tectonic implications[J]. *Acta Geologica Sinica*, 81(2): 253-265.
- Hemley J J, Cygan G L, Fein J B, Robinson G R and Angelo W M. 1992. Hydrothermal ore-forming processes in the light studies in rock-buffered systems: Iron-copper-zinc-lead sulfides solubility reactions[J]. *Econ. Geol.*, 87(1): 1-22.
- James H L. 1954. Sedimentary facies of iron- formations[J]. *Econ. Geol.*, 49: 235-293.
- James H L. 1966. Chemistry of the iron-rich sedimentary rock[J]. *U. S. Geol. Surv.*, 440-W: 1-6.
- James H. L. 1983. Distribution of banded iron-formation in space and time (in Iron-formation: facts and problems)[J]. *Developments in Precambrian Geology*, 6: 471-490.
- Ji L M, Chen J F, Zhen J J and Wang J. 2001. Sedimental records and characteristics of palaeoclimate and palaeoenvironment in the Yanshan area, north China in the mesoproterozoic and the neoproterozoic[J]. *Advance in Earth Sciences*, 16(6): 777-784 (in Chinese with English abstract).
- Kato Y, Ohta I, Tsunematsu T, Watanabe Y, Isozaki Y, Maruyama S and Imai N. 1998. Rare earth element variations in mid-Archean banded iron formations: Implications for the chemistry of ocean and plate tectonics[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62(21/22): 3475-3497.
- Klein C and Bricker O. 1979. Several problems involve in the study of sedimentary environment and diagenesis environment in banding iron layer[J]. *Foreign Geology and Technology*, (5): 25-37 (in Chinese).
- Klein C. 2005. Some Precambrian banded iron formations (BIFS) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin[J]. *American Mineralogist*, 90: 1473-1499.
- Kröner A, Compston W, Zhang G W, Guo A L and Todt W. 1988. Age and tectonic setting of Late Archean greenstone-granite terrain in Henan Province, China, as revealed by single grain zircon dating[J]. *Geology*, 16: 211-215.
- Li B L, Huo L and Li Y S. 2007. Several problems involve in the study of banded iron formations (BIFs)[J]. *Acta Mineralogical Sinica*, 27(2): 205-210 (in Chinese with English abstract).
- Li Z L, Yang R Y, Sun X M and Li Y S. 1996. Formation, evolution and mineralization of fluid during geological process[J]. *Earth Science Frontiers*, 3(3/4): 233-244 (in Chinese with English abstract).
- Liu B and Duan G X. 1987. The density and isochoric formulae for NaCl-H₂O fluid inclusions and their applications[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 7(4): 345-352 (in Chinese with English abstract).
- Liu B. 2001. Density and isochoric formulae for NaCl-H₂O inclusions with medium and high salinity and their applications[J]. *Geological Review*, 47(6): 617-622 (in Chinese with English abstract).
- Lu H Z and Chi G X. 1996. Geochemical characteristics of ore forming fluids in shear zone hosted Archean gold deposits[J]. *Earth Science Frontiers*, 3(3/4): 19-38.
- Luo H, Chen Z H and Shen B F. 2000. The characteristics and origin of ore-forming fluid of Archean BIF-hosted gold deposits in Wutai Mountain area, Shanxi Province[J]. *Process in Precambrian Research*, 23(2): 65-75 (in Chinese with English abstract).
- Michael M Kimberley. 1989. Exhalative origins of iron formations[J]. *Ore Geology Reviews*, (5): 13-154.
- Morris R. C. 1993. Genetic modelling for banded iron-formation of the Hamersley Group, Pilbara Craton, western Australia (in Archean and early Proterozoic geology of the Pilbara region, western Australia)[J]. *Precambrian Research*, 60(1/4): 243-286.
- Parnell J. 1993. Geofluids'93 Extended Abstracts: Ore Deposition from Fluids [M]. 358-401.
- Perry E C. 1979. Metamorphic chert and oxygen isotope of iron-containing layer after 3.8 million years in west Greenland[J]. *Foreign Geology and Technology*, (3): 31-42 (in Chinese).
