doi:10.12097/j.issn.1671-2552.2022.07.012

河南新蔡 BIF 铁矿床地球化学特征及矿床成因

杨崇科¹,卢欣祥^{2*},杨延伟¹,刘心宁¹,王丽伟¹ YANG Chongke¹, LU Xinxiang^{2*}, YANG Yanwei¹, LIU Xinning¹, WANG Liwei¹

1.河南省资源环境调查一院,河南 郑州 450000;

2.河南省自然资源科学研究院,河南 郑州 450053

1. The First Institute of Resources and Environmental Survey of He' nan, Zhengzhou 450000, He' nan, China;

2. Scientific Academy of Natural and Resources of He' nan, Zhengzhou 450053, He' nan, China

摘要:新蔡铁矿床位于华北克拉通南缘舞阳-霍邱铁矿成矿带中部,矿体赋存于新太古代太华岩群变质岩系中。铁矿体主要 呈层状、似层状,局部为透镜状。矿石构造主要为条带状,少量浸染状及块状。矿石主要由 TFe₂O₃和 SiO₂组成,其次为 MgO 和 CaO,Al₂O₃及其他如 Na₂O,K₂O,P₂O₅、TiO₂、MnO 含量大多小于 0.1%。微量及稀土元素分析结果显示,大离子亲石元素 Sr 和高场强元素 Nb、Ta、Zr、Hf、Ti 明显亏损,此外 Rb、U、La、Pb、Eu 元素具正异常,Ti/V 值平均 24.13,稀土元素总量较低,平 均为 12.8×10⁻⁶。经 PAAS 标准化后,铁矿石均表现为重稀土元素相对轻稀土元素富集((La/Yb)_{PAAS}=0.43~0.79,平均值 0.55),具有明显的 La 正异常(La/La^{*}_{PAAS}平均值 1.15)、Eu 正异常(Eu/Eu^{*}平均值 2.88)和 Y 异常(Y/Y^{*}_{PAAS}平均值1.68),微弱 的 Ce 负异常(Ce/Ce^{*}_{PAAS}平均值 0.90)。较高的 Y/Ho 值(平均值 44)说明含铁建造形成于相对缺氧的古海洋环境,成矿物质 主要来源于与海底火山活动相关的高温热液和海水的混合溶液。对矿体围岩斜长角闪岩原岩恢复及构造环境判别结果显 示,斜长角闪岩原岩为弧后盆地玄武岩,代表其形成于弧后盆地的构造环境,这也基本代表了本区含铁建造沉积时的构造环 境。综合分析认为,新蔡铁矿属于与弧后盆地火山活动密切相关的 Algoma 型 BIF。

关键词:条带状铁建造:磁铁矿:矿床成因:河南新蔡

中图分类号:P618.31;P595 文献标志码:A 文章编号:1671-2552(2022)07-1258-11

Yang C K, Lu X X, Yang Y W, Liu X N, Wang L W. Geochemical characteristics and genetic analysis of BIF iron deposit background of Xincai iron deposit in He' nan Province. *Geological Bulletin of China*, 2022, 41(7):1258–1268

Abstract: The Xincai iron deposit is located in the middle part of the Wuyang-Huoqiu iron ore belt on the southern margin of the North China Craton. The ore body is hosted in the Late Archean Taihua Group metamorphic rock series. The iron ore body is mainly lamellar and partially lenticular. The ore structure is mainly banded, with a small amount of disseminated and massive ores. iron ore is mainly composed of TFe₂O₃ and SiO₂, followed by MgO and CaO, and Al₂O₃ and others such as Na₂O, K₂O, P₂O₅, TiO₂ and MnO are mostly less than 0.1%. Trace and rare earth element analytical results show that large ionic lithophile elements are abnormal, and the average Ti/V ratio is 24.13, the total amount of rare earth elements is relatively low, and the average Σ REE is 12.8×10^{-6} . After being standardized by PAAS, iron ore shows enrichment in light rare earth elements ((La/Yb)_{PAAS}=0.43~0.79, average 0.55), with obvious La positive anomaly (La/La^{*}_{PAAS} average 1.15), Eu positive anomalies (Eu/Eu^{*} average 2.88), Y abnormalities (Y/Y^{*}_{PAAS} average 1.68), and weak Ce negative anomalies (Ce/Ce^{*}_{PAAS} average 0.90). A relatively high Y/Ho value (average of 44) indicates that iron-bearing formation was formed in a relatively hypoxic palaeo-marine environment, and the ore-forming materials were mainly derived from the mixing of high-temperature hydrothermal fluids and seawater associated with volcanic activity on the sea floor. The results for

收稿日期:2020-03-24;修订日期:2020-05-14

资助项目:河南省科技攻关项目《河南东秦岭一大别山及邻区花岗岩和主要金属矿产分布规律图》(编号:2018-132-1)

作者简介:杨崇科(1988-),男,硕士,工程师,从事矿产资源勘查与评价研究。E-mail:15290851067@163.com

^{*}通信作者:卢欣祥(1938-),男,教授级高级工程师,从事秦岭花岗岩及成矿规律研究。E-mail:luxx1938@163.com

the ore-bearing amphibolite analysis and the tectonic setting for the formation of the orebodies show that the protolith of amphibolite should be a post-arc basin basalt, which represents the tectonic setting of the amphibolite formed in the back-arc basin. The tectonic environment of the amphibolite also basically represents the tectonic environment when the iron-bearing formation was deposited in this area. According to the comprehensive analysis, Xincai iron mine belongs to Algoma type BIF closely related to volcanic activities in the back-arc basin.

