

河南舞阳铁山铁矿床地球化学特征及其环境意义

李永峰^{1,2)}, 谢克家¹⁾, 罗正传^{1,2)}, 李俊平^{1,2)}

1) 河南省有色金属矿产探测工程技术研究中心, 郑州, 450016;

2) 河南省有色金属地质勘查总院, 郑州, 450052

内容提要:河南舞阳铁山铁矿床为新太古代大型鞍山式铁矿床, 本文对铁山矿床进行了岩石学、地球化学方面的研究, 并与国内外该类型矿床进行了对比。通过对铁山铁矿床赋矿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, 属前寒武纪火山沉积变质型铁矿床。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 120~360°C 之间, 矿石中包裹体均一温度峰值为 120~320°C, 成矿流体具有低盐度 [$w(\text{NaCl})$ 为 1%~14%]、低密度(0.75~1.00 g/cm³) 特征。成矿溶液是一种低盐度的 Na⁺、Ca²⁺、SO₄²⁻、Cl⁻ 型水, 并含有较高的 CO₂ 和一定量的 O₂、N₂ 及少量 CH₄。岩石学研究结果认为其经受了绿片岩相至低角闪岩相变质作用, 磁铁矿部分受到变质重结晶, 但局部仍保存有化学沉积的特征。在 TFe-(CaO+MgO)-SiO₂ 图解中, 其分布与鞍山、五台山条带状铁矿和世界条带状铁矿分布区一致。铁山矿床稀土元素含量较低, 具有太古宙海洋沉积的特征, 在 PAAS(太古宙后平均澳大利亚沉积岩) 标准化的稀土配分曲线中显示轻稀土的相对亏损和重稀土的相对富集, 具有明显的 Eu 正异常(Eu/Eu* = 0.30~2.21) 和明显的 Y 正异常(Y/Y* = 1.34~3.19), 具有一定的 La 正异常(La/La* = 0.81~1.60) 和轻微 Ce 负异常(Ce/Ce* = 0.87~1.01), 这一特征与我国鞍山弓长岭和五台山及世界许多地区的太古宙 BIF 特征一致。微量元素中 Ti、V、Co、Ni、Mn、Sr、Ba 等元素的含量都较低, 在原始地幔标准化的微量元素配分曲线中具 U、Ta、La、Ce、P 正异常, K、Nb、Sr、Hf、Zr 负异常。对铁山条带状铁矿中 Sr/Ba、Ti/V 等元素的比值与其他地区进行了对比。综合研究结果认为铁山条带状铁矿具有与火山热液伴生的铁质, 形成于缺氧的海洋化学沉积环境。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; 铁山; 河南舞阳

舞阳铁矿田位于河南省中部舞钢市境内, 大地构造位置属华北陆块南缘、河南鲁山-登封-许昌条带状铁建造带中, 为华北陆块前寒武纪条带状铁建造 16 大铁矿床集中区之一(沈保丰等, 2005)。矿田的勘查工作始于 20 世纪 50 年代中期, 1955 年中南地质局 461 队检查群众报矿首次发现了铁山铁矿; 随后, 相关地勘单位进行地表揭露, 配合磁法、电法、重力勘探研究该区磁异常, 开展钻探控制等勘查工作, 并探明 B+C+D 级储量 2.43361×10^8 t, TFe29.15%, 是河南省最大的铁矿床(楚新春等, 1992)。2010 年, 河南有色地矿局四队在本区开展整装勘查工作, 在深部发现了矿体, 展示了良好的找矿前景。截止 2011 年底, 铁山矿床累计探明资源储量 2.47×10^8 t(李俊平等, 2012)。

华北陆块前寒武纪条带状铁矿是我国主要的铁矿资源, 前人对前寒武纪条带状铁矿床的地质特征、时空分布、演化特征、矿床成因等进行了较为系统的研究(沈保丰等, 1979, 1981, 2005; 姚培慧等, 1993; 沈其韩, 1998, 2012; 沈其韩等, 2009, 2011; 郑建民等, 2007; 赵文广等, 2011; 李厚民等, 2012), 认为华北陆块前寒武纪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, 反映了当时的地质环境和地壳演化特点(周世泰, 1994; 李志红等, 2008; 李延河等, 2010; 陈文等, 2011; 王荃, 2012), 并对该类铁矿床的资源远景和找矿方法等进行了深入探讨(宋明春等, 2008; 沈其韩等, 2011; 吴明安等, 2011; 匡海阳等, 2012; 沈保丰, 2012)。但位于华北陆块南部的鲁山-登封-许昌矿

注: 本文为河南省国土资源地质矿产科技攻关项目(编号 2010-61-4)和河南省有色金属地质矿产局技术创新项目(编号 YSDK2013-09)的成果。

收稿日期: 2013-05-01; 改回日期: 2013-08-02; 责任编辑: 黄敏。

作者简介: 李永峰, 男, 1964 年生。博士, 教授级高工, 主要从事金属矿产勘查科研工作。Email: 13663861717@163.com。

集区研究程度相对较低,该区的鲁山地区因露头良好,许多学者对鲁山地区开展了系统的地质调查,厘定了太华群变质岩系的层位,进行了细致的年代学(薛良伟等 1995;杨长秀,2008)、元素地球化学(涂绍雄,1984,1998;杨长秀等,2008;张东阳等,2009)、Sr-Nd 同位素及锆石 Hf 同位素研究(第五春荣,

2010)。舞阳地区绝大部分被厚达数十米乃至百余米的第四系所覆盖,西南部山区则覆盖着巨厚的震旦纪地层,给舞阳铁矿田研究工作带来极大的困难。长期以来对舞阳铁矿田地质特征的研究较少涉及,部分学者对舞阳铁矿田太华群岩系开展地层特征和构造演化的研究工作(罗铭玖等,2000;嵇少丞等,

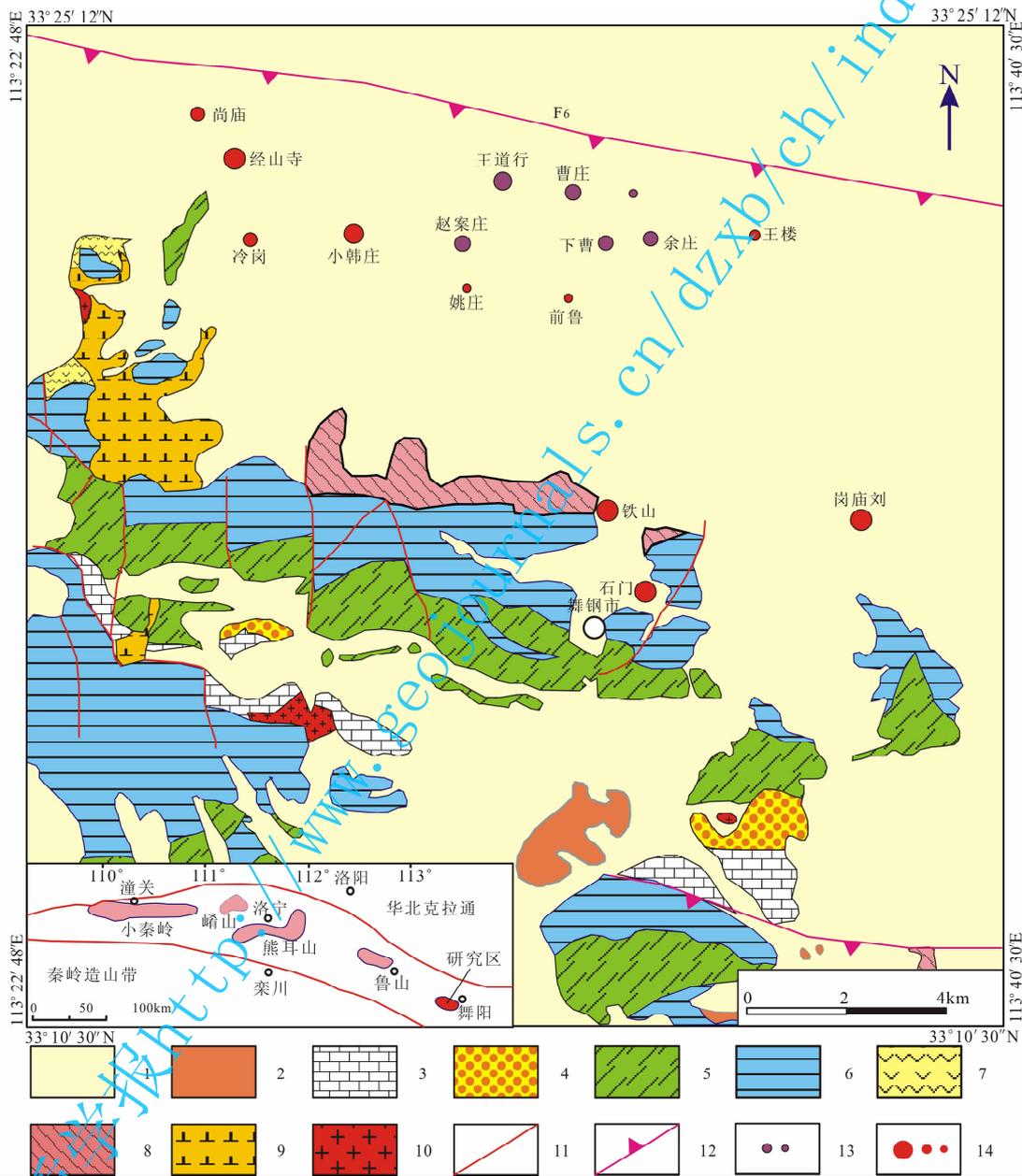


图 1 河南舞阳铁矿地质及矿床分布图(据李俊平等,2012 修改)

Fig. 1 The geological and mineral occurrence map of Wuyang iron deposits in Henan

- 1—第四系; 2—古近系; 3—寒武系; 4—震旦系; 5—新元古界洛峪群; 6—中元古界汝阳群; 7—中元古界熊耳群; 8—新太古界太华群;
- 9—正长岩; 10—花岗岩; 11—断层; 12—逆冲推覆构造; 13—赵案庄式铁矿床(中、小型); 14—铁山庙式铁矿床(大、中、小型)
- 1—Quaternary; 2—Paleogene; 3—Cambrian; 4—Sinian; 5—Neoproterozoic Luoyu Group; 6—Mezoproterozoic Ruyang Group; 7—Mezoproterozoic Xionger Group; 8—Neoproterozoic Taihua Group; 9—syenites; 10—granite; 11—fault; 12—thrust-nappe Tectonics; 13—Zhaoanzhuang type iron deposits(medium, small); 14—Tieshan type iron deposits(large, medium, small)

2008;李俊平等,2012),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存在争议。近年来大规模钻探勘查工作和露天铁矿的开采揭露,为系统观察和研究舞阳铁矿床提供了条件。本文在综合研究前人资料的基础上,基于铁山铁矿床露天采场的野外地质调查第一手成果,系统总结舞阳铁矿区铁山矿床地质特征,结合钻孔岩芯观察,通过系统采样分析,研究铁建造及围岩的流体包裹体特征和主量、稀土和微量元素等地球化学特征,同时将该类矿床与国内外典型的铁矿床进行对比,阐明铁矿床的成矿环境、成矿机制,以进一步探讨其形成过程,为矿田整装勘查提供理论依据。

1 矿田地质

舞阳矿田大部分为第四系覆盖,仅南缘和北西部有大片震旦系、寒武系出露及前震旦系变质岩系和古近系零星露头(图 1)。具典型的台地型双层地壳结构,基底地层为新太古界太华群赵案庄组、铁山庙组、杨树湾组,为一套角闪岩相变质岩系;盖层有中元古界熊耳群火山岩建造、汝阳群碎屑泥质岩建造,上元古界洛峪群页岩、砂岩互层,与太华群呈不整合接触。

1.1 含矿地层

根据矿床产出层位、矿床特征与成因特点,舞阳铁矿田沉积变质型铁矿可分为 2 种矿床类型、2 个含矿层位、4 个矿组:①产于太华群赵案庄组变质岩系,与太古宙基性-超基性岩浆活动有关的岩浆晚期磷灰石、钛磁铁矿变质型铁矿,包括 A、B 矿组,本区称为“赵案庄式”铁矿;②产于新太古界太华群铁山庙组变质岩系,与太古宙硅铁建造有关的“鞍山式”铁矿,含 C、D 矿组,在本区称为“铁山式”铁矿(图 2)。

新太古界太华群变质岩系自下而上可分为 3 组:赵案庄组、铁山庙组、杨树湾组。

1.1.1 赵案庄组

赵案庄组为区内最老地层单元,包括底部的多层含铁蛇纹岩、透辉角闪岩等以镁铁和超镁铁质科马提岩为标志的海相火山岩系列和中上部的以含榴片麻岩等孔达岩系为标志层的沉积变质岩系列,厚约 1000m,由下而上可划分为 9 个岩性段:

(1) 条带状混合岩夹均质混合岩:片麻岩残留体较少,局部见赤铁矿化现象,偶而构成薄层贫矿,厚度 >400m。

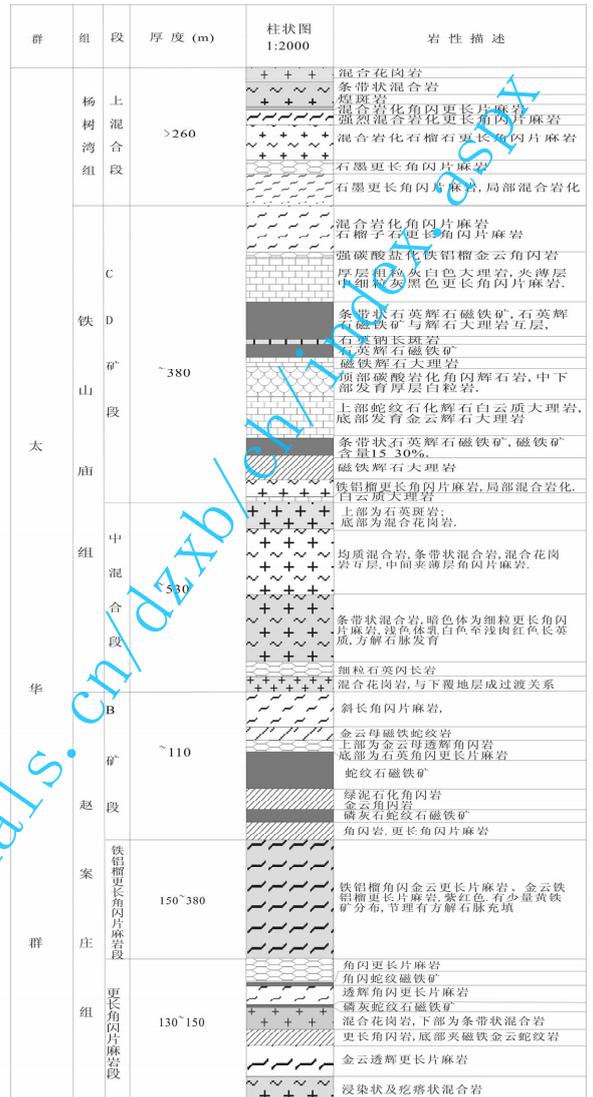


图 2 河南舞阳太华群地层柱状图
Fig. 2 Stratigraphic column of the Wuyang Taihua Group in Henan

(2) 透辉更长片麻岩:为 A 矿组底板,近矿围岩含石膏脉,厚 40~100m。

(3) A 矿组:主要由磷灰石蛇纹石磁铁矿、磁铁蛇纹岩、角闪岩、磁铁金云母片岩组成,厚 100~200m。矿层较多,可采矿体一般 2~5 层,但主要由上下两层矿组成,层间距一般 40~90m。可采矿体厚一般 10~40m,最厚可达 60m,矿体呈透镜状,有迅速贫化甚至尖灭特点,层位稳定性较差。已控制断续总长 2.5km,矿体向东变厚、变富,含矿层位也增多。矿床规模受成矿后大型逆掩断层不同程度截断或错失。一般形成中、小型矿床,见于下曹、余庄、苗庄矿床。