- Robert F and Ali P. 2007. Source heterogeneity for the major components of 3.7 Ga banded iron formation (Isua Greenstone Belt, western Greenland): Tracing the nature of interacting water masses in BIF formation[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 253: 266-281.
- Roedder E. 1984. Fluid inclusions[J]. *Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America*, 12: 1-644.
- Shen B F, Zhai A M, Yang C L and Cao X L. 2005. Temporal-spatial distribution and evolutionary characters of Precambrian iron deposits in China[J]. *Geological Survey and Research*, 4(28): 196-206 (in Chinese with English abstract).
- Shen B F, Zhai A M, Chen X M, Yang C L, Hu X D, Cao X L and Gong X H. 2006a. The Precambrian mineralization of China[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 45-71 (in Chinese with English abstract).
- Shen B F, Zhai A M, Miao P S, Sima X Z and Li J J. 2006b. Geological character and potential resources of iron deposits in the North China Block[J]. *Geological Survey and Research*, 29(4): 244-252 (in Chinese with English abstract).
- Shen Q H. 1998. Geology character and formation conditions of early Precambrian BIFs in Huabei Craton[A]. Cheng Y Q, ed. Early Precambrian geology study on Huabei Craton[C]. Beijing: Geol. Pub. House. 1-30 (in Chinese with English abstract).
- Shepherd T J, RaKin Arl and Alderton D H M. 1985. A practical guide to fluid inclusion studies[J]. Blackie & son Limited, 1-154.
- Shi J X and Li B C. 1980. Origin of rich magnetite ores in the Gongchangling area as evidenced by fluid inclusion studies from the Anshan-Benxi region, northeast China[J]. *Geochimica*, 1: 43-53

- (in Chinese with English abstract).
- Simonen A. 1953. Stratigraphy and sedimentation of the Svecofenmic, early Archean supracrustal rocks in southwestern Finland[J]. Bull. Comm. Geol. Finland. 160: 1-64.
- Simonson B M and Hassler S. 1996. Was the deposition of large Precambrian iron formations linked to major marine transgressions[J]? Geology, 104: 665-676.
- Sims P K. 1979. Tectonic and deposit of Precambrian iron deposits in Fang Lake Superior[J]. Foreign Geology and Technology, (7): 29-49 (in Chinese).
- Sun F N. 1994. The discovery of unconformity within the Taihua Group and definition its stratigraphic sequence in the Lushan area, Henan[J]. Geological Bulletin of China, (2): 135-140 (in Chinese with English abstract).
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and process[A]. In: Saunders A D and Norry M J, ed. Magmatism in the oceanic basins[M]. London: Geol. Soc. Spec. Publ. 313-345.
- Sun Y. 1982a. Polymetamorphism of the Taihua Group at the Lushan, Henan[J]. Journal of Northwest University (Precambrian geological Special Issue), 44-65 (in Chinese with English abstract).
- Sun Y. 1982b. Petrochemical features of the early Precambrian metamorphic volcanic series in the Lushan region, Henan[J]. Journal of Northwest University (Precambrian geological Special Issue), 31-43 (in Chinese with English abstract).
- Sun Y. 1985. The restoring the protolithic types of high Metamorphic zone within Taihua Group of southwest in Huabei block and their tectonic setting[J]. Journal of Northwest University, (1): 70-77 (in Chinese with English abstract).
- Sun Y, Yu Z P and Kröner A. 1994. Geochemistry and single zircon geochronology of Archean TTG gneisses in the Taihua high-grade terrain, Lushan area, central China[J]. Journal of Southeast Asian Earth Sciences, 10(3/4): 227-233.
- Tang L J. 1981. Rifting and mineral[J]. Foreign Geological science and technology, (4): 1-12 (in Chinese).
- Trendall A F. 1968. Three great basins of Precambrian banded iron formation deposition: Asystematic comparison[J]. Geol. Soc. Am. Bull, 79: 1527-1544.