Key words: strip iron construction; magnetite; genesis of deposit; Xincai, He' nan Province

前寒武纪条带状铁建造(banded iron formations, 简称 BIFs)一般指铁含量大于 15%,具富铁(以磁铁 矿或赤铁矿为主)和富硅(以石英为主)或碳酸盐物 质条带(条纹或细纹)状构造特征的化学沉积 岩[1-4]。主要形成于前寒武纪、特别是早前寒武纪 稳定克拉通绿岩带内,可以反映当时的地质环境和 演化特征^[2]。国际上主要依据 BIFs 形成时的构造 环境和岩石组合将 BIFs 分为 2 类:一类是形成于与 火山作用密切相关的岛弧、弧后盆地中的 Algoma 型;一类是形成于被动大陆边缘或稳定克拉通盆地 内的 Superior 型^[5]。目前全球 BIFs 多发育于南美、 北美、格陵兰、加拿大、南非、澳大利亚、俄罗斯、乌 克兰、中国、印度等地的古老克拉通内[6-7]。中国对 BIFs 的研究始于 20 世纪 50 年代^[8],大量学者通过 研究不同地区产出的 BIFs 发现,中国 BIFs 集中发育 在华北克拉通内,诸如鞍山一本溪、冀东-密云、鲁 西、五台—吕梁、内蒙固阳、河南舞阳—新蔡、安徽 霍邱等地区:太古宙-古元古代早期均有产出,新 太古代晚期(2.5 Ga)为发育高峰期^[9]:铁矿石以条 带状、条带浸染状的贫铁矿石为主,富矿很少且多 埋藏深度大,铁矿床多属 Algoma 型^[1,10]。

舞阳-霍邱铁矿成矿带是华北克拉通南缘最重要的BIF 铁矿赋存带。目前已查明舞阳地区铁矿资源量约4.5×10⁸t,新蔡地区约5.6×10⁸t,霍邱地区约8.8×10⁸t。对于霍邱铁矿,多数学者认为属 Superior型铁矿床^[11-12],也有学者认为其属于 Algoma 与Superior之间的过渡类型^[13-14]。舞阳地区铁山庙式BIF 成因类型亦有争议,部分学者发现铁山庙式铁矿矿石中含大量辉石,含铁岩系围岩主要为碳酸盐岩-碎屑岩建造,而非火山岩建造,与鞍山式铁矿有明显差异,可能属一种特殊的 BIF^[15]。也有学者认为铁山庙式 BIF 与霍邱 BIF 同属 Superior 型^[16]。新蔡铁矿区位于舞阳-霍邱成矿带的中部,在构造格局上起到承上启下的作用,是该成矿带的重要组成部分。目前新蔡铁矿的研究成果较少,有学者将新蔡 BIF 的沉积年龄限制在 2.5~2.7 Ga,微量元素特

征类似于其他 BIFs^[17],且形成于新太古代的弧后盆 地构造环境^[18]。查明新蔡铁矿的成因,对于理解舞 阳-霍邱成矿带上其他地区铁矿床的成因具有参考 作用。因此,本文选取新蔡地区典型矿床为研究对 象,通过对矿石系统的主量和微量元素分析,探讨 新蔡地区铁矿床的成矿物质来源、沉积环境及矿床 成因。

1 区域地质背景

新蔡铁矿区位于华北克拉通南缘,大地构造位 置为华北克拉通南缘三门峡-新蔡隆起带的东段 (图1),黑沟-羊册断裂北侧,河南地层综合分区华 北平原分区豫东小区,新华夏系华北沉降带的南缘 新蔡-息县褶皱隆起带上。区域上,自河南鲁山— 舞阳地区(太华岩群)直到安徽的霍邱地区(霍邱 群),均发育前寒武纪的含铁建造岩系,地层具有典 型的双层结构。

研究区基底为太华岩群含铁建造变质岩系,盖 层为震旦系、中生界侏罗系、白垩系、新生界古近 系、新近系、第四系。含矿地层主要为太华岩群铁 山岭组,岩性主要为斜长角闪片麻岩、黑云斜长片 麻岩、黑云石英片岩、二云石英岩、含铁铝榴石斜长 角闪片麻岩、含磁铁石英岩、含磁铁角闪石英岩、含 矿黑云石英岩、黑云母透闪阳起石岩、黑云母石榴 子石英岩、斜长角闪岩、透辉斜长角闪岩等。练村 铁矿含铁建造中的变质岩,多出现角闪石-石榴子 石矿物组合,部分含铁层段岩石中石榴子石较发 育,变质程度普遍达角闪岩相。

2 典型矿床地质特征

练村铁矿床位于河南省新蔡县城东南 120°方向 20 km 的顿岗乡和练村镇一带,行政隶属新蔡县 练村镇。矿区东西长约 10.93 km,南北宽 2.78~ 3.72 km(西部约2.78 km、中部约 3.24 km、东部约 3.72 km),面积34.69 km²。练村铁矿床是新蔡地区 已发现的规模最大的铁矿床。



图 1 河南新蔡区域地质图(a 据参考文献[19]修改;b 据参考文献①修改) Fig. 1 Regional geological map of Xincai,He'nan 1-新-中元古界地层未分;2-中元古界熊耳群火山岩;3-古元古界嵩山群、秦岭群、陡岭群;4-太古宇片麻岩; 5-花岗岩;6-鲁山-舞阳-霍邱铁矿带;7-BIF铁矿区

