

华北克拉通条带状铁建造中富铁矿成因类型的研究进展、远景和存在的科学问题^{*}

沈其韩 宋会侠

SHEN QiHan and SONG HuiXia

中国地质科学院地质研究所,北京 100037

Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China

2015-08-01 收稿, 2015-09-09 改回.

Shen QH and Song HX. 2015. Progress, prospecting and key scientific problems in origin researches of high-grade iron ore of the banded iron formation (BIF) in the North China Craton. *Acta Petrologica Sinica*, 31(10):2795–2815

Abstract Basing on a large number of existing data, history of study on several typical high-grade iron ore deposits of banded iron formation (BIF) in the North China Craton is reviewed and summarized. The history can be divided into five stages; (1) before 1949; (2) between 1950 and 1965; (3) between 1978 and 1986; (4) between 1987 and 1994; (5) after 2009. Then basic geological characters of iron rich ore in Anshan area, Jidong-Lvliang area and Wuyang area are introduced. Meanwhile, study status of iron rich ore in the several areas above are emphatically introduced. In view of the complex origin of the magnetite rich ore in the No. 2 mining district in Gongchangling area, researches and common viewpoints on them are introduced in detail. Up to now, most researchers are not agreeable on the iron rich deposit hypothesis of contact metasomatism or transformation from siderite through metamorphism. Nearly half of the researchers agree with the theory of metamorphic hydrothermal mineralization and another half the theory of migmatized hydrothermal mineralization. According to comprehensive analysis of voluminous data from the literature, the authors think there is no enough evidence for the contention of metamorphic hydrothermal mineralization. There are four arguments for the viewpoint: the first is that residual magnetite lean ore can be frequently found in the iron rich ore. The second is that magnetite-rich ore is intimately associated with alteration rocks in which the alteration minerals like garnet, some hornblende (tremolite) and chlorite are not metamorphic hydrothermal origin. The third, age of regional (upper greenschist to lower amphibolite facies) metamorphism is bracketed in the range of 2500Ma and 2450Ma, while the hydrothermal zircons accompanied with the alteration garnet give the U-Pb age of $1840 \pm 7\text{Ma}$ (dating by SHRIMP), which is younger than the metamorphism age. Thus the hydrothermal activity was constrained to occur in the Late Paleoproterozoic when the continental crust of the Craton was in extension period. The fourth, Late Paleoproterozoic age has been obtained through Re-Os dating from the high-grade iron ore of hydrothermal origin. As no enough evidence to prove the hydrothermal fluid migmatitic, we tentatively regard it as Late Paleoproterozoic hydrothermal fluid. In addition, origin types and prospecting potential of the high-grade iron ore of the BIF in the North China Craton are discussed. The authors deduce that the magnetite-rich iron ores of Late Paleoproterozoic may form to large scale and are of great potentials. The magnetite-rich ores through rheological deformation due to fold structures in primary higher-grade magnetite-poor ores (probably accompanied with hydrothermal superposition) may reach to biggish scale and of certain potential. Others are generally in small scale and of no economical significance. Finally, the authors put forward some problems in high-grade iron ore research, such as the source of the hydrothermal fluid of Late Paleoproterozoic, single or multistages of the hydrothermal fluid formation, and metamorphic mechanism of the wall rocks of the lean iron ores. All these problems need further theoretical investigation.

Key words Banded iron formation; High-grade iron deposits; Origin type; North China Craton

摘要 本文在查阅前人大量资料的基础上,对华北克拉通条带状铁建造中富铁矿的研究历史进行了回顾和总结,将研究历史分为1949年以前,1950~1965年期间,1978~1986年期间,1987~1994年期间和2009年以来5个阶段。重点介绍了鞍山地区、冀东-吕梁地区和河南舞阳地区富铁矿的基本地质特征以及典型富铁矿的研究概况,针对鞍山地区弓长岭二矿区磁铁

^{*} 本文受国家自然科学基金重点项目(41430210)和中国地质调查局地质大调查项目(12120114061901)联合资助。

第一作者简介:沈其韩,男,1922年生,研究员,中国科学院资深院士,从事早前寒武纪和变质岩研究,E-mail: huixiasong@cags.ac.cn

富矿成因的复杂性,对不同成因观点以及目前已取得的共识进行了详细阐述。目前大多数学者不支持接触交代假说和菱铁矿经变质转化为富铁矿成矿假说,近半数学者支持变质热液成矿假说,半数学者支持混合岩化热液成矿假说。作者在综合分析前人大量资料后,认为变质热液成矿说依据不足,理由有四点:(1)磁铁富矿中往往见有磁铁贫矿的残体;(2)磁铁富矿与蚀变岩紧密伴生,蚀变矿物石榴子石、部分角闪石(透闪石)和部分绿泥石均属非变质热液成因;(3)研究区遭受区域高绿片岩相至低角闪岩相变质作用的时间为2500~2450Ma,而与蚀变矿物石榴石紧密伴生的热液锆石 SHRIMP U-Pb 定年结果为 1840 ± 7 Ma,明显小于区域变质作用年龄,据此可将热液作用时间限定于古元古代晚期,相当于大陆地壳伸展阶段;(4)部分热液成因富铁矿利用 Re-Os 方法定年,除一种属原生沉积成矿外,年龄范围也在古元古代晚期,可作为参考。此种热液是否为混合岩化热液尚缺乏足够证据,故本文暂将其作为古元古代晚期热液。此外,本文对华北克拉通条带状铁建造中富铁矿成因类型及其远景进行了初步总结,认为古元古代晚期形成的磁铁富矿规模属大型矿床,有较好远景;原生较富贫铁矿因褶皱构造产生磁铁矿流变而形成的富铁矿(可能尚有热液叠加)规模较大,具有一定远景;其他类型均为小型规模,不具工业意义。最后,本文指出富铁矿成因研究中尚存在的主要问题,包括早元古代晚期热液的来源;热液的形成是一期还是多期;铁建造遭受区域变质达高绿片岩相时,贫铁矿的围岩变质演化机理等,尚需进一步探讨。

关键词 条带状铁建造;富铁矿;成因类型;华北克拉通

中图法分类号 P611; P618.31

1 引言

新太古代条带状铁建造广泛分布于华北克拉通内的鞍山-本溪、辽北、辽西、冀东、密云、内蒙古、山西五台、山东、河南等地区。古元古代铁建造主要见于山西吕梁地区,在安徽霍邱和河南舞阳等地亦有分布,但霍邱铁矿是否属新太古代尚有争议。在不同的历史时期,各地区的条带状铁建造都得到了不同程度的研究。其中鞍山-本溪地区条带状铁建造发现最早,已有100多年的历史,其富铁矿的发现和也有近百年的历史,富铁矿早已被开采利用。其他条带状铁建造分布区,大部分是在新中国建立后,随着国民经济建设的发展,因急需铁矿资源,于20世纪50~70年代陆续被普查发现,同时伴随着进行了详细的勘查、勘探和地质研究。在冀东地区的若干矿区和吕梁地区的袁家村矿区,先后发现有富铁矿的存在并进行了不同程度的研究。总体上说,我国条带状铁建造中富铁矿的研究延续历史较长,在各个历史阶段,所研究地区和重点并不相同。

2 条带状铁建造中富铁矿研究阶段划分

我国条带状铁建造中富铁矿的研究大体上可以划分为以下5个阶段。

2.1 1949年新中国建立之前

这一阶段,对条带状铁建造中的贫铁矿和富铁矿的研究主要集中在辽宁鞍本地区,研究比较零星而分散。我国地质学家翁文灏和王锡宾(1918^①)首次在鞍本地区开展了富铁矿的初步研究。随后日本地质工作者都留一雄(1931, 1932, 1935)先后对庙尔沟铁矿床、歪头山铁矿床和弓长岭铁矿床进行了研究并涉及有关富铁矿,浅野五郎和冈田重光

(1940)对弓长岭富铁矿有关的铁铝榴石、浅野五郎和冈田重光(1940)对满洲之铁矿床、待仓勇(1942)对弓长岭矿区与富铁矿伴生的石榴石等进行了研究。对不同地区富铁矿的成因初步提出了一些不同认识,包括原生(与贫铁矿同时生成)、接触变质、冷水溶滤(与铁质交代)、热液溶滤和热液交代等不同说法。由于当时缺乏对矿区进行详细的地面和地下的地质工作,对变质岩的层序、岩石组合以及构造特征等均不够了解,对区域混合岩化作用也尚未认识,所以对富铁矿成因的认识还比较粗浅。

2.2 1950~1965年期间

新中国建立初期,为了尽快发展东北的钢铁工业,急需大量铁矿资源,为此,在1950~1951年期间,首先在辽宁鞍本地区鞍山一带铁矿区、弓长岭、一二三铁矿区、八盘岭铁矿区、本溪的歪头山铁矿区和南芬庙尔沟铁矿区开展了条带状铁建造及其伴生的条带状贫铁矿的普查和详查,开展了地面大比例尺的地质制图和条带状铁矿地质特征兼条带状贫铁矿中赋存的富铁矿的研究。在弓长岭等矿区,通过对变质地层、矿区构造、区域变质和混合岩化作用以及矿体产状、矿物组合等方面较详细的研究和分析,首次明确了富铁矿体与贫铁矿层的紧密关系和构造控制作用,也初步明确了富铁矿生成与热液的关系。

因大量的地质工作积累了较多的条带状铁建造贫铁矿与赋存富铁矿的基本地质情况和地质发育历史,对条带状铁建造中富铁矿的生成有了较深入的了解,提出了鞍山式铁矿中富铁矿具有四种成因类型:(1)由贫铁矿经含铁热液交代富集而成富铁矿,这是大型富铁矿最主要的一种类型;(2)变质的原生富矿;(3)由贫铁矿经热液淋滤而生成的富铁矿,以赤铁矿为主;(4)由贫铁矿经天水溶蚀去除硅质而成的褐铁-赤铁矿。

^① 翁文灏,王锡宾. 1918. 弓长岭铁矿地质报告

关于热液成因的富铁矿以磁铁富矿为主,程裕淇(1957)和关广岳(1961)分别首次提出较有依据的混合岩化热液成矿说和变质作用热液(变质水)成矿说。这一阶段虽然积累了大量变质岩、变质地层和矿区(矿体)地质特征的资料(以宏观为主),还缺乏必要的岩相学、矿物岩石化学和地球化学资料,有些必要的实验资料 and 同位素年代学资料基本缺乏,总的来讲对富铁矿的形成过程、机理、热液来源等问题了解尚不够深入,观察以宏观为主。

2.3 1978~1986年期间

这一时期是对我国条带状贫铁矿及其中富铁矿研究的一个高潮时期,此时,我国地质工作者已了解到国外条带状铁矿中富铁矿绝大多数属风化淋滤型富赤铁矿,而且规模巨大。必须要弄清楚我国条带状铁建造分布区有没有这样的富铁矿。为此,有关部门设置了在冀东以及其他地区开展寻找风化淋滤型富铁矿的专题研究。研究结果明确了冀东地区条带状铁建造分布区没有形成面型风化淋滤型富铁矿的条件,转而对钻孔中出现的一些富铁矿进行研究。在鞍山弓长岭地区,陈光远等对贫铁矿中的磁铁富矿进行了详细的成因矿物学研究。吕梁地区袁家村铁矿区前后经过了三次详勘,在深部发现了一些富矿体,对其类型和规模也进行了研究,对河南舞阳地区条带状铁建造中小型缝隙状风化淋滤型富铁矿也进行了一些研究。

在鞍本地区,任英忱(1981)和王守伦(1986)对富铁矿提出了不同成因类型,特别是对弓长岭矿区贫矿中的磁铁富矿,因其规模巨大可达大型,有重要的工业意义,不断投入大量研究和探矿工作。先后采用了硫、氧同位素测定、流体包裹体研究、地球化学模型、成因矿物学、实验成矿学、蚀变岩石学等多学科和多种技术方法,从不同方面对富铁矿的成因进行了研究,积累了丰富的实际资料,结合钻孔和地表的宏观地质资料,许多学者在原来多种成因的基础上,补充和加强了对原有一些成因类型的认识或者提出了不同的成因类型,发表了许多文章,引起了争鸣。

2.4 1987~1994年期间

这一阶段已积累了大量详查和勘探资料,许多高等院校和科研机构参与富铁矿的合作或单独研究,编写了许多地区条带状铁矿地质专著或全国性铁矿床综论,丰富了条带状铁建造和其中富铁矿地质特征的资料,特别是对鞍本地区的条带状铁建造及其伴生的富铁矿进行了不同方面、不同程度的总结,对富铁矿的地质特征、成因类型和远景有了更多了解,对尚存在的问题也有了较为清楚的认识。

2.5 2009年以来

1994年以后至2009年条带状铁矿和其中富铁矿的研究较为低潮,很少有文章发表,2009年底开始才又有文章刊出。

为查明我国条带状铁建造的远景,加大了对条带状铁建

造中铁矿的普查和勘探,特别对已知矿床的深部和地球物理显示的深部隐伏铁矿床,加大了找矿的力度。而对其中富铁矿特别是辽宁鞍本地区弓长岭二矿区的磁铁富矿,因其规模大而作为研究重点,设置了多个重点专题进行研究。如杨秀清等(2014)对于辽宁鞍山本溪地区铁矿床流体包裹体和硫、氢、氧同位素特征进行了研究,李延河等(2014)对鞍本地区沉积变质型富铁矿中的Fe、Si、O、S同位素进行了研究,查明富铁矿的成因。

在鞍本地区的弓长岭二矿区,对条带状铁矿中的辉钼矿和黄铁矿进行了Re-Os同位素定年,对富铁矿周围蚀变岩中与铁铝榴石伴生的热液锆石进行了SHRIMP U-Pb定年,获得了富铁矿中热液的形成年龄。对弓长岭二矿区与铁建造伴生的大理岩的地球化学特征进行了研究,并与富铁矿的成因联系起来,对与富铁矿紧密伴生的铁铝榴石的矿物化学重新进行了研究,并探讨了它与富铁矿的成因联系。

近年来,在危机矿山接替资源勘查工作中,迁安杏山大型富铁矿体被发现,随之展开了这种富矿体形成条件和成因的一些专题研究(丁文君等,2009;陈正乐等,2010;周永贵等,2012;郑梦天等,2015;张飞龙等,2015),在冀东司家营对BIF铁矿的流体包裹体和氧同位素以及富铁矿的成矿条件也进行了相关研究(陈靖等,2014;许英霞等,2014)。目前鞍本地区的富铁矿尚有一些专题在继续研究中。

3 条带状铁建造中富铁矿的基本地质特征

3.1 鞍本地区的富铁矿

3.1.1 弓长岭二矿区的富铁矿

本区的条带状铁建造中铁矿由多层贫矿(6层为主,实际达7层)及其围岩组成,总体表现为单斜层状产出,褶皱构造不明显,而断裂构造非常发育,主要有走向断层和横向断层,前者是区域变质过程中形成的,主要为逆断层,是富铁矿主要的控矿断层。

富铁矿均产于条带状贫铁矿层中,以Fe6层中最多,硅质层中次之,Fe5和Fe4中又次之,富矿体主要见于深部,下图(图1)为弓长岭二矿区地质剖面图,从图中可以清楚地看出富铁矿体与贫铁矿层密切相关。

据周世泰(1992)描述,弓长岭二矿区贫铁矿层中共区分出138个富矿体,Fe6层中有65个富矿体,储量占77.1%,其中最大的是R_I富矿体,其次是R_{II}和R_{III}。R_I富矿体产于中央区和西北区的Fe6层贫铁矿中,其储量占本区富铁矿储量的一半以上,此矿体沿走向延长2840m,矿体向上尖灭,深部延伸到-500m以下,上下延伸500~600m以上,矿体厚1~30m,其中中央区较厚(远大于30m),西北区较薄(1~9m),矿体呈似层状,局部呈复杂的脉状,局部有分枝现象。富铁矿与条带状贫铁矿产状总体一致。R_{II}富铁矿产于中央区的Fe6中,为弓长岭区第二大富矿体,占总储量的14.5%,富矿体长1550m,在地表有出露,在深部100m附近尖灭,矿体厚