(4) 透辉更长片麻岩:为 A 矿组顶板,厚 25~

100m。

(5) 铁铝榴石更长角闪片麻岩:是划分 A、B 矿组的标志层,厚 10~365m。

(6) 更长角闪片麻岩:为 B 矿组直接底板,一般厚 20~40m,最厚达 115m。

(7) B 矿组:主要由磷灰石蛇纹石磷铁矿、磷铁蛇纹岩、磁铁古铜辉石岩、磷铁角闪岩,磁铁金云母片岩组成,层间夹弱混合岩化透辉更长片麻岩、更长角闪片麻岩,近矿围岩含石膏脉及少量磷灰石。含可采矿 1~4 层,矿田内由东向西矿层增多,可采厚一般 10~50m,最厚可达 81m。矿体多为似层状、透镜状,腹厚边薄,呈膨大一窄缩一膨大往复变化,东西延伸可达 5500m,厚 20~100m,由东向西变厚变稳定,向南沿倾斜方向有迅速变薄尖灭趋势。

矿床规模中型至小型,见于赵案庄、王道行、梁岗等矿床。

(8) 透辉更长片麻岩组:为 B 矿组直接顶板,一般厚 30~80m,最大厚度 136m。

(9) 条带状混合岩组:以花岗质条带状混合岩为主,最大厚度 580m。

1.1.2 铁山庙组

位于赵案庄组之上,其间推断为断层接触关系,或以混合岩化岩石正常接触,厚约 1000~1500m,自下而上划分 8 个岩性段。

(1) 混合岩-白粒岩:在经山寺至尚庙一带主要为白粒岩,厚约 400 余米。小韩庄一带主要是混合岩(条带状混合岩为主),两者之间属过渡关系。

(2) C 矿组:以斑花状白云质大理岩为主,夹 4 个石英辉石磁铁矿组合,厚 23~253m,平均 108m。矿体形状为似层状,透镜状,形态变化较大。各矿床东西向断续延展总长 17.5km,自小韩庄以东变为不连续的中小型透镜状。向西随碳酸盐岩发育而有矿体层次增多、规模变大趋势。单层矿体 3~12 层,剖面中分布较分散。可采矿体一般厚 20~40m,最大厚度可达 70m。主要含矿带中间夹层有白粒岩,构成矿层对比的层间标志,该矿组分布范围可达 6km²,厚 200~300m。矿床规模由大型至小型均有出现,见于尚庙、经山寺、小韩庄、姚庄、前鲁、岗庙刘等矿床。

(3) 更长角闪片麻岩:与底部含矿带整合接触,与上部混合岩有一定交角,厚 10~300m。

(4) 条带状混合岩:以条带状混合岩为主,夹均质混合岩。下伏铁铝榴石片麻岩,内夹薄层磁铁蛇纹岩矿层,厚度>500m。

(5) 含铁铝榴石更长片麻岩:全层以含星散状铁铝榴石为特征,夹绿泥云母片岩和混合岩化岩石。顶为白云石大理岩,下部以更长角闪片麻岩为主。厚度 10~90m。

(6) D 矿组:仅见于铁山矿床,以条带状石英辉石磁铁矿和块状磁铁矿为主,古侵蚀面附近为假象赤铁矿。中夹大理岩、辉石岩、含铁石英岩及更长角闪片麻岩,厚 11~268m,平均 114m,属厚度较大的多层状矿体,矿体一般有 6~7 层,4 层可采。矿体形状为似层状,已控制东西延续总长约 4km,两端厚中间薄,向东层次增多,向西合并为巨大单层状。东、西两端厚层矿体突然缺失,东端为剥蚀缺失,西端为断层缺失。铁山矿床规模大型。

(7) 大理岩夹更长片麻岩组:以蛇纹白云石大理岩或粗粒大理岩为主,夹更长角闪片麻岩、辉石岩或金云母片岩。厚度 2~47m。

(8) 条带状混合岩组:中夹混合花岗岩、角闪片麻岩。厚度>500m。

1.1.3 杨树湾组

岩性主要为条带状混合岩、更长角闪片麻岩、石墨更长片麻岩,总厚大于 960m,与下部铁山庙组呈整合或断层接触,与上覆熊耳群呈不整合接触。

1.2 构造

本区经历多次构造运动,前寒武纪运动使太华群地层发生强烈褶皱、断裂、区域变质和混合岩化作用,形成北西西—南东东褶皱,总体为一不对称的复式背斜,主背斜及次级构造均具北陡南缓特征,次级背向斜多为短轴,倾伏消亡甚快,褶皱轴线多呈弧形弯曲。在复背斜北翼局部形成倒转及紧密次级褶皱。燕山运动以断裂构造为主,形成一系列东西向压性断层及南北向张扭性断层,使本区铁矿被隐伏,近东西向、北西向和北东向断裂不同程度切穿含矿岩层,使矿层隆升或错位,造成矿层重复与缺失。近东西向断裂面多倾向南,主要为逆断层和逆掩断层,呈叠瓦状,均由南向北推覆,且由南向北断层倾角变缓、水平断距增大,与褶皱所反映的由南向北增强相一致,垂断距可达 500~1000m,造成较大范围的地层重复。近南北向断裂面多倾向西,主要为平移断层和正断层,一般东侧地层向南推移,断距由北向南逐渐变小。时间上近东西断裂生成早于南北向断裂。

1.3 岩浆岩

岩浆活动比较频繁,太古代有基性、超基性岩侵入,中元古代有安山岩喷出,中生代燕山期有闪长

岩、花岗岩类及正长岩侵入(向君峰等,2010),第三纪有安山岩的喷出。超基性岩体按不同的矿化类型可分为两类:一类为不含铁矿体的超基性岩,以纯橄榄岩、辉橄岩、橄橄榄岩为主,少量辉石岩、角闪岩,偶见金云斜硅镁石斜方辉石岩。岩体呈现分带现象。蚀变强烈;一类为含有铁矿体的超基性岩,是岩浆型矿床的成矿母岩,这类岩体矿物复杂,富含辉发组分及钛磁铁矿、磷灰石、金云母等。

2 矿床地质特征

2.1 矿区地质

2.1.1 地层

铁山矿床位于舞钢市铁山乡境内。地理坐标:东经 113°20'00"~113°32'30",北纬 35°18'22"~35°19'35"。矿区地层主要为新太古界铁山庙组、中元古界汝阳群云梦山组,两者呈不整合接触,矿区大面积为第四系覆盖(图 3)。

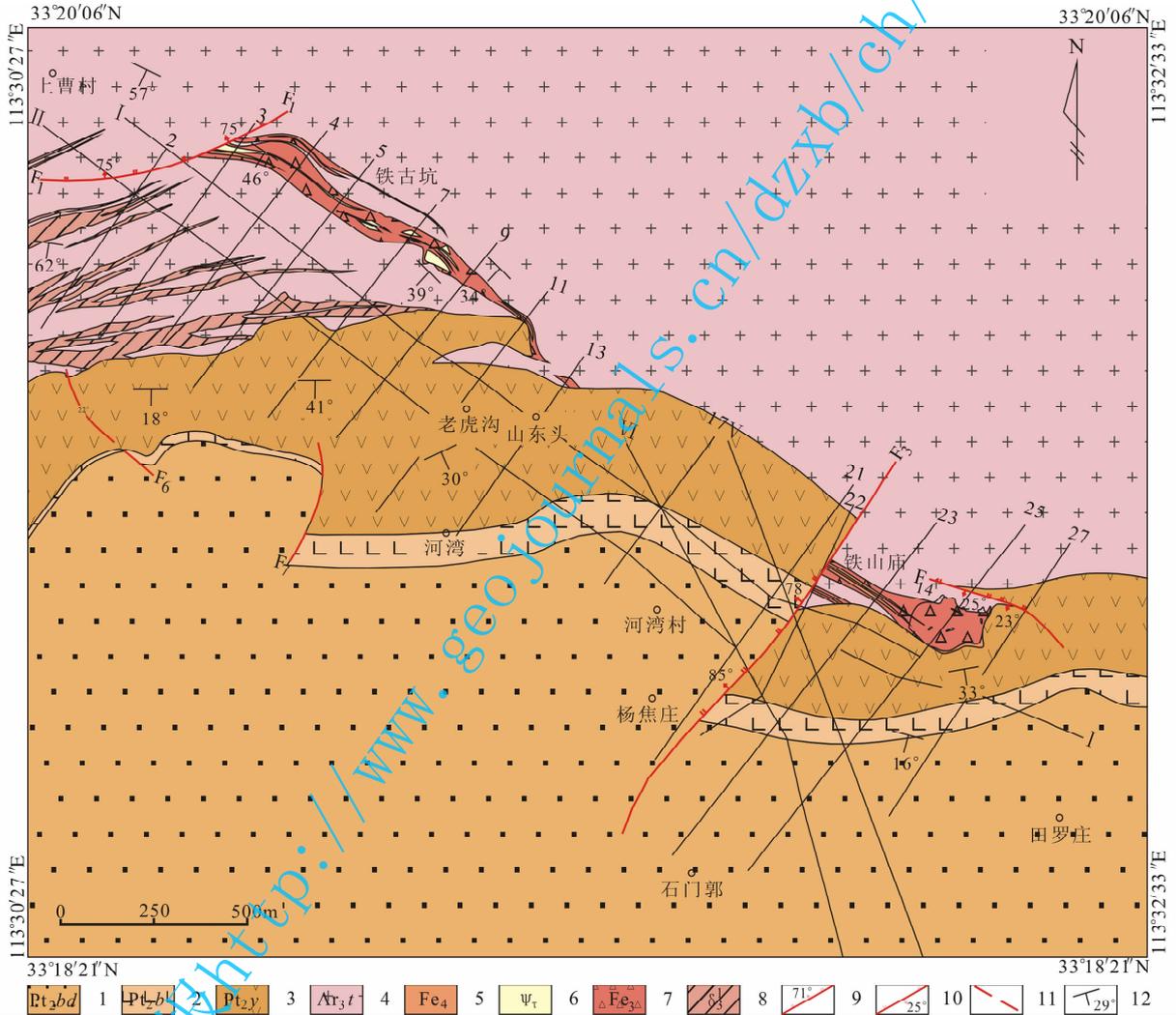


图 3 河南舞阳铁山矿床基岩地质图

Fig. 3 Geological sketch map of the Tieshan iron deposit in Wuyang, Henan

1—中元古界汝阳群北大尖组白云岩、砂岩;2—中元古界汝阳群白草坪组石英砂岩;3—中元古界汝阳群云梦山组石英岩;4—新太古界太华群铁山庙组片麻岩;5—新太古界太华群铁山庙组磁铁矿石英岩;6—新太古界太华群铁山庙组磁铁矿辉石岩;7—铁矿体;8—闪长岩;9—地层角度不整合线;10—地质界线;11—断层;12—地层产状

1—Mesoproterozoic Ruyang Group Beidajian Formation (sandstone and dolomite); 2—Mesoproterozoic Ruyang Group Baicao-pin Formation (quartz sandstone); 3—Mesoproterozoic Ruyang Group Yunmengshan Formation (quartzite); 4—Neoproterozoic Taihua Group Tieshanmiao Formation (gneiss); 5—Neoproterozoic Taihua Group Tieshanmiao Formation (magnetite-quartzite); 6—Neoproterozoic Taihua Group Tieshanmiao Formation (magnetite-pyroxenite); 7—iron orebody; 8—granodiorite; 9—unconformity; 10—boundary of strata; 11—fault; 12—attitude

(1)新太古界铁山庙组：“铁山式”铁矿产于该组地层内，仅出现D矿组，厚度约1200m，根据岩石组合由下而上分为5个岩性段。①花岗质条带状混合岩：以条带状混合岩为主，夹均质混合岩，厚度大于500m。②含铁铝榴石更长片麻岩，顶部为白云石大理岩，下部以更长角闪片麻岩为主，夹绿泥云母片岩和混合岩化岩石，以含星散状铁铝榴石为特征，厚度10~90m。③D矿组：自下至上分D1~D4共4个可采层，矿石以条带状石英辉石磁铁矿和块状辉石磁铁矿为主，夹大理岩、辉石岩、含铁石英岩及更长角闪片麻岩。古风化面附近为假象赤铁矿，厚度11~268m。④大理岩夹更长片麻岩：以蛇纹白云石大理岩或粗粒大理岩为主，夹更长角闪片麻岩、辉石岩或金云片岩，厚度2~47m。⑤花岗质条带状混合岩：夹混合花岗岩，角闪片麻岩，厚度大于500m。

(2)中元古界汝阳群云梦山组：角度不整合于铁山岭岩组之上，岩性由下而上为：①底部砾岩层，包括紫红色含铁砾岩、灰白色底砾岩及灰白色石英岩；②安山岩；③石英岩页岩互层；④页岩层；⑤紫色砂岩、石英岩层，下部为淡紫、淡黄色石英岩，上部为淡紫色砂岩；⑥紫色砂岩石英岩互层。

2.1.2 构造

矿区主体构造为鲁山-出山复背斜，背斜轴向西北，两翼地层倾角北陡南缓。铁矿位于背斜南翼，为单斜构造，地层产状 $192^{\circ}\sim 222^{\circ}/27^{\circ}\sim 49^{\circ}$ ，矿层产状与地层一致。矿区构造以断裂为主，褶皱次之。缓褶曲分布较普遍，较明显的有古铁坑矿段横3至横5线-160m以下的潜伏缓向斜和铁山庙矿段横23至横27线-100m水平以上的浅部缓背斜。矿底板垂直褶皱幅度20~40m。区内断裂可大致分3组(图3)，第一组为走向北东的张性断裂，长度700~1000m，产状 $306^{\circ}\sim 357^{\circ}/71^{\circ}\sim 85^{\circ}$ ，如F1、F3。第二组为走向近东西向的压剪性断裂，长700~1200m，产状 $178^{\circ}\sim 228^{\circ}/23^{\circ}\sim 65^{\circ}$ ，如F13、F14。第三组为分布于西南山坡的次级近南北向的小断裂，长400~500m。

2.1.3 岩浆岩

区内主要有细粒闪长岩脉，白垩纪花岗岩、伟晶质花岗岩等。细粒闪长岩脉比较发育，岩石呈灰黑、黑绿、棕红色，隐晶质至细粒状结构，块状构造，局部具杏仁状与条带状构造。矿物主要为角闪石、斜长石，次为辉石、钾长石、石英等。岩墙宽2~60m不等，延长一般150~300m，个别达1000m以上，控制倾向延伸120~800m，产状 $30^{\circ}\sim 334^{\circ}/52^{\circ}\sim 82^{\circ}$ ，