2.1 矿体特征

矿体主要赋存于新太古界太华岩群铁山岭组 含铁建造中,分布范围东西长约8600m,南北宽 200~1600m,自东向西可划分为6个相对独立的矿 段。区内铁山岭组岩石组合简单,主要由斜长角闪 片麻岩、黑云母斜长片麻岩、变粒岩、角闪石岩、透 辉石角闪石岩、石榴子石角闪片麻岩、条带状磁铁 斜长角闪片麻岩、条带状磁铁角闪石英岩、条带状 磁铁石英岩、磁铁石英片岩、黑云石英片岩、花岗 质混合岩、少量长石石英质变粒岩等组成。其中, 磁铁矿主要产在角闪石英岩与斜长角闪片麻岩、 黑云母石英片岩中。据钻孔资料显示,埋深最浅 624 m,最深 862 m。其中Ⅰ号、Ⅱ号、Ⅲ号矿段矿 体倾向北西,Ⅳ号、Ⅴ号、Ⅵ号矿段矿体倾向南西 (图 2)。

矿体主要受地层控制,产状与围岩基本一致, 走向北东东—南西西向,倾角 3°~10°,矿体形态一 般呈层状、似层状。其中规模最大的主矿体 I−3 矿 体走向控制长度约 2.2 km,倾向延伸大于 1600 m, 未完全控制边界。矿体顶底板主要为黑云斜长片



a-1-1′勘查线综合剖面;b-2-2′勘查线综合剖面;c-3-3′勘查线综合剖面

麻岩、斜长角闪片麻岩、含石榴子石角闪岩,局部为 花岗岩脉。顶底板与矿层之间界线不清晰。各矿 段岩石组合也不同,但整体上具有可对比性。主要 岩性组合有:①斜长角闪岩、斜长角闪片麻岩、黑云 斜长片麻岩夹黑云斜长变粒岩;②含磁铁矿角闪石 英岩、条带状磁铁石英岩(D矿组),厚度大于60 m; ③含石榴子石斜长角闪片麻岩夹黑云斜长片麻岩、 变粒岩;④含石榴磁铁角闪石英岩、含磁铁黑云母 石英片岩夹石榴角闪斜长片麻岩(C矿组),厚度大 于350 m,未见底,其中C矿组铁矿层与含石榴子石 类岩石普遍关系密切。

2.2 岩(矿)石特征

练村矿床矿石类型主要为磁铁角闪石英岩, 其次为磁铁黑云石英(片)岩、含石榴磁铁角闪石 英岩。矿石矿物主要为磁铁矿,局部可见赤铁矿, 另有星点状分布的黄铁矿、黄铜矿。脉石矿物主 要为石英,其次为角闪石、黑云母、石榴子石、阳起 石、透闪石等。矿石手标本及镜下照片见图版 I。

磁铁角闪石英岩:矿石呈灰色,柱粒状变晶结构,变余层理构造,灰白相间条带发育。石英含量50%~75%,多为他形粒状,少为似砂状,呈定向分布。角闪石含量20%~30%,为半自形—他形柱状,多呈定向分布,部分填隙状分布。磁铁矿含量15%~30%,呈半自形—他形粒状,大小一般0.01~0.1

mm,部分0.1~0.2 mm,少量0.2~0.4 mm,呈定向分布。集合体与透明矿物相间排列,构成变余层理构造。另含少量斜长石、方解石、绿泥石、黑云母、黄铁矿、黄铜矿等。

磁铁黑云石英(片)岩:矿石呈深灰色,含鳞 片粒状变晶结构,变余层理构造,灰白相间条带 发育。石英含量 50%~75%,为他形粒状,大小 0.1~0.2 mm,部分 0.2~0.3 mm,少量大于 0.3 mm,主要呈镶嵌状定向分布,构成矿石主体部 分。黑云母含量 10%~15%,为片状,直径 0.1~ 0.3 mm,部分 0.5~1.5 mm,定向分布,部分集合 体似条痕、条纹状定向分布,局部被绿泥石交代。 磁铁矿含量 15%~25%,呈半自形—他形粒状,大 小 0.01~0.1 mm,部分 0.1~0.2 mm,少量 0.2~ 0.4 mm,呈定向分布。另含少量斜长石、角闪石、 石榴子石等。

研究区 C 矿组磁铁矿层及其夹层中普遍发育 石榴子石。薄片鉴定显示,石榴子石一般呈半自形 粒状,大小 1~5 mm,少量 0.5~1 mm,星散状分布, 可见网状裂隙,沿裂隙有绿泥石、方解石及石英交 代,属铁铝榴石。

研究区矿石镜下鉴定均可见轻微碎裂,岩石内 部可见裂隙,沿裂隙有方解石充填交代。变质相为 绿片岩相—角闪岩相。



图版 I Plate I

a、b.条带状磁铁石英岩矿;c.条带状磁铁石英岩透射光;d.条带状磁铁石英岩反射光;e.条带状磁铁矿中Hb+Mtf、Mt+星点状 Cp; g.条带状磁铁矿中 Mt+Py;h.磁铁黑云石英片岩中 Mt+Py。Hb—角闪石;Mt—磁铁矿;Cp—黄铜矿;Py—黄铁矿

3 矿床地球化学特征

选取练村铁矿床 8 件矿石样品进行全岩主量、 微量和稀土元素测试。矿石主量和微量元素在中 国地质科学院国家地质实验测试中心完成,主量元 素采用 Phillips PW 2404 型 X 荧光光谱仪分析测 试,RSD 小于 2%~3%,微量及稀土元素分析利用 酸溶法制备样品,在 Finnigan Element 型 ICP-MS 下进行测试,RSD 小于 2.5%。测试结果见表 1。

