



我国铁矿成矿背景与富铁矿成矿机制

张招崇^{1*}, 李厚民², 李建威³, 宋谢炎⁴, 胡浩³, 李立兴², 柴凤梅⁵, 侯通¹, 许德如^{6,7}

1. 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 北京 100083;
2. 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037;
3. 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 武汉 430074;
4. 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室, 贵阳 550002;
5. 新疆大学新疆中亚造山带大陆动力学与成矿预测实验室, 乌鲁木齐 830049;
6. 东华理工大学核资源与环境国家重点实验室, 南昌 330013;
7. 中国科学院广州地球化学研究所矿物学与成矿学重点实验室, 广州 510640

* 通讯作者, E-mail: zczhang@cugb.edu.cn

收稿日期: 2020-07-14; 收修改稿日期: 2021-01-07; 接受日期: 2021-02-01; 网络版发表日期: 2021-04-07
国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2012CB416800)资助

摘要 我国的富铁矿主要类型包括矽卡岩型、沉积变质型、火山岩型(细分为陆相火山岩型和海相火山岩型)和岩浆型铁矿床。本文通过对不同类型铁矿床成矿地质背景的研究,发现沉积变质型铁矿的形成主要受控于大气圈的氧浓度,而其他类型铁矿床的形成均受控于特殊的地质构造环境和深部地质过程。高温高压实验和熔融包裹体研究表明,高温岩浆可以发生液态不混溶形成富铁岩浆,但难以形成纯的磁铁矿岩浆,在富水、高氧逸度条件下可以发生不混溶形成铁磷岩浆;富铁矿是贫矿经去硅富铁、去杂富铁、铁质活化再富集等多期次-多阶段复合叠加改造的结果。按照时间演化可分为不同期次叠加改造型和不同阶段叠加复合型,前者是沉积变质型富铁矿,后者则是与岩浆-热液有关的富铁矿(矽卡岩型、火山岩型和岩浆型)。

关键词 富铁矿, 形成机制, 铁矿浆, 不混溶, 富铁流体

1 引言

我国铁矿资源虽然丰富,但富铁矿(>50%Fe)严重不足,铁矿石平均品位仅30%左右(图1a)。国际上,无论是总的铁矿资源量还是富铁矿石储量,均主要来自条带状铁建造(banded iron formation, BIF)铁矿(占85%以上, Hagemann等, 2016)。该类型铁矿产于长期稳定的克拉通环境,富铁矿主要是条带状铁建造经过

长期风化淋滤作用形成的赤铁矿富矿(如Morris, 1983)。我国20世纪实施的两次铁矿大会战曾努力寻找这类富铁矿(详见姚培慧, 1993),但收效甚微。研究结果表明,我国元古宙以来的构造-岩浆活动十分频繁和强烈,不利于形成和保存赤铁矿富矿。但频繁强烈的构造-岩浆活动却为与岩浆作用有关的矽卡岩型、火山岩型、岩浆型富铁矿的形成以及沉积变质型铁矿的叠加改造富集创造了有利的成矿条件(李建威等, 2019)。

中文引用格式: 张招崇, 李厚民, 李建威, 宋谢炎, 胡浩, 李立兴, 柴凤梅, 侯通, 许德如. 2021. 我国铁矿成矿背景与富铁矿成矿机制. 中国科学: 地球科学, 51(6): 827-852, doi: 10.1360/SSTe-2020-0184
英文引用格式: Zhang Z, Li H, Li J, Song X, Hu H, Li L, Chai F, Hou T, Xu D. 2021. Geological settings and metallogenesis of high-grade iron deposits in China. Science China Earth Sciences, 64(5): 691-715, https://doi.org/10.1007/s11430-020-9735-5

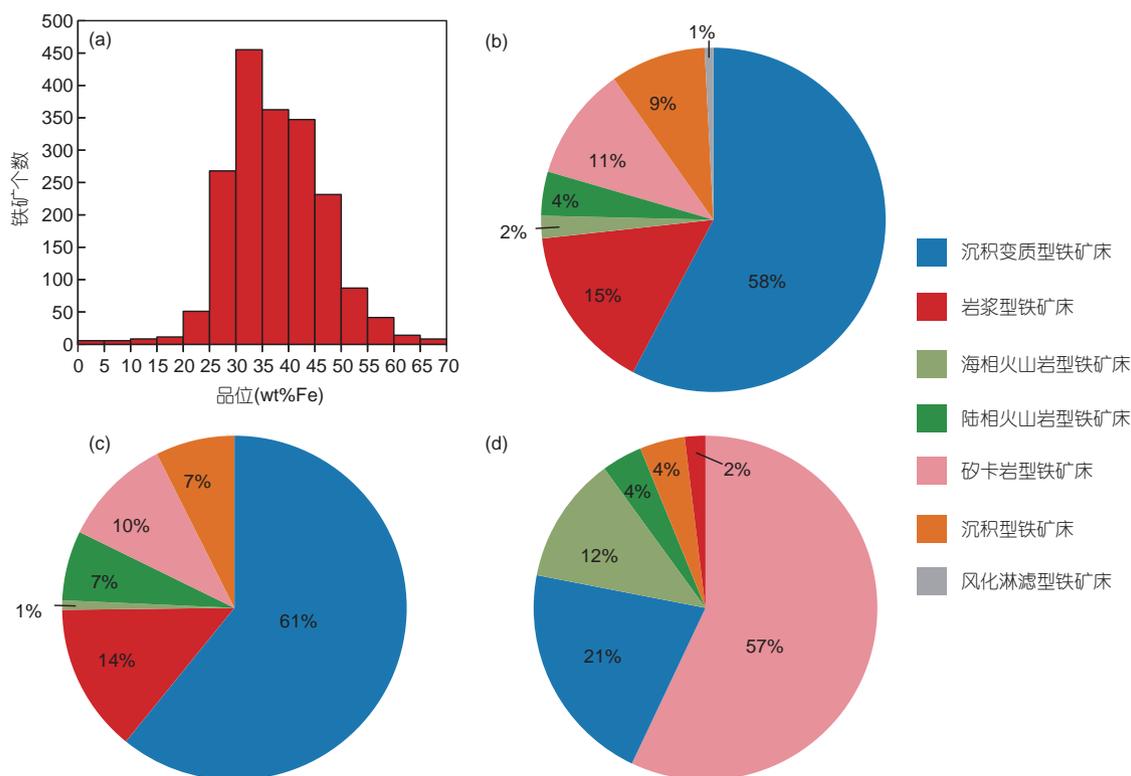


图1 我国铁矿资源概况

(a) 铁矿品位直方图; (b) 不同类型铁矿累计查明铁矿石量占比; (c) 不同类型大型铁矿床数占比(累计查明铁矿石量大于1亿吨为大型矿床); (d) 不同类型富铁矿累计查明铁矿石量占比(TFe品位 $\geq 50\%$ 为富铁矿石) (据Zhang等(2014)修改). 图中的沉积变质型铁矿也称为BIF型铁矿

过去的研究表明, 富铁矿的形成可能与多期次的叠加改造富集或铁矿浆的直接贯入成矿有关(李建威等, 2019). 然而, 对不同类型富铁矿的成因、富铁矿关键控制因素以及是否存在纯铁矿浆等关键科学问题的认识尚存在较大争议. 本文以我国最重要的富铁矿类型为研究对象, 结合作者和前人的已有研究成果, 深入探讨各类富铁矿成矿机制的关键科学问题.