一般水平切穿矿体，强烈时将矿体切割为平行条块状，但未发现导致岩墙两侧矿体的相对错动位移现象。

2.2 矿体地质

2.2.1 矿体特征

铁山矿床内以F1、横13线、F3和F13为界将整个矿床分割成铁古坑矿段、河湾矿段和铁山庙矿段3个矿段，矿体露头仅分布于矿床东西两段，断续出露长2500m，其中铁古坑矿段露头长1100m，铁山庙露头长200m。由铁古坑至铁山庙矿段，层次增多、总厚度增大，矿体总厚度11~268m，平均80m。矿层总体呈单斜，似层状，在含矿带中平行、多层出现(图4)，产状 $220^{\circ}/36^{\circ}\sim 46^{\circ}$ 。矿体分布较稳定，未见无矿天窗，倾向上连续性好，走向上稍差。矿体水平断面呈豆荚状，反映经历剪切变形。夹层以片岩及斜长片麻岩为主，矿体贫化尖灭后，由含铁石英岩、磁铁辉石岩、磁铁大理岩等含铁岩石所代替。顶底板岩性稳定，顶板为厚层混合岩及蓟县系云梦山组砾岩层(呈角度不整合)，底板为花岗片麻岩、斜长片麻岩等一套变质深成侵入体。

工业可采矿体在剖面上自下而上大体集中分布于D1、D2、D3和D4四个层位，矿层间离18~86m，单个矿体平均厚6.47~25.58m。其中D2层最稳定，纵贯全矿区，向南西有较大延伸之势；其次是D3层，主要分布于河湾、铁山庙两矿段中；D1仅分布于铁古坑矿段；D4仅分布于铁山庙矿段(表1)。

2.2.2 矿石特征

矿石主要有粒状变晶结构、半自形粒状结构、他形粒状结构、假象结构，多数磁铁矿主要呈细小颗粒状产出，肉眼不可见，需借助显微镜进行观察，有少量磁铁矿颗粒较大，直径可达0.5cm，呈集块状产出。矿石构造主要呈条带状构造产出(图5c)，少量呈块状构造、散点状构造、网状构造。

镜下观察矿物组成主要为：磁铁矿+霓辉石/紫苏辉石/透辉石+石英+褐铁矿+赤铁矿+磷灰石+榍石，金属矿物简单，主要为磁铁矿，自形一半自形粒状，解理及裂纹发育，次生矿物有赤铁矿、褐铁矿等。磁铁矿按颗粒大小可明显分为两类(图5d、e、g、h)，一类呈细粒或尘状分布，自形一半自形粒状， $d=0.05\sim 0.1\text{mm}$ ，赋存于辉石表面，浸染交代辉石；部分赋存于石英粒内，后者的一部分颗粒由于溶蚀，变成次圆状；另一类为粗粒类，半自形-它形粒状， $d=0.5\sim 3.0\text{mm}$ ，并有拉长定向现象，分布在脉石粒间，交代并包裹辉石。

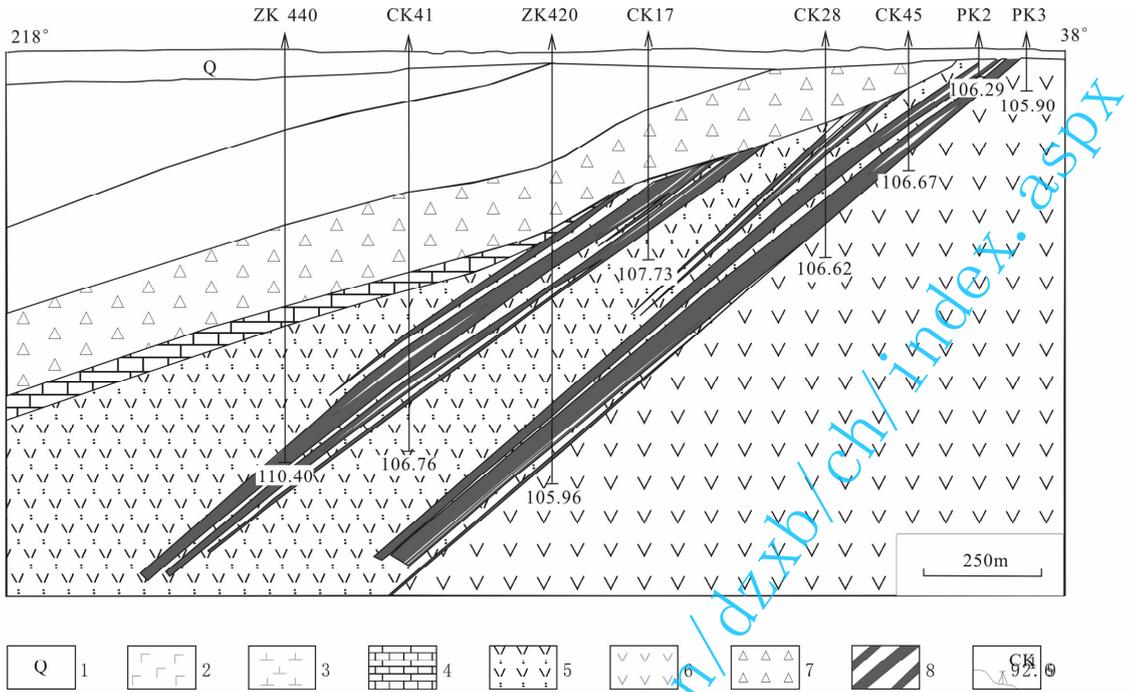


图 4 河南舞阳铁山铁矿床 23 线地质剖面图

Fig. 4 Geological sections along 23 lines of the Tieshan iron deposit in Wuyang, Henan

1—第四系;2—白草坪组石英岩;3—云梦山组石英岩;4—安山玢岩;5—云梦山组底砾岩;6—铁山庙组花岗质条带状混合岩;
7—矿体;8—铁山庙组含铁铝石榴石更长片麻岩;9—钻孔位置及编号

1—Quaternary; 2—quartzite of Baicaoopin Formation; 3—quartzite of Yunmengshan Formation; 4—andesite-prophyrite; 5—basal conglomerate of Yunmengshan Formation; 6—banded Granitic Migmatite of Tieshanmiao Formation; 7—orebody; 8—oligoclase gneiss of Tieshanmiao Formation; 9—drill hole and its serial number

表 1 河南舞阳铁山矿床矿体特征一览表

Table 1 The characteristics of the orebody in Tieshan iron deposit, Wuyang, Henan

矿层	铁古坑				河湾				铁山庙				全矿床				形态
	长度 (m)	宽度 (m)	厚度 (m)		长度 (m)	宽度 (m)	厚度 (m)		长度 (m)	宽度 (m)	厚度 (m)		长度 (m)	宽度 (m)	厚度 (m)		
			变化范围	平均			变化范围	平均			变化范围	平均			变化范围	平均	
D4									1000	600	15.67~33.99	25.97	1000	600	15.67~33.99	25.97	似层状
D3					200	200	14.27	14.27	800	400	2.64~20.86	10.57	1000	400	2.64~20.86	11.18	透镜状
D2	1400	900	7.81~50.89	27.92	800	500	3.15~25.75	12.71	1100	850	3.47~56.51	28.15	3300	900	3.15~56.51	26.54	似层状
D1	700	400	2.00~9.63	6.47									700	400	2.00~9.63	6.47	透镜状

3 测试方法

在详细的野外地质调查研究基础上,本次采集矿石样品 4 件,围岩样品 13 件,进行岩矿分析和鉴定、岩相学和矿相学观察、相关的测试分析;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,在偏光显微镜下观察岩、矿石样品的光薄片岩相特征的基础上,选取具有代表性的样

品进行测试。主要元素分析在中国地质大学(北京)化学分析室进行,分析方法采用 X 射线荧光光谱分析法(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%;微量元素和稀土元素(REE)在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室完成,采用电感耦合等离子质谱(ICP-MS)法进行分析,含量大于 10×10^{-6} 的元素的测试精度为 5%,而小于 10

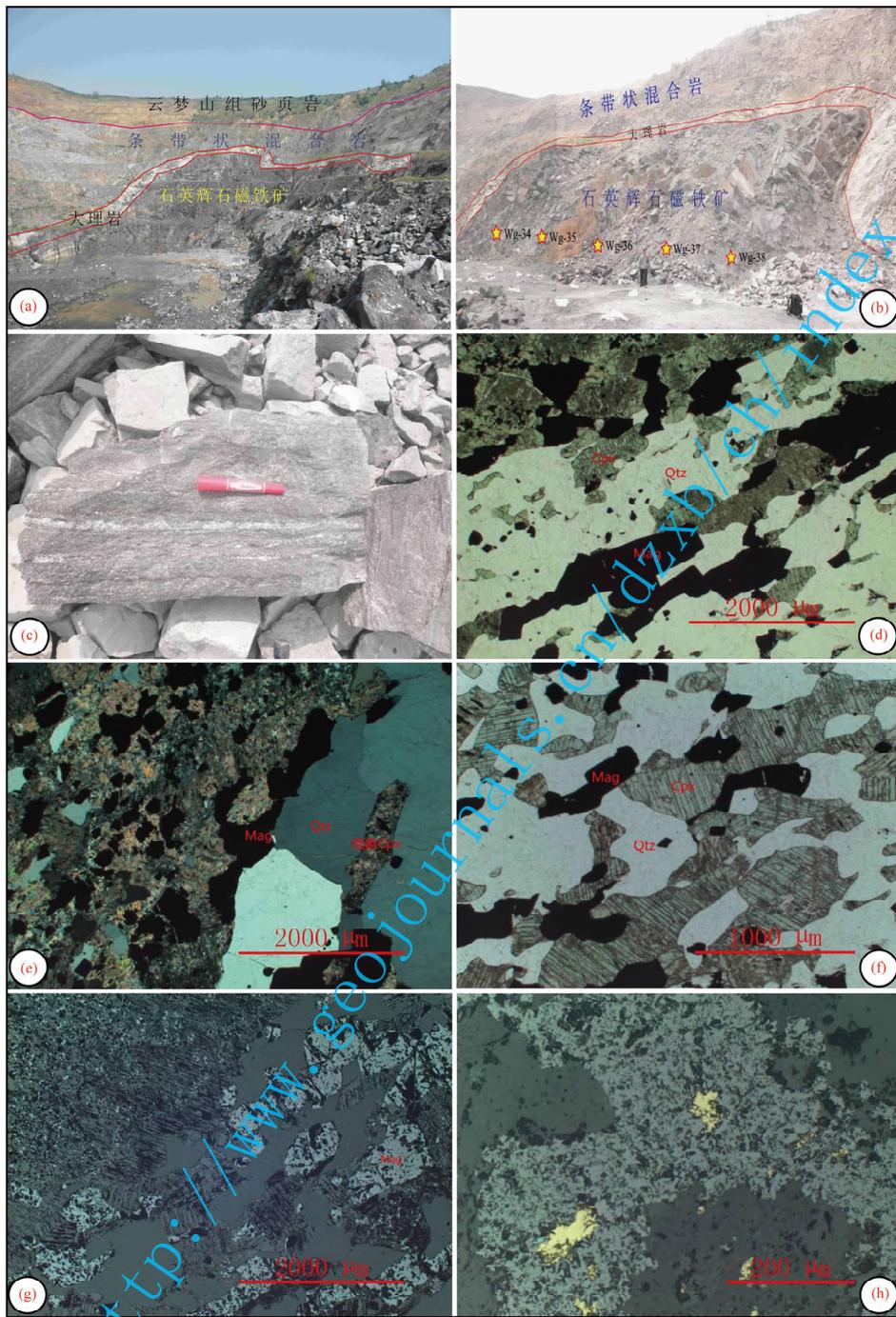


图 5 河南舞阳铁山矿床条带状磁铁铁矿体及矿化特征

Fig. 5 The geological characteristics and mineralization in Tianshan iron deposit, Wuyang, Henan

(a) 一条带状磁铁铁矿体顶板大理岩、条带状混合岩及上覆云梦山组砂页岩(铁古坑采坑); (b) 一条带状磁铁铁矿体顶板大理岩、条带状混合岩近照(发育背斜构造); (c) 一条带状石英辉石磁铁铁矿体发育石英条带及条纹; (d) 石英辉石磁铁铁矿中磁铁矿和石英均定向分布呈条带状(单偏光), 石英和磁铁矿定向拉长, 部分石英晶体中包裹有微粒的磁铁矿, 致使石英晶体呈筛眼状; (e) 石英辉石磁铁铁矿中透辉石的白云母化(正交偏光); (f) 石英辉石磁铁铁矿发育它形粒状变晶结构(单偏光), 磁铁矿定向拉长排列; (g) 石英辉石磁铁铁矿发育两种不同颗粒大小的磁铁矿; (h) 他形磁黄铁矿包裹在假象赤铁矿内

(a)—Ore body roof is marble, striped migmatite and the overlying Yunmengshan Formation(shale); (b)—ore body roof is marble, striped migmatite (forming anticline structure); (c)—froming quartz strip or stripes in the banded iron formation; (d)—magnetites and quartzs are zonally distributed in the banded iron formation, quartzs and magnetites stretch directionally, and there are particles of magnetite distributed in the quartzs crystal; (e)—diopside is muscovitization in the banded iron formation; (e)—banded iron formation form granular blastic texture; (g)—two different particle size of magnetite in the banded iron formation; (h)—pyrrhotites are distributed in the martite