3.1 主量元素

样品分析结果(表 1)表明,矿石样品中 SiO₂含 量在 40.43%~47.23%之间,平均 43.77%; TFe₂O₃含 量在 40.77%~53.13%之间,平均 46.92%; Al₂O₃含 量在 0.33%~1.87%之间,平均 0.87%(需要说明的 是,本次 8 件矿石样品中有 6 件样品 Al₂O₃含量小 于 0.8%,只有 2 件样品 Al₂O₃含量大于 1.5%); MgO 含量在 0.46%~2.15%之间,平均 1.51%; CaO 含量在 1.32%~3.06%之间,平均 2.12%; 其他,如 Na₂O₅K₂O₅, TiO₂, MnO 含量大多小于 0.1%。 研究区磁铁矿石中 Al₂O₃ 、K₂O₅Na₂O₅, TiO₂, MnO、 MgO 等主量元素含量均很低,指示其具有海洋化学 沉积物的特征,个别样品含量偏高,表明可能有少 量陆源物质参与。

在矿石主量元素划分三角图(图3)中,8件矿 石样品全部投影在世界条带状铁矿石分布范围。

3.2 微量元素

微量元素测试结果(表1)及原始地幔标准化蛛 网图(图 4-a)显示,大离子亲石元素 Sr 和高场强元

素 Nb、Ta、Zr、Hf、Ti 明显亏损,此外 Rb、U、La、Pb、 Eu 元素正异常。微量元素中 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^[20],一般认为 铁质页岩的 Ti/V 值在 1.33~10.90 之间,火山建造 的 Ti/V 值为 13~85。练村铁矿 8 件矿石样品的 Ti/V 值在 15.38~29.91 之间,平均 24.13,与火山建 造一致。Sr/Ba 值也常被作为判断成矿物质来源的 参数。

一般认为,火山岩和海相沉积物的 Sr/Ba 值大 于1,陆源沉积物的 Sr/Ba 值小于1^[20],练村铁矿铁 矿石的 Sr/Ba 值在0.32~9.64 之间,平均2.51。8 件 矿石样品中4件样品的 Sr/Ba 值大于1,另4件样品 的 Sr/Ba 值小于1。结合其他参数,认为练村铁矿成 矿主要与火山作用有关,但可能有少量陆源物质 参与。

矿石稀土元素总量较低(表 1), ΣREE 在 7.36× 10⁻⁶~21.15×10⁻⁶之间,平均 12.8×10⁻⁶。经 PAAS 标 准化后,练村铁矿的稀土元素具有较一致的配分型 式(图 4-b)。均表现为重稀土元素相对轻稀土元素 富集((La/Yb)_{PAAS}=0.43~0.79,平均 0.55),具有明 显的 La 正异常(La/La^{*}_{PAAS}=1.04~1.26,平均 1.15)、 强烈的正 Eu 异常(Eu/Eu^{*}_{PAAS}=2.33~3.47,平均 2.88)和Y异常(Y/Y^{*}_{PAAS}=1.43~1.88,平均 1.68), 以及微弱的负 Ce 异常(Ce/Ce^{*}_{PAAS}=0.86~0.93,平 均 0.90)。Y/Ho 值较高(Y/Ho=38~48,平均 44), 显示了与海水的亲缘性。以上稀土元素特征与华北 克拉通内其他 BIF 铁矿稀土元素特征,除在部分元素 异常强度上存在差别外,其他特征基本一致。



图 3 练村铁矿区矿石主量元素划分三角图(据参考文献[20]修改,图中阴影部分表示世界 BIF 铁矿分布区) Fig. 3 Triangulation diagrams of ore main elements in Liancun iron deposit

ц. р.									
岩性				磁铁角	闪石英岩				
样品号	练 31	练 32	练 33	练 34	练 35	练 36	练 37	练 38	
TFe ₂ O ₃	47.79	40.77	47.92	47.69	49.88	45.42	42.76	53.13	
SiO ₂	45.47	45.28	43.26	41.31	40.93	47.23	46.27	40.43	
Al_2O_3	0.39	1.87	0.33	1.64	0.80	0.66	0.76	0.48	
MgO	0.46	1.24	1.88	1.88	2.15	1.23	1.77	1.42	
CaO	1.32	2.44	2.18	3.06	1.91	1.77	1.38	2.91	
Na ₂ O	0.078	0.064	0.037	0.051	0.026	0.050	0.062	0.020	
K ₂ O	0.18	0.88	0.034	0.46	0.19	0.062	0.36	0.043	
P_2O_5	0.055	0.14	0.19	0.11	0.10	0.10	0.12	0.089	
TiO_2	0.025	0.14	0.018	0.075	0.072	0.042	0.038	0.032	
MnO	0.076	0.063	0.093	0.13	0.22	0.066	0.092	0.19	
Li	6.65	3.52	0.57	5.99	0.82	1.38	8.83	0.24	
Be	0.36	0.81	0.11	0.22	0.30	0.04	0.56	0.12	
Р	362	670	974	488	531	520	899	485	
Sc	0.44	1.68	0.31	0.98	0.99	0.65	1.04	0.45	
Ti	138	571	65.5	357	284	192	220	123	
V	8.65	19.10	4.26	12.80	10.30	6.42	8.09	6.38	
Cr	5.32	10.50	3.83	5.13	24.00	4.52	8.35	3.73	
Mn	752	445	690	901	1620	453	895	1330	
Со	4.95	5.32	4.45	4.95	4.68	4.71	5.31	3.63	
Ni	3.38	6.77	3.21	5.14	4.54	2.62	5.17	3.15	
Cu	1.77	6.56	1.48	11.80	1.59	1.01	1.31	0.63	
Zn	10.80	11.80	9.55	25.80	15.20	15.30	15.30	12.00	
Ga	1.26	3.12	0.84	3.45	1.70	3.87	1.97	1.36	
Ge	3.18	4.66	1.72	2.45	3.20	1.59	3.60	3.05	
Rb	16.50	65.2	1.15	25.3	7.77	2.10	34.6	1.55	
Sr	24.5	95.9	41.7	24.8	22.1	13.8	26.5	73.4	
Y	2.80	6.22	6.09	4.71	4.57	4.97	7.47	3.80	
Zr	5.73	20.0	4.27	10.4	8.94	5.36	7.54	2.93	
Nb	0.36	1.21	0.14	0.26	0.47	0.17	0.55	0.28	
Mo	0.13	0.16	0.10	0.16	0.66	0.18	0.29	0.09	
Sn	0.21	0.22	0.09	0.19	0.17	0.12	0.31	0.11	
Cs	3.25	5.21	0.12	2.19	0.27	0.27	3.06	0.10	
Ba	68.6	82.9	9.34	40.0	26.2	4.66	62.7	7.94	
Hf	0.15	0.49	0.09	0.27	0.23	0.14	0.22	0.08	
Та	0.02	0.04	0.01	0.02	0.02	0.02	0.06	0.02	
Pb	1.52	5.23	1.05	2.68	3.68	1.24	0.88	1.39	
Th	0.26	0.58	0.11	0.49	0.27	0.24	0.81	0.16	
U	0.09	0.30	0.07	0.24	0.11	0.02	0.24	0.06	
Sm⁄Yb	1.24	1.76	1.27	1.72	1.17	0.94	1.22	1.24	
Eu/Sm	0.61	0.47	0.67	0.47	0.66	0.78	0.60	0.63	
Sr/Ba	0.36	1.16	4.46	0.62	0.84	2.96	0.42	9.24	
$T_{\rm F}/V$	15.05	20.00	15 39	27.89	27.57	20.01	27 10	10.20	

