

论中生代岩浆活动对海南石碌富铁矿床的改造作用^{*}

廖震, 王玉往, 王京彬, 张会琼, 王静纯

(有色金属矿产地质调查中心, 北京 100012)

摘 要 石碌铁矿位于海南省昌江县境内, 是中国最大的富铁矿床。该矿区及其周边中生代侵入岩广泛发育, 岩浆活动对矿床影响强烈, 其结果主要产生两类改造型矿石, 即石榴子石磁铁矿矿石和黄铁矿磁铁矿赤铁矿矿石。通过对改造型矿石的矿相学研究、矿石及矿物的硫同位素和微量元素分析, 表明改造型矿石中的赤铁矿发生了磁铁矿化, 其中的硫主要来源于岩浆, 而铁和微量元素主要来自原矿石。结合矿床地质特征得出以下初步认识: 岩浆改造作用主要发生于石碌铁矿形成富矿之后, 可能主要属于一种热改造, 其结果可能并未使铁矿床进一步变富, 而是使赤铁矿体发生磁铁矿化。

关键词 地质学; 石碌铁矿; 中生代岩浆活动; 改造作用; 磁铁矿化; 海南

中图分类号: P618.31

文献标志码: A

Discussion on role of Mesozoic magmatism in reformation of Shilu iron deposit in Hainan

LIAO Zhen, WANG YuWang, WANG JingBin, ZHANG HuiQiong and WANG JingChun

(China Non-ferrous Metals Resource Geological Survey, Beijing 100012, China)

Abstract

The Shilu iron ore deposit in Changjiang County of Hainan Province is the largest high-grade iron deposit in China. Mesozoic intrusions are widely distributed in and around the ore district. Intense effect of magmatism on the ore deposit yielded two types of reformed ores, i. e., garnet-magnetite ore and pyrite-magnetite-hematite ore. Mineralogy researches on the reformed ores, together with the evidence from sulfur isotope and trace elements of ores show that hematite changed into magnetite during the reformation, with sulfur mainly derived from magma, and iron and trace elements derived from the original ore. Considering the geological characteristics of the ore deposit, it is concluded that the magmatic reformation action occurred later than the enrichment of the Shilu iron deposit, probably belonging to a kind of thermal reformation which resulted in the magnetitization of hematite without the enrichment of the ore.

Key words: geology, Shilu iron ore deposit, Mesozoic magmatism, reformation, magnetitization, Hainan Province

石碌铁矿位于海南省昌江县境内, 该矿以大且富而著称, 曾被誉为“亚洲最大的富铁矿”。目前在 该矿区已探明铁矿石储量达 4.17 亿吨以上[平均品

位 $w(\text{Fe})$ 51.15%, 最高品位达 69% 以上], 钴矿石 储量约 4.07 Mt, 平均品位 $w(\text{Co})$ 0.294%, 最高品 位达 1.1% 以上], 铜矿石储量约 6.65 Mt, 平均品位

^{*} 本文获得全国危机矿山项目(项目编码: 200699105)资助

第一作者简介 廖震, 男, 1982 年生, 工程师, 主要从事矿床地质及矿产资源方面的研究工作。Email: lz@cnnm.com

收稿日期 2010-12-10; 改回日期 2011-02-14。张绮玲编辑。

$\alpha(\text{Cu}) 1.18\%$,最高品位达 18% 以上)。另外, Ni 、 $\text{Ag}(\text{Au})$ 、 Pb 、 Zn 等金属矿产以及白云岩、重晶石、石膏、硫等非金属矿产也具有一定规模,因而对该矿床的深入研究具有重要的经济价值。

石碌矿区及其周缘侵入岩广泛发育,主要包括印支-燕山早期和燕山晚期花岗岩。另外,区内尚发育有煌斑岩、辉绿岩、石英斑岩、花岗斑岩、闪长岩等多种脉岩。矿床受岩浆活动的影响十分强烈,近矿围岩常发育矽卡岩化、硅化等蚀变,且具有某些矽卡岩特征的透闪石透辉石岩与矿体整合产出,因而该矿床最早被认为是与僭县花岗岩有关的矽卡岩型矿床(或高温热液交代型矿床)。后来由于大量沉积成因证据的发现,不少研究者(黎鉴廷,1976;喻茨玫等,1980;冯建良等,1981;王寒竹,1983;吕古贤,1988;中国科学院华南富铁科学研究队,1986)将其归为主要与沉积作用(包括火山沉积或火山热液沉积作用)有关的矿床,但仍强调其受后期(岩浆)热液叠加作用的影响明显。最新的研究(许德如等,2009)认为,该矿床存在两期岩浆热液叠加成矿作用,富铁矿的形成主要与印支-燕山早期花岗岩的侵入有关。因此,研究矿床受岩浆活动的改造作用对认识矿床成因以及指导找矿具有重要的意义。岩浆活动对矿床改造作用的结果是形成一系列岩浆(热液)改造型矿石,该类矿石在矿区特别是在矿体与侵入岩体接触带附近分布广泛。本文拟对石碌区内主要的岩浆(热液)改造型矿石进行系统的矿相学及地球化学研究,再结合其分布规律探讨岩浆活动对该矿床形成的影响。

1 区域地质背景及矿区地质特征

海南岛位于太平洋与特提斯两大构造域的交接部位。由于复杂的构造作用,多期侵入岩和喷出岩在海南岛广泛出露(许德如等,2009)。其中,侵入岩主要由印支-燕山早期和燕山晚期花岗岩组成(汪啸风等,1991;许德如等,2001;郭小月,2003;Li et al.,2006)。印支-燕山早期花岗岩主要为呈 NE 向近平行排列的琼中岩基和僭县岩基,两岩基出露面积约占全岛花岗岩出露面积的 60%(郭小月,2003)。石碌矿区位于僭县岩基的西南部,形如一叶孤舟浮于该岩基之上(图 1a)。

该矿区出露的地层主要有青白口系石碌群、震旦系石灰顶组,以及石炭系和二叠系(图 1b)。其中

石碌群是矿区的主要赋矿地层,系一套以(低)绿片岩相变质为主的浅海相和浅海-泻湖相(含铁)火山-碎屑沉积岩和碳酸盐岩建造。该建造自下而上可分为 6 层(原划分为 7 层,第 7 层即为震旦系石灰顶组),其中,石碌群第 1、3、4、5 层主要为千枚岩、石英岩、石英绢云母片岩、绢云母石英片岩等,第 2 层为结晶白云岩,普遍透辉石透闪石化、蛇纹石化等,第 6 层岩性为透辉石透闪石岩、白云岩、透辉石透闪石化白云岩、千枚岩、石英岩等,含重晶石、硬石膏等,是铁、铜、钴等矿产的主要赋矿层位,并且具有铁矿在上、铜钴矿在下的垂直分带特征。震旦系石灰顶组是矿区的次要含铁(锰)层位,为一套由变石英砂岩、含铁石英砂岩、千枚岩等为主的陆源碎屑岩,与下伏石碌群呈断层接触。