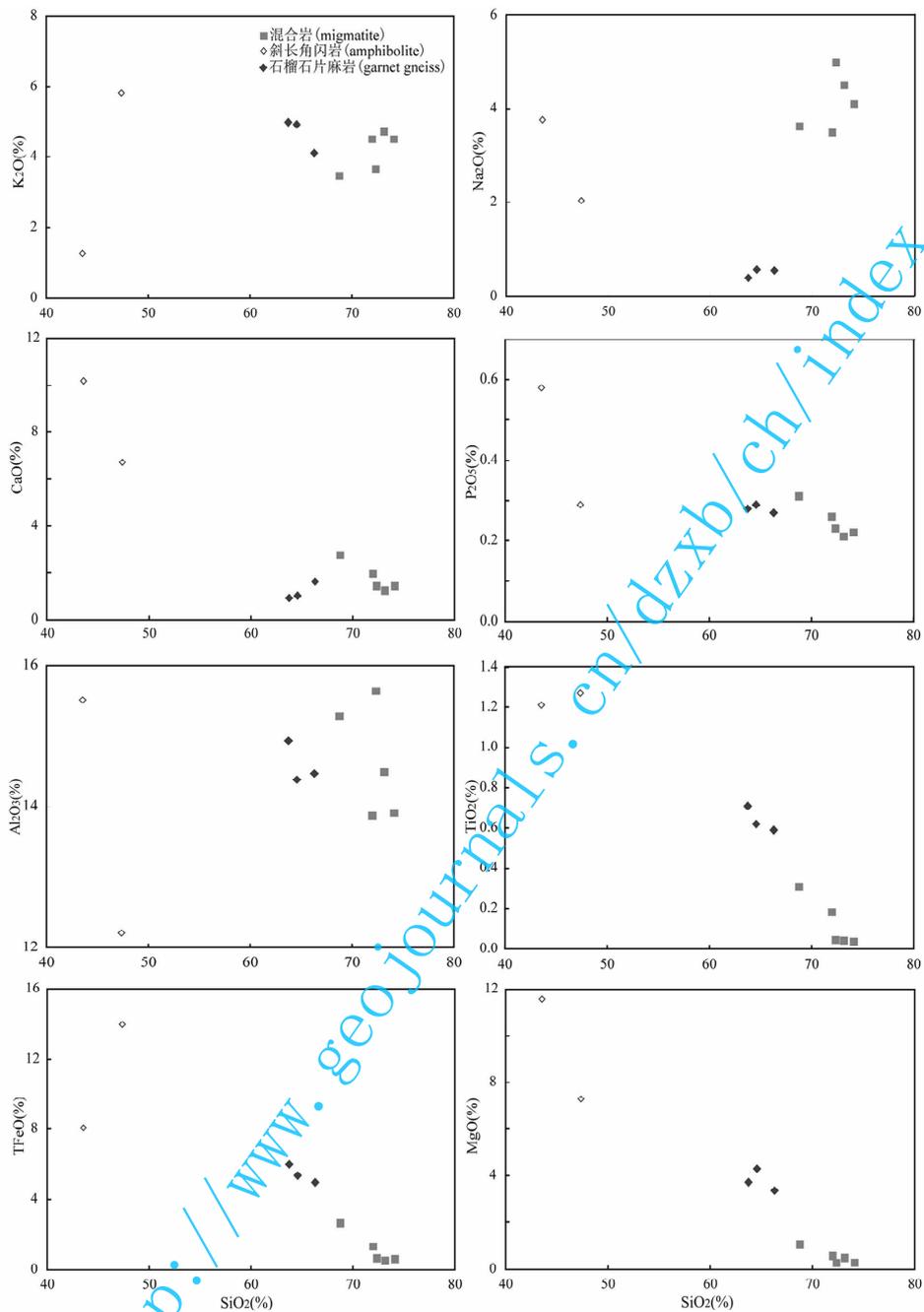


图 6 河南舞阳铁山矿床主量元素图解

Fig. 6 The major element diagram in Tieshan iron deposit in Wuyang, Henan

$\times 10^{-6}$ 的元素精度为 10%。个别在样品中含量低的元素,测试误差大于 10%。显微测温研究在中国地质大学(北京)地质过程与矿产资源国家重点实验室完成,采用英国产 Linkam THMSG600 型地质用冷-热台。测温时,仪器的使用温度为 $-196 \sim 600^{\circ}\text{C}$,在 $0 \sim 600^{\circ}\text{C}$ 精度为 $\pm 1^{\circ}\text{C}$,在 $-196 \sim 0^{\circ}\text{C}$ 时精度为 $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ 。升降温的速率可以事先设置,也可以在操作过程中自己控制。设置的温度变化速率一般为 $10^{\circ}\text{C}/\text{min}$,在相变点温度附近,温度变化率设

置 $1^{\circ}\text{C}/\text{min}$ 。显微热台测定了包裹体的均一温度,及水溶液包裹体的冰点温度(水溶液包裹体)或二氧化碳笼合物的融化温度(含二氧化碳包裹体)。流体包裹体成分测试在中国地质科学院矿产资源研究所成矿作用与资源评价重点实验室完成,采用样品的石英单矿物作为研究对象,利用美国 Dionen 公司出产的 DX-120 型离子色谱仪和美国 Varian 公司出产的 3400 型气相色谱仪开展了矿物流体包裹体成分测试。

地质学报 <http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

表 2 河南舞阳铁山铁矿床岩矿石主量元素含量(%)

Table 2 Major element(%) of ores and rocks in the Tieshan iron deposit in Wuyang, Henan

样号	围岩													矿石			
	Wg-001	Wg-002	Wg-003	Wg-009	Wg-010	Wg-011	Wg-012	Wg-016	Wg-019	Wg-024	Wg-033	Wg-040	Wg-041	Wg-013	Wg-017	Wg-034	Wg-035
样品名称	石榴石片麻岩	石榴石片麻岩	石榴石片麻岩	混合岩	混合岩	混合岩	赤铁矿化大理岩	斜长角闪岩	大理岩	透辉大理岩	条带状混合岩	绿泥石化角闪岩	条带状混合岩	石英辉石岩	含磁铁辉石岩	含磁铁石英岩	石英辉石岩
SiO ₂	66.30	64.58	63.75	72.36	73.17	74.14	31.89	47.37	15.16	21.59	68.78	43.55	72.00	50.74	46.05	43.00	43.09
Al ₂ O ₃	14.47	14.38	14.93	15.64	14.49	13.91	4.05	12.21	3.03	1.45	15.28	15.51	13.87	0.66	1.87	0.65	0.84
Fe ₂ O ₃	1.49	1.35	2.13	0.13	0.15	0.23	4.00	6.30	6.50	8.57	0.96	3.44	0.51	26.24	32.73	33.24	34.60
FeO	3.63	4.13	4.07	0.53	0.38	0.40	3.60	8.31	1.84	8.94	1.75	4.98	0.83	11.35	10.59	13.12	13.14
MgO	3.38	4.30	3.73	0.28	0.49	0.29	8.78	7.31	8.77	2.88	1.06	11.57	0.57	3.76	3.55	2.04	1.68
CaO	1.62	1.04	0.94	1.42	1.24	1.42	23.32	6.73	33.41	34.60	2.77	10.19	1.95	5.47	1.90	5.40	4.38
Na ₂ O	0.55	0.57	0.39	4.99	4.52	4.10	0.00	2.04	0.00	0.32	3.63	3.77	3.50	0.20	0.00	1.67	1.49
K ₂ O	4.11	4.93	4.99	3.65	4.72	4.50	0.00	5.83	0.00	0.00	3.47	1.27	4.50	0.055	0.00	0.00	0.00
H ₂ O	0.28	0.37	0.53	0.15	0.09	0.13	0.66	0.25	0.20	0.09	0.14	0.34	0.16	0.12	0.21	0.05	0.08
TiO ₂	0.59	0.62	0.71	0.045	0.042	0.037	0.091	1.27	0.020	0.050	0.31	1.21	0.18	0.032	0.085	0.035	0.038
P ₂ O ₅	0.27	0.29	0.28	0.23	0.21	0.22	0.24	0.29	0.24	0.23	0.31	0.58	0.26	0.21	0.24	0.22	0.22
MnO	0.24	0.19	0.15	0.054	0.044	0.041	0.33	0.17	0.32	0.48	0.040	0.070	0.036	0.16	0.10	0.056	0.092
烧失量	2.98	3.14	3.98	0.77	0.66	0.90	23.79	2.35	31.06	20.64	1.44	3.17	1.58	1.15	3.00	0.96	0.80
合计	99.63	99.52	100.05	100.10	100.12	100.19	100.09	100.18	100.35	99.75	99.80	99.31	99.79	100.03	100.12	100.39	100.37
TFeO	4.97	5.34	5.99	0.65	0.51	0.61	7.20	13.98	7.69	16.65	2.61	8.08	1.29	34.96	40.04	43.03	44.27
Na ₂ O+K ₂ O	4.66	5.50	5.38	8.64	9.24	8.60	0.00	7.87	0.00	0.32	7.10	5.04	8.00	0.26	0.00	1.67	1.49
Na ₂ O/K ₂ O	0.13	0.12	0.08	1.37	0.96	0.91	/	0.35	/	/	1.05	2.97	0.78	3.64	/	/	/

4 岩石地球化学特征

4.1 主要元素

铁山铁矿床中围岩因岩性不同,其主要化学成分差异明显(见表 2,图 6),混合岩的 SiO₂ 含量最高(68.78%~74.14%),其次为片麻岩(SiO₂ 含量 63.75%~66.30%)和斜长角闪岩(SiO₂ 含量 43.55%~47.37%),大理岩的 SiO₂ 含量(15.16%~21.59%)明显低于其他岩性;Al₂O₃ 含量也是大理岩(含量为 1.45%~3.03%)明显偏低,其他岩性差别不大,Al₂O₃ 含量较低,大体在 12.21%~15.64%之间;各种岩性的 P₂O₅ 含量差别很小,多为 0.21%~0.29%,显示出该矿床条带状硅铁建造具有较高的硅、低铝、低磷特征,可能与海相火山沉积产物有关(Michael,1989;张东阳等,2009;李延河等,2010)。

矿石中含量最多的化学成分为 SiO₂、Fe₂O₃、FeO,三者之和达 88.33%~90.83%,SiO₂ 含量变化范围较集中(43.00%~50.74%),与世界上主要的 BIF 中 SiO₂ 的含量一致;Fe₂O₃ 变化于 26.24%~34.60%,平均含量为 31.70%,明显低于五台山、鞍山弓长岭铁矿中 Fe₂O₃ 平均含量,为贫铁矿石。MgO 和 CaO 含量相对较高,平均含量分别为 3.55%和 7.00%,远高于 BIF 型铁矿中的 MgO 和 CaO 含量,这可能由于舞阳铁矿石中辉石含量较高的缘故,而其他组分(TiO₂、Al₂O₃、MnO、Na₂O、K₂O、P₂O₅)的含量非常低。一般认为沉积变质铁矿的 SiO₂/Al₂O₃ 比值应小于 10,火山沉积变质铁矿的 SiO₂/Al₂O₃ 应大于 10(沈其韩,1998;沈其韩等,2009),从表 2 中可看出舞阳条带状磁铁矿的

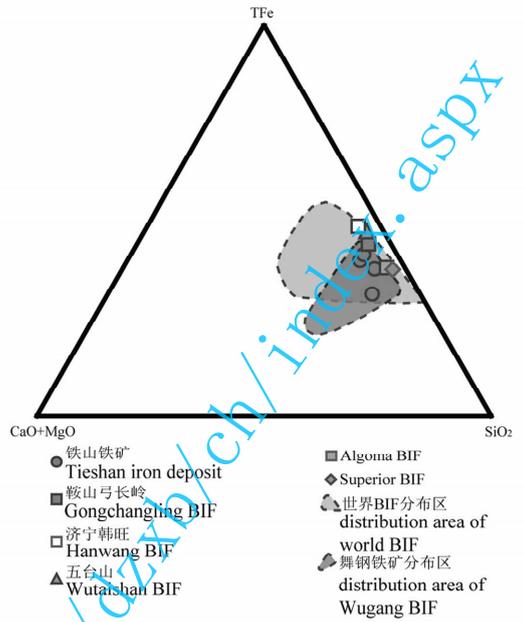


图 7 河南舞阳铁山矿床 TFe-(CaO+MgO)-SiO₂ 图解 (底图据沈其韩等,2009)

Fig. 7 TFe-(CaO+MgO)-SiO₂ diagram in Tieshan iron deposit in Wuyang, Henan(after Shen qihan et al., 2009) 鞍山弓长岭、济宁韩旺、五台山、Algoma, Superior 和世界 BIF 分布区引自沈其韩等(2009);舞钢铁矿分布区引自谢克家等(2013) Anshan Gongchangling BIF, Jining Hanwang BIF, Wutaishan BIF, Algoma BIF, Superior BIF and distribution of world BIF from Shen qihan et al. (2009); distribution area of Wugang BIF from Xie keja et al. (2013)

SiO₂/Al₂O₃ 比值变化范围为 24.63~76.88,平均为 54.74,指示铁山铁矿为火山沉积变质铁矿,可能与火山沉积作用有关。从 TFe-(CaO+MgO)-SiO₂ 图(图7)中可清楚地看出,舞阳条带状磁铁矿均位于

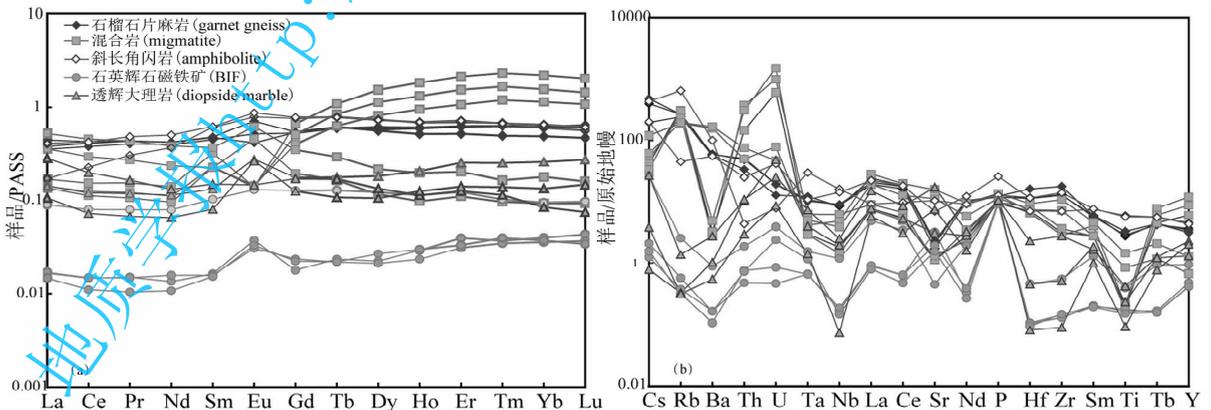


图 8 河南舞阳铁山铁矿围岩和矿石 REE 配方模式和微量元素蛛网图(据 McDonough et al., 1992)

Fig. 8 Chondrite-normalized trace element spidergram of ores and wallrocks in Tieshan iron deposit in Wuyang, Henan (after McDonough et al., 1992)

地质学报 <http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

表 3 河南舞阳铁山铁矿床岩(矿)石的微量元素含量($\times 10^{-6}$)Table 3 Trace element contents($\times 10^{-6}$) of ores and rocks in the Tieshan iron deposit in Wuyang, Henan