- Trendall A F and Morris R C. 1983. Transvaal supergroup, south Africa, iron-formation: Facts and problem[M]. New York: Elsevier, 131-209.
- Tu G Z. 1996. The discussion on some CO₂ problems[J]. Earth Science Frontiers, 3(3/4): 53-62 (in Chinese with English abstract).
- Tu S X. 1996. A new idea on the protolith formations and the dismembering into two eras of Taihua metamorphic complex in Lushan region, Henan Province[J]. Geology and Mineral Resources of South China, (4): 22-31 (in Chinese with English abstract).
- Tu S X. 1998. Geochemical comparing of two types of amphibolites within Taihua Group in Lushan County, Henan Province and their tectonic settings[J]. Geochimica, 27(5): 412-421 (in Chinese with English abstract).
- Veizer J. 1983. Geologic evolution of the Archean-Early Proterozoic Earth[A]. Schopf J W, ed. Earth's earliest biosphere[C]. Princeton: Princeton University Press. 240-259.
- Wang K N and Yao P H. 1992. Iron deposit review of China[M]. Beijing: Metallurgical Industry Publishing House. 36-221 (in Chinese with English abstract).
- Xue L W, Yuan Z L, Zhang Y S and Qiang L Z. 1995. The Sm-Nd isotope age of Taihua Group in Lushan area and their implications[J]. Geochimica (Supp.), 24: 91-96 (in Chinese with English abstract).
- Yang C X. 2008. Zircon SHRIMP U-Pb ages, geochemical characteristics and environmental evolution of the Early Precambrian metamorphic series in the Lushan area, Henan, China[J]. Geological Bulletin of China, 27(4): 517-533 (in Chinese with English abstract).
- Yao B H. 1993. Iron mine record of China[M]. Beijing: Metallurgical Industry Press. 1-662 (in Chinese with English abstract).
- Zeng Y S. 1996. Geochemistry of hydrothermal solutions[J]. Earth Science Frontiers, 3(3/4): 89-95 (in Chinese with English abstract).
- Zhang F Q. 1998. Early Precambrian continental crusto-accretion and crusto-reworking and basemental metamorphic formations analysis: an anatomy of North China craton[J]. Acta Geophysica Sinica, 41 (Supp.): 88-98 (in Chinese with English abstract).
- Zhang W H and Chen Z Y. 1993. Geology of fluid inclusions[M]. Wuhan: Chinese University of Geoscience Publishing House, 1-246 (in Chinese with English abstract).
- Zhao G C, Sun M and Wilde S A. 2002. Major tectonic units of the North China Craton and their Early Proterozoic together[J]. Science in China (Ser. D), 32(7): 538-549 (in Chinese).
- Zheng D Z and Zheng R F. 2007. A discussion on the Mechanism of the Precambrian Banded Iron Formation[J]. Resources Environment Engineering, 27(2): 205-210 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 陈光远,黎美华,汪雪芳,孙岱生,孙传敏,王祖福,速玉莹,林家湘. 1984. 弓长岭铁矿成因矿物学专辑[J]. 矿物岩石, 4(2): 1-254.
- 程裕淇. 1957. 中国东北部辽宁山东省前震旦纪鞍山式条带状铁矿中富矿的成因问题[J]. 地质学报, 37(2): 153-180.
- 关广岳. 1961. 论变质作用的鞍山式铁矿富矿形成上的意义[J]. 地质学报, 41(1): 65-76.
- 吉利明,陈践发,郑建京,王杰. 2001. 华北燕山地区中新元古代沉积记录及其古气候、古环境特征[J]. 地球科学进展, 16(6): 777-784.
- Klein C, Bricker O. 1979. 元古代条带状含铁层沉积环境和成岩环境的几个问题[J]. 国外地质科技, (5): 25-37.
- 李碧乐,霍亮,李永胜. 2007. 条带状铁建造(BIFs)研究的几个问题[J]. 矿物学报, 27(2): 205-210.
- 李兆麟,杨荣勇,孙晓明,李院生. 1996. 地质作用中流体形成演化及成矿作用[J]. 地学前缘, 3(3/4): 233-244.