表1 练村铁矿矿石主量、微量和稀土元素组成及相关参数

2022	年
------	---

								续表1
岩性								
样品号	练 31	练 32	练 33	练 34	练 35	练 36	练 37	练 38
La	1.65	4.08	1.84	3.49	2.56	2.30	2.93	1.46
Ce	2.76	8.03	3.30	6.67	4.58	3.99	5.46	2.83
Pr	0.32	0.99	0.43	0.79	0.55	0.46	0.66	0.36
Nd	1.23	3.94	1.80	3.04	2.12	1.82	2.66	1.49
Sm	0.23	0.80	0.40	0.57	0.40	0.34	0.58	0.31
Eu	0.14	0.38	0.27	0.26	0.26	0.27	0.35	0.20
Gd	0.26	0.83	0.51	0.57	0.46	0.41	0.69	0.35
Tb	0.04	0.12	0.08	0.08	0.07	0.07	0.11	0.05
Dy	0.25	0.74	0.52	0.52	0.46	0.48	0.70	0.35
Y	2.8	6.22	6.09	4.71	4.57	4.97	7.47	3.8
Ho	0.06	0.16	0.13	0.12	0.11	0.12	0.16	0.08
Er	0.19	0.48	0.37	0.34	0.34	0.38	0.50	0.26
Tm	0.03	0.07	0.05	0.05	0.05	0.06	0.08	0.04
Yb	0.19	0.46	0.31	0.33	0.34	0.37	0.47	0.25
Lu	0.03	0.07	0.05	0.05	0.06	0.05	0.08	0.04
Σree	7.36	21.15	10.06	16.88	12.36	11.13	15.42	8.07
LREE	6.33	18.22	8.03	14.81	10.47	9.18	12.64	6.64
HREE	1.04	2.93	2.03	2.07	1.89	1.95	2.78	1.42
LREE/HREE	6.10	6.22	3.96	7.17	5.54	4.71	4.54	4.67
(La/Yb) _{PAAS}	0.65	0.66	0.43	0.79	0.55	0.46	0.46	0.43
Eu/Eu [*] _{PAAS}	2.93	2.34	3.04	2.33	3.10	3.47	2.80	3.03
Ce/Ce [*] _{PAAS}	0.88	0.92	0.86	0.93	0.89	0.89	0.90	0.91
La/La [*] _{PAAS}	1.24	1.05	1.26	1.04	1.11	1.22	1.13	1.16
Y/Y_{PAAS}^*	1.84	1.43	1.88	1.53	1.61	1.63	1.76	1.77
Pr/Pr*	1.01	1.03	1.02	1.03	1.03	1.01	1.02	1.01
Y/Ho	47	38	48	41	41	41	46	46

注:La/La^{*}_{PAAS} = La_{PAAS}(3×Pr_{PASS}-2×Nd_{PASS});Ce/Ce^{*}_{PAAS} = 2Ce_{PAAS}/(La_{PAAS}+Pr_{PAAS});Pr/Pr^{*}_{PAAS} = 2Pr_{PAAS}/(Ce_{PAAS}+Nd_{PAAS});Eu/Eu^{*}_{PAAS} = Eu_{PAAS}/(0.67Sm_{PAAS}+0.33Tb_{PAAS});Y/Y^{*}_{PAAS} = 2Y_{PAAS}/(Dy_{PAAS}+Ho_{PAAS});标准化数据据参考文献[21-22];主量元素含量单位为%,微量和稀 土元素含量单位为10⁻⁶



1264

4 讨 论

4.1 成矿物质来源

国内外关于 BIF 硅铁建造中硅、铁物质来源一 直存在争议。目前大多数学者倾向于硅、铁质主要 来自于洋脊的海底高温热液与海水一定程度的混 合,少部分来自陆壳岩石的风化^[23-26];少数学者认 为硅、铁质主要来源于基性陆壳岩石的风化^[27-28]。 根据矿石中稳定的 Ge/Si 值,认为硅、铁质具有不同 来源,铁质主要来源于海底热液,而硅质主要来源 于陆壳岩石的风化^[29]。