	Wg-001	Wg-002	Wg-003	Wg-009	Wg-010	Wg-011	Wg-012	Wg-016	Wg-019	Wg-024	Wg-033	Wg-040	Wg-041	Wg-013	Wg-017	Wg-034	Wg-035
Li	59.70	54.40	55.60	7.62	4.11	11.10	38.50	3.29	26.80	13.40	26.80	62.40	13.40	22.40	16.90	50.60	43.80
Be	0.75	0.74	0.86	1.95	1.52	1.80	2.20	0.43	1.54	1.36	1.54	1.85	1.36	0.43	0.51	0.32	0.53
Sc	11.72	12.95	13.57	9.07	6.64	5.51	27.48	0.53	10.92	7.80	10.92	25.11	7.80	0.72	1.26	3.05	2.67
V	85.80	91.80	102.00	0.43	0.43	0.27	246.00	0.40	41.20	18.60	41.20	165.00	18.60	0.75	13.10	1.66	1.48
Cr	27.50	33.10	30.10	0.45	1.22	0.59	218.00	13.00	10.20	6.63	10.20	263.00	6.63	56.70	78.50	70.90	73.30
Co	13.40	15.20	15.40	0.18	0.15	1.13	41.80	3.21	6.79	3.46	6.79	29.20	3.46	0.89	4.63	0.88	0.97
Ni	32.38	21.42	27.03	0.18	0.67	0.43	89.87	6.93	6.31	6.40	6.31	90.89	6.40	1.49	7.36	2.21	1.76
Cu	44.00	42.50	62.90	2.14	2.55	3.56	11.60	10.80	13.50	9.46	13.50	15.10	9.46	1.68	2.89	1.80	3.24
Zn	254.38	222.69	205.56	16.19	23.47	14.56	51.13	14.47	39.91	40.68	39.91	54.56	40.68	10.45	43.08	14.47	8.74
Ga	16.70	17.90	17.40	24.60	23.70	20.90	16.90	0.71	17.70	15.40	17.70	14.50	15.40	0.40	2.08	0.55	0.61
Ge	0.86	0.93	0.86	1.36	1.32	1.25	2.23	2.31	0.98	0.69	0.98	1.00	0.69	4.78	4.19	2.36	2.13
As	7.76	7.60	7.65	7.55	7.44	7.49	7.87	8.08	8.08	7.55	8.08	7.87	7.55	8.08	8.72	8.30	7.97
Rb	153.00	170.00	170.00	158.00	197.00	192.00	411.00	0.20	119.00	123.00	119.00	28.50	123.00	0.37	1.64	0.24	0.20
Sr	49.20	36.80	45.00	23.60	23.70	27.60	222.00	157.00	337.00	239.00	337.00	147.00	239.00	32.90	9.64	68.00	41.30
Y	14.50	16.60	15.70	55.10	27.40	39.90	20.70	9.25	5.80	3.07	5.80	19.70	3.07	1.92	4.28	2.21	1.90
Zr	144.00	147.00	201.00	32.50	35.50	41.00	78.40	1.02	122.00	80.80	122.00	159.00	80.80	1.65	6.24	1.59	1.45
Nb	6.01	6.26	6.50	4.42	1.30	1.03	11.61	0.05	3.42	2.78	3.42	10.28	2.78	0.10	0.84	0.12	0.13
Mo	0.57	0.87	0.72	0.07	0.07	0.28	0.07	0.07	0.30	0.07	0.30	0.04	0.07	0.10	0.14	0.04	0.01
Ag	0.37	0.37	0.40	0.17	0.17	0.16	0.36	0.02	0.19	0.11	0.19	0.42	0.11	0.01	0.02	/	/
Cd	0.93	0.50	0.24	0.05	0.06	0.04	0.02	/	0.02	/	0.02	0.02	/	/	/	/	/
In	0.04	0.05	0.05	0.03	0.02	0.02	0.06	0.02	0.02	0.01	0.02	0.04	0.01	/	0.00	/	0.00
Sn	1.01	1.26	1.04	1.27	1.41	1.07	1.46	/	0.32	0.54	0.32	0.98	0.54	/	0.29	/	/
Sb	0.09	0.10	0.12	0.08	0.23	0.21	0.11	0.08	0.04	0.07	0.04	0.11	0.07	0.07	0.10	0.08	0.07
Cs	4.47	9.22	11.10	1.16	0.97	0.77	10.10	0.09	2.76	1.43	2.76	4.60	1.43	0.05	0.61	0.03	0.04
Ba	400.00	423.00	415.00	19.30	22.90	34.10	707.00	3.88	1090.00	1160.00	1090.00	389.00	1160.00	1.14	6.19	1.16	0.75
La	17.00	13.60	14.60	6.42	5.43	5.21	6.50	4.08	19.80	13.70	19.80	15.70	13.70	0.56	3.43	0.63	0.64
Ce	34.20	30.20	32.70	12.20	9.99	8.99	18.00	5.75	36.30	23.50	36.30	33.80	23.50	0.88	6.35	1.17	1.18
Pr	3.85	3.58	3.84	1.36	1.08	0.94	2.70	0.59	3.85	2.39	3.85	4.26	2.39	0.09	0.70	0.13	0.13
Nd	14.40	13.50	14.30	4.78	3.79	3.25	12.50	2.20	13.10	7.94	13.10	17.00	7.94	0.37	2.68	0.46	0.53
Sm	2.65	2.50	2.62	1.79	1.26	1.24	3.34	0.45	2.05	1.24	2.05	3.41	1.24	0.09	0.57	0.09	0.09
Eu	0.76	0.56	0.45	0.15	0.16	0.15	0.85	0.28	0.66	0.49	0.66	0.94	0.49	0.04	0.14	0.04	0.03
Gd	2.50	2.45	2.48	3.07	1.88	2.35	3.52	0.59	1.63	0.90	1.63	3.62	0.90	0.10	0.60	0.08	0.11
Tb	0.47	0.46	0.47	0.84	0.48	0.65	0.61	0.08	0.23	0.13	0.23	0.60	0.13	0.02	0.10	0.02	0.02
Dy	2.59	2.84	2.67	7.16	3.80	5.30	3.43	0.50	1.01	0.55	1.01	3.39	0.55	0.13	0.58	0.10	0.10
Ho	0.51	0.60	0.58	1.80	0.94	1.31	0.67	0.13	0.19	0.10	0.19	0.68	0.10	0.03	0.11	0.03	0.02

地质学报 <http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

Er	1.47	1.77	1.74	6.03	3.05	4.38	1.95	0.40	0.57	0.32	0.57	2.03	0.32	0.09	0.35	0.11	0.09
Tm	0.20	0.25	0.25	0.93	0.49	0.67	0.27	0.06	0.07	0.04	0.07	0.27	0.04	0.02	0.04	0.02	0.01
Yb	1.37	1.74	1.70	6.16	3.22	4.38	1.67	0.38	0.50	0.26	0.50	1.82	0.26	0.11	0.27	0.11	0.10
Lu	0.20	0.28	0.26	0.87	0.47	0.62	0.24	0.06	0.07	0.04	0.07	0.26	0.04	0.01	0.04	0.02	0.02
Hf	3.52	3.64	5.07	2.01	2.17	2.62	2.18	0.03	2.89	2.29	2.89	3.60	2.29	0.03	0.15	0.03	0.03
Ta	0.51	0.45	0.42	0.25	0.12	0.12	1.22	0.06	0.17	0.20	0.17	0.45	0.20	0.05	0.06	0.03	0.03
W	0.46	0.43	0.23	0.33	0.18	0.10	0.15	/	/	0.48	/	/	0.48	/	/	/	/
Tl	0.54	0.64	0.66	0.74	0.95	0.91	0.37	0.00	0.49	0.55	0.49	0.07	0.55	0.00	0.01	0.00	0.00
Pb	6.15	4.17	4.27	65.40	52.10	66.40	2.84	1.27	12.50	14.00	12.50	2.91	14.00	0.23	1.67	0.13	0.01
Bi	0.05	0.08	0.08	0.05	0.02	0.05	0.02	0.01	/	/	/	0.15	/	0.01	/	/	/
Th	2.82	4.05	4.26	31.90	12.20	26.10	0.37	0.25	4.20	6.43	4.20	2.09	6.43	0.06	0.16	0.04	0.06
U	0.27	0.41	0.41	20.50	12.70	31.30	0.17	0.18	1.66	0.98	1.66	0.87	0.98	0.05	0.08	0.01	0.02
ΣREE	90.91	94.37	108.67	63.43	79.35	35.25	76.95	24.80	41.75	85.83	107.48	54.66	4.45	20.25	5.23	4.98	90.91
Eu/Eu*	1.39	1.06	0.83	0.30	0.48	0.41	/	1.16	/	/	1.70	1.26	2.20	1.79	1.14	2.21	1.60
Ce/Ce*	0.98	1.00	1.01	0.95	0.95	0.94	/	0.99	/	/	0.96	0.95	0.95	0.89	0.95	0.93	0.94
Sr/Y	3.39	2.22	2.87	0.43	0.86	0.69	6.39	10.72	16.97	61.54	58.10	7.46	77.85	17.14	2.25	30.77	21.74
La/Yb	12.41	7.82	8.59	1.04	1.69	1.19	7.55	3.89	10.74	45.38	39.60	8.63	52.09	5.36	12.80	5.58	6.38
Dy/Yb	1.89	1.63	1.57	1.16	1.18	1.21	1.16	2.05	1.31	2.65	2.02	1.86	2.08	1.19	2.15	0.92	0.97
(La/Yb) _N	0.92	0.58	0.63	0.08	0.12	0.09	/	0.29	/	/	2.92	0.64	3.85	0.40	0.94	0.41	0.47
(La/Gd) _N	0.83	0.68	0.72	0.25	0.35	0.27	/	0.23	/	/	1.48	0.53	1.86	0.67	0.70	0.93	0.72
(Gd/Yb) _N	1.10	0.85	0.88	0.30	0.35	0.32	/	1.28	/	/	1.97	1.20	2.07	0.59	1.35	0.44	0.65
(Ho/Lu) _N	1.09	0.95	0.97	0.90	0.88	0.92	/	1.21	/	/	1.23	1.14	1.06	0.87	1.17	0.67	0.63
Nb/Ta	11.88	13.95	15.36	17.35	10.53	8.55	8.57	9.54	0.91	6.03	20.05	22.92	13.60	2.21	13.21	4.41	4.90
Zr/Y	9.93	8.86	12.80	0.59	1.30	1.03	2.99	3.79	0.11	0.97	21.03	8.07	26.32	0.86	1.46	0.72	0.76
Zr/Hf	40.91	40.38	39.64	16.17	16.36	15.65	43.55	35.96	40.00	41.06	42.21	44.17	35.28	56.12	43.03	47.89	44.89
Rb/Sr	3.11	4.62	3.78	6.69	8.31	6.96	0.01	1.85	0.00	0.00	0.35	0.19	0.51	0.01	0.17	0.00	0.00
Rb/Cs	34.23	18.44	15.32	136.21	202.47	250.98	1.43	40.69	2.28	11.77	43.12	6.20	86.01	7.57	2.69	8.43	5.64
Sc/V	0.14	0.14	0.13	21.20	15.56	20.17	0.18	0.11	1.32	0.20	0.27	0.15	0.42	0.97	0.10	1.84	1.80
V/Sc	7.32	7.09	7.52	0.05	0.06	0.05	5.55	8.95	0.75	4.89	3.77	6.57	2.38	1.03	10.40	0.54	0.55
(Ce/Ce*) _{sn}														0.88	0.94	0.93	0.94
(Pr/Pr*) _{sn}														0.95	1.00	1.07	0.97

世界条带状铁矿分布范围内,与国内鞍山弓长岭、五台山和济宁铁矿较为一致。

4.2 微量元素

铁山铁矿床中围岩和矿石的微量元素分析结果见表3,围岩中Ga的含量主要在 $14.50 \times 10^{-6} \sim 24.60 \times 10^{-6}$ 之间,仅单个样为 0.71×10^{-6} ;Cr含量为 $6.63 \times 10^{-6} \sim 33.10 \times 10^{-6}$,个别可达 263.00×10^{-6} ;Co的含量多在 $1.13 \times 10^{-6} \sim 29.20 \times 10^{-6}$ 之间;Ni的含量主要在 $6.31 \times 10^{-6} \sim 32.38 \times 10^{-6}$ 之间,个别样品达 90.89×10^{-6} ;V的含量为 $41.20 \times 10^{-6} \sim 246.00 \times 10^{-6}$;Ti的含量为 $0.37 \times 10^{-6} \sim 0.64 \times 10^{-6}$ 。矿石中Ga的含量为 $0.40 \times 10^{-6} \sim 2.08 \times 10^{-6}$;Cr的含量为 $56.70 \times 10^{-6} \sim 78.50 \times 10^{-6}$;Co的含量在 $0.88 \times 10^{-6} \sim 4.63 \times 10^{-6}$ 之间;Ni的含量为 $1.49 \times 10^{-6} \sim 7.36 \times 10^{-6}$;V的含量为 $0.75 \times 10^{-6} \sim 13.10 \times 10^{-6}$;Ti的含量为 $0.00 \times 10^{-6} \sim 0.01 \times 10^{-6}$ 。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,亲硫元素相对富集,从微量元素蛛网图(图8)可以看出,本区矿石的微量元素含量略微偏低于围岩。

围岩和矿石的稀土元素分析结果见表3,由于Y的地球化学性质与REE相似,将REE和Y简写为REE,列于表中与REE一并讨论。表中 $La/La^* = La_{PAAS} / (3Pr_{PAAS} - 2Nd_{PAAS})$ 、 $Eu/Eu^* = Eu_{PAAS} / (0.67Sm_{PAAS} + 0.33Tb_{PAAS})$ 、 $Gd/Gd^* = Gd_{PAAS} / (0.33Sm_{PAAS} + 0.67Tb_{PAAS})$ 、 $Ce/Ce^* = Ce_{PAAS} / (0.5La_{PAAS} + 0.5Pr_{PAAS})$ 、 $Pr/Pr^* = Pr_{PAAS} / (0.5Ce_{PAAS} + 0.5Nd_{PAAS})$ 、 $Y/Y^* = Y_{PAAS} / (0.5Dy_{PAAS} + 0.5Ho_{PAAS})$ 来计算(Bau et al., 1996; Robert et al., 2007)。本区样品稀土元素总量 ΣREE 较低($4.45 \times 10^{-6} \sim 108.67 \times 10^{-6}$),其中矿石的 ΣREE 值为 $4.98 \times 10^{-6} \sim 90.91 \times 10^{-6}$,而围岩的 ΣREE 值偏高,变化范围在 $24.80 \times 10^{-6} \sim 108.67 \times 10^{-6}$ 之间,表现为太古宙海洋沉积物的特征(周世泰, 1994; 沈其韩等, 2009; 谢克家等, 2013)。

基于后太古代澳大利亚页岩(PAAS: Post-Archean Australian Shale)组分的稳定性和均一性(Bau et al., 1996),本文选取PAAS进行REE标准化。运用PAAS数据(Mc Lennan, 1989)对铁山矿床稀土元素进行标准化,其标准化后的REE配分模式总体上表现为轻稀土亏损、重稀土富集, $(La/Yb)_N$ 变化于 $0.08 \sim 2.92$,具有与典型的BIF型铁矿类似的配分模式(图8),围岩和矿石的稀土元素配分曲线基本相似,均表现为显著的Eu正异常

($Eu/Eu^* = 0.30 \sim 2.21$)、一定的La正异常($La/La^* = 0.81 \sim 1.60$)和轻微Ce负异常($Ce/Ce^* = 0.89 \sim 1.01$),Y显示出明显的正异常($Y/Y^* = 1.34 \sim 3.19$);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。Y/Ho比值在 $37.9 \sim 82.3$ 之间,变化范围较大,平均为60.6,明显高于球粒陨石Y/Ho值,与海水的Y/Ho值分布范围一致,进一步证明其沉积时受到海水作用的影响。上述REE特征与典型的BIF特征一致(Carlos et al., 2007; Robert et al., 2007),表明铁山矿床条带状磁铁矿主要是前寒武纪海洋化学沉积的产物(沈其韩等, 2009)。

5 流体包裹体特征

5.1 包裹体类型

将样品磨制成厚 $0.25 \sim 0.3$ 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类为二氧化碳流体包裹体(图9a~9c),灰黑色,以椭圆和规则状为主,原生包裹体随机分布,局部成群产出,个体大小在 $3 \sim 9 \mu m$ 之间,气相分数在 $10\% \sim 20\%$ 之间,在石英和方解石中均有分布。

II类为含二氧化碳三相包裹体(图9d~9f),无色、灰色,以不规则状为主,原生包裹体随机分布,局部成群产出,个体大小在 $4 \sim 11 \mu m$ 之间,气相分数在 $10\% \sim 30\%$ 之间,主要分布在石英中,方解石中少见。

III类为液体两相包裹体(图9g~9i),为研究区主要类型的流体包裹体,无色、灰色,以规则状、不规则状为主,原生包裹体随机分布,局部成群产出,个体大小在 $2 \sim 8 \mu m$ 之间,气相分数在 $5\% \sim 30\%$ 之间,在石英和方解石中均有分布。