2 我国富铁矿的资源现状

Dill(2010)按照铁矿与构造和岩石的关系, 将铁矿划分为与岩浆岩有关的铁矿、与构造有关的铁矿、与沉积岩有关的铁矿以及与变质岩有关的铁矿等4种类型. 赵一鸣等(2004)则将我国铁矿划分为8种类型: 岩浆型、矽卡岩型、火山岩型、热液型、沉积变质型、沉积型、风化淋滤型以及成因不明型. 其中火山岩型又进一步划分为陆相火山岩型和海相火山岩型. 陆相火山岩型铁矿也称玢岩型(长江中下游火山岩区铁矿

研究组, 1977), 国际上称为Kiruna型或磁铁矿-磷灰石型(iron oxide-apatite type, 即IOA型; Nyström和Henriquez, 1994). 岩浆型可进一步分为产于层状岩体中的攀枝花式铁矿和产于元古宙斜长岩中的大庙式铁矿. 张招崇等(2014)将上述两种分类方案进行了对比分析, 发现有的有对应关系, 有的没有对应关系, 其中没有对应关系的类型铁矿规模较小, 经济价值不大. 本文采取赵一鸣等(2004)的分类方案. 我国的热液型及成因不明型铁矿规模均很小, 总的资源量也很有限, 经济价值不大, 本文将不予讨论.

由图1b和1c可知, 我国的沉积变质型铁矿储量最大, 大型矿床的数量最多, 这一点和国外的铁矿类型储量占比相似. 但是就富铁矿而言, 与国外富铁矿主要是沉积变质型赤铁矿富矿为主不同的是, 我国富铁矿主要是矽卡岩型, 占50%以上, 其次是沉积变质型、火山岩型、沉积型和岩浆型(图1d). 沉积型富铁矿床的矿石多为难选矿石, 工业意义不大, 而岩浆型铁矿虽然富铁矿的比例较低, 但是都是工业意义大的钒钛

磁铁矿矿石. 综上所述, 我国富铁矿的主要类型包括沉积变质型、矽卡岩型、火山岩型和岩浆型.

3 我国铁矿的成矿地质背景与时空分布规律

铁矿类型具有鲜明的时代属性, 其形成与某些重大地质事件密切相关. 沉积变质型铁矿由条带状铁建造变质而成, 一般沉积于太古宙至古元古代, 与海底火山-热液活动以及全球大氧化事件密切相关(Isley, 1995); 新元古代“雪球地球(snowball earth)”事件也形成了少量条带状铁建造. 其他类型铁矿形成于自元古宙以来的各种构造环境中(图2).

3.1 主要类型铁矿的成矿地质背景

3.1.1 沉积变质型铁矿的成矿地质背景

条带状铁建造是形成于前寒武纪的富铁($Fe > 15\%$)海相化学沉积岩, 通常由互层的富铁和富硅条带组成. BIF经过后期变质作用形成铁矿床, 称为沉积变质型铁矿床. 我国的BIF按其沉积时间可以划分为两种类型: 一类沉积于新太古代末-古元古代初, 主要分布于我国华北克拉通地区, 是我国最大的沉积变质型铁矿分布区; 另一类沉积于新元古代, 在我国分布较少, 主要位于华南地区, 代表性矿床包括江西新余地区的杨家桥铁矿床和海南石碌铁矿床(许德如等, 2009; 李志红等, 2014; 张建岭等, 2018). 限于篇幅, 在此重点讨论华北克拉通BIF沉积的地质构造背景.

华北克拉通的BIF绝大多数属于阿尔戈马型(Algonoma-type), 沉积于新太古代晚期(2.55~2.50Ga), 主要集中在华北克拉通东部的辽宁鞍山-本溪、冀东和鲁西等地区, 构成一个弧形的巨型沉积变质型铁矿成矿带(Zhang等, 2012; 张连昌等, 2012). BIF主要形成于3.8~1.8Ga, BIF的出现通常指示了缺氧、富铁海洋环境(Bekker等, 2010; Konhauser等, 2017). 李延河等(2014)发现BIF的 $\delta^{56}Fe$ 均为正值, 而且存在硫同位素的非质量分馏效应, 暗示华北地区BIF的沉积环境为低氧逸度环境, 当时的海洋处于大氧化事件的初期, 海水并未完全氧化, 形成上层相对氧化而下层还原的层化海洋. Li H M等(2014)通过对辽宁弓长岭和河南舞阳铁矿的研究, 提出BIF形成于浅海环境. 综合以上这些信息, 提出华北克拉通在新太古代晚期BIF巨量沉积的过程如下:

(1) 中-新太古代, 古陆壳很薄, 容易拉张形成海盆, 大量富含铁质的幔源碱性-超基性岩浆喷发到海底, 由于大气缺氧, 所以海洋上部为缺氧环境. 在海底同生断裂地震泵的作用下, 海水发生对流循环, 从新生洋壳中淋滤出大量铁质, 在还原的环境下以 Fe^{2+} 的形式溶解于下部水体中(图3a).

(2) 大氧化事件初期, 溶解了巨量 Fe^{2+} 的海水在上升洋流等的作用下运移到浅海环境潮线以下的层化海洋氧化-还原界面附近, 此时 Fe^{2+} 被氧化为 Fe^{3+} , 导致铁质大量沉淀形成BIF(图3b). 这一模式可以解释我国华北克拉通的BIF沉积于浅海环境、形成时代十分集中、铁同位素和硫同位素非质量分馏以及其所反映的海水部分缺氧、部分氧化的特征.

3.1.2 矽卡岩型和陆相火山岩型铁矿的成矿地质背景

我国矽卡岩型和陆相火山岩型铁矿床主要分布在中国东部长江中下游成矿带和华北克拉通中东部(图2). 其中矽卡岩型铁矿床主要分布于扬子克拉通东北缘长江中下游成矿带的大冶矿集区、华北克拉通东部陆块的莱芜、淄博和济南矿集区以及华北克拉通中部造山带的邯邢和临汾矿集区, 而陆相火山岩型铁矿则仅限于长江中下游成矿带的宁芜和庐枞矿集区. 这些矿集区的空间分布与区域深大断裂的展布一致, 显示了区域深大断裂对成矿作用及相关岩浆活动的控制. 大冶、庐枞和宁芜矿集区分别位于长江中下游成矿带的西段、中段和东段, 其空间展布与长江深断裂完全吻合(翟裕生等, 1992; 常印佛等, 2019). 莱芜、淄博和济南矿集区严格受郯庐断裂的北西向次级断裂控制, 根据Wilson等(1973)提出的走滑断裂构造配套体系, 这套北西向构造属于郯庐走滑断裂的R'断裂系. 位于华北克拉通中部造山带的邯邢矿集区和临汾矿集区则受太行山山前断裂为代表的一组北东向断裂控制, 断裂走向与华北中部造山带近于平行, 后者是华北克拉通西部陆块和东部陆块于古元古代时期碰撞造山作用的产物(Zhao等, 2001).

大量高精度同位素年代学数据显示, 中国东部矽卡岩型和陆相火山岩型铁矿床的形成时代均主要集中在130Ma左右(Deng等, 2014, 2015, 2017; Li J W等, 2014; Xie等, 2015; 周涛发等, 2017), 显示出聚集性爆发成矿的特点. 这一时期中国东部的构造背景从挤压