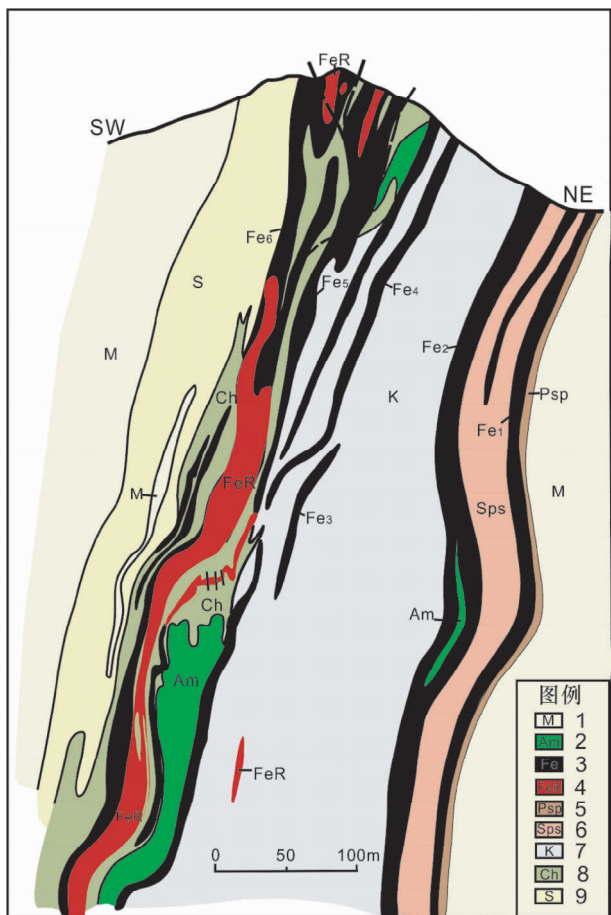


图1 弓长岭铁矿床二矿区地质剖面图(据周世泰, 1994)

1-混合岩(M);2-斜长角闪岩(Am);3-条带状铁矿(Fe);4-富铁矿(FeR);5-下部片岩(PSP);6-中部片岩(SPS);7-黑云变粒岩层(K);8-绿泥片岩(Ch);9-硅质岩层(S)

Fig. 1 Geological profile map of No. 2 mining district in Gongchangling iron deposit (after Zhou, 1994)

1-migmatite (M); 2-amphibolite (Am); 3-banded iron ore (Fe); 4-iron rich ore (FeR); 5-lower schist (PSP); 6-middle schist (SPS); 7-biotite leptynite (K); 8-chlorite schist (Ch); 9-siliceous bed (S)

5~30m,产状与条带状贫铁矿一致,呈似层状,总的趋势是上小下大,上薄下厚。Fe4层中有28个富矿体,储量占总储量的13%。R_{III}富矿体产于中央区Fe4中,矿体长720m,厚3~26m,产状与Fe4一致,规模较小。硅质层内富矿体有29个,占总储量的0.5%。Fe5贫矿层中有19个富矿体,储量占2.5%,Fe2中有3个富矿体,占0.4%,Fe3中仅有1个富矿体。

弓长岭二矿区富铁矿总储量在亿吨以上,属大型,TFe品位45%~60%的占42.6%,大于60%的占52%~54%。近年来的勘查显示富铁矿的储量有所增加。

富铁矿有两类:一是磁铁富矿,另一类是赤铁富矿。前

者占绝对优势,后者很少,只在东南区见到,据李厚民等(2012)介绍,蚀变岩(类砂卡岩)具分带性,由富矿向外分别为(镁)铁闪石、(镁)铁闪石和石榴子石,绿泥岩,绿泥石岩和绿泥石化角闪岩(阳起石岩)。

磁铁富矿大多呈致密块状,少数尚保留着交代残余的条带-条纹构造。据陈光远等(1984)报道,在磁铁富矿中细纹层理尤为发育,在石英磁铁富矿中,还发现变余鲕粒构造,在铁闪磁铁富矿层中可见黄铁矿、磁铁矿、铁闪石、石英、铁蛇纹石、绿泥石等构成具不同环带构造的单鲕粒与复鲕粒,反映了变胶体沉积的特征。

极少数富铁矿呈疏松多孔状,一般呈粒状结构,有细粒和粗粒之分,磁铁矿呈半自形、自形,细粒粒径在0.1cm左右,粗粒在0.2cm左右,地表部分磁铁矿被氧化为假象赤铁矿,脉石矿物有石英、镁铁闪石、阳起石、铁铝榴石、绿泥石和黑云母等,菱铁矿、方解石等次之,以及很少的黄铁矿和电气石。

3.1.2 樱桃园地区富铁矿

据周世泰(1994)的研究和介绍,樱桃园富铁矿体位于现今鞍山齐大山铁矿床中西四砬子段及北三山之间的断裂带中(图2、图3)。20世纪50年代曾单独开采,20世纪60年代齐大山全面露采后即已停采。富铁矿均产于断裂带两侧的条带状贫铁矿中。大多数情况下,富铁矿一侧是条带状贫铁矿,而另一侧是蚀变岩和混合岩化岩。富铁矿呈扁豆状、墨鱼状或不规则脉状,已知有13个矿体、最大的为1号矿体和13号矿体,厚25~50m,长100~150m,延深350~450m,矿体都有延深大于延长的特点,富铁矿达中型。富铁矿石主要是磁铁富矿,局部有少量假象赤铁矿。矿石呈块状构造,其边部为条带状贫铁矿。富铁矿的组成矿物为磁铁矿、石英、绿泥石和少量黄铁矿和黄铜矿等,蚀变围岩存在于富铁矿体的周围或一侧,主要是绿泥石化和白云母化岩石,其中绿泥石化与富铁矿关系更为密切,就像“皮壳”包围着,分布极为广泛。

3.1.3 王家堡子富铁矿

据周世泰(1994)研究,本矿床位于鞍山铁矿田北矿带北部的齐大山铁矿床的南段,王家堡子铁矿床主体为条带状贫铁矿,矿层厚200~300m,长度1500m,条带状贫铁矿层的上、下盘为千枚岩、绿泥石英岩、云母石英片岩和混合岩等(实际为花岗岩),富铁矿产于条带状贫铁矿层的近NE盘之处,详见图4。

富铁矿呈脉状和扁豆状产出,产状与条带状贫铁矿层一致,只是局部富铁矿有分枝现象与条带状贫铁矿斜交。富铁矿在延长1500m的条带状贫铁矿中断续延长1100m,按矿体的自然间断可划分为5个大小不等的富矿体,其厚度一般为2~5m,延长70~250m,延深达400m深度以下。此矿20世纪50年代曾单独开采过,20世纪60年代以后,齐大山贫铁矿整体露采后富铁矿即已停止开采。

3.1.4 老岭-八盘岭富铁矿体

本区富铁矿位于弓长岭二矿区向东延长部分,矿区地层

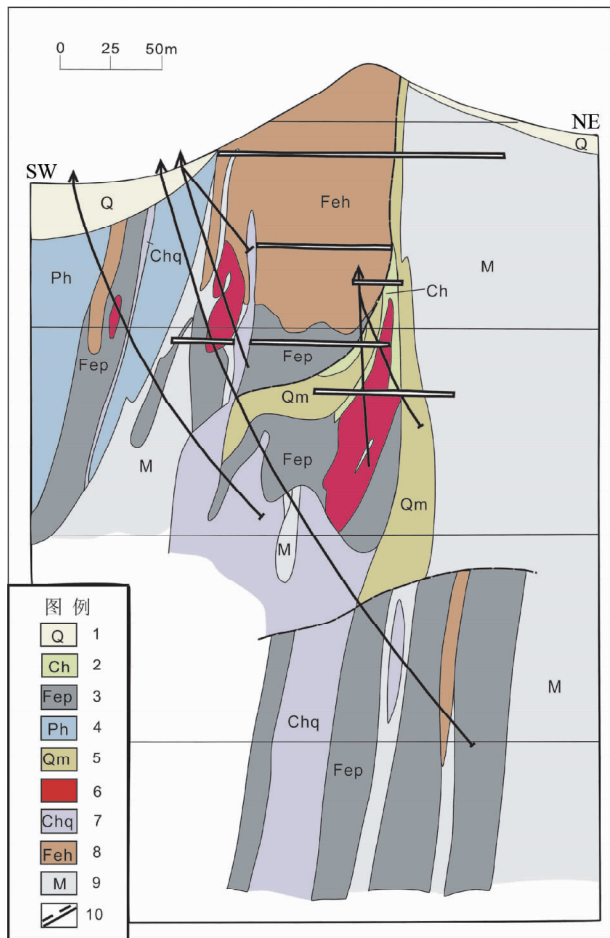


图2 櫻桃园富铁矿剖面图

1-第四系(Q);2-绿泥岩(Ch);3-磁铁矿石英岩(Fep);4-千枚岩(Ph);5-云母石英岩(QM);6-磁铁矿富矿;7-石英绿泥岩(Chq);8-假象赤铁矿石英岩(Feh);9-混合岩(M);10-断层

Fig.2 Geological profile map of iron rich ore deposit in Yingtaoyuan (after Zhou, 1994)

1-Quaternary (Q); 2-chlorite rock (Ch); 3-magnetite quartzite (Fep); 4-phyllite (Pb); 5-mica quartzite (QM); 6-magnetite rich ore; 7-quartz-chlorite rock (Chq); 8-pseudo hematite quartzite (Feh); 9-migmatite (M); 10-fault

基本与弓长岭二矿区相同,整个含铁建造作为一个大的残留体包于混合岩化岩石中,富铁矿的产出特征详见图5和图6。

富铁矿主要赋存于 Fe6、Fe4 和 Fe3 条带状贫铁矿层中及其上下的层位中,在硅质层相当于 Fe7 的贫铁矿中也见有富铁矿存在。

八盘岭地区的富铁矿长 250m,厚 50~140m,沿倾向延伸 270m,可分为 3~6 个小富矿体,呈脉状、似层状、扁豆状,围岩往往为蚀变岩,有的单个富矿体沿走向延长 30~225m,厚 2~20m,沿倾向延深 40~235m,硅质层中富矿体长 60m,厚 4~10m,延深 40~130m,总体上规模都很小,属小型矿床。

富铁矿主要由磁铁矿组成,另有少量假象赤铁矿,其次

有石英、绿泥石、镁铁闪石等,矿石呈块状构造,局部有呈粉末状的,有的仍显示残余条带,一般为细粒至中粒,粗粒较少,矿石的平均品位 60%~65%,硫、磷、锰含量均低。围岩蚀变主要有绿泥石化、石榴子石化和阳起石化。

3.1.5 南芬(庙尔沟)富铁矿

据郑宝鼎(1992)研究,富铁矿体赋存于条带状贫铁矿的褶皱轴部层间空隙中,地表沿走向仅出露百余米,宽 10~20m,沿倾斜轴部可长达 600~700m,呈倾斜桶状,详见图 7。富铁矿围岩为阳起石磁铁矿石英岩,围岩蚀变不发育,仅见绿泥石化,富铁矿呈柱状、脉状,受平行层面的片理带和次级拗曲控制。富铁矿一般品位为 50%左右,少数最高可达 60%以上,富铁矿与条带状贫铁矿的硫同位素近似, $\delta^{34}\text{S}$ 均较低,平均值为 -0.29‰ ~ 0.73‰ 。

3.1.6 其他富铁矿

本溪歪头山贫铁矿层中也有些小型富铁矿,工业意义很小。

3.2 冀东、吕梁和河南舞阳地区的富铁矿

3.2.1 冀东地区的富铁矿

在本区许多铁矿区的条带状铁建造的贫矿层中,富铁矿都有发育,如石人沟、杏山、龙山、张庄、榆关、司家营、大贾庄、杜峪、马城、李复庄、长凝等铁矿区。近年来,在迁安杏山铁矿中发现了较大的富铁矿。以司家营和大贾庄矿区中的富铁矿比较集中,做过一定研究,其他地区多数仅有 1~2 个钻孔,或部分钻孔中见有富铁矿,而且分布零星,规模不大,均无工业意义,现以司家营-大贾庄铁矿作为代表予以介绍。

据钱祥麟等(1986)的研究,在司家营铁矿区的 30 多个钻孔中均发现一些富铁矿体,全部产于磁铁矿石英岩贫矿层中,部分产于贫矿层的顶部、部分产于底部,有的在中部,尚无规律可循。迄今未发现离开贫矿体而出现在围岩中的富铁矿体。

富矿体的形态大都呈似层状和透镜状,基本顺层产出,与贫铁矿产状一致(详见图 8),二者呈突变关系,界线比较清楚。富矿体的规模较小,单个矿体的厚度一般为 0.53m,最大厚度 13m,矿体延伸长度不大,除个别钻孔能连起来以外,大多数边界多是单孔控制,富铁矿的平均品位在 50%以上,30 多个钻孔计算出的富铁矿体仅有几万吨、十几万吨、几十万吨,总数只有 300 多万吨(还有的计算达 400 多万吨),矿体比较分散,工业意义不大。

富铁矿矿石以磁铁矿为主,其次是假象赤铁矿,赤铁矿和镜铁矿,因伴生矿物不同,可分为绿泥石型磁(赤)铁矿富矿,约占 40%左右,碳酸盐型磁(赤)铁富矿,约占 30%,黑云母型磁(赤)铁富矿,约占 15%,角闪石型磁(赤)铁矿,约占 15%,他们之间是过渡的,形成一些过渡类型,副矿物有石英、磷灰石、黄铁矿和黄铜矿等。富铁矿石的构造以致密块状为主,其次是稠密浸染状构造和变余细纹状构造,矿石结构多为半自形粒状,也有自形和他形粒状,富矿粒度一般为

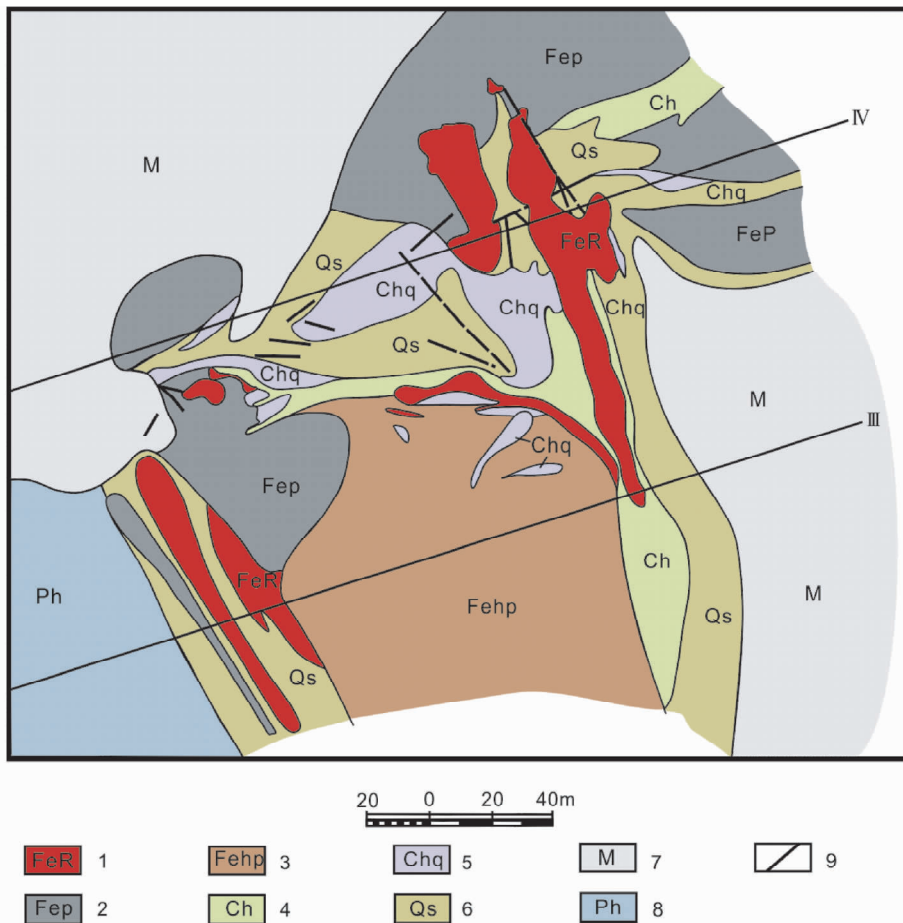


图3 樱桃园富铁矿坑道地质平面图(据周世泰,1994)

1-富铁矿(FeR);2-条带状铁矿(磁铁贫矿)(Fep);3-条带状铁矿(假象赤铁石英岩)(Fehp);4-绿泥片岩(Ch);5-石英绿泥片岩(Chq);6-绢云母石英片岩(Qs);7-混合岩(M);8-绿泥石千枚岩(Ph);9-断层

Fig. 3 The geological plane diagram of tunnel of iron rich ore in Yingtaoyuan (after Zhou, 1994)