- 刘斌,段光贤. 1987. NaCl-H₂O 溶液包裹体的密度式和等容式及其应用[J]. 矿物学报, 7(4): 345-352.

- 刘 斌. 2001. 中高盐度 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 包裹体的密度式和等容式及其应用[J]. 地质论评, 47(6): 617-622.
- Perry E. C. 1979. 西格陵兰伊休卡西亚 38 亿年的变质燧石和含铁层氧同位素[J]. 国外地质科技, (3): 31-42.
- 沈保丰, 翟安民, 杨春亮, 曹秀兰. 2005. 中国前寒武纪铁矿床时空分布和演化特点[J]. 地质调查与研究, 4(28): 196-206.
- 沈保丰, 翟安民, 陈文明, 杨春亮, 胡小碟, 曹秀兰, 宫晓华. 2006a. 中国前寒武纪成矿作用[M]. 北京: 地质出版社. 45-71.
- 沈保丰, 翟安民, 苗培森, 司马献章, 李俊建. 2006b. 华北陆块铁矿床地质特征和资源潜力展望[J]. 地质调查与研究, 29(4): 244-252.
- 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[A]. 程裕祺. 华北地台早前寒武纪地质研究论文集[C]. 北京: 地质出版社. 1-30.
- 施继锡, 李本超. 1980. 根据鞍山地区包裹体研究试论弓长岭铁矿富矿的成因[J]. 地球化学, 1: 43-53.
- Sims P. K. 1979. 芳必利尔湖前寒武纪构造和矿床[J]. 国外地质科技, (7): 29-49.
- 孙 勇. 1982a. 河南鲁山太华群的多期变质作用[J]. 西北大学学报(前寒武纪地质专辑), 44-65.
- 孙 勇. 1982b. 河南鲁山地区早前寒武纪变质火山岩系的岩石化学特征[J]. 西北大学学报(前寒武纪地质专辑), 31-43.
- 孙 勇. 1985. 华北地块西南缘太华高级变质带原岩恢复及其构造环境探讨[J]. 西北大学学报, (1): 70-77.
- 唐连江. 1981. 裂谷作用与矿产[J]. 国外地质科技, (4): 1-12.
- 涂光炽. 1996. 关于 CO_2 基本问题的讨论[J]. 地学前缘, 3(3/4): 53-62.
- 涂绍雄. 1996. 河南鲁山太华变质杂岩原岩建造及时代二分的新发现[J]. 华南地质与矿产, (4): 22-31.
- 涂绍雄. 1998. 河南鲁山太华群两类斜长角闪岩地球化学对比及其构造环境[J]. 地球化学, 27(5): 412-421.
- 王可南, 姚培慧. 1992. 中国铁矿综述[M]. 北京: 冶金工业出版社. 36-221.
- 薛良伟, 原振雷, 张萌树, 强立志. 1995. 鲁山太华群 Sm-Nd 同位素年龄及其意义[J]. 地球化学, 24(增刊): 91-96.
- 杨长秀. 2008. 河南鲁山地区早前寒武纪变质岩系的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄、地球化学特征及环境演化[J]. 地质通报, 27(4): 517-533.
- 姚培慧. 1993. 中国铁矿志[M]. 北京: 冶金工业出版社. 1-662.
- 曾贻善. 1996. 热水溶液地球化学[J]. 地学前缘, 3(3/4): 89-95.
- 张福勤. 1998. 早前寒武纪地壳增生、再造作用与基底变质建造分析——以华北为例[J]. 地球物理学报, 41(增刊): 88-98.
- 张文淮, 陈紫英. 1993. 流体包裹体地质学[M]. 武汉: 中国地质大学出版社. 1-246.
- 赵国春, 孙 敏, Wilde S A. 2002. 华北克拉通基底构造单元特征及早元古代拼合[J]. 中国科学(D 辑), 32(7): 538-549.
- 郑大中, 郑若锋. 2007. 前寒武纪条带状铁建造形成机理新探[J]. 资源环境与工程, 27(2): 205-210.