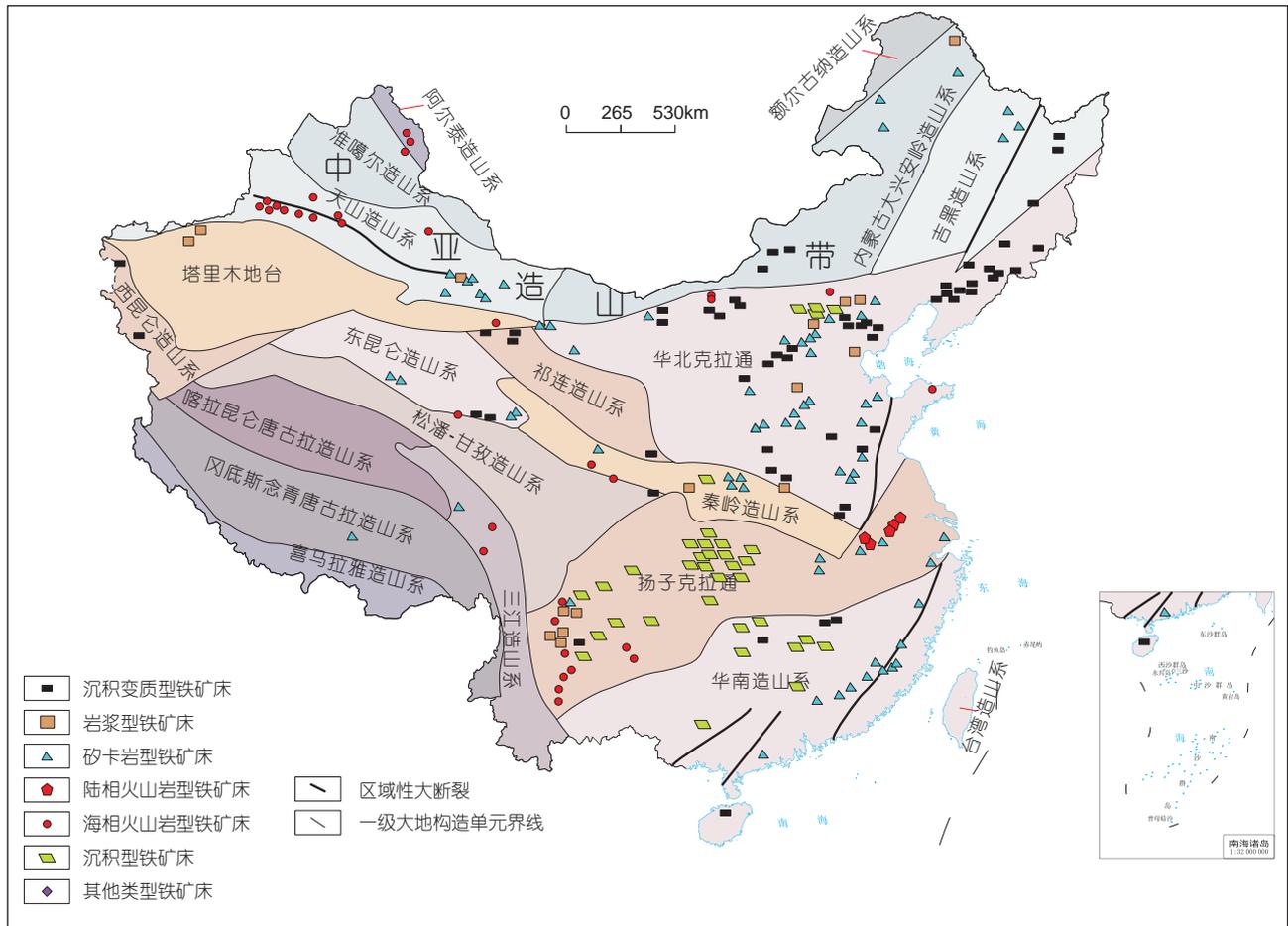


图2 我国铁矿床分布图

根据Zhang等(2014)修改. 图1中的风化淋滤型铁矿在此归到其他类型铁矿中

向伸展转变(Chen等, 2008; 孙卫东等, 2008; Mao等, 2011; 周涛发等, 2017), 在这种构造背景下, 华北和扬子克拉通的陆下交代富集岩石圈地幔首先在深大断裂发育的区域(即上述长江深断裂带、华北中部造山带、郯庐断裂带)发生减压部分熔融, 产生的玄武质岩浆沿深大断裂构造向上侵位, 在此过程中经历不同程度的分离结晶、岩浆混合及地壳混染并于地壳浅部形成各类中基性-中酸性侵入岩(Chen等, 2007, 2008; Li JW等, 2009; Xie等, 2015). 岩石圈伸展的构造背景还有利于岩浆体系快速减压而使其中的挥发分溶解度降低并达到过饱和, 形成富铁流体参与成矿. 另外, 中国东部矽卡岩型和陆相火山岩型铁矿床多与复式岩体有关, 是多期次岩浆侵位的产物(翟裕生等, 1992; Chen等, 2008; Li JW等, 2014). 这种多期次岩浆活动有利于维持岩浆房的热状态和岩浆的分离结晶, 并促进岩浆

流体的持续出溶和供给, 是大型矽卡岩型富铁矿成矿的另一重要条件(Li W等, 2019).

3.1.3 海相火山岩型铁矿的成矿地质背景

海相火山岩型铁矿均分布于西部地区(图2), 主要矿集区包括西天山阿吾拉勒、东天山、东准噶尔北缘、阿尔泰山南缘、阿尔金山东段的喀腊大湾地区以及扬子板块的西南缘(如大红山和鹅头厂). 近年来, 在新疆西天山阿吾拉勒地区相继发现了备战、查岗诺尔、智博和敦德等大型铁矿床以及其他一系列中小型铁矿床, 并且富铁矿石占的比例大. 最近的同位素年代学研究结果表明, 含矿火山岩和铁矿均形成于330~310Ma. 基于含矿火山岩的地球化学研究结果, 认为该类矿床形成于大陆弧边缘(如Duan等, 2014; Yang等, 2013; Wang X S等, 2018). 但是为什么全球绝

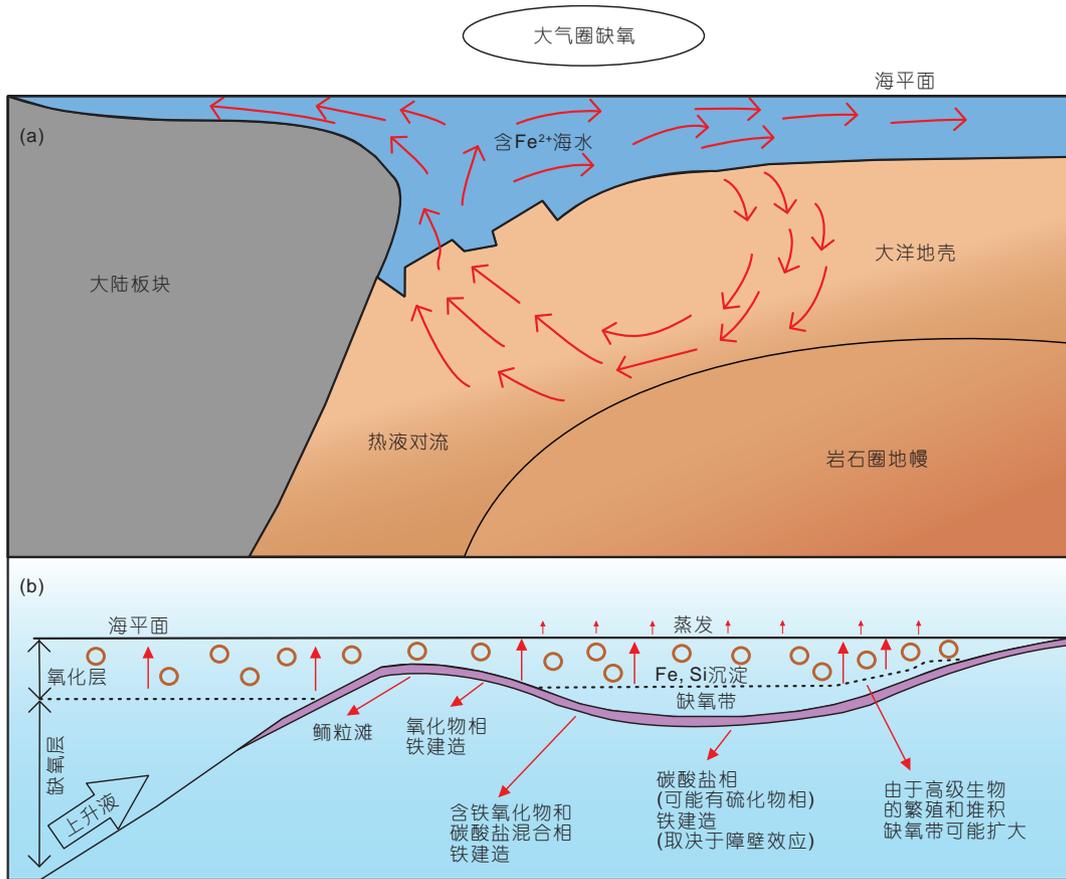


图3 华北克拉通BIF形成过程卡通图

(a) 中-新太古代缺氧环境导致巨量Fe²⁺溶解于海水中; (b) 大氧化事件初期, 上升的洋流将富Fe²⁺的海水带到层化海洋氧化-还原界面附近导致BIF的形成(据李厚民等(2012)修改)

大多数大陆弧边缘没有形成海相火山岩型铁矿?