矿区构造主要为一轴向 NWW 的复式向斜,该向斜 NW 端收敛、扬起,SE 端撒开、倾伏,自北而南,由北一向斜、红房山背斜、石灰顶向斜等次级褶皱组成(图 1b)。此外,在该复式向斜上还迭加有 NNE 向以至近 SN 向的次级横跨褶皱。伴随褶皱而存在的断裂构造也较发育,主要有 NW—NNW 向、NEE—EW 向及 NNE—近 SN 向 3 组断裂。石碌矿区铁、铜、钴矿体与 NWW 向向斜同步褶皱,且主要产于向斜核部。

矿区及其周缘侵入岩分布广泛,主要有印支-燕山早期花岗岩、燕山晚期花岗岩以及更晚一些的燕山晚期岩脉。

印支-燕山早期花岗岩主要分布在矿区的南部和北部,属于僭县岩基的一部分,岩性主要为斑状/似斑状(角闪)黑云母二长花岗岩,葛小月(2003)曾获得僭县岩基高精度 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 186 Ma。该花岗岩普遍具片麻状构造,片麻理方向以 NE 向为主,与区域构造线方向一致,部分为条带状、眼球状构造。条带是由不同含量黑云母相间排列而成,眼球状构造的“眼球”主要由钾长石、少量斜长石和石英组成。总体来说,花岗岩的主要造岩矿物有石英($29\% \pm$)、钾长石($33\% \pm$)、斜长石($27\% \pm$)和黑云母($9\% \pm$)。据许德如等(2001)、葛小月(2003)的研究,该花岗岩属挤压-伸展环境下陆壳改造型钙碱性花岗岩, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -17.2 \sim -4.2$ 、 $I_{\text{Sr}} = 0.7063 \sim 0.7118$,具中等偏高的硅[$w(\text{SiO}_2) = 68.8\% \sim 73.5\%$]和铝[$w(\text{Al}_2\text{O}_3) = 12.8\% \sim 15.2\%$],其稀土元素球粒陨石标准化模式为右陡倾、Eu 负异常明显。

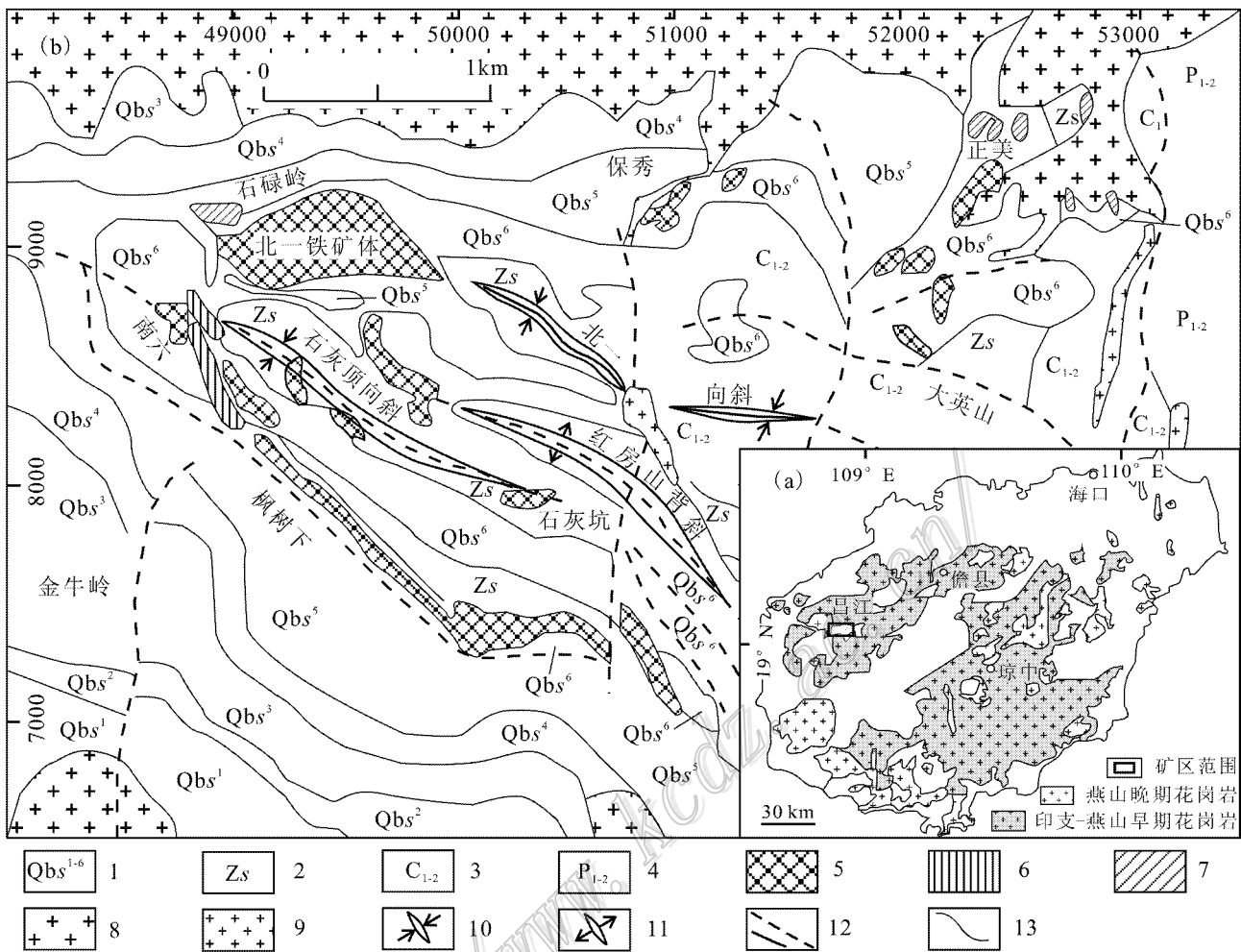


图 1 海南石碌铁矿区地质略图(据许德如等 2009 修改)

图 a 为海南岛花岗岩分布地质简图。1—石碌群第一至第六层绿片岩相变质的火山-碎屑岩和碳酸盐岩；2—震旦系石灰顶组变石英砂岩和千枚岩；3—中-下石炭统角砾岩、石英砂岩、长石砂岩、泥质岩和结晶灰岩；4—中-下二叠统泥岩、粉砂岩、砂岩、硅质黏土岩和灰岩；5—铁矿体；6—钴矿体；7—铜矿体；8—印支-燕山早期花岗岩；9—燕山晚期花岗岩斑岩；10—向斜；11—背斜；12—实测及推测断裂；13—地质界线