Al₂O₃-SiO₂判别图解主要用于判别铁-锰岩石 的起源^[30]。在Al₂O₃-SiO₂判别图解(图 5-a)中,练 村铁矿石样品均落入热液区,暗示研究区 BIF 成矿 物质沉积时与海底热液活动有关,热流体可能提供

了硅、铁质。

稀土元素在 BIFs 的沉积过程中分馏极小,因此,可以有效地示踪硅铁建造的物质来源及沉积环境^[31]。此外,由于稀土元素系统的封闭性和很低的 水岩反应速率,较好地说明了硅铁建造中的稀土元 素并不受成岩作用及成岩后的区域和接触变质作 用影响^[23]。

现代海水的稀土元素配分模式表现为轻稀土 元素相对亏损、重稀土元素相对富集,La和Y正异 常和Ce负异常^[32-33]。练村铁矿石的稀土元素配分 曲线显示,轻稀土元素相对亏损、重稀土元素相对 富集,具有明显的La(La/La^{*}_{PAAS} = 1.04~1.26,平均 1.15)和Y(Y/Y^{*}_{PAAS} = 1.43~1.88,平均1.68)正异常, 微弱的Ce(Ce/Ce^{*}_{PAAS} = 0.86~0.93,平均 0.90)负异 常,其特征与现代海水的稀土元素配分模式相符,



Sm/Yb-Y/Ho (b), Eu/Sm-Sm/Yb (c) and Eu/Sm-Y/Ho (d) mode maps

暗示海水可能参与了含铁建造的形成。此外,Y/Ho值也常被作为判断海水或非海相沉积的有效指标。研究表明,热液流体Y/Ho值为26~28,陆相岩石和球粒陨石的Y/Ho值恒为26,海水的Y/Ho值为43~80,并随海水深度的增加而减小^[32-35]。练村铁矿石的Y/Ho=38~48,平均44,暗示了练村铁建造形成过程中与海水的亲缘性。

Eu 的正异常是海底高温热液的典型特征^[36], 无论是 Algoma 型还是 Superior 型 BIFs 均具有明显 的正 Eu 异常(1.33~6.5)^[11,37-38],指示了海底高温 热液沉积成因。正 Eu 异常的强弱反映了 BIFs 形成 环境的氧化还原状况,热液组分越多,形成环境越 还原,正 Eu 异常越明显,反之亦然^[3]。有学者通过 研究提出,与火山作用关系密切的 Algoma 型 BIF 的 Eu/Eu*值大于 1.8,而距离火山口较远的 Superior 型 BIF 的 Eu/Eu*值小于 1.8^[38]。练村铁矿矿石样 品 Eu/Eu*=2.33~3.47,平均2.88,与 Algoma 型 BIF 的 Eu 异常特征一致,暗示有较多的高温热液流体 参与了 BIF 的形成。

综上所述,练村铁建造稀土元素配分特征表明,其沉积过程主要与海水与海底高温热液相关, 其成矿物质来源于海水与海底高温热液流体的混 合溶液。针对如何判断海水与热液的贡献度大小, Sm/Yb-Y/Ho、Eu/Sm-Sm/Yb、Eu/Sm-Y/Ho 组合 图解用以判别海水与高温热液的混合比例大小^[39]。 通过对练村铁矿石样品投至 Sm/Yb-Y/Ho、Eu/Sm-Sm/Yb、Eu/Sm-Y/Ho 判别图解(图 5-b、c、d)中, 可以看出区内矿石大多落于 0.1% 热液附近, 且多数 小于 0.1% 热液。结合前述分析结果, 由此判断研究 区铁建造成矿物质主要来源于海水与高温热液的 混合溶液, 其中海水的贡献略大于热液。这与目前 前寒武纪 BIFs 成矿物质来源的主流认识一致。

4.2 沉积环境

在自然界中,Ce 通常呈稳定的+3 价态,但在氧 化条件下,Ce⁺³会被氧化成 Ce⁺⁴,然而 Ce⁺⁴容易发 生水解而被水体中悬浮颗粒强烈吸收影响稀土元 素配分型式呈现出负 Ce 异常特征,因此,Ce 异常 被用来判断古海洋的氧化还原环境^[40]。有学者提 出用常规算法计算 Ce 异常,其负 Ce 异常的出现可 能与 La 的正异常有关;因此,用常规算法下的 Ce 异 常和 Pr 异常共同限定并判别真正的 Ce 异常,建立了 Pr/Pr^{*} -Ce/Ce^{*} 图解^[41]。研究区 8 件磁铁矿石样品 在 Pr/Pr^{*} -Ce/Ce^{*} 判别图解(图 6)上全部落入正 La 异常区,缺乏负 Ce 异常,暗示研究区含铁建造沉积期 间古海洋整体处于缺氧环境。

4.3 矿床成因类型

研究表明,无论是 Algoma 型还是 Superior 型 BIFs,都是由地球早期的海底火山热液喷气作用形成的,属于同一成矿系统,差异主要是形成的构造 背景不同。在某些有利环境和条件下,二者可密切 共生,空间上相互过渡(表 2)^[11]。相对 Superior 型 BIFs 而言,Algoma 型 BIFs 与火山活动关系更密切, 距离同期火山活动中心更近,多形成于深水盆地, 环境更还原,Superior 型 BIF 与此相反^[11]。