张招崇等(2016)通过对不同地区含矿火山岩的岩石学和地球化学综合研究, 发现含矿火山岩均具有正的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值, 且与成矿有关的中酸性岩石是原始的基性岩浆分离结晶作用的结果, 表明岩浆源区为亏损的软流圈地幔, 而非洋壳或大陆地壳部分熔融形成的, 亦即软流圈地幔发生了部分熔融, 而洋壳或大陆壳并未发生部分熔融, 从而提出俯冲带的结构是“热幔-冷壳”(图4): 冷的大洋壳由于密度大导致高角度俯冲, 其脱水作用导致软流圈地幔发生部分熔融, 形成基性岩浆, 富铁的基性岩浆为后期铁的成矿奠定了重要的物质基础。“热幔-冷壳”背景下的高角度俯冲模式可以很好地解释海相火山岩型铁矿的矿床地质特征及其形成机制, 如早期高盐度岩浆热液的形成与挤压背景下岩浆房内岩浆的分离结晶作用有关, 而成矿阶段岩浆热

液与海水的混合热液是由于在伸展背景下岩浆流体释放后与下渗海水混合的结果. 正是这种特殊的背景导致了全球范围内海相火山岩型铁矿较少.

3.1.4 岩浆型铁矿的成矿地质背景

岩浆型铁矿与其他类型铁矿不同的是除了铁之外, 还是钛和钒的主要来源. 按照赋矿岩体的性质, 可以进一步分为两类: 一类是与元古宙斜长岩体有关的钒钛磁铁矿床, 仅在华北克拉通北部的承德大庙-黑山一带发育, 称之为大庙式铁矿, 形成时代大约1.8~1.7Ga; 另一类是与基性层状岩体有关的钒钛磁铁矿床, 虽然分布较为广泛, 但最具经济价值的矿床集中在四川的攀西地区, 该地区是全球最大的钒钛磁铁矿集区. 围绕大庙式铁矿的成矿地质背景已开展了大量研究并达成共识, 认为其形成于碰撞后伸展环境

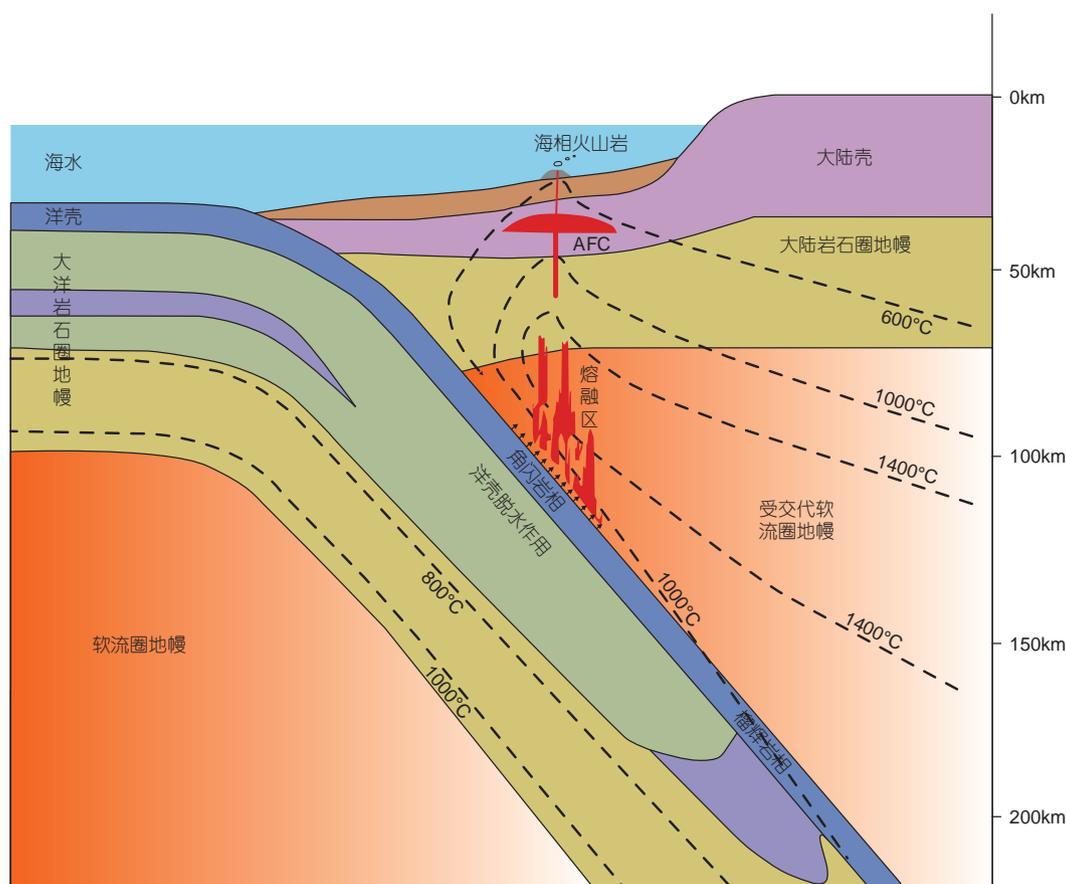


图4 海相火山岩型铁矿的成矿地质背景卡通图

据张招崇等(2016)修改。“热幔-冷壳”背景下的高角度俯冲导致软流圈地幔发生部分熔融(俯冲洋壳不发生熔融),其形成的基性岩浆在上升到地壳岩浆房中发生分离结晶作用,产生富铁岩浆流体,为铁的成矿奠定物质基础。AFC指分离结晶的同时伴随有地壳的同化混染作用

(Duchesne等, 1999; Zhang等, 2007; Vander Auwera等, 2011), 在此不再赘述。

攀西地区位于峨眉山大火成岩省的內带, 呈南北向分布, 与二叠纪(~260Ma)的峨眉山地幔柱密切相关。大量的研究表明, 以攀枝花为代表的含矿岩体的母岩浆均为铁质玄武岩(如Zhou等, 2005; Zhang等, 2009; Hou等, 2011; Bai等, 2013; Song等, 2013)。Hou等(2013)通过对攀枝花矿区苦橄玢岩的进一步研究, 估算原始岩浆成分为铁质苦橄岩。虽然铁质苦橄岩可以由地幔源区在高压条件下部分熔融形成(如Xu等, 2001), 但是其部分熔融形成的铁质岩浆应同时富碱(Zhang等, 2006), 这一点与攀西地区含矿岩体的母岩浆性质明显不同(Zhang等, 2009)。另一方面, 根据实验岩石学结果(Tuff等, 2005), 要形成铁质苦橄岩, 要求源区除了橄辉岩外, 还要有富铁组分的加入, 如榴辉