Fig. 1 Geological sketch map of the Shilu iron ore district in Hainan Province(modified after Xu et al., 2009)

Fig. a shows distribution of granite in Hainan Island. 1—Greenschist facies metamorphosed volcanic-clastic sedimentary and carbonate rocks of 1st to 6th layers of Shilu Group; 2—Metamorphosed quartz sandstone and phyllite of Sinian Shihuiding Formation; 3—Middle-Lower Carboniferous breccia, quartz sandstone, arkose, argillaceous rock and crystalline limestone; 4—Middle-Lower Permian mudstone, siltstone, sandstone, limestone and siliceous claystone; 5—Iron ore body; 6—Cobalt ore body; 7—Copper ore body; 8—Indosinian-Early Yanshanian granite; 9—Late Yanshanian granitic porphyry; 10—Syncline; 11—Anticline; 12—Measured and inferred faults; 13—Geological boundary

燕山晚期花岗岩主要分布在矿区西部,部分侵入于印支-燕山早期花岗岩之中,其 K-Ar 同位素年龄为 128~134 Ma(汪啸风等,1991;侯威等,1996)。该岩体可分为 2 个阶段:主侵入阶段的中、粗粒花岗岩和附加侵入阶段的细粒花岗岩(中国科学院华南富铁科学研究队,1986)。主侵入阶段的花岗岩具明显的分相现象,存在中心相粗粒花岗岩向边缘相中-细粒花岗岩过渡。花岗岩的主要矿物为石英(34%

~40%)、钾长石(30%~42%)、斜长石(18%~28%)和黑云母(3%±),副矿物主要为磷灰石、榍石、电气石、萤石。燕山晚期花岗岩属同熔型钙碱性-碱性花岗(许德如等,2009), $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -8.5 \sim -2.5$,具有高硅[$w(\text{SiO}_2) = 73.3\% \sim 75.8\%$]、高碱[$w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 平均为 8%]和高铝[$w(\text{Al}_2\text{O}_3) = 12.5\% \sim 12.9\%$]、稀土元素球粒陨石标准化模式变化较大[(La/Yb)_N = 0.51~36.0, $\delta\text{Eu} = 0.06 \sim$

0.96)等特征。

矿区脉岩主要有花岗斑岩、石英斑岩、闪长岩、煌斑岩、辉绿岩等,其 K-Ar 同位素年龄为 97~100 Ma (侯威等,1996)。其中,花岗斑岩是分布最多的脉岩,岩石为肉红色,聚斑结构,斑晶主要为钾长石、石英以及少量斜长石,花岗斑岩边缘常过渡为石英斑岩。这些脉岩主要分布在矿区东南部,在平面上常呈“S”型沿 NW(或 NNW)向和 NE(或 NNE)向两组断裂产出,垂向上,侵位于石碌群第 6 层的一系列岩脉主要位于矿体上方或旁侧,且呈小型透镜体作左行雁列式排列,指示与 NNW 向至 NW 向逆冲断层的运动方向一致(许德如等,2009)。部分岩脉切断矿体,显示明显的成矿后侵入特征。

2 岩浆(热液)改造型铁矿石矿相学和地球化学特征

岩浆(热液)改造型铁矿石分布广泛,主要分布于北一、正美、保秀等矿体边部或矿体与岩体(或岩脉)接触带附近,一般呈脉状、不规则状、斑杂状穿插于层状铁矿体之中。该类矿石主要包括 2 种:①石榴子石磁铁矿矿石(或称矽卡岩化铁矿石)(图 2A、2B),多属贫矿石,少数为富矿,具粒状变晶结构和交代结构,呈脉状产出。矿石矿物主要是磁铁矿,含少量赤铁矿及黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿等硫化物,其中赤铁矿多属于被磁铁矿交代不完全的残留体。脉石矿物有石英、石榴子石、绿帘石、透辉石、透闪石、绿泥石等,主要呈脉状、网脉状分布。其中,石榴子石呈暗棕红色或咖啡色。据前人(赵劲松等,2008)分析其成分主要为钙铁榴石;②黄铁矿磁铁矿赤铁矿石,多属高硫高炉富矿石,金属矿物主要由黄铁矿、赤铁矿及磁铁矿组成,脉石矿物以石英为主,还含不等量的石榴子石、绿帘石、阳起石等。该类矿石以发育石英、黄铁矿、石榴子石等热液矿物脉为特征(图 2C)。在热液脉中黄铁矿呈自形粒状结构,交代、蚕食磁铁矿及赤铁矿,在显微镜下也常发现黄铁矿包裹磁铁矿和赤铁矿残余体(图 2D)。在热液脉附近,磁铁矿呈交代赤铁矿的结构,并保留片状赤铁矿的假象特征(图 2E)。显微镜下,未交代完全的片状赤铁矿(强非均质性)残留体具有同时消光(或反射率同时变低)的现象,充分说明交代关系为磁铁矿交代赤铁矿。交代作用在越靠近热液脉处越强烈。从整个矿石来看,靠近热液脉处 Fe 主要以磁铁

矿形式存在,较远处变为磁铁矿+赤铁矿,再远处变为赤铁矿(图 2C、2E、2F)。总体来说,岩浆(热液)改造型矿石的矿石矿物特征充分表明,岩浆(热液)改造作用的结果使得铁矿石发生矽卡岩化(两类改造型矿石中均含大量矽卡岩矿物),以及磁铁矿大量交代赤铁矿,即赤铁矿的磁铁矿化。

主要矿石矿物的硫同位素分析结果如图 3,岩浆(热液)改造型矿石中热液脉的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 2‰~8‰,具有壳源型岩浆硫同位素特征,与矿区侵入岩硫同位素分布范围($\delta^{34}\text{S}$ 值为 2‰~10‰)基本一致,而明显不同于赋矿围岩透辉石透闪石岩(其中浸染状硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 10‰~20‰)以及铜钴矿石($\delta^{34}\text{S}$ 值为 8‰~18‰)的硫同位素特征,后者具有沉积型硫同位素特征。硫同位素分析表明,岩浆(热液)改造型矿石确实是属于岩浆热液活动的结果,其中的硫主要来自岩浆热液,而非赋矿地层或铜钴矿石活化转移而来。