Table 2 The BIFs contrast of Algoma and Superior types					
判别标志	Algoma 型	Superior 型			
形成时代	中新太古代为主,2.8~2.5 Ga 为高峰期	古元古代为主,2.5~1.8 Ga 为高峰期			
含铁建造类型	与超基性、基性火山岩-火山沉积岩相关	与碎屑岩−碳酸盐岩相关			
构造环境	岛弧、弧后盆地或扩张大洋中脊附近	被动大陆边缘,大陆架浅海环境,克拉通内部盆地			
矿物相	主要为磁铁矿相	具有明显的相分带,可见磁铁矿、碳酸盐和赤铁矿相			
变质相	绿片岩相—角闪岩相,混合岩化较强	一般为绿片岩相变,混合岩化不明显			

表 2 Algoma 型和 Superior 型 BIF 铁矿类型判别^[19]

练村铁矿含铁建造赋存于新太古界太华岩群 变质岩系中。含铁建造主要岩性组合为斜长角闪 岩(片麻岩)、石榴子石斜长角闪岩、黑云斜长片麻 岩、云母石英片岩、条带状磁铁(角闪)石英岩等,原 岩恢复结果表明,角闪岩类原岩为玄武岩类火山 岩。片麻岩类原岩主要为粘土质杂砂岩,石英岩类 主要为杂砂岩及硅铁沉积物。整个含铁建造的原 岩建造为一套火山岩-火山碎屑岩-沉积岩-含铁建 造^[18];根据构造环境判别结果,磁铁矿的围岩斜长 角闪岩(片麻岩)原岩为火山弧玄武岩,进一步判别 为弧后盆地玄武岩,暗示其形成环境为弧后盆 地^[18],这也代表了练村铁矿形成的构造环境;磁铁 矿矿石矿物较单一,主要为磁铁矿,其他金属矿物 含量很少。

综上,练村铁矿成因类型更接近于与火山活动 关系密切的 Algoma 型 BIF。

5 结 论

(1)河南新蔡 BIF 成矿时代为新太古代。含铁 建造岩性组合与舞阳、霍邱 BIF 具有一定的相似性, 但不同地区岩性组合受沉积环境和物源的制约而 稍有差异。

(2) 矿石中 Al₂O₃、K₂O、Na₂O、TiO₂、MnO、 MgO 等氧化物的含量均很低,具有海洋化学沉积物 的特征,个别样品含量偏高可能是有少量陆源物质 参与的结果。磁铁矿石稀土元素总量较低,平均为 12.8×10⁻⁶。稀土元素配分模式均表现为重稀土元 素相对轻稀土元素富集,具有明显的 La、Eu、Y 正 异常,微弱的 Ce 负异常。稀土元素各项特征与华 北克拉通内其他 BIF 铁矿除在部分元素异常强度上 存在些许差别外,其他特征基本一致。

(3)新蔡铁矿 BIF 成矿物质沉积时与海底热液 活动有关,热流体可能提供了硅、铁质。铁矿石的 稀土元素配分特征及相对较高的 Y/Ho 值(平均值 44),表明其沉积过程主要与海水及海底高温热液 相关,其成矿物质来源于海水与海底高温热液流体 的混合溶液,其中海水的贡献略大于热液。铁建造 在沉积期间古海洋整体处于缺氧环境,含铁建造沉 积的构造环境为弧后盆地。

(4)综合新蔡地区 BIF 铁矿床地质特征、地球 化学特征、形成时代、含铁建造类型、构造环境、矿 物相、变质相等方面特征,认为本区铁矿床成因类 型更接近于与火山活动关系密切的 Algoma 型 BIF。

致谢:感谢河南龙成集团有限公司郭忠新经理 在野外工作中的大力支持,感谢中国地质大学(武 汉)蒋少涌老师和苏慧敏、朱康钰博士在测试及岩 相学观察中给予的帮助和指导。

参考文献

- [1] 沈保丰, 翟安民, 陈文明, 等. 中国前寒武纪成矿作用[M]. 北京: 地 质出版社, 2006: 55-63.
- [2] 沈保丰.中国 BIF 型铁矿床地质特征和资源远景[J].地质学报, 2012,86(9):1376-1395.
- [3] James H L. Sedimentary facies of iron formation [J]. Economic Geology, 1954, 49(3): 235–293.
- [4] James H L.Distribution of banded iron-formation in space and time[C]// Trendall A F, Morris R C. Developments in Precambrian Geology, 1983,6: 471-490.
- [5] Gross G A. A classification of iron formations based on depositional environments[J]. Canadian Mineralogist, 1980, 18(2): 215–222.
- [6] 代堰锫,朱玉娣,张连昌,等.国内外前寒武纪条带状铁建造研究现 状[J].地质论评,2016,62(3):735-757.
- [7] Hou K J, Li Y H, Gao J F, et al. Geochemistry and Si-O-Fe isotope constraints on the origin of banded iron formations of the Yuanjiacun Formation, Lvliang Group, Shanxi, China [J]. Ore Geology Reviews, 2014, 57: 288–298.
- [8] 程裕淇.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[J].地质学报,1957,37(2):153-189.
- [9] 万渝生,董春艳,颉颃强,等.华北克拉通早前寒武纪条带状铁建造形成时代—SHRIMP 锆石 U-Pb 定年[J].地质学报,2012,86(9): 1447-1478.