岩或辉石岩。Hou等(2011, 2013)通过对攀西地区红格、攀枝花、太和和白马等4个典型含矿岩体的橄辉岩、单斜辉石的惰性气体同位素以及攀枝花矿区苦橄玢岩的Re-Os同位素研究, 提出源区有俯冲组分的加入, 这一结论和攀枝花岩体单斜辉石的低 ^{18}O 同位素(<5.5‰)一致(Zhang等, 2009)。由此推测原始岩浆富铁更可能是由于源区存在俯冲成因的榴辉岩或辉石岩(Hou等, 2011, 2013; Bai等, 2014)。结合区域地质特征, 提出攀西地区巨量钒钛磁铁矿床形成的背景是: 新元古代时大洋岩石圈向东俯冲于扬子地块之下(Zhou等, 2006), 在到达攀西地区时达到榴辉岩相, 其在二叠纪峨眉山地幔柱的作用下和地幔柱一起发生部分熔融形成原始的铁质苦橄质熔体, 这种铁质苦橄质熔体的存在是攀西地区巨量富集钒钛磁铁矿床的基础(图5)。

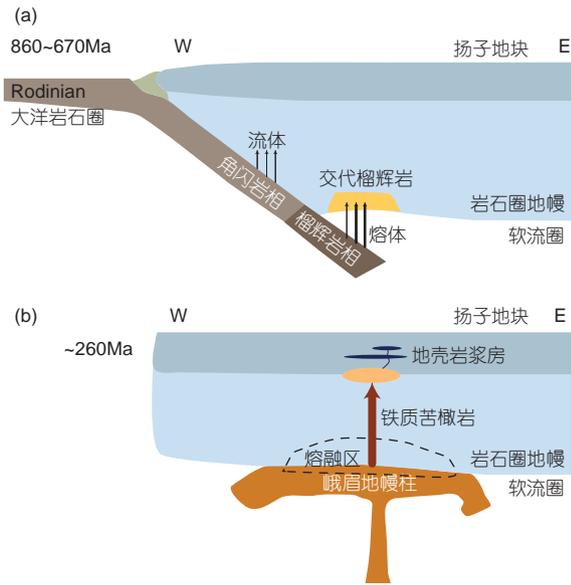


图5 攀西地区钒钛磁铁矿床形成背景卡通图

(a) 大洋岩石圈向西俯冲在攀西地区之下相变为榴辉岩; (b) 二叠纪峨眉山地幔柱作用导致榴辉岩一起熔融形成铁质苦橄岩

3.2 我国主要类型铁矿的时空分布规律

我国主要富铁矿类型与不同地质时期的构造演化密切相关, 显示出有规律的演化. 太古宙末-古元古代初(2.6~2.5Ga)大氧化事件初期阶段, 在华北克拉通内部沉积BIF(后期变质为沉积变质型铁矿); 中元古代(1.7Ga左右), 华北克拉通拉张在北部承德一带形成与斜长岩有关的大庙式岩浆型钒钛磁铁矿床; 古生代, 中亚造山作用时期的大洋板块俯冲形成海相火山岩型铁矿; 二叠纪, 峨眉山地幔柱作用在攀西地区形成全球最大的攀枝花式岩浆型钒钛磁铁矿床; 中生代(130Ma左右), 中国东部岩石圈大规模减薄背景下形成大量的矽卡岩型铁矿和陆相火山岩型铁矿(图2).

4 我国富铁矿的矿床地质特征

4.1 沉积变质型富铁矿

4.1.1 与新太古代-古元古代BIF有关的沉积变质型富铁矿

我国与BIF有关的沉积变质型富铁矿以磁铁矿富矿(Fe>50%)为主, 主要分布在辽宁鞍山地区(Li H M等, 2014, 2015a; Zhang等, 2014, 2015). 鞍山地区发育两类规模和蚀变类型不同的沉积变质型磁铁矿富矿. 一类是规模达到大型的“弓长岭式”, 富铁矿石量1.64

亿吨, 主要赋存于弓长岭二矿区, 矿体产于BIF的顺层断裂中, 边部普遍发育以石榴子石为特征的蚀变岩(Li H M等, 2015a; 王恩德等, 2012), 磁铁矿富矿石呈致密块状构造, 与蚀变岩界线截然(图6a), 可见富矿脉穿切BIF的现象, 富矿石中有时发育BIF被交代残留的硅质条带(图6b), 矿石由粗晶磁铁矿以及少量的石英和绿泥石组成. 另一类是规模仅为中小型的“齐大山式”, 富铁矿石量1145万吨, 主要赋存于齐大山、南芬、歪头山和东鞍山等矿床, 矿体产于BIF的顺层断裂中或褶皱的虚脱部位, 矿体边部普遍发育以绿泥石为特征的蚀变岩(杨秀清等, 2014; Li H M等, 2015a), 磁铁矿富矿石主要呈致密块状构造, 与BIF接触界线截然(图6c), 也可见富矿脉穿切BIF, 脉旁BIF的铁条带消失而变为石英岩(图6d), 富铁矿石主要由粗晶磁铁矿以及少量假象赤铁矿、石英、绿泥石和透闪石组成. 近年来, 冀东地区杏山铁矿床在深部勘查过程中, 部分钻孔见到磁铁矿富矿, 单孔见矿厚度在100m以上(陈正乐等, 2010).

华北克拉通罕见具经济价值的赤铁矿富矿, 仅在山西吕梁地区袁家村的古元古代BIF中有少量发育, 富铁矿石量仅有424万吨(Fe平均53.4%). 赤铁矿富矿体大小不一, 全部赋存于BIF的断裂中, 与周围的BIF接触界线截然. 赤铁矿富矿石一般呈条带状或块状, 可见微弱条带状矿石向块状矿石过渡的现象, 条带状矿石具有明显的“层孔”或“孔穴”构造, 主要由假象赤铁矿、板条状赤铁矿和少量石英组成.

4.1.2 与新元古代BIF有关的沉积变质型富铁矿——以石碌矿床为例

与新元古代BIF有关的沉积变质型铁矿在我国分布较少, 主要位于华南地区, 代表性矿床包括江西新余铁矿床、海南石碌铁矿床(许德如等, 2009; 李志红等, 2014; 张建岭等, 2018), 下面以石碌铁矿床为例说明其主要特征.

海南石碌铁矿床以赤铁矿矿石为主, 伴生钴、铜等有用金属, 曾被誉为“亚洲最大的富铁矿床”. 石碌铁矿床已累计查明的铁矿石量约5亿吨(平均品位51%), 是国内罕见的与新元古代BIF有关的沉积变质型富铁矿(Xu等, 2013, 2014). 该矿床主要受轴向北西南东向的复式向斜控制, 铁、钴铜矿体呈层状、似层状赋存在复式向斜槽部及两翼向槽部过渡的部位. 矿

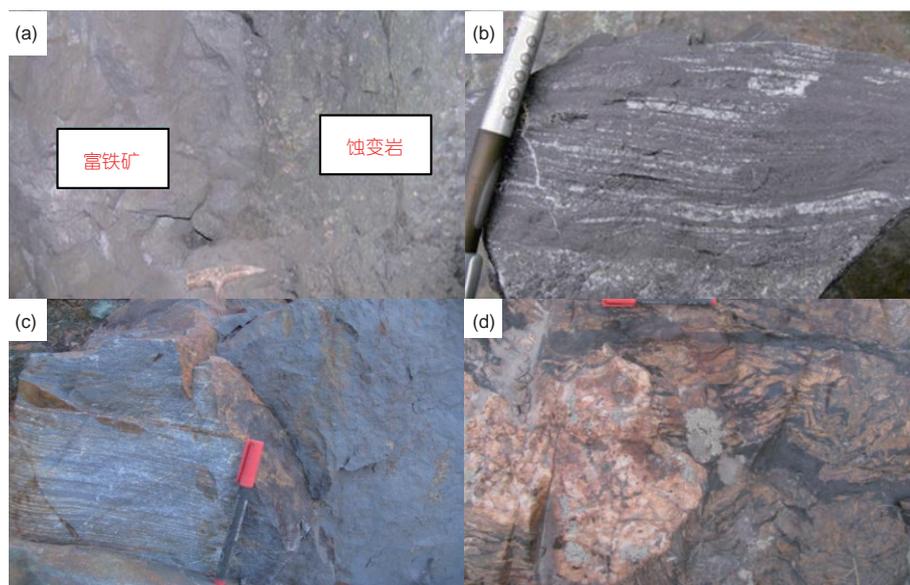


图6 鞍本地区富铁矿特征

(a) 致密块状的磁铁矿富矿石与蚀变岩界线截然, 弓长岭; (b) 富矿石中交代残留的BIF硅质条带, 弓长岭; (c) 致密块状的磁铁矿富矿石与BIF界线截然, 齐大山; (d) BIF变为失铁石英岩及其中富铁矿脉, 齐大山