1-iron rich ore (FeR); 2-banded iron ore (magnetite lean ore) (Fep); 3-banded iron ore (pseudo hematite quartzite) (Fehp); 4-chlorite schist (Ch); 5-qtz-chlorite schist (Chq); 6-sericite-quartz schist (Qs); 7-migmatite (M); 8-chlorite phyllite (Ph); 9-fault

0.1~1mm,较贫铁矿(0.1~0.3mm)粗,近矿围岩蚀变有绿泥石化、碳酸盐化和黑云母化,白云母化不常见。

3.2.2 迁安杏山富铁矿

杏山富铁矿是近年来对危机矿山进行勘探时发现的。据陈正乐等(2010)研究,富铁矿体均产于地下。据工程揭露的富矿体均赋存于贫铁矿层中,两者产状一致,并呈过渡关系,富铁矿体中夹有贫矿层,贫矿层中夹有富铁矿层,富铁矿体顶底板贫矿层的全铁品位明显高于区内不含富铁矿体的贫铁矿石,富铁矿体整体形态呈透镜状,富铁矿主要由磁铁矿和少量假象赤铁矿、黄铁矿、石英、镁铁闪石、辉石和少量碳酸盐矿物组成。副矿物有磷灰石和锆石,富铁矿石一般呈块状构造,不同产出状态的富铁矿粒度不均一,细粒富铁矿呈层纹状,中粗粒富铁矿呈块状,局部可见重结晶加大,呈变斑晶特征,原贫铁矿层中的条纹条带特征几乎完全消失。常见绿泥石化、碳酸盐岩化,呈分散状分布于磁铁矿周边,并在

晚期矿碎带发育少量石英切穿富矿体,但发育不如碳酸盐脉。富铁矿与贫铁矿石稀土元素配分非常一致,其中Eu、Ce的正异常(La/Yb)特点均表明稀土元素具有海水和流体叠加的特点,二者物质来源一致。

3.2.3 吕梁地区袁家村铁矿区的富铁矿

富铁矿主要为假象赤铁矿,均赋存于矿石成分完全相同的贫铁矿层中(详见图9、图10)。富铁矿断面呈扁豆状,整个形态可能成饼状(12号矿体)或似层状,矿体大小不一,主要分布在10、11号贫矿层中,其次为2、1和6号贫矿体中。

富铁矿的矿石类型主要为石英假象赤铁矿和石英镜(赤)铁矿,其次是闪石石英假象赤铁矿,个别为石英磁铁矿,与包围它的贫铁矿类型一致。

富铁矿的化学成分特征与贫铁矿一致,只是铁含量稍高,SiO₂含量相对较低,含铁最高可达66.87%,最低为45.19%,平均53.4%(据田永清等,1986)。

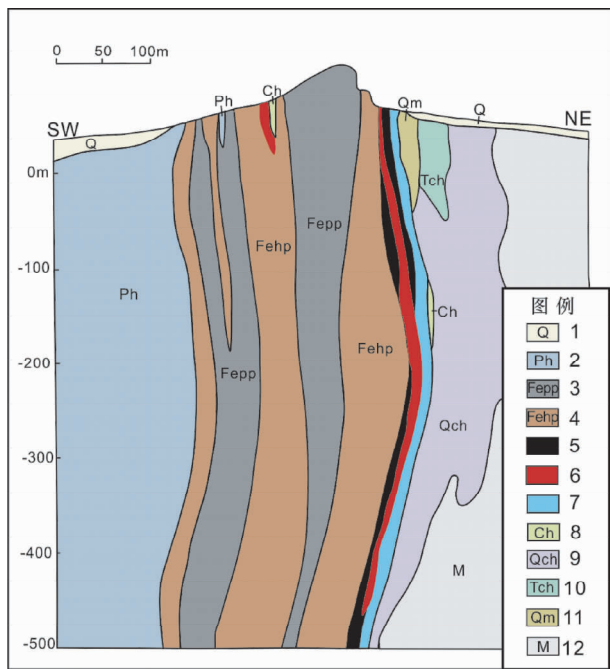


图4 王家堡子富铁矿床剖面图(据周世泰,1994)

1-第四系(Q);2-千枚岩(Ph);3-极贫矿(Fepp);4-假象赤铁石英岩(Fehp);5-磁铁石英岩;6-磁铁矿富矿;7-透闪磁铁石英岩;8-绿泥片岩(Ch);9-绿泥石英岩(Qch);10-绿泥滑石片岩(Tch);11-云母石英片岩(Qm);12-混合岩(M)

Fig.4 Geological profile map of iron rich ore in Wangjiabaozi (after Zhou, 1994)

1-Quaternary (Q); 2-phylite (Ph); 3-very lean iron ore (Fepp); 4-pseudo hematite quartzite (Fehp); 5-magnetite quartzite; 6-magnetite rich ore; 7-tremolite magnetite quartzite; 8-chlorite schist (Ch); 9-chlorite quartzite (Qch); 10-chlorite talc schist (Tch); 11-mica quartz schist (Qm); 12-migmatite (M)

工程圈定的38个富矿体周围未见构造破碎现象,与贫铁矿之间为过渡关系,有的矿体一侧是绿泥片岩(围岩),有的被变辉绿岩切穿。38个富铁矿体分布在28线至南5线之间,最大的一个富矿体资源量达112万吨,大于15万吨至35万吨的矿体有8个,大部分为几千吨至几万吨,总储量为424万吨,另一统计数字较大达800万吨(据刘凯,1980^①未出版数据),均分散在贫铁矿层中,难以单独开采。

3.2.4 河南舞阳地区的富铁矿

据曾玖吾等(1992)研究,舞阳地区并无形成面型风化壳富铁矿的地质条件,只是在上部强烈淋滤的构造裂隙中,局部出现了一些线型的赤铁矿富矿或富化矿石。主要在铁山庙贫铁矿段发现有赤铁矿富矿出露,在铁古坑贫铁矿段的8线以东也有同类矿石发育,在岗庙刘铁矿段713号钻孔中见到另一种赤褐铁矿富矿。

铁山庙富铁矿呈薄层状和透镜状产于贫铁矿的层间破碎带中,与贫铁矿整合接触,产状一致。富铁矿规模小,延伸不稳定,一般厚度不到2m,延长数米,最长30~40m,延深

几米至10m。岗庙刘富铁矿体一般厚度也不超过2m,以块状赤铁矿和弱片状赤铁矿为主,其次有条带状碧玉赤铁矿,岗庙刘富化岩石为粉末状和蜂窝状的赤-褐铁矿,矿物成分比较简单,主要有假象赤铁矿、赤铁矿、石英和碧玉等。岗庙刘富化矿石尚含有水赤铁矿、水针铁矿、针铁矿和褐铁矿等,并显示淋滤和交代残余构造。铁山庙富赤铁矿具有块状、弱片状构造,粒状变晶结构和球粒状和流动胶状结构(曾玖吾等,1992)。

以上富铁矿均具风化淋滤特征,成因无争议,但规模小,不具工业意义。

3.3 条带状铁建造中富铁矿成因类型讨论的历史回顾

对于华北克拉通条带状铁建造中富铁矿的成因类型,李俊健等(1995)曾进行过简略论述,认为存在原生沉积型富矿、原生沉积-后期热液改造形成富铁矿和风化淋滤型富铁矿三种情况。张连昌等(2014)认为华北克拉通铁建造中富铁矿主要有三种类型,分别为原始沉积富铁矿,代表性矿床为冀东滦县司家营、霍邱老李庙和本溪南芬等铁建造中的富铁矿;受后构造-热液叠加形成的富铁矿,代表性矿床为鞍本地区弓长岭二矿区的磁铁富矿,其形成原因包括构造作用、变质和混合岩化热液、矽卡岩化叠加作用,该磁铁富矿资源储量超过一亿吨,是我国目前规模最大的沉积变质型磁铁富矿床;古风化壳富铁矿是BIF贫铁矿在不同地质时期受地表风化和天水淋滤去硅作用而形成氧化富铁矿,代表性矿床如河南舞阳铁古坑、霍邱、张庄和西鞍山铁矿床的局部地带,规模都很小,不具工业意义。

目前,关于我国风化淋滤型富铁矿床的特点、分布和规律均已取得一致意见,认为不具工业意义,不是今后找矿的对象,因此本文不予以论述,其他富铁矿成因类型的讨论,主要集中于鞍本地区、冀东地区和吕梁地区,而以鞍本地区弓长岭二矿区富铁矿成因问题的讨论、争议较多,为本文论述的重点。

4 富铁矿成因讨论

4.1 鞍本地区

本区富铁矿的系统研究,主要从1949年新中国建立以后开始,以后有许多地质工作者参与其中,提出许多不同和相似的或不完全一致的观点,使该区铁矿的研究不断取得新进展。

程裕淇(1957)最早提出,鞍本地区鞍山式条带状铁建造中富铁矿按其生成条件大致可分为以下三种类型:(1)由贫铁矿经含铁热液交代富集而成的富铁矿,这是最重要的一个类型,弓长岭二矿区中富铁矿是这一类型的最好实例,是混合岩化热(气)液交代贫铁矿而成的富铁矿;(2)变质原生富铁矿。在本溪庙尔沟,鞍山胡家庙子富矿体,其与贫铁矿层

① 刘凯. 1980. 岚县袁家村铁矿富矿成因规律及其远景研究(初稿)

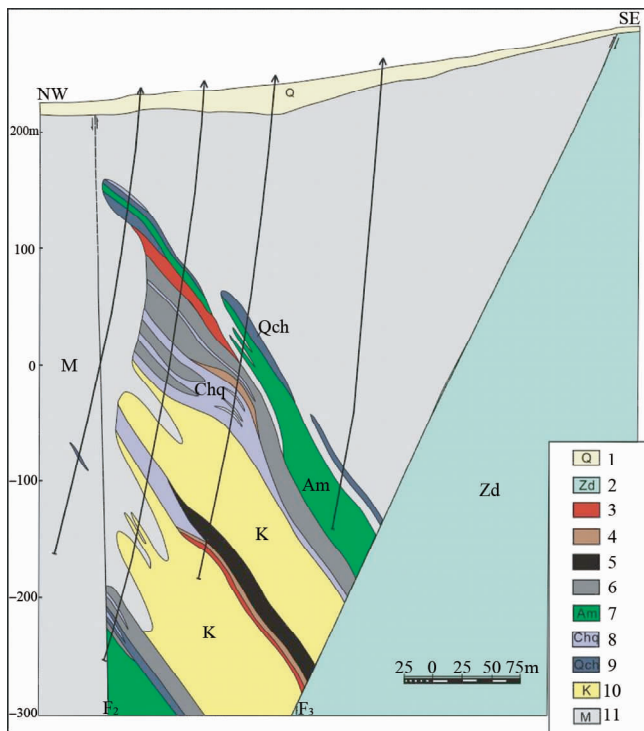


图5 弓长岭铁矿床八盘岭区地质剖面图(据周世泰,1994)

1-第四系(Q);2-震旦系鲇鱼台组石英岩层(Zd);3-磁铁富矿;4-假象赤铁矿;5-条带状贫铁矿(磁铁石英岩);6-条带状铁矿(假象磁铁石英岩);7-斜长角闪岩(Am);8-石英绿泥片岩(Chq);9-绿泥石英岩(Qch);10-绢云绿泥变粒岩(K);11-混合岩(M)

Fig.5 Geological profile map in Bapanling area of Gongchangling ore deposit (after Zhou, 1994)

1-Quaternary (Q); 2-Sinian system Diaoyutai magnetite bed (Zd); 3-magnetite rich ore; 4-pseudo-hematite rich ore; 5-banded iron lean ore (magnetite quartzite); 6-banded iron ore (pseudo magnetite quartzite); 7-plagioclase amphibolite (Am); 8-quartz chlorite schist (Chq); 9-chlorite quartzite (Qch); 10-sericite chlorite leptynite (K); 11-migmatite (M)

位一致,延展方向一致,矿带断续分布,矿体中尚保存有沉积构造,与贫铁矿分界不清,规模小,无大的经济价值;(3)由贫铁矿经热液淋滤而成的富矿体。如庙尔沟的一个富矿体,矿石比较疏散,规模很小,无工业意义。

关广岳(1961)对鞍本地区富铁矿的成因有以下几点认识:(1)鞍本地区鞍山式铁矿中的磁铁富矿的形成主要与区域变质作用有关,原生沉积富矿及岩浆热液交代也存在,但远逊于前者;(2)磁铁富矿体围岩的所谓蚀变岩,乃是变质水与围岩(主要是含铁石英岩)相互交代的典型变质作用产物,进行交代的物质组分是岩石自身所有的,并未从外面带来新的物质,主要是镁铁交代作用;(3)磁铁富矿是在褶皱过程中造成的,富铁矿分布规律受这种褶皱构造及其衍生的次一级构造的控制;(4)富铁矿主要生成期为进行变质作用的晚期(相当于褶皱时期),在退变质作用开始时已基本结束,富铁矿

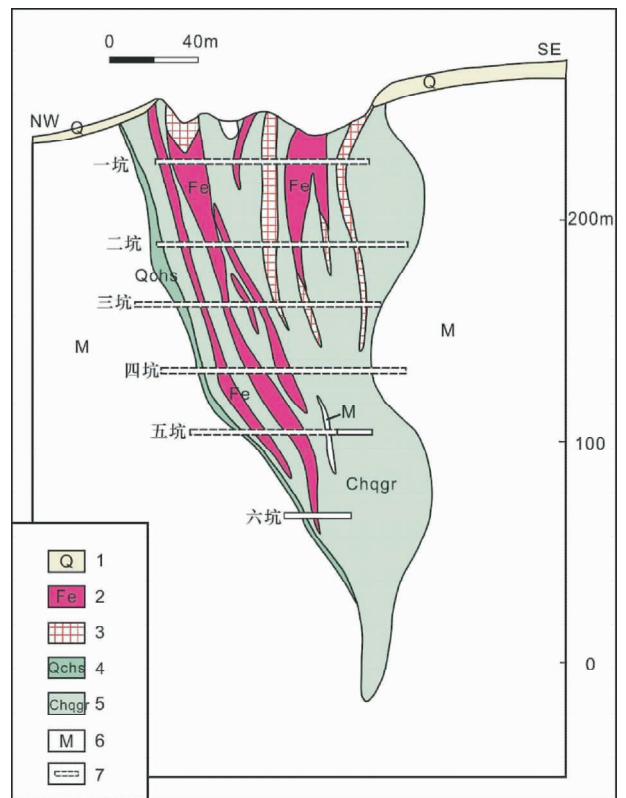


图6 弓长岭铁矿床八盘岭区地质剖面图(据周世泰,1994)

1-第四系(Q);2-富铁矿(Fe);3-条带状贫铁矿;4-绢云绿泥石英片岩(Qchs);5-石榴石英绿泥片岩(Chqgr);6-混合岩(M);7-坑道

Fig.6 Geological profile map in Bapanling area of Gongchangling ore deposit (after Zhou, 1994)

1-Quaternary (Q); 2-iron rich ore (Fe); 3-banded iron lean ore; 4-sericite chlorite quartzite schist (Qchs); 5-garnet-quartz-chlorite schist (chqgr); 6-migmatite (M); 7-tunnel

形成时期为前震旦纪;(5)含铁石英岩不利于花岗岩化的进行;(6)变质矿床的特点是矿石与围岩的组成在性质上相近,其矿物组合也属于同一矿物相,矿石和围岩的差别主要表现在有用组分的数量上,但矿石到围岩可以看到有用组分的递减现象。变质水在成矿过程中起决定作用,但也不应忽视岩浆水(在区域变质作用控制下的)的作用。成矿作用以交代为主。

李秉伦等(1977)根据矿区地质和包体研究,证明弓长岭二矿区磁铁富矿是在沉积变质作用中形成的磁铁贫矿的基础上,在吕梁运动时由混合岩化派生的热液,沿磁铁矿含矿层的走向逆断层带上升,对贫铁矿进行淋滤富集作用而形成的。这种热液是一种高温含一定数量碳酸根的碱性溶液。成矿作用是在深部高温(535~570℃)和还原环境中进行,形成富铁矿的铁质来源主要是磁铁贫矿(在包体中未发现含铁的子矿物)。