岩浆(热液)改造型矿石及一些相关矿石、岩石、矿物的微量元素分析结果如表 1、图 4。分析表明岩浆改造型矿石中的热液脉(石英黄铁矿脉)与岩浆改造形成的磁铁矿化赤铁矿石/磁铁矿石、未受明显岩浆热液改造的片状赤铁矿富矿石、围岩透辉石透闪石化白云岩具有一致的稀土元素配分型式(图 4a),轻稀土元素弱富集,稀土元素配分曲线右向缓倾, Eu 弱负异常或无异常。同时,它们的微量元素原始地幔标准化曲线(蛛网图)也很相似(图 4b),曲线向右缓倾,大离子亲石元素弱富集, Nb、Ta、Sr 等负异常明显。

为了能更直接反映岩浆(热液)改造对矿石矿物微量元素的影响,本文挑选热液脉中的黄铁矿和磁铁矿、磁铁矿化赤铁矿石/磁铁矿石中的磁铁矿、片状赤铁矿富矿石里的赤铁矿进行了单矿物微量元素分析(表 1,图 4c、4d)。分析结果表明,这些矿物相互之间仍然具有高度一致的稀土元素及微量元素配分型式,并且与它们的寄主矿石的稀土元素及微量元素配分曲线(图 4a、4b)相似,只是 Eu、Nb、Ta、Sr 的负异常特征更为明显。相关矿石、岩石、矿物的微量元素及稀土元素特征指示它们的主要物质来源相同,岩浆热液活动虽然带来了一定的 S,但是 Fe 等其他元素(侵入体附近的铁矿体中 Fe 品位未明显升高)特别是稀土及微量元素主要来自原矿石,岩浆热液活动并未显著改变原矿石的稀土及微量元素特征。

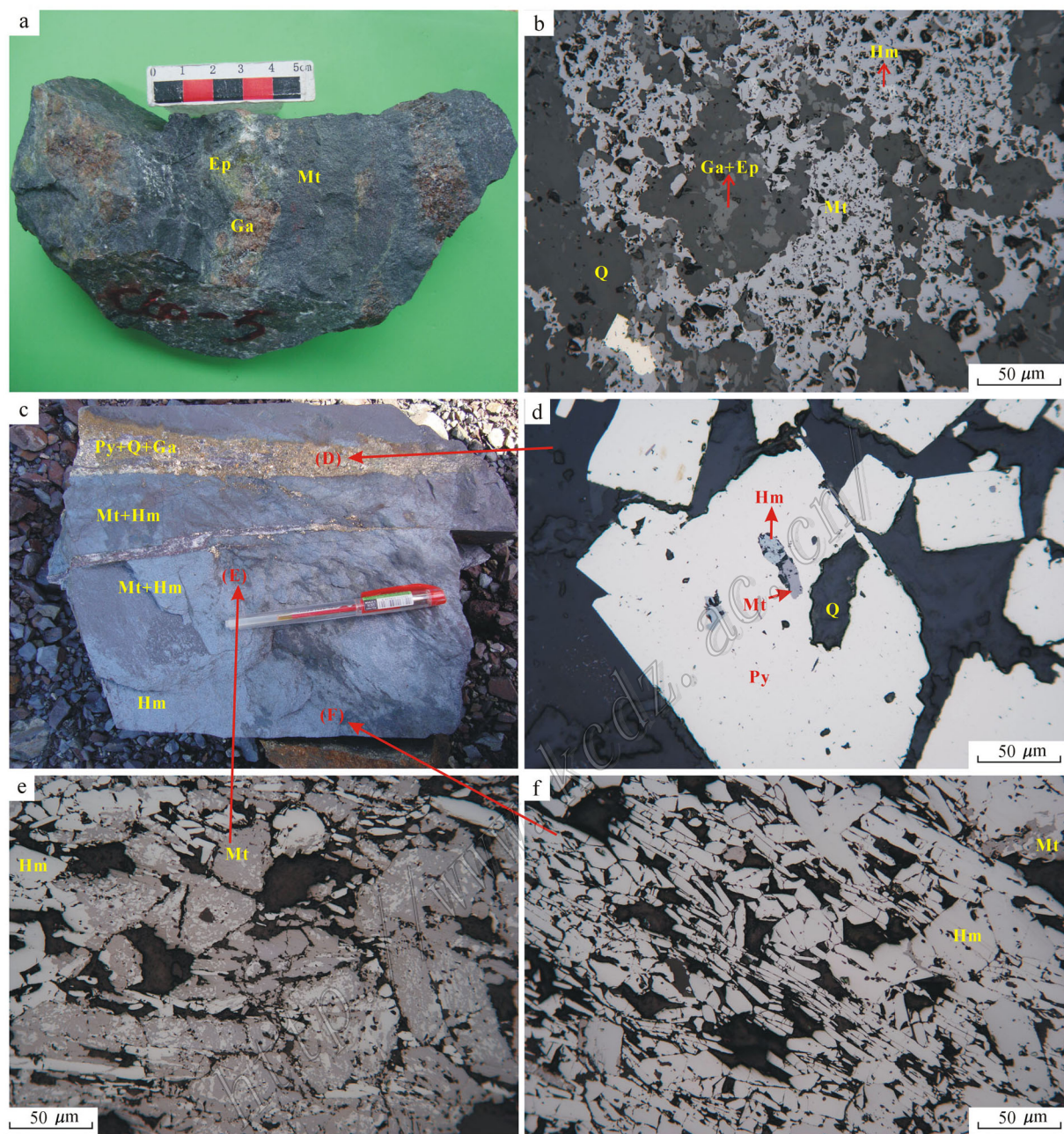


图 2 石碌铁矿床两类典型的岩浆(热液)改造型矿石特征

a. 石榴子石磁铁矿矿石,石榴子石、绿帘石、透辉石以及石英等热液矿物主要呈脉状穿插于铁矿石中,铁矿主要为磁铁矿,含少量赤铁矿及硫化物;b. a图的显微镜下特征,磁铁矿呈不规则粒状,偶见赤铁矿被磁铁矿交代的残留体;c. 含石英黄铁矿脉的磁铁矿赤铁矿矿石,脉附近以磁铁矿为主,较远处以赤铁矿为主;d. 热液脉中黄铁矿交代赤铁矿和磁铁矿现象常见(薄片位置对应c图的D处);e. 热液脉附近磁铁矿交代赤铁矿,并保留赤铁矿的片状构造特征(薄片位置对应c图的E处);f. 离热液脉较远处,铁矿以赤铁矿为主,偶见少量磁铁矿(薄片位置对应c图的F处)