区赋矿地层为中-上元古界石碌群, 为一套以绿片岩相变质为主、局部达角闪岩相的浅海相、浅海-潟湖相的碎屑沉积岩和碳酸盐岩建造。石碌群共有7层, 其中铁、钴铜多金属矿体主要赋存于第六层位, 由条带状透辉石透闪石岩、含石榴子石眼球或条带的透辉石透闪石岩、白云岩、铁质千枚岩或铁质砂岩组成(图7a), 局部夹有重晶石、石膏和碧玉层。矿区及周缘侵入岩发育, 主要为印支-燕山期花岗岩, 燕山晚期岩脉如花岗斑岩、煌斑岩、辉绿岩等沿断裂或不同岩性界面侵入。

石碌矿区目前已发现铁矿体38个、钴矿体17个、铜矿体41个。垂向上, 铁矿体通常分布在铜钴矿体上部30~60m。铁矿体总体呈层状-似层状的“S”或反“S”形透视镜体产出, 与构造面理及共轭剪张节理关系密切, 走向上可长达3525m, 宽达463m, 垂向厚度最大430m。富铁矿体与赋矿围岩常呈突变关系(图7b), 但在脆-韧性剪切断裂附近, 出现由含铁围岩向强硅化围岩到贫铁矿再到富铁矿的渐变过渡(图7c)。根据赤铁矿的含量, 可将铁矿石分为富铁矿石(图6d)和贫铁矿石, 前者矿石矿物由赤铁矿(~85vol%)和少量磁铁矿、镜铁矿组成, 脉石矿物为石英和少量绢云母; 以鳞片变晶结构和块状构造为主要特征。贫铁矿石主要由赤铁矿(20~40vol%)、磁铁矿(20~45vol%)、石英、长石、钙铁-钙铝榴

石、透辉石、透闪石、绿帘石、绢云母、方解石、白云石和少量重晶石等组成; 以块状构造、条纹/条带状构造、眼球状构造, 以及鳞片变晶结构、变余砂状结构和斑状变晶结构为特征。

4.2 矽卡岩型富铁矿

矽卡岩型富铁矿床主要产于中基性-中酸性侵入岩与含膏岩层碳酸盐岩的接触带, 部分矿体产于岩体内部的围岩捕虏体中或距成矿岩体数百米的围岩地层中。矿体呈不规则板状、似层状、脉状、透镜状和囊状等, 主要受侵入接触带、脆性断裂、围岩层间破碎带及围岩捕虏体控制(赵一鸣等, 1990; 翟裕生等, 1992)。与低品位铁矿体相比, 富铁矿体的矽卡岩化蚀变通常不发育, 多数情况下仅数厘米至十几厘米, 蚀变与围岩的界线截然(图8a)。有的富铁矿体两侧甚至几乎不发育蚀变晕, 仅在矿体内部零星分布少量金云母、绿帘石和方解石等矿物, 如大冶矿集区灵乡矿田的广山、小包山和脑窖铁矿, 程潮铁矿的III号矿体, 铁山铁矿的象鼻山、尖山和铁门坎矿体, 莱芜张家洼铁矿的I号矿段, 邯邢西石门铁矿的1号和2号矿体等。这些矿体中的富铁矿石通常具有呈致密块状、脉状、粉状(图8b)、多孔状、角砾状构造, 显著区别于贫矿体的浸染状和斑杂状构造。另外, 富铁矿体和富铁矿

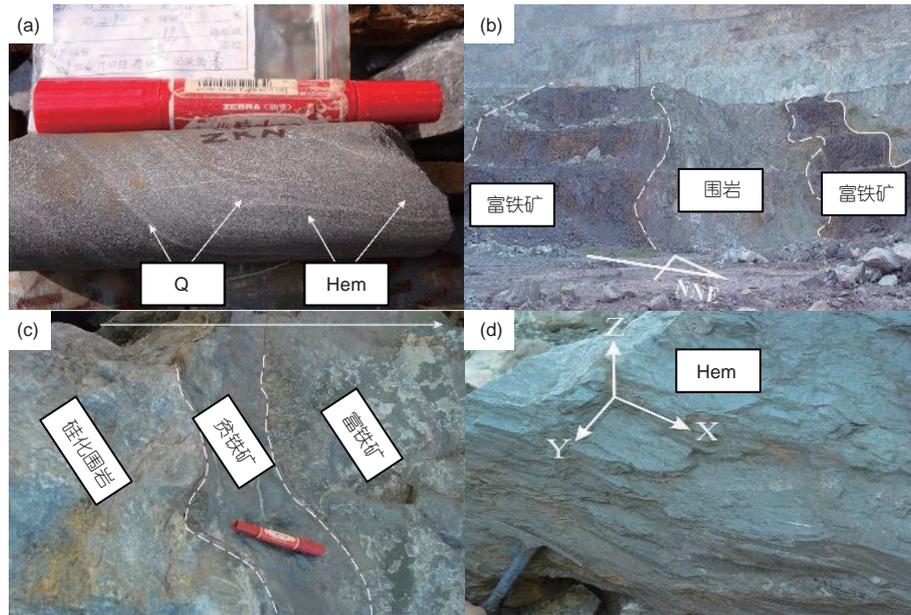


图7 海南石碌铁多金属矿床矿石和显微特征

(a) 由石英条带和富赤铁矿条带互层构成的条纹状贫铁矿石; (b) 富铁矿体与围岩呈突变关系; (c) 硅化围岩到贫铁矿体再到富铁矿体的渐变; (d) 块状富铁矿石. Hem-赤铁矿; Q-石英

石的矿物组成以磁铁矿为主, 通常磁铁矿的含量可达80~90%以上, 有的可发育少量赤铁矿, 而脉石矿物则很少, 以少量或零星出现的透辉石、钠长石、方柱石、绿帘石、黄铁矿、石英、方解石等为主(舒全安等, 1992; 翟裕生等, 1992).

与富铁矿有关的矽卡岩规模相对较小, 成分上以镁矽卡岩及富镁的钙-镁矽卡岩为主, 常见的主要矿物包括镁尖晶石、镁橄榄石、透辉石、硅镁石、金云母和蛇纹石等(图8c), 典型实例包括大冶程潮铁矿及莱芜张家洼铁矿(赵一鸣等, 1990; Chang等, 2019). 这种镁矽卡岩的发育实际上反映了成矿围岩以白云质灰岩为主. 由于镁矽卡岩矿物中基本不含铁, 因此成矿流体中的铁主要在退化矽卡岩阶段以磁铁矿的形式沉淀, 有利于形成富铁矿. 此外, 富铁矿的磁铁矿结构和化学组成也有一定的独特性, 磁铁矿通常不发育环带, 微量元素组成以富镁为特征; 与此相反, 与钙矽卡岩有关的磁铁矿通常发育环带结构, 以富硅、铝及钙等元素为特征(胡浩等, 2014; Hu等, 2014, 2015, 2017, 2020; Yang等, 2017; Liu等, 2019). 此外, 与镁矽卡岩有关的富铁矿中, 磁铁矿常与镁钛矿、钛铁矿、锰钛铁矿、刚玉、金红石等氧化物共生, 并可见细粒镁尖晶石的出溶. 矽卡岩型富铁矿中的磁铁矿一般发育丰富多样

的再平衡结构(图8d)及多孔状、海绵状、不规则岛状结构, 反映早期磁铁矿被后期热液反复交代, 在此过程中磁铁矿中的杂质元素被淋滤迁移, 而铁的含量逐渐升高(胡浩等, 2014). 相反, 一些小而贫的矽卡岩型铁矿的磁铁矿则基本不发育这种结构, 如大冶地区的王豹山矽卡岩铁矿床(Hu等, 2020).