- [10] 张连昌,代堰锫,王长乐,等.鞍山一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[J].地球科学与环境学报, 2014,36(4):1-15.
- [11] 李延河,侯可军,万德芳,等.Algoma 型和 Suerior 型硅铁建造地球 化学对比研究[J].岩石学报,2012,28(11): 3513-3519.
- [12] 刘磊,杨晓勇.华北克拉通南苑霍邱杂岩岩石成因及 BIF 成矿作 用[J].矿物学报,2015,增刊: 531.
- [13] 刘磊,杨晓勇.安徽霍邱 BIF 铁矿地球化学特征及其成矿意 义——以班台子和周油坊矿床为例[J].岩石学报,2013,29(7): 2551-2566.
- [14]杨晓勇,王波华,杜贞保,等.论华北克拉通南缘霍邱群变质作用、 形成时代及霍邱 BIF 铁矿成矿机制[J].岩石学报,2012,28(11): 3476-3496.
- [15] 姚通,李厚民,肇创,等.河南舞阳地区铁山庙式铁矿:一种特殊的 BIF[J].矿床地质,2014,33(增刊):153-154.
- [16]张阔,沈保丰,孙丰月,等.河南舞阳地区赵案庄铁矿床成矿时代 及地质意义——中国最古老的岩浆型铁矿床[J].矿床地质, 2016,35(5):889-901.
- [17] Lan C Y, Yang A Y, Wang C L, et al. Geochemistry, U-Pb zircon geochronology and Sm - Nd isotopes of the Xincaibanded iron formation in the southern margin of the North China Craton: Implications on Neoarchean seawater compositions and solute sources[J]. Precambrian Research, 2017, 326: 240-257.
- [18]杨崇科,卢欣祥,杨延伟,等.河南新蔡练村铁矿床地质特征与成 矿构造背景[J].矿产与地质,2018,32(6):1027-1034.
- [19] 张连昌, 翟明国, 万渝生, 等. 华北克拉通前寒武纪 BIF 铁矿研究: 进展与问题[J]. 岩石学报, 2012, 28 (11): 3431-3445.
- [20] 沈其韩,宋会侠,赵子然.山东韩旺新太古代条带状铁矿的稀土和 微量元素特征[J].地球学报,2009,30(6):693-699.
- [21] Sun S S, Mcmonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes [C]// Saunders A D, Norry M J. Magmatism in the Ocean Basins. London. Geological Society, 1989, 42: 301–315.
- [22] Mclennan S M. Rare erath elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes [J]. Review in Minerlogy and Geochemistry, 1989, 21: 169–200.
- [23] Bau M. Effects of syn-and post-depositional processes on the rareearth element distribution in Precambrian iron – formations [J]. European Journal of Mineralogy, 1993, 5(2): 257–267.
- [24] Beukes N J, Klein C. Geochemistry and sedimentology of afacies transiton-from microbanded to granular iron-formation-in the Early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa [J]. Precambrian Research, 1990, 47(1/2): 99–139.
- [25] Dymek R F, Klein C. Chemistry, petrology and origin of bandedironformation lithologies from the 3800Ma Isua supracrustal belt, West Greenland[J].Precambrian Research, 1998, 39(4): 247–302.
- [26] Shimizu H, Umemoto N, Masuda A, et al.Sources of iron-formations in the Archean Isua and Malene supracrustals, West Greenland: Evidence from La ⁻Ce and Sm ⁻Nd isotopic data and REE abundances [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1990, 54(4): 1147–1154.

- [27] Adekoya J A.The geology and geochemistry of the Maru banded ironformation, northwestern Nigeria[J].Journal of African Earth Sciences, 1998,27(2): 241–257.
- [28] Kholodov V N, Butuzova G Y. Problems of iron and phosphorus geochemistry in the Precambrian [J]. Lithology Mineral Resources, 2001,36(4): 291–302.
- [29] Hamade T, Konhauser K O, Raiswell R, et al. Using Ge /Si ratios to decouple iron and silica fluxes in Precambrian banded iron formations[J]. Geology, 2003, 31(1): 35–38.
- [30] Wonder J, Spry P, Windom K.Geochemistry and origin of manganeserich rocks related to iron – formation and sulfide deposits, western Georgia[J].Economic Geology, 1988, 83: 1070–1081.
- [31] Bekker A, Slack J F, Planavsky N, et al. Iron formation: The sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic, and biospheric processes [J]. Economic Geology, 2010, 105 (3): 467–508.
- [32] Bau M, Dulski P.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[J].Chemical Geology, 1999, 155(1/2): 77–90.
- [33] Bolhar R, Kamber B S, Moorbath S, et al. Characterisation of Early Archaean chemical sediments by trace element signatures [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2004, 222(1): 43–60.
- [34] Byrne R H, Lee J H. Comparative yttrium and rare earth element chemistries in seawater[J].Marine Chemistry, 1993, 44(2/4): 121–130.
- [35] Nozaki Y, Zhang J, Amakawa H. The fractionation between Y and Ho in the marine environment [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1997, 148: 329–340.
- [36] Danielson A, Moller P, Dulski P. The europium anomalies in banded iron formations and the thermal history of the Oceanic – crust [J]. Chemical Geology, 1992, 97(1/2): 89–100.
- [37] 李志红,朱祥坤,唐索寒.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[J].岩石矿物学 杂志,2008,27(4):285-290.
- [38] Huston D L, Logan G A. Barite, BIFs and bugs: Evidence for the evolution of the Earth's early hydrosphere [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2004, 220: 41–55.
- [39] Alexander B W, Bau M, Andersson P, et al. Continentally-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 [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2008,72: 378–394.
- [40] Alibo D S, Nozaki Y. Rare earth elements in seawater: particle association, shale – normalization, and Ce oxidation [J]. Geochim Cosmochim Acta, 1999, 63: 363–372.
- [41] Bau M, Dulski P. Distribution of yttrium and rare –earth elements in the Penge and Kuruman iron formations, Transvaal Supergroup, South Africa[J]. Precambrian Research, 1996, 79: 37–55.
- ①卢欣祥,韩宁,杨延伟,等.河南东秦岭-大别山及邻区花岗岩和主要金属矿产分布规律图.2018.