本次研究中,在偏光显微镜下观察矿区矿石样品的光薄片岩相特征的基础上,选用了研究区具有代表性的10件样品(见表4)进行研究,显微热台测定了包裹体的均一温度,及水溶液包裹体的冰点温度(水溶液包裹体)或二氧化碳笼合物的融化温度(含二氧化碳包裹体)。

本区矿石中的石英气液相包裹体均一温度为

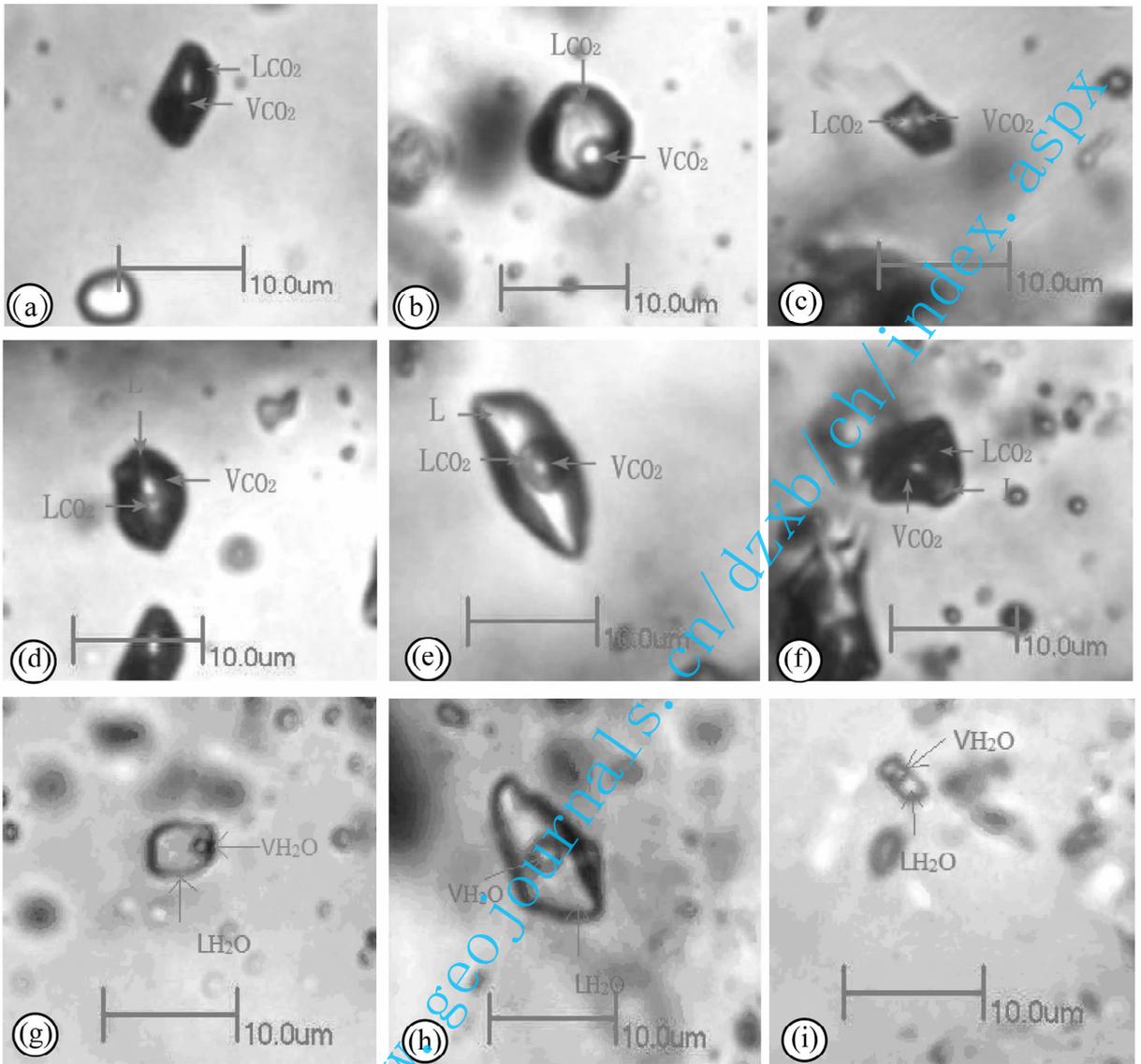


图 9 河南舞阳铁山矿床流体包裹体显微照片

Fig. 9 Micrographs of fluid inclusions from the Tieshan iron deposit in Wuyang, Henan

(常温,单偏光,c,i主矿物为方解石,其余均为石英)

(Under normal temperature, plane-polarized light. c,i—calcite; others—quartz)

80~440℃,主要集中在120~320℃之间(图10);含矿围岩中石英气液相包裹体的均一温度变化于120~400℃,主要集中在120~320℃之间(图10);围岩中方解石气液相包裹体的均一温度变化于80~320℃,总体显示1个峰值范围,表现为120~160℃(图10)。

5.2 流体包裹体测温

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,获得数据相对较少。其中矿石中的石英气液相包裹体冰点温度为-8.5~-1.8℃,平均-5.14℃;围岩中的石英气液相包裹体冰点温度为-8.3~-1.2℃,平均-3.7℃;围岩中的方解石

表 4 河南舞阳铁山铁矿流体包裹体测温、盐度样品一览表

Table 4 Fluid inclusion samples for measuring temperature and salinity in Tieshan iron deposit in Wuyang, Henan

样品编号	主矿物	样品名称	采样位置
wg-012	石英	赤铁矿化大理岩	铁古坑铁矿层夹层
wg-013	石英	石英辉石磁铁矿	铁古坑铁矿层
wg-025	石英	含磁铁斜长角闪片麻岩	铁古坑最底部片麻岩层
wg-032	石英	含磁铁条带状混合岩	铁古坑铁矿层顶板大理岩顶部
wg-034	石英	石英辉石磁铁矿	铁古坑北部转折端矿层
wg-035	石英	石英辉石磁铁矿	铁古坑北部转折端矿层
wg-037	石英	石英辉石磁铁矿	铁古坑北部转折端矿层
wg-038	石英	石英辉石磁铁矿	铁古坑北部转折端矿层
wg-020	方解石	大理岩	铁古坑铁矿层中间夹层
wg-028	方解石	大理岩	铁古坑铁矿层顶板

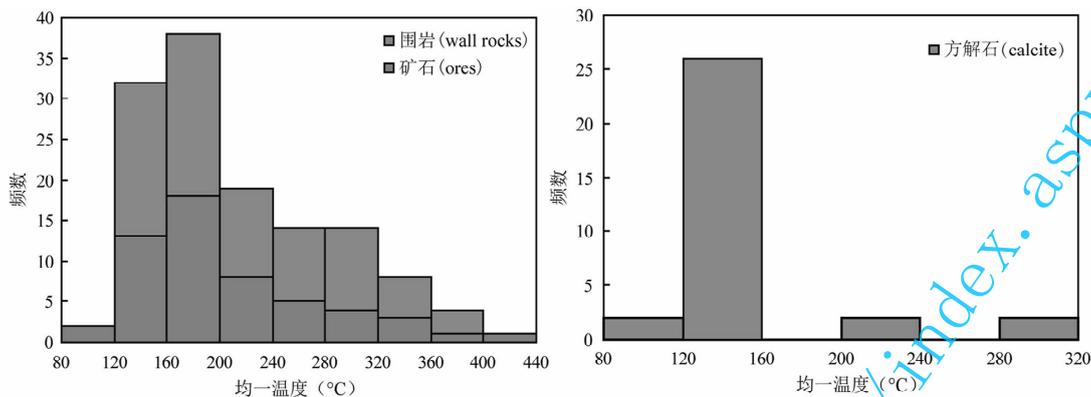


图 10 河南舞阳铁山铁矿石石英(a)和方解石(b)流体包裹体均一温度直方图

Fig. 10 Histogram showing homogeneous temperatures of fluid inclusions in quartz(a) and calcite(b) in Tieshan iron deposit in Wuyang, Henan

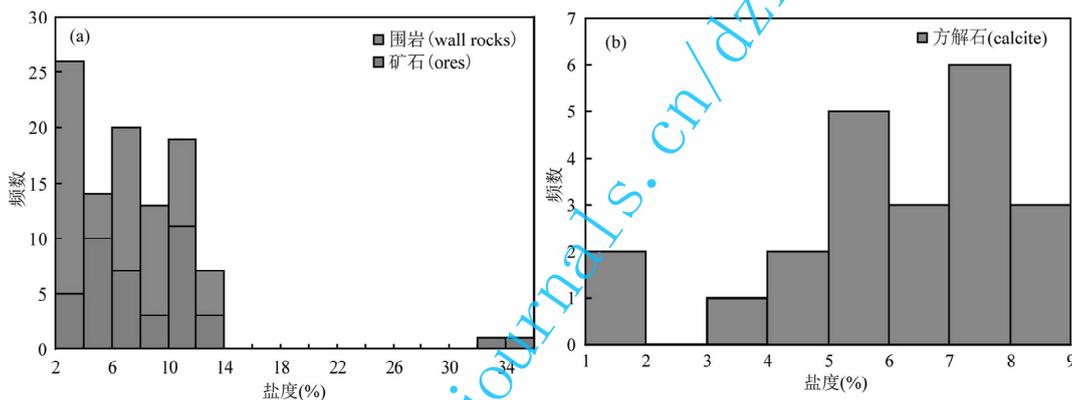


图 11 河南舞阳铁山铁矿石石英(a)和方解石(b)流体包裹体盐度直方图

Fig. 11 Histogram showing salinity of fluid inclusions in quartz(a) and calcite(b) in Tieshan iron deposit in Wuyang, Henan

气液相包裹体冰点温度 $-5.2 \sim -0.7^{\circ}\text{C}$, 平均 -3.61°C 。

总体上, 研究区流体包裹体的均一温度主要集中在 $120 \sim 300^{\circ}\text{C}$ 之间, 表明本区铁矿床的成矿温度为中低温。

5.3 流体包裹体盐度

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 ($0 \sim 23.3\%$ 的 NaCl 溶液) 盐度-冰点公式来计算的。 $S = 0.00 + 1.78T - 0.0422T^2 + 0.000557T^3$, 式中 T 为冰点温度 ($^{\circ}\text{C}$), S 为盐度 [$\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})/\%$]。

从图 11 可以看出, 除矿石中个别石英流体包裹体盐度异常高外, 研究区矿石中和围岩中石英流体包裹体盐度较一致, 主要分布于 $2 \sim 14\text{wt}\%$ NaCl 之间, 围岩中方解石流体包裹体盐度主要分布于 ($1 \sim 9$) $\text{wt}\%$ NaCl 之间。

总体上看, 流体包裹体盐度范围为 ($1 \sim 14$)

$\text{wt}\%$ NaCl , 说明本区流体总体表现为低盐度的特征 (除个别高异常值外)。

5.4 流体包裹体密度

流体密度估算的依据是 Brown (1989) 的 FLINCOR 软件并结合刘斌等(1987)利用数学模型拟合建立的密度公式:

$$\rho = A + B T + C T^2$$

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 $1\% \sim 30\%$, 不同盐度 (S) 的流体对应不同的值:

$$A = 0.993531 + 8.72147 \times 10^{-3} S - 2.43975 \times 10^{-5} S^2$$

$$B = 7.11652 \times 10^{-5} - 5.2208 \times 10^{-5} S + 1.26656 \times 10^{-6} S^2$$

$$C = -3.4997 \times 10^{-6} + 2.12124 \times 10^{-7} S - 4.52318 \times 10^{-9} S^2$$

运用上述两种方法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 $0.75 \sim 1.00 \text{g}/\text{cm}^3$, 平均为 $0.916 \text{g}/\text{cm}^3$, 总体上显示出本区流体属于低密度流体。

表 5 河南舞阳铁山铁矿床流体包裹体气相成分分析结果

Table 5 Gas phase composition analysis results of fluid inclusion samples in the Tieshan iron deposit in Wuyang, Henan

样品编号	测试对象	包裹体气相成份($\times 10^{-6}$)						
		CO ₂	H ₂ O	O ₂	N ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	CO ₂ /H ₂ O
Wg-006	石英	95.027	49.955	68.397	293.034	0.054	0.009	1.90
Wg-007	石英	135.987	52.825	137.072	536.399	0.103	0.028	2.57
Wg-009	石英	113.663	44.668	92.479	385.579	0.068	微量	2.54
Wg-010	石英	147.645	105.014	108.822	445.964	0.085	0.000	1.41
Wg-011	石英	305.789	76.510	71.413	412.087	0.434	0.120	4.00
Wg-012	石英	83.951	28.318	184.817	674.282	0.034	0.017	2.96
Wg-034	石英	181.875	47.726	85.990	404.922	0.052	0.009	3.81
Wg-035	石英	240.878	36.633	68.015	378.655	0.137	0.037	6.58
Wg-037	石英	152.507	24.908	134.046	549.420	0.035	微量	6.12
Wg-038	石英	151.739	32.712	154.841	616.821	0.048	0.010	4.64

测试单位:中国地质科学院矿产资源研究所。

表 6 河南舞阳铁山铁矿床流体包裹体液相成分分析结果

Table 6 Liquid phase composition analysis results of fluid inclusion samples in the Tieshan iron deposit in Wuyang, Henan

样品编号	测试对象	包裹体液相成份($\times 10^{-6}$)						
		K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	F ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻
Wg-006	石英	0.736	9.534	7.650	0.209	17.776	20.562	5.081
Wg-007	石英	1.009	9.075	6.684	0.174	16.996	15.549	3.952
Wg-009	石英	1.672	11.365	9.120	0.240	20.385	23.574	5.768
Wg-010	石英	2.785	11.722	10.536	0.184	21.463	27.623	6.504
Wg-011	石英	2.641	6.359	8.816	0.209	11.305	20.736	3.141
Wg-012	石英	1.262	11.152	9.554	0.094	26.020	13.405	3.008
Wg-034	石英	0.910	7.439	7.608	0.097	13.579	15.824	3.913
Wg-035	石英	0.736	11.610	13.046	0.150	21.528	39.299	6.657
Wg-037	石英	0.796	8.500	8.810	0.120	13.930	20.733	4.711
Wg-038	石英	0.650	8.253	12.637	0.106	16.117	18.876	4.466

测试单位:中国地质科学院矿产资源研究所。

5.5 流体包裹体成分分析

研究区石英流体包裹体液相成分中相对富含 Na⁺、Ca²⁺、SO₄²⁻、Cl⁻、NO₃⁻ 离子。阳离子中一般 Na⁺ > Ca²⁺ > K⁺ > Mg²⁺; 阴离子中 Cl⁻ > SO₄²⁻ > NO₃⁻。气相成分中富含 CO₂、O₂、N₂, 并含有一定的 CH₄。