4.3 火山岩型富铁矿

4.3.1 陆相火山岩型富铁矿

陆相火山岩型铁矿与同期的(次)火山岩存在密切的时空联系. 依据地质位置和围岩岩性可将富铁矿的矿化类型基本分为两类.

一类是产于次火山岩体及其附近火山岩围岩中的富铁矿石. 典型矿床包括宁芜火山盆地的梅山、牛首山、凹山、大东山和陶村等矿床和庐枞盆地中的泥河和罗河等矿床. 由于受控于接触带构造, 尤其是次火山岩体上部及顶部冷缩裂隙及崩塌, 富铁矿体形态多样, 但以囊状、钟状和脉状为主. 与之对应, 主矿体既可以产于闪长玢岩中, 也可以产在火山岩(如辉石安山岩)中. 致密块状的富铁矿石由几乎纯的磁铁矿组成(宁芜研究项目编写小组, 1978), 其他的块状富铁矿石一般都含有少量磷灰石、透辉石、阳起石等脉石矿物, 即

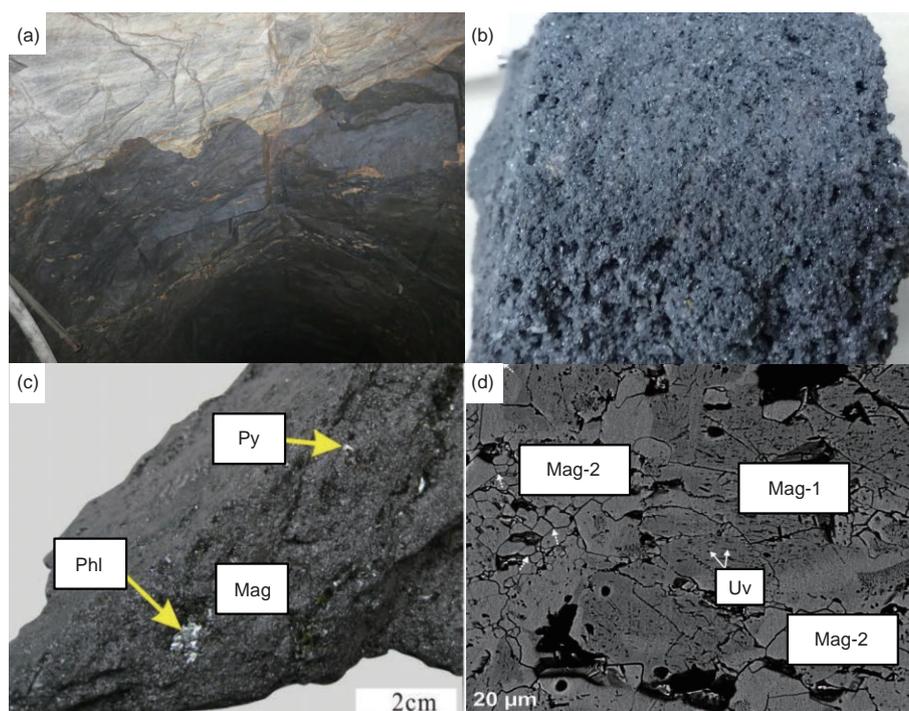


图8 矽卡岩型富铁矿

(a)富铁矿矿体和围岩呈截然接触,湖北大冶铁矿; (b)粉状矿石,河北邯郸西石门铁矿; (c)富铁矿石中的金云母,山东莱芜张家洼铁矿; (d)磁铁矿的再平衡结构的背散射图像,湖北大冶. 据Hu等(2015). Mag-磁铁矿(数字表示期次); Phl-金云母; Py-黄铁矿; Uv-钛尖晶石

以磁铁矿-磷灰石-透辉石(阳起石)三矿物组合为特征,与国际上的典型IOA矿床对应. 与富铁矿石密切相关的围岩蚀变包括透辉石化、石榴子石化、钠柱石化、钠长石化和绿泥石化等(常印佛等, 1991; 范裕等, 2010), 在梅山、罗河和泥河矿床形成“膏辉岩”、“膏榴岩”等独具特色的蚀变组合(黄清涛和尹恭沛, 1989).

另一类是次火山岩体与前火山岩系沉积岩接触带中的富铁矿石, 典型矿床包括宁芜火山盆地的姑山、凤凰山、白象山和和睦山等矿床. 在这些矿床中, 富铁矿主矿体无一例外都产在三叠系黄马青组(砂页岩、粉砂岩和页岩)和青龙群灰岩与闪长玢岩接触带中. 由闪长玢岩侵位所形成的穹隆构造、短轴背斜和轴向断裂以及地层中层间裂隙和不整合面等构造都可以控制矿体的产状, 形成透镜状、似层状、囊状、钟状、树枝状以及脉状等富铁矿体. 最高品位的富铁矿石为假象赤铁矿致密块状矿石(宁芜研究项目编写小组, 1978), 其他品位略低的富铁矿石一般都含有少量磷灰石和透辉石等脉石矿物, 产在闪长玢岩和灰岩接触带的富铁矿石矿物共生组合中常见金云母, 属于典

型的IOA矿床. 围岩常以发育热接触变质作用(角岩化)为特征. 例如, 姑山铁矿床叠加蚀变较弱, 但出现大规模的强烈高岭土化、硅化和碳酸盐化(Hou等, 2009). 其他典型矿床的围岩蚀变与其他陆相火山岩型铁矿相比没有明显区别.

上述两种产出类型的富铁矿石中的磁铁矿均以低钛为特征, 其 TiO_2 含量多数 $<1wt\%$.

4.3.2 海相火山岩型富铁矿

海相火山岩型铁矿部分矿床发育矽卡岩, 部分则不发育, 有的矿床见侵入岩, 有的矿区没有侵入岩, 但也发育矽卡岩, 如东天山雅满苏铁矿. 富铁矿体主要分布于海相中基性-中酸性火山熔岩、火山碎屑岩和次火山岩中, 也有部分矿体赋存于与海相火山岩接触的矽卡岩中. 赋存于火山岩中的富铁矿体多呈层状、似层状和脉状产出, 矿体与围岩界线截然且无明显围岩蚀变(如西天山的智博铁矿、查岗诺尔铁矿、东天山的沙泉子铁矿和阿尔泰阿巴宫铁矿)(图9a). 赋存于矽卡岩中的富铁矿体多呈透镜状和脉状产出, 与围岩产