Q—石英, Ga—石榴子石, Ep—绿帘石, Py—黄铁矿, Mt—磁铁矿, Hm—赤铁矿

Fig. 2 Features of two typical types of magmatic hydrothermal reformed ores in the Shilu iron deposit

a. Garnet-magnetite ore. Hydrothermal minerals like garnet, epidote, diopside and quartz are distributed as veins in iron ores mainly composed of magnetite with minor hematite and sulfide; b. Microphotograph of Fig. a under microscope. Magnetite occurs as irregular grains infrequently with hematite residue replaced by magnetite; c. Magnetite-hematite ore with quartz-pyrite veins, showing that magnetite mainly occurs near the ore vein and gradually changes into hematite outwards; d. Frequent alteration of magnetite and hematite replaced by pyrite (position of thin section located in D of Fig. c); e. Metasomatic alteration of hematite by magnetite near the hydrothermal veins, preserving sheet texture of hematite (position of thin section located in E of Fig. c); f. Hematite, the dominant Fe-bearing ore mineral far from the hydrothermal veins, occasionally with minor magnetite (position of thin section located in F of Fig. c)

Q—Quartz, Ga—Garnet, Ep—Epidote, Py—Pyrite, Mt—Magnetite, Hm—Hematite

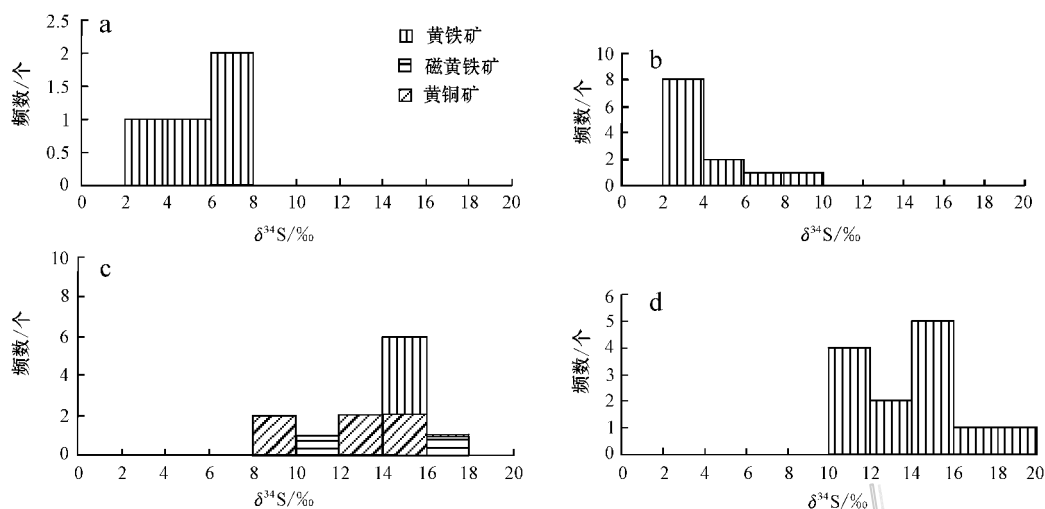


图 3 石碌铁矿床硫同位素特征

a. 岩浆改造型矿石中热液脉的硫同位素特征; b. 矿区脉岩及花岗岩的硫同位素特征; c. 铜钴矿石的硫同位素特征; d. 透辉石透闪石岩的硫同位素特征。a、c 数据为本文自测, b 数据自中国科学院华南富铁科学研究所 (1986) d 数据自许德如等 (2009)

Fig. 3 Histogram of sulfur isotope from the Shilu iron deposit

a. $\delta^{34}\text{S}$ values of hydrothermal veins in reformed ores; b. $\delta^{34}\text{S}$ values of dykes and granites; c. $\delta^{34}\text{S}$ values of Cu-Co ores; d. $\delta^{34}\text{S}$ values of diopside-tremolite rocks. Data from South China Iron-rich Scientific Research Party of CAS (1986), Xu et al. (2009) and this paper

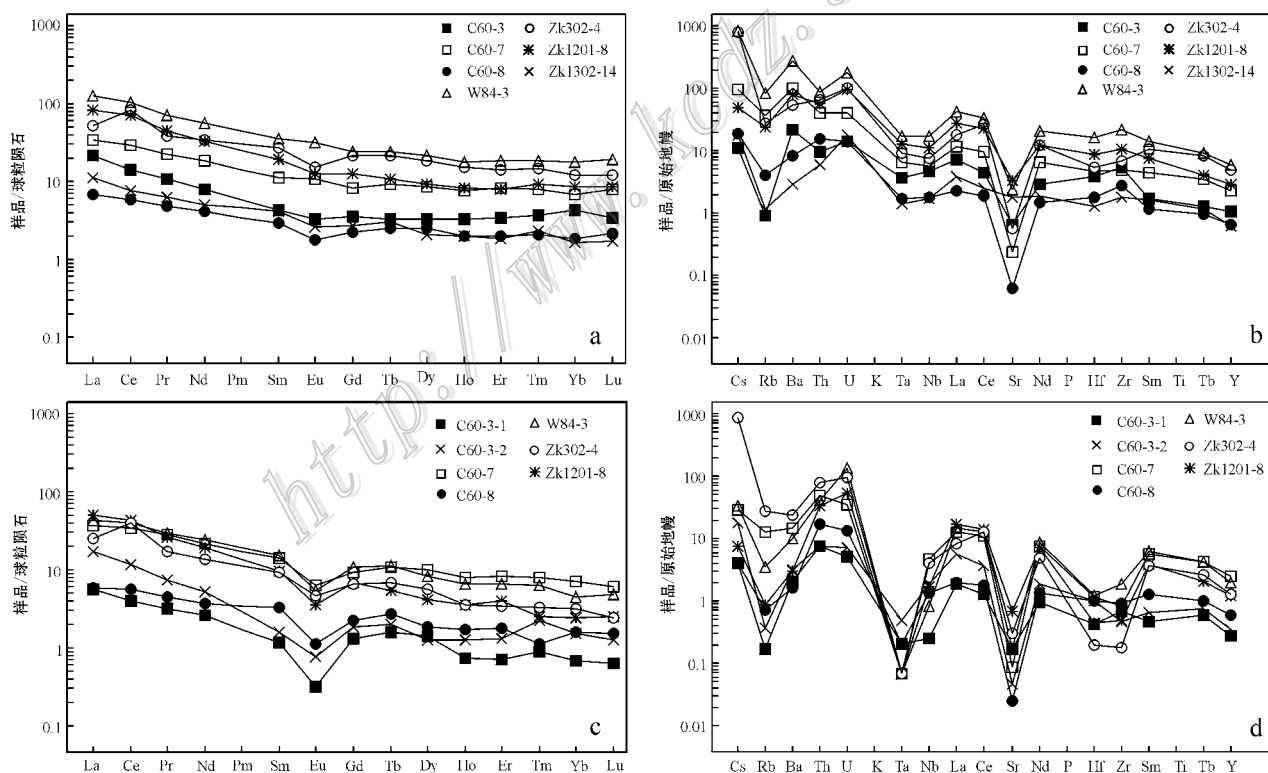


图 4 石碌铁矿床部分矿石、岩石、矿物稀土及微量元素特征

a. 富赤铁矿石、磁铁矿化赤铁矿石、透辉石透闪石白云岩以及铁矿石中热液脉(石英黄铁矿脉)等的稀土元素配分曲线; b. 与 a 图对应的微量元素蛛网图; c. 赤铁矿、磁铁矿以及热液脉中黄铁矿稀土元素配分曲线; d. 与 c 图对应的微量元素蛛网图。球粒陨石标准化值据 Sun 等 (1989), 原始地幔标准化值据 Wood 等 (1979)