从测试结果表 5 和表 6 中得知,流体包裹体中 H₂O 为 $24.908 \times 10^{-6} \sim 105.014 \times 10^{-6}$, 均值为 49.93×10^{-6} 。各气相成分的含量: N₂ 为 $293.034 \times 10^{-6} \sim 674.282 \times 10^{-6}$, 均值为 469.71×10^{-6} ; CH₄ 为 $0.034 \times 10^{-6} \sim 0.434 \times 10^{-6}$, 均值为 0.11×10^{-6} ; CO₂ 为 $83.951 \times 10^{-6} \sim 305.789 \times 10^{-6}$, 均值为 160.91×10^{-6} 。液相成分的含量: K⁺ 为 $0.650 \times 10^{-6} \sim 2.785 \times 10^{-6}$, 均值为 1.32×10^{-6} ; Na⁺ 为 $6.359 \times 10^{-6} \sim 11.722 \times 10^{-6}$, 均值为 9.50×10^{-6} ; Ca²⁺ 为 $6.684 \times 10^{-6} \sim 13.046 \times 10^{-6}$, 均值为 9.45×10^{-6} ; F⁻ 为 $0.094 \times 10^{-6} \sim 0.240 \times 10^{-6}$, 均值为 0.158×10^{-6} ; Cl⁻ 为 $11.305 \times 10^{-6} \sim 26.020 \times 10^{-6}$, 均值为 17.91×10^{-6} 。

表 7 河南舞阳铁山铁矿床流体包裹体成分中的比值

Table 7 The element ratios fluid inclusion samples in the Tieshan iron deposit in Wuyang, Henan

样号	Na ⁺ /K ⁺	Na ⁺ /Ca ²⁺	F ⁻ /Cl ⁻	SO ₄ ²⁻ /Cl ⁻	NO ₃ ⁻ /Cl ⁻
Wg-006	12.95	1.25	0.01	1.16	0.29
Wg-007	8.99	1.36	0.01	0.91	0.23
Wg-009	6.80	1.25	0.01	1.16	0.28
Wg-010	4.21	1.11	0.01	1.29	0.30
Wg-011	2.41	0.72	0.02	1.83	0.28
Wg-012	8.84	1.17	0.00	0.52	0.12
Wg-034	8.17	0.98	0.01	1.17	0.29
Wg-035	15.77	0.89	0.01	1.83	0.31
Wg-037	10.68	0.96	0.01	1.49	0.34
Wg-038	12.70	0.65	0.01	1.17	0.28

测试单位:中国地质科学院矿产资源研究所;V 为变异系数。

对成矿流体阴阳离子组成进行统计分析(表 7),阳离子三角图解(图 12)中,流体投点靠近 Na⁺、Ca²⁺ 离子一侧,表明阳离子以 Na⁺ 和 Ca²⁺ 为主,而贫 K⁺ 离子;阴离子三角图解(图 13)中,区内流体集中投点于三角图解的 Cl⁻、SO₄²⁻ 一侧,表明流体内阴离子主要为 Cl⁻ 和 SO₄²⁻, 而贫 F⁻ 离子。

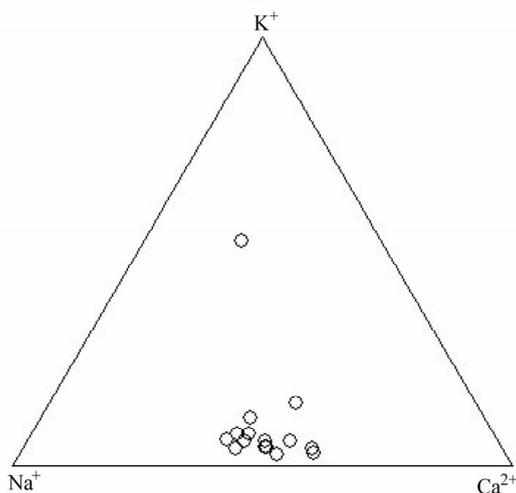


图 12 河南舞阳铁山铁矿包裹体成分在 $\text{Na}^+ - \text{K}^+ - \text{Ca}^{2+}$ 图上的分布

Fig. 12 $\text{Na}^+ - \text{K}^+ - \text{Ca}^{2+}$ diagram of the fluid inclusion samples in the Tieshan iron deposit in Wuyang, Henan

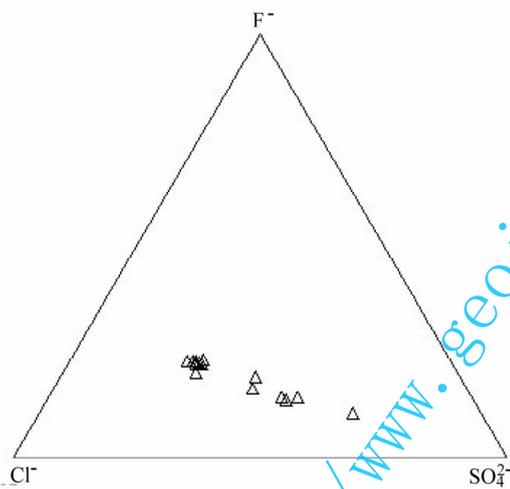


图 13 河南舞阳铁山铁矿包裹体成分在 $\text{Cl} - \text{F} - \text{SO}_4^{2-}$ 图上的分布

Fig. 13 $\text{Cl} - \text{F} - \text{SO}_4^{2-}$ diagram of the fluid inclusion samples in the Tieshan iron deposit in Wuyang, Henan

总体上看,成矿溶液是一种低盐度的 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 SO_4^{2-} 、 Cl^- 型水,并含有较高的 CO_2 和一定量的 O_2 、 N_2 及少量 CH_4 。

6 讨论

6.1 含铁建造特征与原岩恢复

舞阳地区变质岩系普遍达到角闪岩相甚至更高的变质程度(麻粒岩相),应用岩石地球化学数据恢复本区变质岩的原岩建造和形成环境非常必要。铁山

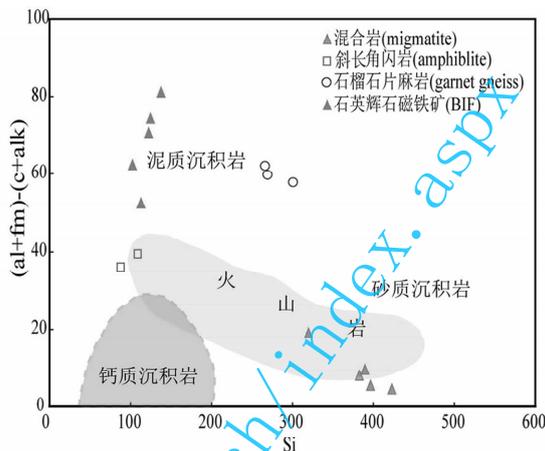


图 14 河南舞阳铁山铁矿围岩 $(\text{al} + \text{fm}) - (\text{c} + \text{alk}) - \text{Si}$ 图解(底图据 Simonen, 1953)

Fig. 14 $(\text{al} + \text{fm}) - (\text{c} + \text{alk}) - \text{Si}$ diagram of ores and wall rocks in the Tieshan iron deposit in Wuyang, Henan (after Simonen, 1953)

矿床矿石类型为石英辉石磁铁矿,主要围岩为条带状混合岩、含石榴黑云斜长片麻岩、角闪斜长片麻岩、磁铁石英辉石岩,斜长角闪片麻岩及透辉大理岩等。根据本区含矿围岩的主要化学分析结果投点到尼格里值 $(\text{al} + \text{fm}) - (\text{c} + \text{alk}) - \text{Si}$ 图解(图 14)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。石榴石片麻岩位于泥质沉积岩向砂质沉积岩过渡的地带,其原岩沉积环境可能远离洋盆,更接近大陆边缘,原岩不仅有泥质沉积物,同时有少量砂质沉积物。并受到太古代原始大洋内火山活动的影响,中间夹少量火山凝灰岩或火山碎屑岩,经后期区域变质作用的影响形成铁山庙组石榴石片麻岩。均质混合岩落在火山岩区内部及边缘,可能由混合岩化过程中部分熔融形成。石英辉石磁铁矿主要分布在泥质沉积岩区,少量分布在钙质沉积岩区,反应了原岩应为原始富铁的泥砂质沉积岩,中间夹少量基性火山岩或火山碎屑岩。斜长角闪岩分布在岩浆岩区及边缘,在火山岩 TAS 判别图解上分布在碱玄岩或碧玄岩区(图 15),结合其元素地球化学特征,如具有 TH2(即 EAT,富集型太古代拉斑玄武岩)的稀土元素配分模式,具有类似于于现代岛弧钙碱性拉斑玄武岩的地球化学特征,该类岩石原岩可能为中基性火山岩(细碧-玄武岩)变质而成。结合舞阳地区铁矿床形态、规模、矿石类型,及其在火山沉积岩系中产出的部位和经历的变质条件,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,与华北陆块其他前寒武纪条带状铁建造

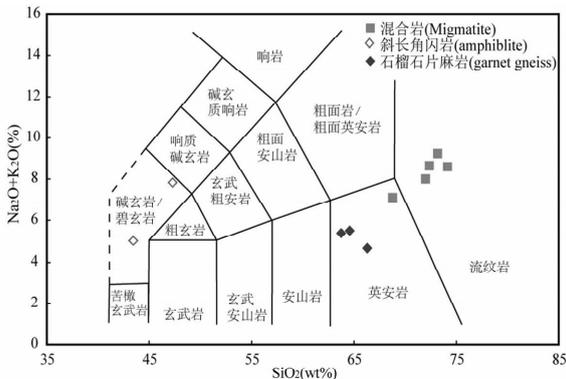


图 15 河南舞阳铁山铁围岩 TAS 图解

Fig. 15 TAS diagram of the wall rocks in the Tieshan iron deposit in Wuyang, Henan

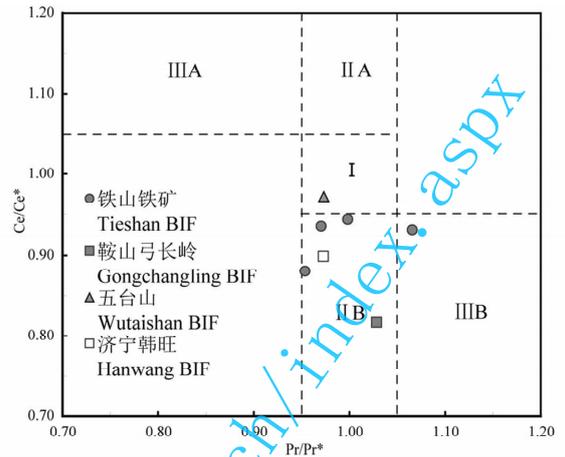


图 16 河南舞阳铁山铁矿 Ce 负异常的判别图解

鞍山弓长岭、济宁韩旺、五台山引自沈其韩等(2009)

Fig. 16 Ce/Ce* versus Pr/Pr* discrimination diagram in the Tieshan iron deposit in Wuyang, Henan Anshan Gongchangling BIF, Jining Hanwang BIF, Wutaishan BIF from Shen, qihan et al. (2009)

I—无 Ce 异常和 La 异常; II A—La 正异常且无 Ce 异常;

II B—La 负异常且无 Ce 异常; III A—Ce 正异常; III B—Ce 负异常

I—no Ce and La anomaly; II A—positive La and no Ce anomaly; II B—negative La and no Ce anomaly; III A—positive Ce anomaly; III B—negative Ce anomaly

主要类型基本一致。

6.2 沉积环境的氧化还原状态

在地质作用过程中,REE 常呈稳定的 +3 价离子, Eu 和 Ce 是其中仅有两个变价元素 (Eu²⁺ 和 Eu³⁺、Ce³⁺ 和 Ce⁴⁺)。在氧化环境中, Ce³⁺ 被氧化为 Ce⁴⁺, Ce⁴⁺ 相对于其他 3 价 REE 离子更易被其他物质所吸附。Ce 负异常特征可以用来指示物质形成过程中的氧化环境。通常情况下,海水富氧或呈氧化状态时, Ce³⁺ 氧化成 Ce⁴⁺, Ce⁴⁺ 易发生水解而被 Fe-Mn 的氢氧化物、有机物和粘土等吸附而发生沉淀,造成海水中 Ce 的亏损,经页岩标准化后的海水具有强烈的 Ce 负异常 (Bau et al., 1996; Mc Lennan, 1989), 而低氧或缺氧的海水缺乏明显的 Ce 负异常。

与其他稀土元素相比, Ce 异常的判别由于 La 丰度的不规则变化而变得复杂化, 因此, Bau 等 (1996) 建立了用 Ce/Ce* 和 Pr/Pr* 的判别图解 (图 16), 用 Pr/Pr* 异常值来反映 La 异常特征。

铁山条带状磁铁矿具有一定的 Ce 负异常 (Ce/Ce* = 0.89~1.01), 将中 Ce/Ce* 和 Pr/Pr* 值分别投在判别图解中, 除一件样品完全落在 Ce 负异常区域内 (III B), 其余样品主要分布在 La 正异常区域内, 缺乏明显的 Ce 负异常特征, 这与现代海水显示出强烈的 Ce 负异常不同。反映了舞阳条带状磁铁矿形成过程发生在非氧化环境中, 是一定程度上的缺氧环境。

6.3 成矿物质来源

BIF 型矿床的成矿物质来源一直存在着争议。Holland (1973) 认为 Fe 来自于陆源风化作用, 通过河流的搬运进入沉积盆地, 并认为火山作用也很可能是 BIF 型矿床 Fe 的主要来源。大量学者通过对 BIF 矿床 REE 的研究发现大多数 BIF 型矿床矿石中 REE

的分布形式具有现代海底热液分布形式, 即轻稀土亏损、重稀土富集、强烈的 Eu 正异常和轻微的 Ce 负异常, 因此认为 Fe 和 SiO₂ 来自于富含 Fe 和 SiO₂ 的海底热液, 通过伴随着海底火山活动的热液喷发作用沉积下来, 或热液流体通过上升流转移到了浅海得以保存 (Fryer, 1983; Isley, 1995)。

铁山条带状磁铁矿主要围岩有条带状混合岩、均质混合岩、透辉大理岩、斜长片麻岩和浅粒岩。岩石学研究结果表明: 磁铁矿颗粒可明显分为两类, 一类呈细粒或尘状分布, 自形一半自形粒状, d = 0.05~0.1 mm, 虽经过变质重结晶, 尚保留了原始的化学沉积特征, 主要赋存于辉石表面, 浸染交代辉石; 部分赋存于石英粒内, 舞阳条带状磁铁矿中石英矿物含量较多, 部分石英晶体中包裹有微粒的磁铁矿, 致使石英晶体呈筛眼状 (图 5d), 表明其胶体沉积的特征 (周世泰, 1994); 另一类为粗粒类, 半自形—他形粒状, d = 0.5~3.0 mm 并有拉长定向现象, 分布在脉石粒间, 交代并包裹辉石。大部分被赤铁矿沿边部呈不规则块状向内交代, 具侵蚀结构。结合主量元素特征, 铁山条带状磁铁矿可能为火山沉积变质铁矿, 与火山沉积作用有关。

铁山条带状磁铁矿 PAAS 标准化后的 REE 配分

模式与典型 BIF 的 REE 配分模式一致(图 8a),表现为轻稀土亏损、重稀土富集,具有 La、Eu、Y 正异常和 Ce 负异常。从铁山条带状磁铁矿、现代海水和高温热液的 REE 配分图可以看出,现代海水的 REE 配分模式具有总体上表现为轻稀土亏损、重稀土富集,具有明显的 La、Y 正异常和 Ce 负异常,无明显的 Eu 异常。铁山条带状磁铁矿具有与现代海水极为类似的 REE 配分模式(图 8a),进一步表明其与前寒武纪海洋沉积有关,同时具有显著地 Eu 正异常特征($Eu/Eu^* = 0.30 \sim 2.21$),可能反映了太古代海水的 REE 地球化学特征(Alexander et al., 2008)。