李绍柄(1979)认为弓长岭地区含石墨的磁铁富矿床是

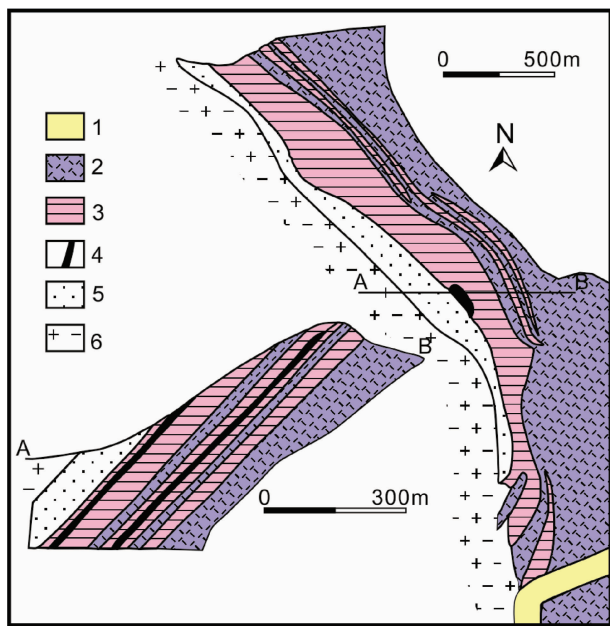


图7 南芬庙尔沟铁矿床地质图和剖面图(据郑宝鼎, 1992)

1-第四系;2-角闪岩;3-铁建造;4-磁铁富矿;5-云母石英岩;6-混合岩(M)

Fig. 7 Geological profile map of Miaoergou iron ore deposit in Nanfen (after Zheng, 1992)

1-Quaternary; 2-amphibolite; 3-BIF; 4-magnetite rich ore; 5-mica quartzite; 6-migmatite (M)

产于前寒武纪含铁岩石中的菱铁矿层受到区域变质作用形成的,后又遭受与混合岩化后期有关的热液叠加的影响,使磁铁矿发生重结晶作用形成粗粒块状含石墨的磁铁富矿。

施继锡和李本超(1980)通过包裹体的研究,认为弓长岭二矿区磁铁富矿是在原生沉积比较富的基础上,经过区域变质作用和变质作用新产生的变质热液流体改造而成。即原始含铁硅质沉积经受早期区域变质作用、岩石脱水形成较富的磁铁石英岩,同时形成以一组包裹体为代表的变质热液,随着变质作用的发展,磁铁石英岩重结晶,物质发生重新分配,磁铁矿和硅质相对集中并形成另一组包裹体为代表的晚期热液。由于含铁石英岩及角闪岩中各种矿物的分解,变质热液中就富含了 Mg、Ca、Na、Cl 等组分,热液在有利的构造地段交代围岩形成镁铁闪石、石榴子石等蚀变矿物,与此同时,热液得到围岩提供的碱分,使石英溶解,在挤压带被分离出来形成石英团块而使铁质更加富集,形成磁铁富矿。

赵斌和李统锦(1980)根据野外观察和实验资料,初步认为弓长岭二矿区磁铁富矿是由沉积的条带状赤铁石英岩经区域变质后又遭受高温气热溶液淋滤交代去硅富铁而成,很可能属于受层控淋滤交代型矽卡岩铁矿床,并且在高温(500~600℃)弱碱性(Ph=8~10)强还原($fO_2 \leq 10^{-25}$ 巴)条件下形成的。

任英忱(1981)根据富铁矿的地质产状、矿石组成和热液蚀变等特征,将富铁矿分为受变质沉积富铁矿和变质热液富铁矿两类。前者以东鞍山铁矿床和歪头山铁矿床中的富铁矿为代表,后者富铁矿又可分为2个亚类:西鞍山铁矿床和樱桃园铁矿床中的富铁矿,以及弓长岭二矿区铁砂矿床中的富铁矿。

李曙光(1982)、李曙光等(1983)认为弓长岭型磁铁富矿既有原始沉积的特点又有热液再造的特征,并且含石墨富矿的原始沉积物含有相当数量的碳酸盐,该富铁矿显然是多成因的,任何单一成因的观点都难以解释该矿复杂的地质现象。他指出富矿成因的地球化学模型可分为沉积阶段、区域变质阶段和热液阶段。

沉积阶段:在硅铁沉积时,同时沉积了铁氧化物和碳酸铁的混合沉积物,而不大可能是菱铁矿石。它们以透镜体或似层状形式夹于硅铁沉积物中,矿石中原来就有相当数量的磁铁矿,并非全由菱铁矿转化而来。鞍山地区(弓长岭、红山岭)目前已发现的硫酸盐铁矿石均为原生富矿,而且都是赤铁矿-碳酸盐矿石,含石墨磁铁矿富矿中很少见有镁铁闪石,石英也很少,这说明原矿石是富矿。

区域变质阶段:在角闪岩相区域变质作用条件下和强还原条件下,菱铁矿分解,形成含石墨磁铁富矿和矿体边缘不含石墨的磁铁富矿。该类型富矿的原始矿石可能是一种含大量菱铁矿的碳酸盐型铁矿石。

热液阶段:在变质作用晚期,由于断裂构造作用导致变质水或混合岩化热液聚集,从而在含石墨磁铁富矿体周围引起热液的交代和蚀变作用,这就造成富铁矿与蚀变岩空间分布密切相关。这种高温高压的热水溶液与磁铁石英岩发生以铁带入硅带出为特征的交代作用,形成交代型磁铁富矿。

张湖(1982)总结鞍本地区富铁矿成矿在垂直方向上由下而上形成五个分带,即A、B、C、D、E带,E带与磁铁富矿成矿无关系,故略。

A带,为磁铁富矿带,以弓长岭二矿区深部为代表,本带由磁铁石英岩贫矿和大型磁铁富矿组成,围岩蚀变强烈,磁铁富矿与石榴子石和/或绿泥石共生,成矿气液通道及磁铁富矿赋存位置主要与早期的走向断裂有关。

B带,为黑矿带,见于弓长岭二矿区地表和樱桃园矿带深部,主要由磁铁石英岩贫矿组成,局部有小型磁铁富矿,蚀变带窄,主要位于小富矿体周围附近,蚀变带中部含石榴子石,闪石等矿物没有消失。

C带,红黑过渡带,发育于樱桃园的齐大山矿井和弓长岭茨山。本带磁铁石英岩和假象赤铁矿(红铁矿)伴生,并互相过渡,有小型的红-黑富铁矿体,形成一定的资源量,常群集在一起。蚀变岩属绿泥石-白云母组合,基本不含石榴子石。

D带,为红富矿带,以假象赤铁矿为主,含少量小型红富矿,受各种方向断裂控制,蚀变不发育。假象赤铁矿是由磁铁石英岩氧化而来,有的地区氧化不彻底,保留了磁铁石

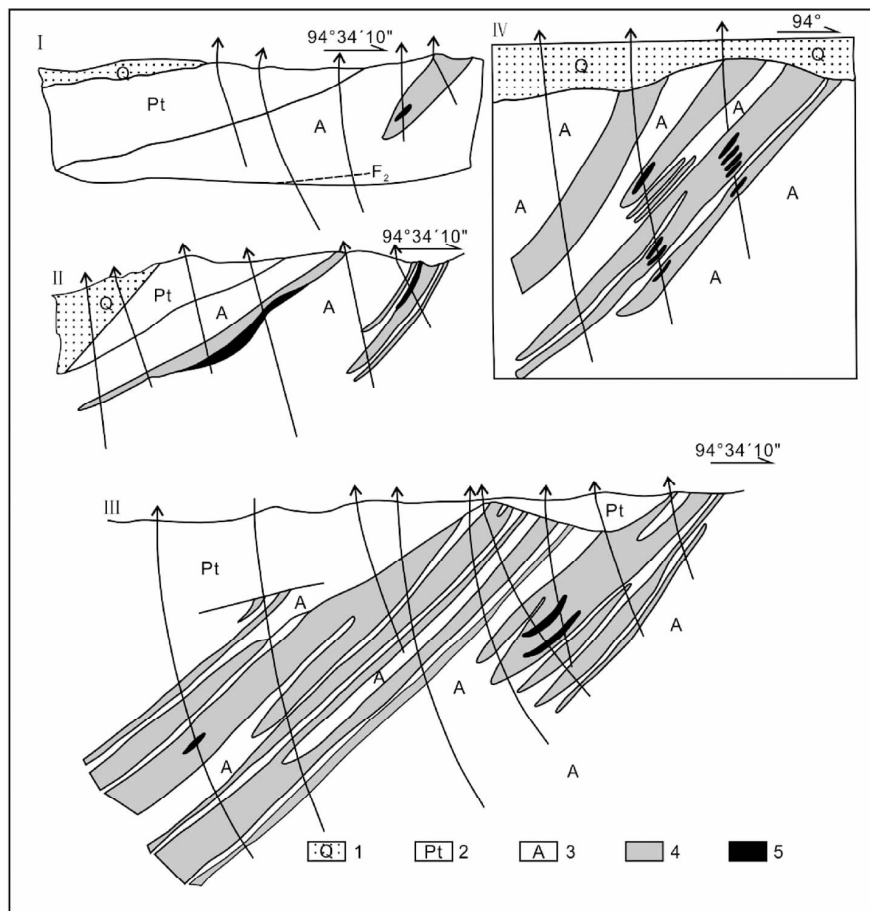


图8 司家营-大贾庄富铁矿体在贫铁矿中的分布图(据钱祥麟等,1985)

I-司家营 N_4 勘探线剖面; II-司家营 N_2 勘探线剖面; III-司家营 N_{10} 勘探线剖面; IV-大贾庄 2 勘探线剖面. 1-第四系(Q); 2-元古界(Pt); 3-变质岩(A); 4-贫铁矿; 5-富铁矿

Fig. 8 Distribution diagram of iron rich ore in Sijiaying and Dajiazhuang iron ore deposit (after Qian *et al.*, 1985)

I-the section of N_4 exploration prospective line in Sijiaying; II-the section of N_2 prospective line in Sijiaying; III-the section of N_{10} prospective line in Sijiaying; IV-the section of 2nd prospective line in Dajiazhuang. 1-Quaternary (Q); 2-Proterozoic ore (Pt); 3-metamorphic rock (A); 4-iron lean ore; 5-iron rich ore

英岩。

张湖(1982)认为成矿热液可能来自两个方面。一是向上运移的深部热液,其主体是深部气成-高温热液(卤水)。根据A带实际情况,它的性质应该是高温、高压、碱性、还原性、高盐度;二是向下流动的浅部热液,是成矿当时(17亿年前)的水圈水直接渗流到地下浅部,因地热增温和混入深部气液而升温形成地下热水。浅部热液没有经过长途渗流,性质与水圈水相近,这两种热液相互混合,可能还有侧向流动,构造运动对矿化也产生一定影响。

徐光荣和陈洪江(1984, 1992)、陈洪江等(1984)认为弓长岭矿区贫铁矿形成之后,经高绿片岩相至低角闪岩相变质并产生褶皱和断裂,有利于富铁矿的富集,后又经过混合岩化作用的影响,混合岩化碱性溶液于构造发育地段发生交代作用,是贫铁矿中铁质富集变为磁铁富矿。

张秋生(1984)认为鞍本地区含铁建造中富铁矿的形成,

似乎与变质作用的强弱无直接关系,除部分可能是原生富矿外,早前寒武纪的钾质花岗岩的侵入及其派生的热液是富铁矿体形成的主要原因。

陈光远等(1984)通过详细的成因矿物学研究,认为弓长岭二矿区的磁铁富矿是原生火山沉积变质的产物,而富铁矿脉则是含铁矿层少量物质局部活化运动的产物,迟文仲(1978)也同样有这种观点(转引自陈光远等,1984;万渝生,1993)。

陈光远等(1984)的观点的主要依据之一是本区磁铁富矿与贫铁矿都属绿岩,层状富铁矿独立成层或与贫铁矿相伴,逐渐过渡,两者产状一致,与上下围岩基本整合;之二是不同类型富铁矿顶底板不同,但与上下围岩整合,贫、富铁矿有的成为互层,不同富矿类型有的也交互成层,反映了沉积韵律性变化;之三是石英磁铁富矿的粒序层理上存在脉动性,石英很少的条带形成中粒磁铁富矿薄层,石英较多的

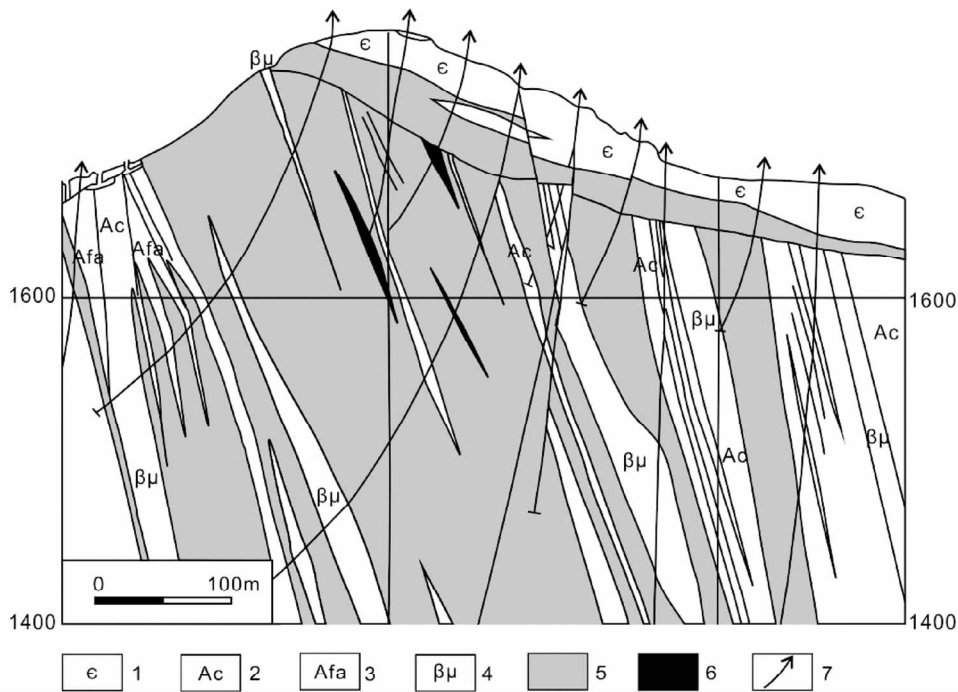


图9 吕梁地区袁家村矿区第3勘探线富铁矿分布略图(据田永清等,1986)

1-寒武系盖层(ε);2-绿泥片岩(Ac);3-含铁石英岩(Afa);4-变辉绿岩(βμ);5-贫铁矿体;6-富铁矿体;7-钻孔

Fig. 9 Distribution diagram of iron rich ore of No. 3 prospective line of Yuanjiacun iron deposit in Lvliang area (after Tian *et al.*, 1996)

1-Cambrian system (ε); 2-chlorite schist (Ac); 3-iron bearing quartzite (Afa); 4-metamorphic diabase (βμ); 5-iron lean bed; 6-iron rich ore; 7-drill hole

条带形成细粒石英磁铁富矿薄层,它们互相变化,形成韵律,在绿泥磁铁矿中也有所见;之四是在磁铁富矿中普遍见有显微层理的残余,此外,石英磁铁富矿中,还出现变余鲕粒构造,如在铁闪磁铁富矿中,可见黄铁矿、磁铁矿、石英、铁蛇纹石、绿泥石构成不同环带构造的单个鲕粒和复杂鲕粒,它们是变胶体沉积的产物;之五是经X射线岩组分析检查,在贫铁矿和富铁矿中的磁铁矿的晶粒(100)面网,均呈定向排列,显示它们均为火山-沉积的区域变质产物叠加的热流变质导致不同程度的重结晶,但并未改变它们的原始沉积变质时的结晶方位,相反,在脉状富矿体中,便不像在贫矿和富铁矿层中结晶方位平行层面或面向分布,而是显示垂直脉壁生长的条带对称分布。

通过成因矿物学的研究,贫、富矿体中与近矿围岩中磁铁矿、赤铁矿、石榴子石、堇青石、十字石、电气石、铁闪石、镁铁闪石、绿泥石、黑云母、铬白云母均属胶体化学沉积,经区域变质形成。

由于古元古代花岗岩的侵入,另有热液活动,可见磁铁石英岩被热液富铁矿包裹,但这种热液富矿是次要的。

陈江峰等(1985)通过硫同位素组成和地质特征的研究,将鞍本地区磁铁石英岩中的磁铁富矿分成两种成因类型:弓长岭式磁铁富矿中硫为重硫,具明显的热液特征($\delta^{34}\text{S} = +10\%$),南芬式磁铁富矿中富铁矿和贫铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 均接近

于0,矿床和矿体无明显热液特征。

王守伦(1986)按富铁矿的不同富化过程,将鞍本地区的富铁矿床分为四种成因类型:

(1)受变质的原生沉积富矿(歪头山式),富铁矿由铁质在原始沉积过程中局部富集和经区域变质而形成。富铁矿石类型为镁铁闪石、石英磁铁富矿和蛇纹石、石英磁铁富矿,贫富矿石颗粒均较细,大小相似,一般为0.03~0.05mm,TFE品位一般为40%~45%,最高达50.5%。

(2)后生退化变质富铁矿(庙尔沟式)(关于后生退化变质一词,作者原意是指区域变质作用晚期又经后期叠加的热动力变质作用而形成的退变作用),富铁矿是由沉积变质贫铁矿经后期热动力变质作用引起的铁质迁移富集而成。矿石类型为阳起石(镁铁闪石)磁铁富矿,镁铁闪石磁铁富矿,富铁矿颗粒为0.12~0.15mm,贫铁矿颗粒为0.04~0.05mm,富铁矿TFE含量50%左右。富铁矿与贫铁矿比较,其常量元素 Fe_2O_3 、 FeO 和 TiO_2 增加, SiO_2 、 MgO 和 CaO 减少,微量元素Ba和Sc有所增加,其余常量元素和微量元素均相近, $\delta^{34}\text{S}$ 接近于0。

(3)原生沉积-后生退变质富铁矿(弓长岭式),该类型富铁矿是在原生沉积较富的贫矿基础上经后期退化变质而成。原生沉积较富的证据有两个,其一是其产出的上含铁带具有良好的铁质沉积条件,海水中提供了较充分的铁质来源;其

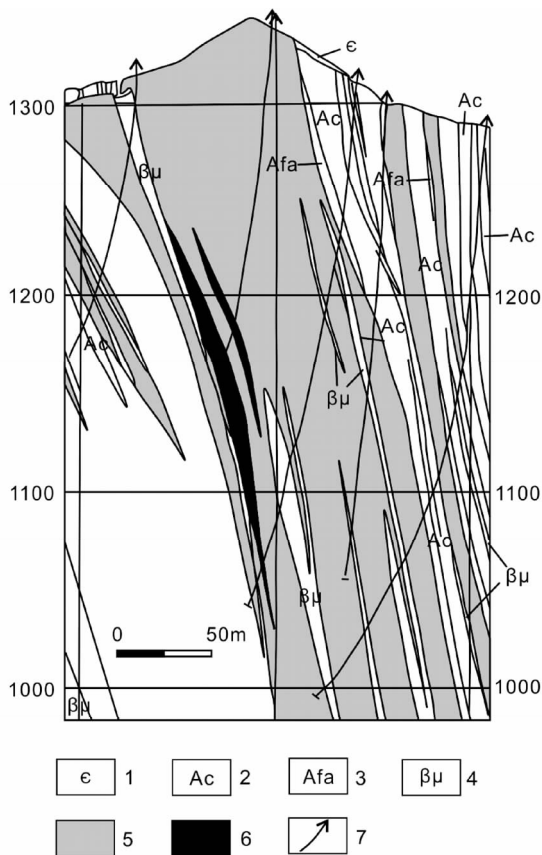


图 10 吕梁地区袁家村矿区第 5 勘探线富铁矿剖面略图(据田永清等,1986)

1-寒武系盖层(ε);2-绿泥片岩(Ac);3-含铁石英岩(Afa);4-变辉绿岩(βμ);5-贫铁矿体;6-富铁矿体;7-钻孔

Fig. 10 Profile map of iron rich ore of No. 5 prospective line of Yuanjiacun iron deposit in Lvliang area (after Tian et al., 1996)

1-Cambrian system (ε); 2-chlorite schist (Ac); 3-iron bring quartzite (Afa); 4-metamorphic diabase (βμ); 5-iron lean ore; 6-iron rich ore; 7-drill hole

二是弓长岭贫矿的铁含量较高,鞍本地区贫矿铁含量一般在 30% (歪头山铁矿为 31.3%, 庙沟铁矿为 30.39%, 樱桃园铁矿为 28%, 弓长岭铁矿为 33.08%), 其中上含铁带富矿体周围贫矿中铁含量为 36.79%。上述两点说明铁质的原生富集是弓长岭二矿区富铁矿形成的重要因素之一。原生品位较高的矿石遭受区域变质作用后形成等颗粒的中富矿, 退化变质作用是后生加富过程, 其依据有五条: 1) 富铁矿与一般统称的“蚀变岩”在空间上密切伴生(主要是石榴绿泥岩), 而绿泥石主要为退化变质的产物, 总之, 在空间上与富铁矿紧密伴生的“蚀变岩”主要是由区域变质作用形成的石榴黑云母片岩、斜长角闪岩等, 遭受后期退化变质作用而形成石榴绿泥岩; 2) 矿石中存在粗细两个世代的磁铁矿, 细者都分布在贫铁矿中, 粒度为 0.05 ~ 0.02mm, 粗者部分分

布在富铁矿中, 粒度在 0.1 ~ 0.2mm。可以说, 富铁矿是在原生较富的矿石和中富矿形成后叠加的一次变质热液交代作用而形成的, 这种热液的成分主要取自围岩和贫铁矿本身, 而不是来自含矿岩系之外的混合岩等。另外, 贫、富矿矿石成分只在铁、硅上存在差别, Mg、Ca 相关性高的特征, 由贫铁矿后期叠加所形成的富矿基本是等化学位条件下的产物, 这种富化过程主要表现为镁铁质和铁的交代, 与前述退变质的绿泥石交代作用一致; 3) 硫同位素资料表明, 富铁矿石与蚀变岩均具有较高的 $\delta^{34}\text{S}$ (+0.9‰ ~ +16‰), 这是形成富铁矿的热液造成硫同位素分馏所致, 这种热液不是混合岩化热液; 4) 上述退化变质作用和贫铁矿的再富集过程伴随了一次晚期构造运动; 5) 很难用进化变质和混合岩化来解释弓长岭富铁矿的成因。

就鞍本地区来看, 弓长岭二矿区与其他矿区比较, 显著的差别就是在绿帘角闪岩相区域变质作用背景下叠加了强烈的退化变质作用, 形成强烈的蚀变岩—石榴绿泥岩, 构成了一个绿片岩变质阶段, 退化变质作用是在硅质层和角闪岩(包括石榴黑云片岩)层两种物理性质不同的岩层之间进行, 由后期构造活动而产生的层间动力变质作用产生的变质热液所引起的。

(4) 原生沉积-变质后经混合岩化热液形成的富铁矿(樱桃园式), 富铁矿是由沉积变质贫矿中的原生沉积较富地段, 经后期混合岩化去硅而进一步加富而成的。在樱桃园矿区不少地段, 在巨厚贫铁矿层中, 经常可以见到厚度不大和延长不远的局部含铁高的矿段, 一般 TFe 不超过 40%, 这些地段有利于富铁矿的形成。

富铁矿经混合岩化改造的证据有三个: 1) 富铁矿体均匀分布于两条晚期断裂所构成的破碎带中, 富铁矿体沿北破碎带的东南方向延伸达 300m 以上, 在剖面上构成两个尖棱状褶皱形态的矿体群, 这是由于富矿体形成后更晚期的褶皱构造所致。破碎带中有白云母混合花岗岩, 其白云母与磁铁矿伴生的白云母同位素年龄基本一致, 二者在形成时代上密切相关; 2) 孔隙度测定, 富铁矿石大于贫铁矿石, 前者平均为 5.77%, 最高达 14.4%, 后者平均仅为 1.7%, 在富铁矿分布地段, 见到残留的未经压实的粉末状富矿, 其中有残骸状石英颗粒, 这都说明富铁矿石遭受了去硅作用; 3) 富铁矿石与贫铁矿石成分相比, 除硅低铁高外, Na、Ca、Pb、Zn、Sr、Er 和 Sn 均明显增高, 这些是混合岩化的特征组分, Na_2O 的含量增高, 说明富铁矿形成时有碱性溶液去硅作用。

张秋生(1988)在论述鞍本地区富铁矿的成因时指出: 鞍本地区太古代硅铁建造在沉积之后, 遭受了角闪岩相区域变质作用的改造, 在强变形过程中, 在紧闭倒转褶皱的翼部, 出现纵向断裂和横向断裂, 随着钾质花岗岩的侵位, 富含碱性热溶液沿着这些断裂移动, 在高温高压条件下, 对围岩首先进行镁铁交代和去硅作用, 形成磁铁矿, 在富铁矿的形成过程中, 由于富钠、钾的碱性介质的参与, 使硅铁建造中的铁再次活跃迁移富集, 这种成矿过程又称为化学重新就位作

用,它是鞍本地区形成富铁矿的一种重要的成矿作用。

郑宝鼎(1992)、李鸿业(1992)都认为鞍山式富铁矿主要是混合岩化热液成因,铁质来源于贫铁矿本身。

郑宝鼎(1992)将磁铁富矿的成矿作用分为三个阶段:(1)太古代火山沉积阶段,形成硅铁建造中贫铁矿和围岩;(2)区域变质阶段,在新太古代和早元古代发生两次区域变质作用,早期形成西北向构造和晚期东北向构造。区域变质可使铁建造中贫铁矿中铁质活化迁移,在局部有利构造部位富化形成规模较小的磁铁富矿;(3)在区域变质后期形成混合岩和(混合)花岗岩,主要来自混合岩和/或混合花岗岩的 $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 值高的弱酸性热液(气)(也可能有渗透地下水的加入),使深部铁建造和角闪岩等岩石的Mg、Fe、Na等组分活化,形成含矿溶液,迁移到低压膨胀带,物理化学条件不断改变,先后产生镁铁交代和铁交代,使铁建造中贫铁矿和其他沉积岩形成规模较大的磁铁富矿和蚀变岩。

才玉民(1992)认为弓长岭富铁矿是由贫矿有限改造而成的,富铁矿不仅因袭了区域变质作用,而且汲取了混合岩化热液中的某些组分,故成矿热液是复合性的,热液来源是多源的,既有变质热液特色,又有混合岩化热液特色。

万渝生(1993)将弓长岭二矿区磁铁富矿分为细粒磁铁富矿和粗粒磁铁富矿两类。细粒磁铁富矿主要为原生变质成因(部分由菱铁矿分解而成),粗粒磁铁富矿是高温热液对细粒磁铁富矿作用的结果。其赞同迟文仲(1979)和陈光远(1984)的观点,即细粒磁铁富矿为原生沉积变质成因,但强调粗粒磁富铁矿的后期高温热液的改造作用。

沈保丰等(1994)认为弓长岭二矿区的富铁矿是在早期形成铁建造的基础上,受后期TTG岩系的侵入,形成以天水为主、掺加部分变质水的深部循环热流体,后对贫矿进行改造形成的。周世泰(1994)在研究鞍本地区的磁铁富矿时,认为鞍本地区含铁建造遭受区域变质作用时有较强的变质热液活动,变质热液的温度在 350°C 以上,而且具有氧同位素低的特点。条带状铁建造中贫铁矿比其围岩的孔隙度高,在区域变质过程中,条带状贫铁矿和边部容易产生断裂或裂隙,成为变质热液积极活动的场所,在变质热液活动过程中,条带状贫铁矿石中的大部分 SiO_2 被溶滤带走,原有磁铁矿被改造成长条状,并且相对富集而成磁铁富矿,同时也形成了以绿泥石化为主的近矿围岩蚀变。

鞠振南等(2009)认为弓长岭二矿区富铁矿具有明显的热液交代特征。富铁矿形成于含铁石英岩区域变质之后,是含铁石英岩经热液交代,使铁矿物进一步富集形成的。富铁矿的形成经历了火山喷发沉积作用、区域变质作用和混合岩化热液交代作用。在高温条件下,成矿溶液由酸性变为碱性,经历了镁铁质交代和铁交代两个成矿阶段,使硅含量减少,同时使磁铁矿富集形成磁铁富矿。

郑柱和蓝海洋(2009)认为弓长岭的富铁矿比贫铁矿至少多了一次地质作用,富铁矿是由贫铁矿经热液改造而成的,富铁矿不但因袭了变质作用的热液特征,而且汲取了岩

浆热液中的某些特征组分。富铁矿中铁质来源于条带状磁铁石英岩,成矿热液是复合成因的,既有变质热液特色,又有岩浆热液属性。

刘军和靳淑韵(2010)研究了弓长岭二矿区磁铁石英岩和磁铁富矿的主量元素、微量元素和稀土元素特征,并测试了其氧同位素值,再与前人研究成果对比,得出以下三点认识:

(1)磁铁富矿和磁铁石英岩的微量元素特征非常相似并且二者的稀土配分形式也非常一致,总的配分曲线呈右倾型或平坦型,具正Eu异常,显示二者的一致性和继承性。

(2)磁铁石英岩中磁铁矿的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化范围为 $-4\text{‰} \sim +1.8\text{‰}$,包含了磁铁富矿的变化范围,这与磁铁富矿赋存在磁铁石英岩中的地质产状完全一致,表明磁铁富矿是由负 $\delta^{18}\text{O}$ 值的热液改造磁铁石英岩而成。

(3)磁铁富矿应该是由区域变质阶段形成的变质热液(温度在 500°C 以上,而且 $\delta^{18}\text{O}$ 值低,一般具负值)交代条带状磁铁石英岩,通过去硅作用而形成的。

刘明军等(2012)通过对弓长岭二矿区类砂卡岩的岩石学、矿物学、矿物化学特征的研究,将弓长岭铁矿中的类砂卡岩划分为石榴石岩、含石榴石绿泥石岩、含磁铁矿阳起石和绿泥石岩四种类型。根据砂卡岩类的宏观特征,认为这些类砂卡岩不是区域变质成因,而是热液交代成因。弓长岭铁矿中类砂卡岩与富铁矿具有密切的成因关系,二者是由热液交代改造磁铁贫矿过程中形成的。

杨秀清等(2012)对辽宁弓长岭铁矿床磁铁矿稀土元素特征的研究结果表明,在磁铁富矿样品中磁铁矿的稀土元素总量和Y具有非常一致的特征,稀土元素总量较低,Y/Ho比值较高,稀土配分模式大部分呈现La正异常,所有样品都明显的Eu和Y正异常;富铁矿中磁铁矿的稀土元素总量和Eu含量明显高于贫铁矿的磁铁矿,而且含富矿的上含铁带的Eu异常明显较高,表明富铁矿石磁铁矿更具有高于贫铁矿的热液特征,是在贫铁矿基础上受热液活动形成的。

王恩德等(2012)对弓长岭二矿区磁铁富矿有以下4点认识:(1)弓长岭二矿区磁铁富矿与磁铁石英岩和围岩与构造密切相关;(2)弓长岭二矿区磁铁石英岩沉积间隙沉积的含铝质的泥质-粉砂质是磁铁富矿形成的主要因素,在富铁矿形成过程中起到了消耗磁铁石英岩中带出的硅,形成石榴子石、绿泥石等矿物的作用;(3)区域变质作用为磁铁富矿的形成提供了变质热液,变质热液运移动力、物质转换,提供了所需的温压条件,区域变质作用是磁铁富矿形成的重要条件;(4)在弓长岭二矿区含有多层磁铁石英岩之间,夹有泥质-粉砂质沉积物,导致受力变形以及 SiO_2 吸收,这两方面都比单一磁铁石英岩有利于磁铁富矿的形成,所以二矿区更易形成磁铁富矿。

李厚民等(2012)认为弓长岭二矿区Fe6矿层附近大理岩的存在及其蚀变作用进一步支持了富矿的热液成因,其赞同成矿流体可能为富Al、K的混合岩化热液(赵斌和李统锦,

1980)的认识。蚀变过程中, Si、Mg 均就近来自围岩, 但 Al 明显是随热液外来带入, 还有大量 K 带入, 如在 Fe6 矿层附近还见有黑云母绿泥石岩, 呈粗粒和放射状, 显示热液交代成因的特点。

阳起石由大理岩交代而成, 大理岩交代形成阳起石时, Al、Si 属于明显带入元素, Si 来自于贫矿形成富矿时的去硅作用。由于阳起石的形成消耗了从贫矿层中移出的 SiO_2 , 有利于富矿的形成, 因此, 大理岩在富矿的形成过程中, 起到了 SiO_2 沉淀剂的作用, 绿泥石岩、石榴子石岩和镁铁闪石均由贫矿交代而成。Mg、Al 为带入组分, Mg 来自白云质大理岩, Al 来自热液, 富铁矿由贫矿去硅而成, 部分来自镁铁闪石形成时脱出的铁。

在野外实地观察到了富铁矿由贫铁矿交代去硅而来的证据, 在矿石中可以看到富矿与贫矿逐渐过渡, 富矿中残留有贫矿的硅质条带, 富矿呈脉状、不规则状沿贫矿带或其条带进行交代, 清晰地显示了后期热液交代去硅现象。