Fig. 4 REE and trace element patterns of ores, rocks and minerals from the Shilu iron deposit

a. Chondrite-normalized REE patterns of ores and rocks; b. Primitive mantle normalized trace element spidergrams of ores and rocks; c. Chondrite normalized REE patterns of pyrite from hydrothermal veins; d. Primitive mantle normalized trace element spidergrams of pyrite from hydrothermal veins. Chondrite-normalized data from Sun et al., 1989; primitive mantle normalized data from Wood et al., 1979

表 1 石碌铁矿床部分矿石、岩石、矿物的稀土及微量元素组成($w_B/10^{-6}$)

Table 1 REE and trace elements contents($w_B/10^{-6}$)of ores , rocks and minerals from the Shilu iron deposit

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
样号	C60-3	C60-7	C60-8	W84-3	Zk1201-8	Zk1302-14	C60-3-1	C60-3-2	C60-7	C60-8	W84-3	Zk1302-4	Zk1201-8
	矿石	矿石	矿石	矿石	矿石	岩石	黄铁矿	磁铁矿	赤铁矿	赤铁矿	磁铁矿	赤铁矿	磁铁矿
La	5.01	8.01	1.63	29.4	19.9	2.67	1.33	4	8.87	1.41	10.3	5.91	12
Ce	8.54	18.2	3.55	62.6	43.2	4.75	2.47	7	20.5	3.4	24.3	24.6	26.7
Pr	1.02	2.16	0.46	6.63	4.25	0.6	0.3	0.69	2.71	0.42	2.83	1.64	2.49
Nd	3.68	8.49	1.9	25.9	15.6	2.38	1.22	2.42	9.88	1.71	11.3	6.27	9.1
Sm	0.65	1.72	0.44	5.46	2.89	0.63	0.18	0.25	2.19	0.5	2.34	1.44	1.49
Eu	0.19	0.62	0.1	1.82	0.72	0.15	0.018	0.045	0.37	0.064	0.31	0.27	0.2
Gd	0.72	1.68	0.46	5	2.57	0.56	0.27	0.37	1.89	0.46	2.24	1.33	1.38
Tb	0.13	0.35	0.094	0.9	0.4	0.12	0.059	0.076	0.41	0.1	0.42	0.25	0.2
Dy	0.83	2.2	0.63	5.42	2.38	0.53	0.35	0.32	2.57	0.47	2.11	1.41	1.04
Ho	0.18	0.44	0.11	1.02	0.46	0.11	0.042	0.071	0.45	0.096	0.37	0.2	0.2
Er	0.56	1.35	0.33	3.08	1.3	0.31	0.12	0.21	1.38	0.3	1.1	0.57	0.66
Tm	0.095	0.2	0.053	0.47	0.23	0.060	0.023	0.058	0.2	0.029	0.16	0.083	0.065
Yb	0.74	1.18	0.31	3.03	1.44	0.28	0.11	0.26	1.22	0.27	0.76	0.53	0.41
Lu	0.087	0.2	0.054	0.49	0.22	0.043	0.016	0.032	0.16	0.039	0.12	0.062	0.063
Y	5.010	10.8	3.04	28	13.5	2.96	1.3	1.7	11.7	2.76	9.38	6.13	5.75
Rb	0.78	31.1	3.42	69.4	20.6	0.99	0.15	0.31	10.7	0.62	3.05	23.1	0.75
Sr	15.1	5.44	1.45	55.8	74.7	40.5	3.84	1.06	2.04	0.56	3.83	6.91	15.7
Ba	163	764	61.8	2061	588	21.4	15.7	23.8	111	12.5	76	177	23.3
Nb	2.87	3.47	1.1	10.3	6.92	1.04	0.16	1.14	2.82	0.84	0.51	2.46	1.04
Zr	59.7	54.8	29.8	236	114	20	7.33	5.06	9.27	10	20.4	1.93	5.39
Hf	1.37	1.65	0.63	5.76	2.97	0.44	0.15	0.35	0.4	0.35	0.43	0.067	0.15
Ta	0.16	0.27	0.072	0.73	0.55	0.059	0.009	0.021	0.003	0.009	0.003	0.003	0.003
Pb	83.3	13.5	3.28	30.7	13	2.27	147	8.08	12.6	2.23	7.76	80	9.92
Th	0.93	3.84	1.51	8.4	5.41	0.56	0.74	0.71	4.77	1.62	3.84	7.48	3.2
U	0.38	1.06	0.37	4.74	2.59	0.48	0.14	0.19	0.93	0.36	3.63	2.6	1.42
ΣREE	22.43	46.80	10.12	151.22	95.56	13.19	6.51	15.8	52.8	9.27	58.66	44.57	56
LREE/HREE*	5.72	5.15	3.95	6.79	9.62	5.57	5.53	10.27	5.38	4.29	7.06	9.04	12.95
(La/Yb) _N	4.88	4.87	3.72	6.96	9.91	6.96	8.37	11.21	5.22	3.76	9.7	8	20.84
δEu*	0.86	1.11	0.7	1.05	0.79	0.75	0.25	0.45	0.54	0.4	0.41	0.58	0.44

分析单位：核工业地质分析测试研究中心；分析方法：ELEMENT I 型 ICP-MS，采用 In 内标溶液。C60-3 为石英黄铁矿热液脉；C60-7、C60-8 为片状富赤铁矿石；W84-3 为磁铁矿矿石（强磁铁矿化）；Zk1201-8 为磁铁矿化赤铁矿石；Zk1302-14 为透辉石透闪石化白云岩；C60-3-1、C60-3-2 为石英黄铁矿热液脉。* 单位为 1。

3 讨论与结论

前已述及，中生代岩浆活动对矿床的改造作用明显，产生了大量岩浆（热液）改造型矿石。关于该改造作用对石碌富铁矿形成的重要性，不同研究者有不同的认识。中国科学院华南富铁科学研究队（1986）认为，岩浆（热液）改造对铜、钴矿的富集相当重要，但对铁矿的成矿则影响不明显；许德如等（2008、2009）则认为后期的岩浆活动，特别是印支-燕山早期的岩浆活动是石碌铁矿成为富矿的关键。该改造作用是否是石碌铁矿形成为富矿的关键，可