通常 Eu 正异常是高温海底热液的特征(Danielson et al., 1992; Bau et al., 1999; 李志红等, 2008),与火山活动关系密切的 Algoma 型铁矿具有更大的 Eu 正异常(Huston et al., 2004); Eu 正异常的大小可以代表混合热液中高温热液的相对贡献量。李志红等(2010)根据冀东、五台和吕梁铁矿中 Eu 正异常大小不同讨论了高温热液的输入量与铁矿成矿物质来源的关系。舞阳条带状磁铁矿的 Eu 正异常特征($Eu/Eu^* = 0.30 \sim 2.21$)可能反映了其成矿物质来源中有高温热液的输入。

Y^{3+} 和 Ho^{3+} 因具有相近的离子半径,具有相近的地球化学行为。Nozaki 等(1997)通过系统研究 Y 和 Ho 在海洋环境中分馏作用,由于元素络合能力的不同,使得 Ho 从海水中沉淀的速率比 Y 约高 2 倍, Y/Ho 比值成为区别海相和非海相沉积环境的有用指标。Bau 等(1996)的研究结果明确区分出球粒陨石的 Y/Ho 比值为 26~28, 上地壳岩石和陆源沉积物的 Y/Ho 比值与球粒陨石相似; 现代海水的 Y/Ho 为 44~74; 铁山条带状磁铁矿的 Y/Ho 变化范围为 37.9~82.3, 平均为 60.6, 明显高于球粒陨石 Y/Ho 值, 与海水的 Y/Ho 值分布范围一致, 进一步证明其沉积时受到海水作用的影响。

Sr/Ba 值和 Ti/V 值是研究条带状磁铁矿成因类型的重要指标(沈其韩等, 2009)。一般认为火山岩和海相沉积物的 Sr/Ba 值大于 1, 陆源碎屑物的 Sr/Ba 值小于 1。铁山条带状磁铁矿的 Sr/Ba 值除一件样品小于 1 外, 其余样品均大于 1(1.56~58.62); Ti/V 值常用来区分成矿物质来源和条带状铁矿的成因类型, 铁质页岩中 Ti/V 值介于 1.33~10.9, 火山建造中 Ti/V 值介于 13~85, 铁山条带状磁铁矿 Ti/V 值分布范围 32.5~257.7, 明显高于铁质页岩中 Ti/V 比值, 可能与海底火山活动有关。

研究区矿床明显具有现代海底热液的特征(轻稀

土亏损、重稀土富集、强烈的 Eu 正异常和轻微的 Ce 负异常), 而赋矿围岩的原岩为一套中基性火山喷发岩。因此, 舞阳条带状磁铁矿是在特殊地质背景条件下和火山作用下的海水化学沉积岩, 与海底火山喷发相伴随的海底火山热液是本矿床中 Fe 和 SiO_2 的主要来源, 成矿物质来源于火山热液和海水的混合溶液, 矿床属于阿尔戈马型条带状磁铁矿石建造矿床。

7 结论

(1) 铁山条带状磁铁矿赋存于太古代太华群铁山庙组地层中, 被称之为“铁山式”铁矿, 磁铁矿保存有极细粒结构, 保存有化学沉积特征, 其主微量元素特征表明与火山沉积作用有关, 为火山沉积变质型铁矿, 属于阿尔戈马(Algoma)型条带状磁铁矿石建造。

(2) 流体包裹体的均一温度主要集中在 120~300℃ 之间, 盐度范围为 (1~14) wt% NaCl, 密度变化于 0.75~1.00 g/cm³, 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。成矿溶液是一种低盐度的 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 SO_4^{2-} 、 Cl^- 型水, 并含有较高的 CO_2 和一定量的 O_2 、 N_2 和少量 CH_4 。

(3) 铁山条带状磁铁矿围岩和矿石的稀土元素配分曲线基本相似, 具有与典型的 BIF 型铁矿类似的配分模式, 表现为显著的 Eu 正异常($Eu/Eu^* = 0.30 \sim 2.21$)、一定的 La 正异常($La/La^* = 0.81 \sim 1.60$) 和轻微 Ce 负异常($Ce/Ce^* = 0.89 \sim 1.01$), Y 显示出明显的正异常($Y/Y^* = 1.34 \sim 3.19$), 结合其 Y/Ho、Eu/Sm 和 Sm/Yb 元素地球化学特征, 表明铁山条带状磁铁矿的成矿物质主要来源于火山热液(高温热液)和海水的混合溶液, 形成于缺氧的环境中, 是前寒武纪海洋化学沉积的产物。

致谢: 在项目工作期间得到河南省有色地矿局四队张源有高级工程师的指导和帮助, 中国地质大学(北京)化学分析室、地质过程与矿产资源国家重点实验室包裹体实验室、中国地质科学院矿产资源研究所成矿作用与资源评价重点实验室、中科院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室工作人员提供了论文分析数据, 文中插图由张喆助理工程师和王安助理工程师绘制。审稿人提出宝贵意见, 在此一并深表谢意!

参 考 文 献

- 陈文, 王渝生, 李华芹, 张宗清, 戴璋, 施泽恩, 孙敬博. 2011. 同位素地质年龄测定技术及应用. 地质学报, 85(11): 1917~1947.
- 楚新春, 王亭治, 申学广. 1992. 河南省地质矿产志. 北京: 中国展望出版社, 862~869.
- 第五春荣. 2010. 华北克拉通南缘早前寒武纪地壳的形成和演化——太华、登封杂岩锆石 U-Pb 年代学及 Hf 同位素组成. 西安: 西北大学博士论文, 1~95.
- 嵇少丞, 王茜, 许志琴. 2008. 华北克拉通破坏与岩石圈减薄. 地质学报, 82(2): 175~193.
- 匡海阳, 吕庆田, 张昆, 严加永, 陈向斌. 2012. 多种电磁测深技术在深部控矿构造探测中的应用研究——以泥河铁矿为例. 地质学报, 86(6): 948~960.
- 李厚民, 刘明军, 李立兴, 杨秀清, 陈靖, 姚良德, 洪学宽, 姚通. 2012. 辽宁弓长岭铁矿区大理岩地质地球化学特征及其成矿意义. 岩石学报, 28(11): 3497~3512.
- 李俊平, 李永峰, 谢克家. 2012. 河南舞阳地区太华群地质特征及其控矿意义. 矿产与地质, 26(1): 30~34.
- 李延河, 侯可军, 万德芳, 张增杰, 乐国良. 2010. 前寒武纪条带状硅铁建造的形成机制与地球早期的大气和海洋. 地质学报, 84(9): 1359~1373.
- 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, 27(4): 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, 24(5): 840~846.
- 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. 矿物学报, 7(4): 345~352.
- 罗铭玖, 黎世美, 卢欣祥. 2000. 河南省主要矿产的成矿作用及矿床成矿系列. 北京: 地质出版社, 1~355.
- 沈保丰, 翟安民, 李增慧. 1979. 冀南等地接触交代型铁矿床中磁铁矿的化学成分特征及其地质意义. 地质论评, 25(1): 10~18.
- 沈保丰, 翟安民, 李增慧. 1981. 冀南邯邢式铁矿成矿地质条件分析. 地质学报, 55(2): 127~138.
- 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. 地质调查与研究, 4(28): 196~206.
- 沈保丰. 2012. 中国 BIF 型铁矿床地质特征和资源远景. 地质学报, 86(9): 1376~1395.
- 沈其韩. 1998. 华北地台早前寒武纪条带状铁岩地质特征及形成的地质背景. 见程裕祺主编《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, 赵子然. 2009. 山东韩旺新太古代条带状铁矿的稀土和微量元素特征. 地球学报, 30(6): 693~699.
- 沈其韩, 宋会侠, 杨崇辉, 王渝生. 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, 30(2): 161~171.
- 沈其韩. 2012. 鞍山式铁矿深部找矿整装勘查中应注意的若干问题. 地质学报, 86(9): 1331~1334.
- 宋明春, 李增元, 熊玉新, 万国普, 马兆同. 2008. 山东省济宁强磁异常区深部铁矿初步验证及其意义. 地质学报, 82(9): 1285~1291.
- 涂绍雄. 1984. 河南中部晚太古代登封群和太华群成岩构造环境和区域变质带的讨论. 中国地质科学院院报, 39~56.
- 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. 地球化学, 27(5): 412~421.
- 王荃. 2012. 中朝古陆的解体与华北、华泰二克拉通的确立. 地质学报, 86(10): 1553~1568.
- 吴明安, 汪青松, 郑光文, 蔡晓兵, 杨世学, 狄勤松. 2011. 安徽庐江泥河铁矿的发现及意义. 地质学报, 85(5): 802~805.
- 向君峰, 赵海杰, 李永峰, 程彦博, 高亚龙, 侯可军, 董春艳, 李向前. 2010. 华北地台南缘张士英岩体的锆石 SHRIMP U-Pb 测年、Hf 同位素组成及其地质意义. 岩石学报, 26(3): 871~887.
- 谢克家, 李俊平, 李永峰, 罗正传, 黄自力, 董小喜, 柳玉虎. 2013. 河南舞阳铁矿区大理岩元素地球化学和 C-O 同位素特征. 地质论评, 56(Supp.): 619~620.
- 薛良伟, 原振雷, 张萌树. 1995. 鲁山太华群 Sm-Nd 同位素年龄及其意义. 地球化学, 24[Supp.]: 92~97.
- 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. 地质通报, 27(4): 517~533.
- 杨长秀, 王世炎, 刘振宏. 2008. 河南鲁山地区中-新太古代灰色片麻岩. 地质论评, 54(3): 327~334.
- 姚培慧, 王可南, 杜春林. 1993. 中国铁矿志. 北京: 冶金工业出版社, 385~395.
- 张东阳, 苏慧敏, 秦松, 田磊, 陈媛. 2009. 河南窑场铁矿床地球化学特征及其地质意义. 矿床地质, 28(3): 321~332.
- 赵文广, 吴明安, 张宜勇, 王克友, 范裕, 汪龙云, 魏国辉, 车英丹. 2011. 安徽省庐江县泥河铁矿床地质特征及成因初步分析. 地质学报, 85(5): 789~801.
- 郑建民, 毛景文, 陈懋弘. 2007. 冀南邯郸-邢台地区夕卡岩铁矿的地质特征及成矿模式. 地质通报, 26(2): 150~154.
- 周世泰. 1994. 鞍山-本溪地区条带状铁矿地质. 北京: 地质出版社, 1~278.
- Alexander BW, Bau M, Andersson P, Dulski P. 2008. Continently-derived solutes in shallow Archean seawater: Rare earth element and Nd isotope evidence in iron formation from the 2.9 Ga Pongola Supergroup, South Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72: 378~394.
- 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.
- Brown, P. E. 1989. FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data; *American Mineralogist*, 74: 1390~1393.
- 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. *Precambrian Res.*, 152(3/4): 170~206.
- Danielson A, Moller P and Dulski P. 1992. The europium anomalies in banded iron formations and the thermal history of the oceanic crust. *Chemical Geology*, 97: 89~100.
- Fryer B J. 1983. Rare earth elements in iron-formation. In Trendall AF and Morris RC (Eds). *Iron-Formation: Facts and Problems*. Elsevier, Amsterdam, 345~358.
- Hall D L, Sterner S M and Bednar R J. 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions. *Econ. Geol.*, 83: 197~202.
- Holland H D. 1973. The Oceans: a possible source for iron in iron-formation. *Economic Geology*, 68: 1169~1172.
- 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.
- Isley A E. 1995. Hydrothermal plumes and the delivery of iron to banded iron formation. *Journal of Geology*, 103: 169~185.
- McDonough W F, Sun S S, Ringwood A E, Jagoutz E, Hofmann A W. 1992. Potassium, rubidium, and cesium in the Earth and Moon and the evolution of the Earth's mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(3): 1001~1012.
- Mc Lennan S B. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks; influence of provenance and sedimentary processes //Lipin B R, McKay G A. *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*. Washington: Mineralogical Society of America, 169~200.
- Michael M Kimberley. 1989. Exhalative origins of iron formations. *Ore Geology Reviews*, (5):13~154.
- 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.
- 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. *Earth and Planetary Science Letters*, 253: 266~281.
- Simonen A. 1953. Stratigraphy and sedimentation of the Svecofenmic, early Archean supracrustal rocks in southwestern Finland. *Bull. Comm. Geol. Finland*, 160: 1~64.

Geochemistry of Tieshan Iron Deposit in the Wuyang Area, Henan Province and Its Environmental Implications

LI Yongfeng^{1,2)}, XIE Kejia¹⁾, LUO Zhengzhan^{1,2)}, LI Junping^{1,2)}

1) *Non-Ferrous Mineral Exploration Engineering Research Center of Henan Province, Zhengzhou*, 450016;

2) *Henan Non-ferrous Metals Geological Exploration Institute, Zhengzhou*, 450052

Abstract

Located in the Wuyang area of Henan Province and geotectonically on the southern margin of the North China Craton, the Tieshan banded iron formation (BIF) constitutes a large iron deposit of Anshan type formed in Neo-Archean. In this paper, petrology and geochemistry of Tieshan BIF were studied and a comparison was made with other BIF in the world. Systematic chemical analyses of wall rocks and ores indicate that the banded iron 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 homogenization temperatures of fluid inclusion show a peak at 120~360°C for the wall rock and 120~320°C for the ore, and the ore-forming fluids have low salinity(1%~14%) and low density (0.75~1.00 g/cm³). Ore-forming fluid is a kind of low salinity water of Na⁺, Ca²⁺, SO₄²⁻, Cl⁻, and contains high amount of CO₂ and small quantities of O₂, N₂ and CH₄. Petrological studies show that the BIF suffered greenschist facies to low amphibolite facies metamorphism and part of the magnetite was recrystallized whereas the other part of the magnetite preserved the characteristics of chemical sediments. In the diagram of TFe-(CaO+MgO)-SiO₂, Tieshan BIF has a consistent distribution area with Anshan BIF and Wutaishan BIF and other BIF in the world. The REE contents of Tieshan BIF are low, showing characteristics of marine sediments in Archean. In the PAAS-normalized REE pattern, LREE are depleted and HREE are enriched relatively, with obvious Eu positive anomaly(Eu/Eu* = 0.30~2.21), obvious Y positive anomaly(Y/Y* = 1.34~3.19) and visible La positive anomaly(La/La* = 0.81~1.60), slightly negative Ce anomaly(Ce/Ce* = 0.89~1.01). These characteristics of Tieshan BIF are similar with characteristics of Gongchangling, Wutaishan and many other Archean BIF in the world. As for trace elements, contents of Ti, V, Co, Ni, Mn, Sr and Ba are low. In trace elements distribution diagram normalized by primary mantle, U, Ta, La, Ce and P have positive anomalies, whereas things are just the opposite for K, Nb, Sr, Hf and Zr. The ratios of Sr/Ba, Ti/V and some other elements are also considered in this paper. A comprehensive study of Tieshan BIF shows that its ferruginous material was associated with volcanic hydrothermal solution and was formed in a marine chemical sedimentary environment. It is thus held that the Tieshan iron deposit underwent the ferrosilicon 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.

Key words: geochemistry; fluid inclusion; iron deposit; Precambrian; Tieshan; Wuyang area; Henan Province