构造作用使大理岩石英化, 并经热液作用形成石墨。

杨秀清等(2013)对歪头山贫铁矿和富铁矿石的地球化学特征进行了研究, 认为歪头山矿区贫铁矿和富铁矿具有非常相似的地球化学特征和矿物组合, 都为磁铁矿 + 石英 + 角闪石组合, 主要由 Fe_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。

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 等微量元素相对较高, 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 Er 和 Hf 等含量相对较高, 结合野外地质特征, 表明歪头山铁矿床较富铁矿石可能是在贫铁矿石的基础上受混合岩化作用形成的。

代堰镨等(2013)认为磁铁矿富矿可能是在 BIF 基础之上经热液作用改造而成。富铁矿中多发育黄铁矿化, 对南芬 BIF 中挑选的热液锆石 U-Pb 定年显示其形成于 2480Ma, 与绿泥角闪片岩中变质锆石年龄 2484Ma 一致, 表明变质热液曾作用于 BIF。

刘明军等(2014)对鞍本地区条带状铁建造铁矿床中的黄铁矿和辉钼矿进行了 Re-Os 定年, 取得如下结果: (1) 本次研究中, 有 2 件黄铁矿样品得到了 2567Ma 和 2540Ma 的模式年龄, 是目前我国获得的最老的黄铁矿 Re-Os 模式年龄, 可能代表了铁建造的原生沉积年龄; (2) 其中 1 件辉钼矿样品和 1 件黄铁矿样品分别获得 2376Ma 和 2237Ma 的模式年龄, 代表了两次古元古代的热液活动, 2237Ma 代表黄铁矿的一次热液成因, 这次热液活动可能对鞍本地区磁铁矿石岩的富

化具有一定的贡献。4 件黄铁矿样品获得 Re-Os 同位素等时线年龄为 $1522 \pm 14\text{Ma}$, 为更晚期热液成因, 也可能测试结果偏小, 通过这次测定获知在古元古代-中元古代, 本区曾有多次热液活动, 有的对磁铁矿石岩具有一定的改造作用。

李厚民等(2014)对弓长岭二矿区中与磁铁矿富矿有密切成因联系的富含石榴子石的蚀变岩中赋存的热液成因锆石进行了同位素年龄测定, 采用锆石 SHRIMP U-Pb 测定方法, 获得其年龄为 $1840 \pm 7\text{Ma}$, 限定了弓长岭二矿区磁铁矿富矿密切有关的蚀变岩的形成时代为古元古代晚期, 相当于华北克拉通古元古代晚期拉伸构造环境。

李延河等(2014)通过对鞍本地区弓长岭二矿区等磁铁矿富矿 Fe、Si、O、S 同位素的研究认为磁铁矿富矿是由贫铁矿后期热液改造形成, 成矿热液主要由大气降水演化形成, 而非变质热液或混合岩化热液。

邢树文等(2014^①)通过研究认为我国沉积-变质型铁矿中的富矿主要为磁铁矿富矿(以弓长岭二矿区磁铁矿富矿为代表), 它的形成与变质流体和大气降水有关, 该变质流体不是岩浆水。对沉积变质型富铁矿的形成机理提出了三点认识: (1) 沉积贫铁矿形成之后, 区域变质作用导致含铁建造中形成变质热液。(2) 我国北方沉积变质型富铁矿主要形成于古元古代 1.8 ~ 1.9Ga, 该期变质流体通过“去硅富铁”或“去铁富硅”的方式交代沉积变贫铁矿和围岩而形成。(3) 在断裂的控制下, 成矿流体上移, 在与大气降水混合的情况下矿质沉淀形成富矿。

杨秀清等(2014)通过对鞍山-本溪地区铁矿床流体包裹体 Fe、S、H、O 同位素特征进行研究, 理出了以下三点认识: (1) 本区贫铁矿和富铁矿的上述特征既有一致性也有差异性, 富铁矿石中石英流体包裹体、黄铁矿、 $\delta^{34}\text{S}$ 和磁铁矿 $\delta^{18}\text{O}$ 值除了继承贫矿的特征, 还显示更多的后期热液特征, 结合其他有关资料, 本区贫、富矿石的形成可能经历了不同的地质热事件, 富铁矿石是在贫铁矿石的基础上受后期热液作用形成的。(2) 富铁矿石磁铁矿-石英氢同位素指示其温度为 458°C , 形成富铁矿体的流体属 $\text{NaCl-H}_2\text{O} \pm \text{CO}_2$, 盐度为 2% ~ 8% NaCl_{eq} , 密度集中在 $0.74 \sim 0.84\text{g/cm}^3$ 。(3) 氢氧同位素特征和地质特征表明形成富铁矿热液流体可能主要为混合岩化热液, 富铁矿的形成最主要通过去硅富铁作用, 同时也有铁质的活化转移。

如上所述, 鞍本地区弓长岭二矿区磁铁矿富矿的成因争论最多, 为便于比较, 现简单归纳如下:

1. 接触交代成矿说

1-1 一般性的论述, 代表学者有翁文灏和王锡宾(1918)、都留一雄(1935)、浅野五郎和冈田重光(1940);

1-2 层控淋滤交代型矽卡岩矿床, 代表学者有赵斌和李统锦(1980)。

① 邢树文, 李厚民, 张增奇. 2014. 国土资源部公益性行业科研专项项目(201111002-067)

2. 原生沉积富矿叠加区域变质成矿说

2-1 主要为原生沉积富矿遭受区域变质成矿说,代表学者有迟文仲(1979)、陈光远等(1984);

2-2 限于细粒富铁矿,代表学者有万渝生(1993)。

3. 原生沉积较富的贫铁矿,后生退变质(后期叠加的热动力变质)成矿说,代表学者有王守伦(1986)。

4. 热液成矿说

4-1 变质热液成矿说,代表学者有关广岳(1961, 1992)、施继锡和李本超(1980)、任英忱(1981)、周世泰(1994)、刘军和靳淑韵(2010)、王恩德等(2012)和代堰铭等(2013);

4-2 非造山岩浆热液与大气降水成矿热液说,代表学者有李延河等(2014);

4-3 大气降水和变质热液成矿说,代表学者有沈保丰等(1994)、邢树文等(2014);

4-4 混合岩化热液成矿说,代表学者有程裕洪(1957)、董申保等(1972)、李秉伦等(1977)、李绍柄(1979)、张秋生(1984)、徐光荣和陈洪江(1984)、陈洪江等(1984)、郑宝鼎(1992)、李鸿业(1992)、万渝生(1993)(限于粗粒磁铁富矿)和李厚民等(2012);

4-5 岩浆热液成矿说,代表学者有罗耀星(1957)、张秋生(1988);

4-6 热液成矿但未明确热液性质,代表学者有张湖(1982)、陈江峰(1985)、刘明军等(2012)和杨秀清等(2012)。

5. 多元热液交代成矿说(即有变质热液,又有混合岩化热液),代表学者有李曙光(1982)、李曙光等(1983)、才玉民(1992)、郑柱和蓝海洋(2009)和鞠振南等(2009)。

6. 菱铁矿交代形成富铁矿说

6-1 在区域变质条件下,菱铁矿转化为磁铁矿,后又受到混合岩化影响,改造成含石墨的磁铁富矿,代表学者有李绍柄(1979);

6-2 在区域变质条件下,部分菱铁矿转化为磁铁矿,后又经混合岩化形成含石墨和不含石墨的磁铁富矿,代表学者有李曙光(1982)、李曙光等(1983)和万渝生(1993)。

4.2 冀东-吕梁地区的富铁矿

4.2.1 冀东以滦县司家营-大贾庄为代表的富铁矿

魏菊英等(1979)通过对冀东滦县一带含铁石英岩中磁铁矿氧同位素组成的研究,认为司家营矿区零星富铁矿的形成方式有两种,一种是与贫铁矿一样是原生沉积变质的,另一种是磁铁石英岩经地表水热液富集改造形成的富铁矿。

河北省地质矿产局第二地质大队王宽德(1983^①)也认为滦县司家营铁矿区的富铁矿有两种成因,一种是原生沉积变质型富铁矿,另一种是混合岩化热液型富铁矿,而且以第一种为主,其特点是产于贫矿中间,多见于上部含矿层位的厚层状矿体的中、下部,富铁矿与贫铁矿平行产出,界线是渐变的,矿石以致密细纹状构造为主,细粒变晶结构,贫、富矿

粒度相同,蚀变作用不明显,矿石矿物主要为磁铁矿,呈他形、半自形粒状,脉石矿物主要为石英,角闪石类次之,矿石的黑白条带主要由磁铁矿和石英组成。由混合岩化热液形成的富铁矿,其特征同钱祥麟等(1985)的论述。

许英霞等(2014)认为司家营铁矿床富铁矿矿石的形成与后期热液活动密切相关,富铁矿矿石中更加富铁镁质矿物或其蚀变产物,铁镁质矿物的富集可能与原始沉积有关,后期热液蚀变,进一步发生富集作用,形成富铁矿。

陈靖等(2014)通过对流体包裹体和氧同位素的研究,认为热液蚀变和韧性剪切期的 $\text{NaCl} + \text{H}_2\text{O}$ 体系低温流体是司家营 BIF 中矿石发生“去硅富铁”作用并形成少量块状磁铁石英岩(富矿石)的主要原因。

钱祥麟等(1985)通过对滦县司家营-大贾庄铁矿区富铁矿的研究认为该区富铁矿主要为混合岩化热液成因,主要依据有以下六点:(1)富铁矿与贫铁矿之间有比较明显的渐变关系,另外,在富铁矿体中多数可以见到有交代残留的贫铁矿及原贫铁矿的细纹状构造假象—变余细纹状构造;(2)富铁矿的周围都发育有明显的围岩蚀变,靠近富铁矿蚀变强,远离富铁矿蚀变减弱;(3)富铁矿的产出明显受到构造裂隙的控制;(4)富铁矿和贫铁矿在成分、结构构造、类型等方面有较显著的差异,如石英在贫矿中是主要的脉石矿物,而在富铁矿中则为少量或微量矿物;碱性角闪石在贫矿中有少量,而在富矿中则没有;黑云母、绿泥石、碳酸盐是富矿的主要脉石矿物,而在贫矿中则呈少量、微量或没有;在化学成分方面,富铁矿与贫铁矿相比, SiO_2 含量明显减少,而 CaO 、 MgO 、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 FeO 、 H_2O 等明显增高;在矿物粒度方面,富铁矿比贫铁矿粒度明显增大;在矿石结构方面,贫铁矿主要是条纹状、细脉状构造,而富铁矿呈块状、稠密浸染状、变余细纹状构造;(5)富铁矿和贫铁矿中磁铁矿的晶胞参数和氧同位素值组成不同,富铁矿中均有两种不同晶胞参数的磁铁矿,一种同钴孔中贫铁矿的磁铁矿晶胞参数相近,另一种普遍比贫矿中的值稍大,说明富铁矿中的磁铁矿有一种是原来沉积的,另一种是经热液作用改造形成的。富铁矿与贫铁矿中磁铁矿的氧同位素组成不同,特别是司家营和大贾庄矿区同时产出的贫、富铁矿体,富铁矿中磁铁矿 $\delta^{18}\text{O}$ 值比贫铁矿中磁铁矿的 $\delta^{18}\text{O}$ 低得多并为负值,最低达 -5.45% ,而贫铁矿中磁铁矿的 $\delta^{18}\text{O}$ 值大于 3% ,这表明富铁矿是贫铁矿经热液改造而成,从而使 $\delta^{18}\text{O}$ 值有不同程度的降低;(6)认为热液不是来源于变质热液,这可由富铁矿中存在有混合岩化的残留脉体而证明,本区的混合岩化热液主要来自红色混合岩,富铁矿的形成晚于红色混合岩化作用。

4.2.2 迁安杏山的富铁矿

据陈正乐等(2010)和周永贵等(2012)研究,迁安杏山富铁矿体是在原始沉积富集的贫矿基础上,由于后期构造变

① 王宽德. 1983. 河北省滦县司家营铁矿地质构造及含矿岩系特征

形的叠加,磁铁矿发生定向流动,在褶皱核部重结晶,促使铁矿体在褶皱核部局部加大变富形成富矿体。据最近万渝生收集的岩心显示有明显的热液特征,成矿可能有一定复杂性。

张龙飞等(2015)在野外勘查和岩(矿)相学基础上,对杏山铁矿块状富矿和条带状普通矿石进行主量元素、微量元素和稀土元素等系统研究。指出杏山铁矿石主要由磁铁矿和石英组成,其中块状富铁矿石相较于条带状普通矿石含有较多的镁铁质矿物,富铁矿蚀变程度较弱,其富矿成因与后期热液相关度不高,仅限于富铁条带,微量元素和稀土元素配分模式表明,条带状贫铁矿与块状富矿有共同的成矿物质来源,富铁矿和贫矿都是在缺氧环境下通过海底热液与海水混合后同沉积形成的,而后期褶皱变形作用使贫铁矿层加厚的同时,也使富铁层加厚。

郑梦天等(2015)对杏山铁矿进行了地球化学分析,对BIF进行了成因探讨,对BIF夹层斜角闪岩中锆石进行了LA-ICP-MS锆石U-Pb定年,取得 $2859 \pm 22\text{Ma} \sim 2491 \pm 13\text{Ma}$ 的年龄,最有可能形成于新太古代晚期, $2859 \pm 22\text{Ma}$ 的捕虏锆石年龄反映可能有中太古代壳岩的存在。该文未涉及富铁矿的成因。

4.2.3 吕梁地区袁家村铁矿区的富铁矿体

据田永清等(1986)的研究,吕梁地区袁家村贫铁矿中的富铁矿体主要是假象赤铁矿,与原生沉积的板状赤铁矿伴生,常见豆状、球状和内碎屑结构等,说明这种假象赤铁矿是原生的,是在变形之前的晚期成岩作用至多是早期埋藏变质作用的产物。

袁家村条带状贫铁矿在形成作用过程中,陆源岩石中的水通过硅铁建造向外泄出时,便起到了成矿溶液的作用,使一部分 SiO_2 带出,并使早期成岩阶段形成的磁铁矿氧化为假象赤铁矿,从而使铁矿富化。从富矿体在贫矿中呈透镜状或香肠状展布上看,它与成岩交代和收缩有关,其实质是含铁石英岩中的石英小层溶出而使层状距离缩小,这时岩石的体积可以减少30%~40%,所以假象赤铁矿虽然具有交代结构和层孔构造,但矿石仍然相当稠密,也只有在这一阶段, SiO_2 是无定形的胶状,很容易被水溶出。

对这种假象赤铁矿,刘凯(1980)则有不同认识,他指出本区富铁矿主要在①②⑥⑩⑮号5个矿体中,其中⑩号矿体中是主要的富矿体,从6线至南5线间1800m范围内,有30个工程中见到富矿,单层最大厚度21m,共圈出16个矿体,储量达800万吨,其中11号富矿体规模最大达600万吨,平均品位54%,类型属于线状风化壳型富铁矿。

富铁矿的形成主要受裂隙控制,与地下水的淋滤和氧化作用有直接关系,特别是厚大矿体的中部地下一定标高是富铁矿的主要地段,此外,菱铁矿富矿的出现,它与赤铁矿和铁白云母伴生,其内在联系有待进一步研究。

5 鞍本弓长岭二矿区磁铁富矿成因类型的初步归纳

目前对磁铁富矿研究已取得4点一致性意见:

- (1)磁铁富矿均赋存于条带状铁建造的贫铁矿层中,呈互层或过渡,没有脱离贫铁矿层而出现在围岩中;
- (2)磁铁富矿由贫铁矿改造而成,铁质来源于贫矿,有确实的证据表明,被改造的贫铁矿铁含量本就较高;
- (3)贫铁矿与富铁矿的地球化学特征除少数有些差异外基本一致;
- (4)都认为早期的褶皱构造和断裂构造是富铁矿的控矿构造。