以从岩浆活动与石碌铁矿变富是否同时来探讨。前文已知，石碌铁矿成矿后矿区侵入的最早岩石为印支-燕山早期花岗岩（即僧县花岗岩）。该花岗岩具片麻状、条带状及眼球状构造，这些构造属于原生定向构造，是岩体结晶晚阶段处于区域压应力影响下的结果（汪啸风等，1991）。该构造线方向与岩体在区域上的展布方向一致，主要为 NE 向，表明花岗岩的侵入主要是在 NW 向挤压的构造背景下发生。而石碌富铁矿主要是受近 EW（或 NWW 向）向褶皱构造控制，磷片状赤铁矿（主要的富铁矿）片理方向也近 EW 向，表明石碌铁矿是在近 SN 向挤压的构造背景下变富的。因为在区域上，NE 向构造形成于近

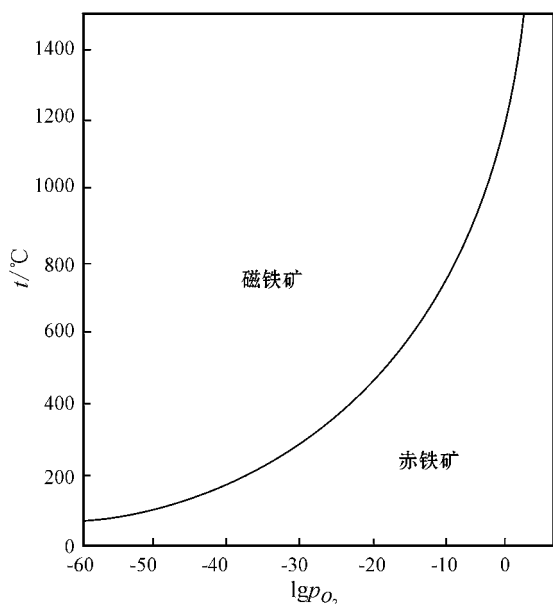


图 5 赤铁矿与磁铁矿相互转化平衡曲线(据王濮等,1984)

Fig. 5 The equilibrium curve of transformation of hematite-magnetite(modified after Wang et al., 1984)

EW向(或NW向)构造之后(中国科学院华南富铁科学研究队,1986;张业明等,1997),所以岩浆活动主要发生于石碌铁矿形成为富矿之后。另外,矿区内常见片麻状花岗岩(即印支-燕山早期的儋县花岗岩)切割、穿插富铁矿体的现象,也进一步表明花岗岩形成于石碌铁矿变富之后。因此,岩浆活动不是石碌铁矿变富的关键,石碌铁矿变富可能主要与区域变质作用及褶皱等动力变质作用有关(中国科学院华南富铁科学研究队,1986;杨开庆等,1988;侯威等,2007)。

岩浆活动主要发生于石碌铁矿形成为富矿之后,那么是否有让矿床进一步变富的趋势呢?首先,矿区侵入岩主要为偏酸性的花岗质岩石,从成矿专属性来看,其不可能提供大量Fe参与成矿;其次,在侵入体附近,矿体中的Fe品位未见明显升高现象,岩浆活动对矿床的直接作用结果是产生岩浆(热液)改造型矿石,该类矿石较之原矿石品位通常偏低。因此,岩浆活动可能并未带来新的Fe参与富集成矿,在某种程度上来看,还有使矿床变贫的趋势。

前文对岩浆(热液)改造型矿石的地球化学分析表明,岩浆活动虽然带来了一定的S,但Fe等其他元素,特别是稀土及微量元素主要来自原矿石,即岩浆活动并未显著改变原矿石的稀土及微量元素特征。该现象暗示了岩浆活动对矿床的改造作用可能主要

是一种热改造作用,这可以从赤铁矿与磁铁矿相互转化平衡曲线(图5)看出,即使体系的氧逸度不变,当温度升高时,赤铁矿也有转化为磁铁矿的趋势,这与前文得出的岩浆(热液)改造作用的结果主要是使赤铁矿发生磁铁矿化的事实相符。这种热改造作用造成的赤铁矿发生磁铁矿化现象在宏观上表现也非常明显,例如从南六矿体—北一矿体—红西矿体,随着离岩体距离越近,铁矿体中的 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 平均值呈明显下降的趋势。在同一矿体中也具有相似规律,据前人(中国科学院华南富铁科学研究队,1986)的系统采样分析,位于正美区段的红西矿体,其 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 比值在远离岩体处显著高于近离岩体处。另外,这种热改造作用还普遍加深了矿区地层的变质程度。例如,在金牛岭地区,花岗岩与围岩的接触带附近产生了厚度达400~500 m的红柱石角岩相;在石碌群与花岗岩相接的外接触带,常见到斑点状的绢云母片岩、千枚岩。

综上所述,本文认为石碌矿区岩浆改造作用主要发生于石碌铁矿形成为富矿之后,改造作用方式可能属于一种热改造,改造作用结果并未使矿床进一步变富,而是使矿床赤铁矿体发生磁铁矿化。

志 谢 野外工作期间,获得海南省地质勘查局资源环境调查院的肖勇院长、符启基工程师,以及海南钢铁公司有关人员的支持与帮助,在此致以诚挚的谢意。

References

- Feng J L, Wang J C and He S M. 1981. Mineralogical genesis of Shilu iron ores[J]. Acta Mineralogica Sinica, (3):145-152(in Chinese with English abstract).
- Guo X Y. 2003. Mesozoic magmatism in Hainan Island(SE China) and its tectonic significance: Geochronology, geochemistry and Sr-Nd isotope evidences(dissertation for PH. D) [D]. Supervisor: Li X H and Zhou H W. Guangzhou: Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences. 87p(in Chinese with English abstract).
- Hou W, Chen H F, Peng G L, et al. 1996. Geotectonics of Hainan Island and gold metallogeny[M]. Beijing: Science Press. 229p(in Chinese).
- Hou W, Xiao Y and Chen F S. 2007. Main features of the Shilu ductile shear zone in Hainan Island and metallogeny of the " Beiyi-Type " iron ore deposits[J]. Chinese Journal of Geology, 42(3): 483-495 (in Chinese with English abstract).
- Li J T. 1976. Discussion on the genesis of the Shilu iron ore deposit in

- Hainan Island[J]. *Geology and Prospecting*, (2): 6-11 (in Chinese).
- Li X H, Li Z X, Li W X, et al. 2006. Initiation of the Indosinian Orogeny in South China: Evidence for a Permian magmatic arc on Hainan Island[J]. *The Journal of Geology*, 114: 341-353.
- Lü G X. 1988. New discovery of volcanic rocks in ore-bearing rock series in the Shilu iron deposit on Hainan Island[J]. *Regional Geology of China*, (1): 52-56 (in Chinese with English abstract).
- South China Iron-rich Scientific Search Team of CAS. 1986. *Geology of Hainan Island and geochemistry of Shilu iron ore deposit*[M]. Beijing: Science Press. 376p (in Chinese).
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and processes [A]. In: Saunders A D, Norry M J, ed. *Magmatism in ocean basins*[M]. Geological Society of London, Special Publication. 42: 313-345.
- Wang H Z. 1983. Discovery of potassium-rich rhyolitic ignimbrite in the Shilu iron ore deposits of Hainan Island and its significance[J]. *Earth Science*, (2): 99-113 (in Chinese with English abstract).
- Wang P, Pan Z L, Weng L B, et al. 1982. *System of mineralogy* (volume 1)[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 666p (in Chinese).
- Wang X F, Ma D Q and Jiang D H. 1991. *Geology of Hainan Island* (2): *Magmatic rocks*[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 273p (in Chinese).
- Wood D A, Joron J L, Treuil M, et al. 1979. Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor[J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70: 3219-3339.
- Xu D R, Fan W M, Liang X Q and Tang H F. 2001. Characteristics of proterozoic metamorphic basement in Hainan Island and its implications for crustal growth: Nd and Pb isotope constraints[J]. *Geological Journal of China Universities*, 7(2): 146-157 (in Chinese with English abstract).
- Xu D R, Wang L, Xiao Y, Liu Z L, Fu Q J, Cai Z R and Huang J R. 2008. A preliminary discussion on metallogenic model for Shilu-type iron oxide-copper-gold-cobalt ore deposit[J]. *Mineral Deposits*, 27(6): 681-694 (in Chinese with English abstract).
- Xu D R, Xiao Y, Xia B, Cai R J, Hou W, Wang L, Liu Z L, Zhao B, et al. 2009. Metallogenic model and ore predicting of the Shilu iron ore deposit in Hainan Province[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 331p (in Chinese).
- Yang K Q, Dong F X, Wang J P, Li Z J, Lu G X and Yang Y D. 1988. Study of tectono-metallogenesis of iron-gold-copper-cobalt ores of Shilu Mining Area in Hainan Island[J]. *Journal of Geomechanics*, (00): 83-152 (in Chinese with English abstract).
- Yu C M and Lu H Z. 1980. An investigation into the genesis of Shilu iron deposit in special reference to its fluid inclusion[J]. *Geochimica*, (4): 356-367 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Y M, Fu J M, Wu G J, Zhao Z J, Xu A W and Zeng B F. 1997. Deformation structural facies and its dynamic origin of the Hercynian structural layer in Changjiang-Bangxi area, Hainan Province[J]. *Geology and Mineral Resources of South China*, (2): 43-50 (in Chinese with English abstract).
- Zhao J S, Xia B, Qiu X L, Zhao B, Xue D R, Feng Z H, Li Z L, Shen G F, Hu R Z, Su W C, Qing C J, Qing W M, Fu X and Hu Z G. 2008. Finding of melt inclusion in garnet from skarn of Shilu iron deposit, Hainan Province[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 24(1): 149-160 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 冯建良,王静纯,何双梅. 1981. 石碌铁矿成因矿物学研究[J]. *矿物学报* (3): 145-152.
- 葛小月. 2003. 海南岛中生代岩浆作用及其构造意义——年代学、地球化学及 Sr-Nd 同位素证据[博士学位论文]. 导师: 李献华, 周汉文. 广州: 中国科学院广州地球化学研究所. 87 页.
- 侯 威,陈惠芳,彭格林,等. 1996. 海南岛大地构造与金成矿学[M]. 北京: 科学出版社. 229 页.
- 侯 威,肖 勇,陈翻身. 2007. 海南岛石碌韧性剪切带的主要特征与“北一”式铁矿的成因[J]. *地质科学* 42(3): 483-495.
- 黎鉴廷. 1976. 海南铁矿矿床成因探讨[J]. *地质与勘探* (2): 6-11.
- 吕古贤. 1988. 海南岛石碌铁矿含矿岩系中火山岩类的新发现与研究[J]. *中国区域地质* (1): 52-56.
- 汪啸风,马大钊,蒋大海. 1991. 海南岛地质(二) 岩浆岩[M]. 北京: 地质出版社. 273 页.
- 王寒竹. 1983. 广东海南岛石碌铁矿富钾流纹质熔结凝灰岩的发现及其意义[J]. *地球科学* (2): 99-113.
- 王 濮,潘兆麟,翁玲宝,等. 1982. *系统矿物学* (上册)[M]. 北京: 地质出版社. 666 页.
- 许德如,范蔚茗,梁新权,唐红峰. 2001. 海南岛元古宙变质基底性质和地壳增生的 Nd、Pb 同位素制约[J]. *高校地质学报*, 7(2): 146-157.
- 许德如,王 力,肖 勇,刘朝露,符启基,蔡周荣,黄居锐. 2008. “石碌式”铁氧化物-铜(金)钴矿床成矿模式初探[J]. *矿床地质*, 27(6): 681-694.
- 许德如,肖 勇,夏 斌,蔡仁杰,侯 威,王 力,刘朝露,赵 斌,等. 2009. 海南石碌铁矿床成矿模式与找矿预测[M]. 北京: 地质出版社. 331 页.
- 杨开庆,董法先,王建平,李中坚,吕古贤,杨玉东. 1988. 海南石碌矿区铁、金、铜、钴矿构造动力成矿作用的研究[J]. *地质力学学报*, (00): 83-152.
- 喻茨玫,卢焕章. 1980. 包裹体研究与石碌铁矿成因的探讨[J]. *地球化学* (4): 356-367.
- 张业明,付建明,吴桂捷,赵子杰,徐安武,曾波夫. 1997. 海南昌江-邦溪地区海西构造层的变形构造特征及其动力学成因[J]. *华南地质与矿产* (2): 43-50.
- 赵劲松,夏 斌,丘学林,赵 斌,许德如,冯佐海,李兆麟,沈敢富,胡瑞忠,苏文超,秦朝建,秦伟民,符 贤,胡志高. 2008. 海南岛石碌砂卡岩铁矿石中石榴子石的熔融包裹体及其意义[J]. *岩石学报*, 24(1): 149-160.
- 中国科学院华南富铁科学研究所. 1986. 海南岛地质与石碌铁矿地球化学[M]. 北京: 科学出版社. 376 页.