现有资料都不支持矽卡岩成矿说和菱铁矿经区域变质转化成富铁矿说。根据目前资料,与磁铁富矿密切伴生的蚀变岩中石榴子石主要为铁铝榴石,为热液成因,与典型矽卡岩中的钙铝榴石有较大差别,蚀变岩中的角闪石-透闪石和绿泥石一部分属区域变质成因,一部分为热液成因,富铁矿周围围岩并未见到任何岩浆岩与之发生接触变质关系,因此,矽卡岩成矿说不能成立。关于菱铁矿经变质转化形成富铁矿说,亦有多人进行了研究,据夏建明(2011)研究,本区矿床中贫铁矿和围岩中的石墨是原始泥质沉积物经区域变质作用形成的,通过物理条件计算结果,铁氧化物在纯水条件下赋存形式为赤铁矿,在石墨存在的情况下,铁氧化物的赋存形式为磁铁矿。据李厚民等(2012)的研究,弓长岭铁矿床中贫铁矿和富铁矿石的 $\delta^{57}\text{Fe}$ 均为正值(54‰~115‰)(李志红等,2008),与宣龙式铁矿床中赤铁矿的 $\delta^{57}\text{Fe}$ 值一致,宣龙式赤铁矿与之共生的菱铁矿 $\delta^{57}\text{Fe}$ 值(-10.6‰~-9.8‰)则为负值。山西袁家村铁矿区磁铁矿和赤铁矿的 $\delta^{57}\text{Fe}$ 值为3.1‰~23.1‰,而菱铁矿的 $\delta^{57}\text{Fe}$ 为-1.7‰,本区的贫、富铁矿均没有继承菱铁矿铁同位素负值的痕迹,因此他认为弓长岭二矿区的富铁矿不是菱铁矿分解而来。

此外,如磁富铁矿由菱铁矿转化而来,磁铁富矿体最高可增加49%的孔隙度,实际比这一限度低一些,要比同一变质压力作用下磁铁矿石的孔隙度高得多,受压必将产生压裂和破碎,但磁铁富矿与贫铁矿呈互层比较正常,磁铁富矿主要呈致密块状,没有压缩的现象。

除少数学者认为富铁矿为原生沉积的以外,极大部分学者都支持磁铁富矿的热液成因说,但属变质热液还是混合岩化或岩浆热液,一直存在争议未取得一致意见,少数学者还认为磁铁富矿的形成与大气降水有关。最新资料表明,非变质热液成矿的证据越来越多,考虑原来所认为的混合岩化热液虽有一定依据,但目前证据尚显不足,我们暂以古元古代晚期热液加以区别。

非变质热液的证据有以下几点:

- (1)区域变质作用阶段主要是产生变质重结晶,原来极细的铁质重结晶增大,其他铁镁组分形成变质矿物绿泥石、

角闪石、堇青石和黑云母等,属于中低温矿物,而与磁铁富矿伴生的石榴石岩、绿泥石榴石岩、镁铁闪石榴石岩等成带分布,石榴子石为铁铝榴石,角闪石为透闪石,绿泥石为蠕绿泥石,铁绿泥石大部分为热液成因而非区域变质作用成因。前者温度高于后者。

(2)本区条带状含铁建造的生成年龄为 2560 ~ 2520Ma 间,区域变质作用时间为 2500 ~ 2450Ma,产自铁铝榴石中的热液锆石的 SHRIMP U-Pb 年龄为 $1840 \pm 7\text{Ma}$,而部分贫、富铁矿中黄铁矿和辉钨矿测得 Re-Os 同位素年龄为 23 亿年,尚需进一步验证外,黄铁矿除有原生沉积成因(年龄为 2500Ma)外,尚有 22 亿年和 < 17 亿年的年龄,则表明磁铁富矿的热液时代在古元古代晚期。虽然测试精度不高,但可作为参考。

(3)弓长岭富铁矿中石英和磁铁矿的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SNOW}}$ 平均值分别为 9.30‰(n=4)和 -2.17‰(n=49),二者均较贫铁矿中石英和磁铁矿的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SNOW}}$ 平均值明显偏低,表明弓长岭富铁矿在形成过程中受到了外来贫 ^{18}O 成矿溶液的显著影响,而不太可能为变质热液的结果(李延河等,2014)。

(4)有些磁铁富矿中包有贫铁矿层残体,说明磁铁富矿的形成晚于区域变质作用。

6 华北克拉通条带状铁建造中富铁矿的成因类型及其远景

华北克拉通条带状铁建造中富铁矿的成因类型较多,至少有五种,分别为:(1)风化淋滤型富铁矿;(2)原生沉积变质富铁矿;(3)变质热液富铁矿;(4)古元古代晚期热液富铁矿;(5)原生较富贫铁矿经强烈褶皱,轴部磁铁矿因流变加富而成富铁矿。

(1)风化淋滤型富铁矿,这一类型在国外是一种主要的富铁矿类型,规模巨大。而在我国,条带状铁建造沉积后的漫长地质时期,没有出现大规模面型风化壳形成的地质古地理和古气候条件,因而不存在大规模的面型古风化壳淋滤型富铁矿,只在局部地区,在断裂和裂隙附近,形成一些规模很小、零星分布的小型点状和裂隙状风化淋滤型赤铁矿,没有工业意义。

(2)原生沉积变质富铁矿,即原来沉积时铁矿就较富,经变质重结晶形成磁铁富矿。这一类型的富铁矿在许多地区都有发现,呈小条状或互层状产于贫铁矿层中,但延展都不大,厚度也较小,说明大部分地区条带状铁建造沉积时,海水中大都缺乏丰富的铁质来源,只有局部地区铁质较为集中,才可能形成富铁矿。本类富铁矿工业意义较小。

(3)变质热液成因富铁矿,以往在鞍本地区弓长岭二矿区磁铁矿成因的争议中曾占有重要位置,但近年来的新资料表明,此种成因的依据越来越不足,而其他地区所见此种类型富铁矿大都规模小,无工业意义。

(4)古元古代晚期热液成因磁铁富矿,相当于前人所称

的混合岩化富铁矿,由于目前欠缺混合岩化的证据,而热液的时代已得到初步限定,为 $1840 \pm 7\text{Ma}$,相当于古元古代晚期,故暂以时代命名加以区别。本类型富铁矿是富铁矿找矿中最有远景和具有工业规模的一种类型,以鞍本地区弓长岭二矿区为代表,工业规模已过亿吨以上,其他地区亦有此种类型,统称混合岩化热液成因铁矿,规模都很小,夹于贫铁矿层中,呈层状产出,工业意义不大。

(5)原生沉积较富的贫铁矿,经强烈构造变形,在褶皱轴部,磁铁矿产生流变加富形成磁铁富矿,可能还有热液叠加,这种类型可达中型,典型矿床是迁西杏山铁矿,其他地区尚不多见。

7 富铁矿研究中尚存在的主要科学问题

(1)热液来源问题。热液是来自于混合岩化热液、或岩浆热液、或大气降水、或两者的结合,大都是推断,实际依据尚很不足,尤待深入研究。

(2)热液发生的时间。由离子探针测定的与石榴石共生的热液锆石的 U-Pb 年龄为 $1840 \pm 7\text{Ma}$,但由 Re-Os 方法测定黄铁矿年龄尚有 23 亿年、22 亿年和 17 亿年多期,由于测定误差大和多解性,只能作为参考,所以同位素定年尚须从多方面加强。

(3)华北克拉通条带状铁建造绝大部分遭受高绿片岩相至低角闪岩相的区域变质作用,在区域变质的过程中,除重结晶作用外,能析出多少变质水(热液),在形成各种变质矿物过程中,变质水起到什么作用,这些看起来是变质作用过程中的实际问题,也是理论问题,其形成机理必须进一步深入探讨并进行实验研究,将有助于变质作用与成矿作用的联系。

(4)杏山地区流变及物理重结晶作用对富矿的形成机制还有待研究。

(5)大气降水与变质岩浆或岩浆热液成矿说尚需寻找确切的依据。

致谢 感谢中国地质科学院地质研究所刘福来研究员和任留东研究员对本文中英文摘要写作上的帮助,感谢杨红助理研究员和王舫助理研究员对本文图件进行了绘制,感谢中国地质科学院矿产与资源研究所李厚民研究员与作者就富铁矿成因进行了探讨,也感谢两位审稿人对本文提出了中肯的修改意见。

References

- Cai YM. 1992. Occurrence rule and exploration guide of the high-grade iron ore in Gongchangling area. In: Wang KN and Yao PH (eds.). The Summary of Iron Ore Deposits of China. Beijing: Metallurgical Industry Press, 194-200 (in Chinese)
- Chen GY, Li MH, Wang XF, Sun DS, Sun CM, Wang ZF, Su YX and

- Lin JX. 1984. Genetic mineralogy of Gongchangling iron mine. *Minerals and Rocks*, 4(2): 1–254 (in Chinese)
- Chen HJ and Xu GR. 1984. Characteristics of genetic mineralogy of magnetite in the II mining area of the Gongchangling iron deposit and its signification. *Jilin Geology*, (1): 22–30 (in Chinese with English abstract)
- Chen J, Li HM, Li LX, Yang XQ, Liu MJ, Yao T, Hu B and Zhang JY. 2014. Fluid inclusions and oxygen isotope study of the Sijiyang BIF in the eastern Hebei Province. *Acta Petrologica Sinica*, 30(5): 1253–1268 (in Chinese with English abstract)
- Chen JF, Yang YL, Li P, Cheng WJ, Zhou TX and Liu YP. 1985. Study on sulfur isotope of rich magnetite in Anshan-Benxi area, Liaoning Province. *Geology and Prospecting*, 21(1): 32–37 (in Chinese)
- Chen ZL, Ding WJ, Cui LL, Chen BL, Han FB, Zhou YG, Dong FX and Yang N. 2010. Preliminary study on origin of Xingshan large iron rich ore in Qian'an, Hebei Province. *Mineral Deposits*, 29 (Suppl.): 71–72 (in Chinese)
- Cheng YQ. 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. *Acta Geologica Sinica*, 37(2): 153–180 (in Chinese)
- Dai CY. 1942. Study on garnet in Gongchangling No. 4: Output state. *Journal of Rock-Mineral-Deposit Academy of Japan*, 27(1) (in Japanese)
- Dai YP, Zhang LC, Zhu MT, Wang CL and Liu L. 2013. Mineralization, crustal growth and origin of iron rich ore in Anshan-Benxi area. *Acta Mineralogica Sinica*, (Suppl. 2): 386–388 (in Chinese)
- Ding WJ, Chen ZL, Chen BL, Dong FX and Cui LL. 2009. Geochemical characters of band iron formations from Xingshan iron deposit in Qian'an area, Hebei Province; Implication for their origin. *Journal of Geomechanics*, 15(4): 363–373 (in Chinese with English abstract)
- Dong SB, Zhang QS and Li SX. 1972. *Migmatic Metallogonesis in Presinian of Liaoning Peninsula*. Changchun: Changchun Geological College Publishing House, 21–25 (in Chinese)
- Duliu YX. 1931. Geology and deposit of Tieshan in Miaoergou. Report of Lvshun College of Engineering, 1(3) (in Japanese)
- Duliu YX. 1932. Geology and deposit of Waitoushan. Report of Lvshun College of Engineering, 2(3) (in Japanese)
- Duliu YX. 1935. About Gongchangling Tieshan and similar deposit. Report of Lvshun College of Engineering, 5(39): 1–19 (in Japanese)
- Guan GY. 1961. The significance of metamorphic on the forming of Anshan-type rich iron ore deposit. *Acta Geologica Sinica*, 41(1): 65–76 (in Chinese with Russian abstract)
- Guan GY. 1992. The significance of metamorphic on the forming of Anshan-type rich iron ore deposit. In: Wang KN and Yao PH (eds.). *The Summary of Iron Ore Deposits of China*. Beijing: Metallurgical Industry Press, 183–193 (in Chinese)
- Jv ZN, Wei GY and Liu FY. 2009. The genesis of Gongchangling rich iron deposit in Liaoyang, Liaoning Province. *Heilongjiang Science and Technology Information*, (16): 53 (in Chinese)
- Li BL, Li XM, Cui XF, Wang ZL and Liu YM. 1977. The genesis and indicator of magnetite rich ore in Gongchangling No. 2 area, according to the research on mineral inclusion. *Geology and Prospecting*, (6): 3–11 (in Chinese)
- Li HM, Liu MJ, Li LX, Yang XQ, Chen J, Yao LD, Hong XK and Yao T. 2012. Geology and geochemistry of the marble in the Gongchangling iron deposit in Liaoning Province and their metallogenetic significance. *Acta Petrologica Sinica*, 28(11): 3497–3512 (in Chinese with English abstract)
- Li HM, Liu MJ, Li LX, Yang XQ, Yao LD, Chen J and Yao T. 2014. SHRIMP U-Pb geochronology of zircons from the garnet-rich altered rocks in the mining area II of the Gongchangling iron deposit: Constraints on the ages of the high-grade iron deposit. *Acta Petrologica Sinica*, 30(5): 1025–1217 (in Chinese with English abstract)
- Li HY. 1992. On the problems of metallogenic enrichment and oxidation of Anshan type iron deposit. In: Wang KN and Yao PH (eds.). *The Summary of Iron Ore Deposits of China*. Beijing: Metallurgical Industry Press, 46–66 (in Chinese)
- Li JJ, Shen BF and Luo H. 1995. The genetic types and geological feature of rich iron deposits of Precambrian banded iron formation in north China. *Bulletin Tianjin Institute Geology Mineralogy Resource*, (29): 77–87 (in Chinese with English abstract)
- Li SB. 1979. A contribution to the genesis of rich magnetite deposit of the Gongchangling Type-in the light of graphite discovered in it. *Geochimica*, (2): 170–177 (in Chinese with English abstract)
- Li SG. 1982. Geochemical model for the genesis of Gongchangling rich magnetite deposit in China. *Geochimica*, (2): 113–121 (in Chinese with English abstract)
- Li SG, Zhi XC, Chen JF, Wang JX and Deng YY. 1983. Origin of graphites in Early Precambrian banded iron formation in Anshan, Chian. *Geochimica*, (2): 162–169 (in Chinese with English abstract)
- Li YH, Zhang ZJ, Hou KJ, Duan C, Wan DF and Hu GY. 2014. The genesis of Gongchangling high-grade-iron ores, Anshan-Benxi area, Liaoning Province, NE China: Evidence from Fe-Si-O-S isotopes. *Acta Geologica Sinica*, 88(12): 2351–2372 (in Chinese with English abstract)
- Li ZH, Zhu XK and Tang SH. 2008. Characters of Fe isotopes and rare earth elements of banded iron formations from Anshan-Benxi area: Implications for Fe source. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 27(4): 285–290 (in Chinese with English abstract)
- Liu J and Jin SY. 2010. Genesis study of magnetite-rich ore in Gongchangling iron deposit, Liaoning. *Geoscience*, 24(1): 80–88 (in Chinese with English abstract)
- Liu MJ, Li HM, Li LX, Yang XQ, Yao LD, Hong XK and Chen J. 2012. Petrological and Mineralogical characteristics of the skarnoid in No. 2 mining area of the Gongchangling iron deposit, Liaoning, China. *Rock and Mineral Analysis*, 31(6): 1067–1076 (in Chinese with English abstract)
- Liu MJ, Li HM, Yao LD, Wen L and Xu ZX. 2014. Re-Os isotopic dating of pyrite and molybdenite from the iron deposits in Anshan-Benxi area of Liaoning Province and its geological significances. *Geology in China*, 41(6): 1821–1832 (in Chinese with English abstract)
- Luo YX. 1957. Discussion on the genesis of Anshan-type iron deposit. *Journal of Geological Society of China*, (10): 26–30 (in Chinese)
- Qian XL, Cui WY, Wang SL and Wang GY. 1985. *Geology of Precambrian Iron Ores in Eastern Hebei Province, China*. Shijiazhuang: Hebei Science and Technology Press (in Chinese)
- Qianye WL and Gangtian ZG. 1940. About almandite in Gongchangling. Report of Manchukuo Geological Survey Institute, 51–56 (in Japanese)
- Ren YC. 1981. Characters of iron oxide minerals and the genesis of rich iron deposits Anshan-Benxi area, Northeast China. *Acta Mineralogica Sinica*, (4): 245–248 (in Chinese with English abstract)
- Shen BF, Peng XL, Luo H, Jin WS, Hu XD, Li SB, Li JJ and Chen YH. 1994. Archean greenstone belt and ore deposits. In: Zhang YX and Liu LD (eds.). *Precambrian Ore Deposits and Tectonics in China*. Beijing: Seism Publishing House (in Chinese)
- Shi JX and Li BC. 1980. Origin of rich magnetite ores in the Gongchangling area as evidenced by fluid inclusion studies from the Anshan-Benxi region, Northeast China. *Geochimica*, (1): 43–53 (in Chinese with English abstract)
- Tian YQ, Yuan GP, Lu JR, Jing Y, Yu JH and Li MM. 1986. Study on the geological tectonic characters and formation condition of Precambrian meta-sediment iron deposit in Yuanjiacun, Lanxian County, Shanxi Province. *Ferrous Mineral Resource*, (5): 1–270 (in Chinese)
- Wan YS. 1993. *The Formation and Evolution of the Iron-Bearing Rock Series of the Gongchangling Area, Liaoning Province*. Beijing:

- Beijing Science and Technology Press (in Chinese)
- Wang ED, Xia JM, Zhao CF, Fu JF and Hou GQ. 2012. Forming mechanism of high-grade magnetite bodies in Gongchangling, Liaoning Province. *Acta Geologica Sinica*, 86(11): 1761 – 1773 (in Chinese with English abstract)
- Wang SL. 1986. The genetic type of rich iron deposits of Anshan Group in Anshan-Benxi area. *Mineral Deposits*, 5(4): 14 – 23 (in Chinese with English abstract)
- Wei JY, Zheng SH and Mo ZC. 1979. Oxygen isotopic composition of magnetite in Pre-Sinian, Fe-bearing quartzite in the area of Luanxian County, Hebei Province. *Geochimica*, (3): 195 – 202 (in Chinese with English abstract)
- Xia JM, Wang ED, Zhao CF and Men YK. 2011. The formation mechanism of the redox environment in the rich iron deposits of Gongchangling. *Journal of Northeastern University (Natural Science)*, 32(11): 1643 – 1646 (in Chinese with English abstract)
- Xu GR and Chen HJ. 1984. Metallogenic characteristics of iron deposits in Archean greenstone basin of Anshan-Benxi area, Northeast China. *Mineral Deposits*, 3(2): 1 – 10 (in Chinese with English abstract)
- Xu GR and Chen HJ. 1992. The metallugenic characteristics of iron deposits in archean greenstone basin in Anshan-Benxi district, North-East China. In: Wang KN and Yao PH (eds.). *The Summary of Iron Ore Deposits of China*. Beijing: Metallurgical Industry Press, 107 – 114 (in Chinese)
- Xu YX, Zhang LF, Gao XM, Li HM, Jia DS and Li LX. 2014. Metallogenic conditions of high-grade ores in the Sijiaying sedimentary metamorphic iron deposit, eastern Hebei Province. *Geology and Exploration*, 50(4): 675 – 688 (in Chinese with English abstract)
- Yang XQ, Li HM, Li LX, Liu MJ, Chen J and Bai Y. 2012. Characteristics of rare earth elements and the geological significance of magnetite from Gongchangling iron deposit in Liaoning Province. *Rock and Mineral Analysis*, 31(6): 1058 – 1066 (in Chinese with English abstract)
- Yang XQ, Li HM, Xue CJ, Li LX, Liu MJ and Chen J. 2013. Geochemical characteristics of two iron ores from the Waitoushan iron deposit, Liaoning Province: Constraints on ore-forming mechanism. *Acta Geologica Sinica*, 87(10): 1580 – 1592 (in Chinese with English abstract)
- Yang XQ, Li HM, Li LX, Ma YB, Chen J, Liu MJ, Yao T, Chen WS and Yao LD. 2014. Characteristics of fluid inclusion, S, H and O isotope of iron deposit in Anshan-Benxi area, Liaoning Province. *Acta Geologica Sinica*, 88(10): 1917 – 1931 (in Chinese with English abstract)
- Zeng JW, Chen SH, Wang MZ *et al.* 1992. Mineralization feature of iron rich ore in Taihua Group's metamorphic series and weathering crust in Wuyang area, Henan Province. In: Wang KN and Yao PH (eds.). *The Summary of Iron Ore Deposits of China*. Beijing: Metallurgical Industry Press, 280 – 300 (in Chinese)
- Zhang H. 1982. Vertical zoning of metallization in the high-grade iron deposits of Gongchangling type, Anshan-Benxi area, Liaoning Province. *Geochimica*, (3): 260 – 269 (in Chinese with English abstract)
- Zhang LC, Dai YP, Wang CL, Liu L and Zhu MT. 2014. Age, material sources and formation setting of Proterozoic BIFs iron deposits in Anshan-Benxi area. *Journal of Earth Sciences and Environment*, 36(4): 1 – 15 (in Chinese with English abstract)
- Zhang LF, Xu YX, Gao XM, Jia DS and Wang Y. 2015. Genesis of high-grade ores in the Xingshan sedimentary metamorphic iron deposit of eastern Hebei Province. *Geology and Exploration*, 51(3): 405 – 413 (in Chinese with English abstract)
- Zhang QS. 1984. *Geology and Metallogeny of the Early Precambrian in China*. Jilin: Jilin People Publishing House, 1 – 535 (in Chinese)
- Zhang QS. 1988. *Early Crustal and Mineral Deposits of Liaodong Peninsula, China*. Beijing: Geological Publishing House, 1 – 574 (in Chinese)
- Zhao B and Li TJ. 1980. A preliminary study on the mechanism and physicochemical conditions of formation of Gongchangling rich iron deposit. *Geochimica*, (4): 333 – 344 (in Chinese with English abstract)
- Zheng BD. 1992. Stratabound rich ore (magnetite) deposits in the Archeozoic granite greenstone terrane in Anshan-Benxi district, Liaoning. In: Wang KN and Yao PH (eds.). *The Summary of Iron Ore Deposits of China*. Beijing: Metallurgical Industry Press, 160 – 171 (in Chinese)
- Zheng MT, Zhang LC, Wang CL, Zhu MT, Li ZQ and Wang YT. 2015. Formation age and origin of the Xingshan BIF-type iron deposit in eastern Hebei Province. *Acta Petrologica Sinica*, 31(6): 1636 – 1652 (in Chinese with English abstract)
- Zheng Z and Lan HY. 2009. Discussion on the genesis and geological characters of Gongchangling rich iron deposit. *Modern Mining*, (4): 67 – 70 (in Chinese)
- Zhou ST. 1992. The study of Archean Anshan group in Anshan-Benxi district, Liaoning Province. In: Wang KN and Yao PH (eds.). *The Summary of Iron Ore Deposits of China*. Beijing: Metallurgical Industry Press, 84 – 93 (in Chinese)
- Zhou ST. 1994. *Geology of Banded Iron Formation in Anshan-Benxi Area*. Beijing: Geological Publishing House, 1 – 228 (in Chinese)
- Zhou YG, Chen ZL, Chen BL and Han FB. 2012. Genesis of rich and large ore body in Xingshan iron deposit of Qian'an ore field, Hebei Province. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 42(Suppl. 3): 81 – 92 (in Chinese with English abstract)

附中文参考文献

- 才玉民. 1992. 弓长岭富铁矿的赋存规律与找矿标志. 见: 王可南, 姚慧慧编. *中国铁矿床综论*. 北京: 冶金工业出版社, 194 – 200
- 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学. *矿物岩石*, 4(2): 1 – 250
- 陈洪江, 徐光荣. 1984. 弓长岭铁矿二矿区磁铁矿的成因矿物学特征及其意义. *吉林地质*, (1): 22 – 30
- 陈靖, 李厚民, 李立兴, 杨秀清, 刘明军, 姚通, 胡彬, 张进友. 2014. 冀东司家营 BIF 铁矿流体包裹体及氧同位素研究. *岩石学报*, 30(5): 1253 – 1268
- 陈江峰, 杨延龄, 李平, 程伟基, 周泰禧, 刘燕平. 1985. 辽宁鞍山-本溪地区富磁铁矿硫同位素地质研究. *地质与勘探*, 21(1): 32 – 37
- 陈正乐, 丁文君, 崔玲玲, 陈柏林, 韩凤彬, 周永贵, 董法先, 杨农. 2010. 河北迁安杏山富大铁矿体成因初析. *矿床地质*, 29(增刊): 71 – 72
- 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
- 待仓勇. 1942. 弓长岭石榴石之研究(四)产出状态. *日本岩石矿物矿床学会志*, 27(1)(日文, 仅见附录)
- 代堰镔, 张连昌, 朱明田, 王长乐, 刘利. 2013. 鞍本地区太古代 BIF 成矿作用、地壳增生及富矿成因. *矿物学报*, (增刊): 386 – 388
- 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
- 都留一雄. 1931. 庙尔沟铁山之地质及矿床. *旅顺工科大学报告*, 1(3)(日文)
- 都留一雄. 1932. 歪头山附近之地质及矿床. *旅顺工科大学报告*, 2

(3)(日文)

- 都留一雄. 1935. 关于弓长岭铁山及类似矿床. 旅顺工科大学报告, 5(39): 1-19(日文)
- 关广岳. 1961. 论变质作用在鞍山式铁矿床富矿形成上的意义. 地质学报, 41(1): 65-76
- 关广岳. 1992. 论变质作用在鞍山式铁矿床富矿形成上的意义. 见: 王可南, 姚培慧编. 中国铁矿床综论. 北京: 冶金工业出版社, 183-193
- 鞠振南, 卫广远, 刘凤英. 2009. 辽阳弓长岭富铁矿的成因探讨. 黑龙江科技信息, (16): 53
- 李秉伦, 李学明, 崔贤富, 汪芝兰, 刘有梅. 1977. 根据矿物包裹体研究——试论弓长岭二矿区磁铁富矿的成因及找矿标志. 地质与勘探, (6): 3-11
- 李鸿业. 1992. 鞍山式铁矿的形成及其富化、氧化问题. 见: 王可南, 姚培慧编. 中国铁矿床综论. 北京: 冶金工业出版社, 46-66
- 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
- 李厚民, 刘明军, 李立兴, 杨秀清, 姚良德, 陈靖, 姚通. 2014. 弓长岭铁矿二矿区蚀变岩中锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及地质意义. 岩石学报, 30(5): 1025-1217
- 李俊健, 沈保丰, 骆辉. 1995. 中国北方早前寒武纪富铁矿的成因类型和地质特征. 中国地质科学院天津地质矿产研究所所刊, (29): 77-87
- 李绍柄. 1979. 我国铁矿床的一种新类型——弓长岭式含石墨的富磁铁矿床及其成因. 地球化学, (2): 170-177
- 李曙光. 1982. 弓长岭富磁铁矿床成因的地球化学模型. 地球化学, (2): 113-121
- 李曙光, 支霞臣, 陈江峰, 王俊新, 邓衍亮. 1983. 鞍山前寒武纪条带状含铁建造中石墨的成因. 地球化学, (2): 162-169
- 李延河, 张增杰, 侯克军, 段超, 万德芳, 胡古月. 2014. 辽宁鞍山地区沉积变质型富铁矿床的成因: Fe、Si、O、S 同位素证据. 地质学报, 88(12): 2351-2372
- 李志红, 朱祥坤, 唐素寒. 2008. 鞍山-本溪地区条带状铁建造的铁同位素与稀土元素及其对成矿物质来源的指示. 岩石矿物学杂志, 27(4): 285-290
- 刘军, 靳淑韵. 2010. 辽宁弓长岭铁矿磁铁富矿的成因研究. 现代地质, 24(1): 80-88
- 刘明军, 李厚民, 李立兴, 杨秀清, 姚良德, 洪学宽, 陈靖. 2012. 辽宁弓长岭铁矿床二矿区类矽卡岩的岩石矿物学特征. 岩矿测试, 31(6): 1067-1076
- 刘明军, 李厚民, 姚良德, 文岭, 许宗宪. 2014. 辽宁鞍山地区铁矿床黄铁矿和辉钨矿 Re-Os 同位素测年及其地质意义. 中国地质, 41(6): 1821-1832
- 罗耀星. 1957. 鞍山式铁矿成因问题的商榷. 中国地质学会会讯, (10): 26-30
- 钱祥麟, 崔文元, 王时麟, 王关玉. 1985. 冀东前寒武纪铁矿地质. 石家庄: 河北科学技术出版社
- 浅野五郎, 冈田重光. 1940. 关于弓长岭铁铝榴石. 伪满地质调查所报告, 51-56
- 任英忱. 1981. 鞍山地区铁的氧化矿物特征及富铁矿的成因. 矿物学报, (4): 245-248
- 沈保丰, 彭晓亮, 骆辉, 金文山, 胡小蝶, 李双保, 李俊建, 陈勇华. 1994. 华北陆台太古宙绿岩带及矿床. 见: 张贻侠, 刘连登编. 中国前寒武纪矿床和构造. 北京: 地震出版社
- 施继锡, 李本超. 1980. 根据鞍山地区包裹体研究试论弓长岭富铁矿的成因. 地球化学, (1): 43-53
- 田永清, 袁国屏, 路九如, 荆毅, 余建宏, 李敏敏. 1986. 山西省岚县袁家村前寒武纪变质-沉积铁矿床的地质构造特征与形成条件研究. 山西省地质矿产局测绘队黑色金属矿产, (5): 1-270
- 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
- 王恩德, 夏建明, 赵纯福, 付建飞, 侯根群. 2012. 弓长岭铁矿床磁铁富矿形成机制探讨. 地质学报, 86(11): 1761-1773
- 王守伦. 1986. 鞍山地区鞍山群富铁矿成因类型的讨论. 矿床地质, 5(4): 14-23
- 魏菊英, 郑淑蕙, 莫志超. 1979. 冀东滦县一带前震旦纪含铁石英岩中磁铁矿的氧同位素组成. 地球化学, (3): 195-202
- 夏建明, 王恩德, 赵纯福, 门业凯. 2011. 弓长岭富铁矿氧化还原环境的形成机制. 东北大学学报(自然科学版), 32(11): 1643-1646
- 徐光荣, 陈洪江. 1984. 鞍山太古代绿岩盆地铁矿的成矿特征. 矿床地质, 3(2): 1-10
- 徐光荣, 陈洪江. 1992. 鞍山太古宙绿岩盆地铁矿的成矿特征. 见: 王可南, 姚培慧编. 中国铁矿床综论. 北京: 冶金工业出版社, 107-114
- 许英霞, 张龙飞, 高孝敏, 李厚民, 贾东锁, 李立兴. 2014. 冀东司家营铁矿床富矿成矿条件研究. 地质与勘探, 50(4): 675-688
- 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
- 杨秀清, 李厚民, 薛春纪, 李立兴, 刘明军, 陈靖. 2013. 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. 地质学报, 87(10): 1580-1592
- 杨秀清, 李厚民, 李立兴, 王玉波, 陈靖, 刘明军, 姚通, 陈伟十, 姚良德. 2014. 辽宁鞍山-本溪地区铁矿床流体包裹体和硫、氢、氧同位素特征研究. 地质学报, 88(10): 1917-1931
- 曾玖吾, 陈森煌, 汪曼祉等. 1992. 舞阳地区太华群变质岩系及风化壳富铁矿矿化特征. 见: 王可南, 姚培慧编. 中国铁矿床综论. 北京: 冶金工业出版社, 280-300
- 张湖. 1982. 辽宁鞍山地区弓长岭型富铁矿成矿的垂直分带. 地球化学, (3): 260-269
- 张连昌, 代堰镔, 王长乐, 刘利, 朱明田. 2014. 鞍山-本溪地区前寒武纪条带状铁建造铁矿时代、物质来源与形成环境. 地球科学与环境学报, 36(4): 1-15
- 张龙飞, 许英霞, 高孝敏, 贾东锁, 王宇. 2015. 冀东杏山沉积变质型铁矿床富铁矿成因探讨. 地质与勘探, 51(3): 405-413
- 张秋生. 1984. 中国早前寒武纪地质及成矿作用. 吉林: 吉林人民出版社, 1-535
- 张秋生. 1988. 辽东半岛早期地质与矿床. 北京: 地质出版社, 1-574

- 赵斌,李统锦. 1980. 鞍山弓长岭富磁铁矿床的形成机制和物理化学条件研究. 地球化学, (4): 333 - 344
- 郑宝鼎. 1992. 辽宁省鞍山-本溪地区太古代花岗质岩绿岩地体中层控磁铁矿床. 见:王可南,姚培慧编. 中国铁矿床综论. 北京:冶金工业出版社, 160 - 171
- 郑梦天,张连昌,王长乐,朱明田,李智泉,王亚婷. 2015. 冀东杏山 BIF 铁矿形成时代及成因探讨. 岩石学报, 31(6): 1636 - 1652
- 郑柱,蓝海洋. 2009. 弓长岭富铁矿床地质特征及成因探讨. 现代矿业, (4): 67 - 70
- 周世泰. 1992. 辽宁鞍山地区太古宙鞍山群地质特征. 见:王可南,姚培慧编. 中国铁矿床综论. 北京:冶金工业出版社, 84 - 93
- 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 - 228
- 周永贵,陈正乐,陈柏林,韩凤彬. 2012. 河北迁安杏山富大铁矿体成因初析. 吉林大学学报(地球科学版), 42(增刊3): 81 - 92