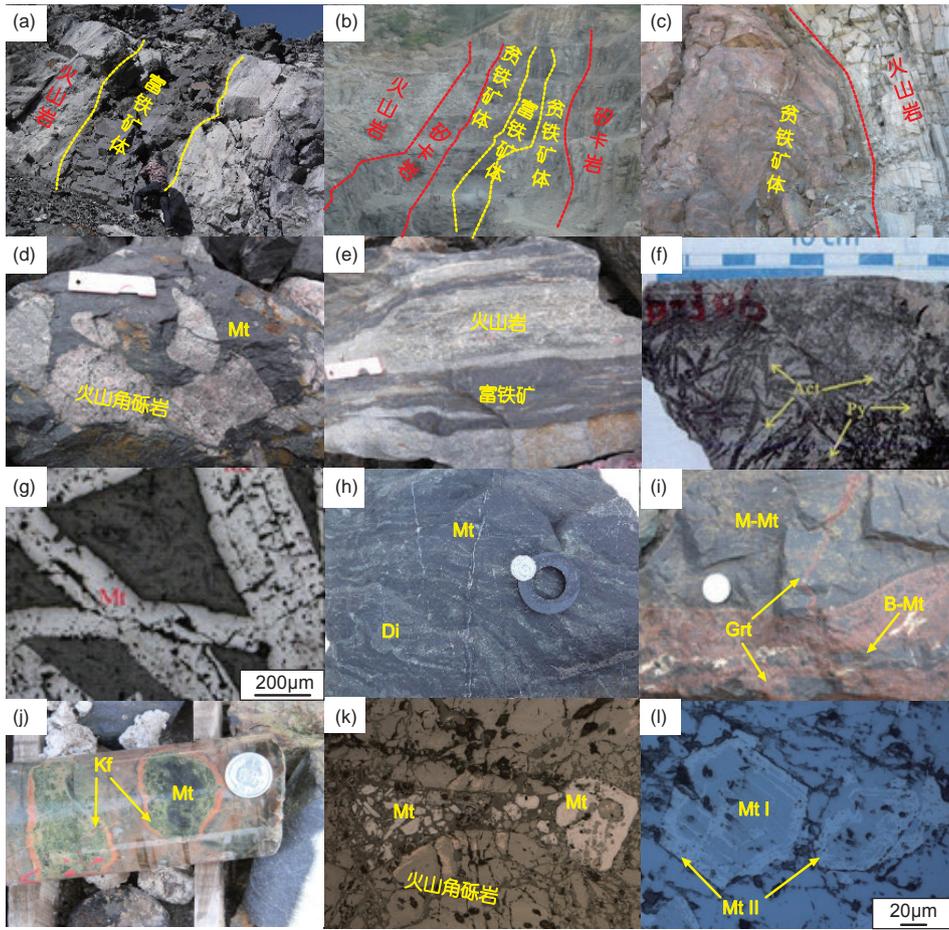


图9 海相火山岩型富铁矿地质和岩相学特征

(a) 赋存于火山岩中富铁矿体呈层状产出, 与围岩截然接触, 阿尔泰吉伯特铁矿; (b) 赋存于矽卡岩中富铁矿体, 与贫矿体、矽卡岩呈渐变过渡, 阿尔泰蒙库铁矿; (c) 赋存于矽卡岩中贫矿体呈透镜状产出, 与围岩截然接触, 阿尔泰蒙库铁矿; (d) 火山岩角砾被磁铁矿胶结, 阿尔泰阿巴宫铁矿; (e) 磁铁矿显流动构造, 脉状矿体与围岩截然接触, 阿尔泰阿巴宫铁矿; (f) 磁铁矿的板条状结构, 西天山智博铁矿(蒋宗胜, 2014); (g) 板条状磁铁矿表面凹凸不平, 西天山智博铁矿(反射光, 张喜, 2013); (h) 赋存于矽卡岩中贫铁矿体的条带状构造矿石, 东天山雅满苏铁矿; (i) 赋存于矽卡岩中贫铁矿体的角砾状矿石, 磁铁矿角砾分布于石榴子石矽卡岩中, 东天山雅满苏铁矿; (j) 赋存于矽卡岩中贫铁矿体中的钾长石化蚀变极为强烈; (k) 贫铁矿石中交代火山岩的磁铁矿(反射光); (l) 两阶段磁铁矿的背散射图像. 英文缩写: Mt-磁铁矿(I、II分别代表早期和晚期); Kf-钾长石; Di-透辉石; Py-黄铁矿; Act-阳起石; Grt-石榴子石

状基本一致, 与贫矿体、矽卡岩和火山岩呈渐变过渡关系(图9b), 偶见贫铁矿体与围岩呈突变接触(图9c). 富铁矿石以磁铁矿为主, 含少量石英、磷灰石、方解石、黄铁矿、钾长石、钠长石、透辉石、绿帘石和石榴子石等, TFe品位介于45~68%. 富铁矿石以致密块状、角砾状构造(智博铁矿、查岗诺尔铁矿、雅满苏铁矿、阿巴宫铁矿等)为主(图9d), 也发育有流动构造和气孔构造(智博铁矿、查岗诺尔铁矿、阿巴宫铁矿等)(图9e), 磁铁矿发育树枝状(图9f)和板条状结构(图9g), 明显不同于贫铁矿石中广为发育的条带状、浸染

状和磁铁矿为角砾的角砾状构造(图9h、9i), 钾长石化绿帘石化蚀变强烈(图9j), 磁铁矿交代火山岩(图9k)或早期磁铁矿呈现出再平衡结构等特征(图9l).

海相火山岩型富铁矿石中的磁铁矿常呈细粒自形-半自形晶, 其TiO₂含量低且变化不大(<0.2%), 明显不同于岩浆结晶形成的副矿物磁铁矿高TiO₂含量(平均8%)的特征. 磁铁矿中的Ti含量和温度以及氧逸度有关, 其中温度越高、氧逸度越低, 磁铁矿中Ti的含量越高.

此外, 与海相火山岩型富铁矿有关的矽卡岩为钙

质矽卡岩, 矽卡岩矿物组合在不同矿床中略有差异, 如蒙库铁矿床I号矿体石榴子石不发育, 但IX号矿体则主要发育石榴子石; 东天山的沙泉子铁矿床则主要发育绿帘石矽卡岩等。而且石榴子石形态、结构以及成分也有明显不同的变化, 早期为细粒钙铁榴石, 晚期主要为呈震荡环带发育的钙铝-钙铁榴石或粗粒钙铝榴石。

4.4 岩浆型富铁矿

4.4.1 攀枝花式富铁矿

与世界其他类似的钒钛磁铁矿矿床不同, 攀西地区这些矿床都呈层状赋存在大型层状镁铁-超镁铁岩体的下部和中部岩相带, 而不是上部岩相带。然而, 这些矿床以产出浸染状贫矿为主, 致密块状富铁矿层主要产于攀枝花和红格矿床。

就攀枝花岩体而言, 致密块状富矿层主要出现在下部岩相带II和V旋回的下部, 厚度分别达60和40m, 富铁矿体与辉长岩以及贫铁矿接触界线清楚(图10a)。富矿层中普遍存在10~30cm厚并且横向延伸稳定的磁铁辉长岩夹层, 宏观上构成条带状构造, 并且其中的矿物呈定向排列(图10b)。富铁矿石钛铁氧化物含量通常超过85%, 单斜辉石、斜长石和橄榄石等硅酸盐矿物<10%, 填隙状磁黄铁矿和镍黄铁矿约2~3%。钛铁氧化物绝大多数为磁铁矿(约占85~90%), 普遍呈中粒或镶嵌粒状集合体, 并且钛铁矿出溶条纹十分发育; 钛铁矿占钛铁氧化物总量的10~15%, 一般呈自形或半自形中细粒状, 磁铁矿出溶条纹少见。硅酸盐矿物呈细粒状

或不规则状, 矿物颗粒边缘出现因熔蚀形成的“港湾状”(图10c), 单斜辉石席列构造非常发育。其钛铁氧化物含量小于50%, 其中未见致密块状钒钛磁铁矿的细脉。围岩蚀变基本不发育。

4.4.2 大庙式富Fe-Ti-P矿床

大庙式富Fe-Ti-P矿床指的是产于河北承德大庙斜长岩体内部斜长岩裂隙中的富Fe-Ti-P矿脉群(图10d)。富Fe-Ti-P矿脉群集中发育在黑山-东大洼矿区, 包括89个矿体, 为富铁钛磷矿石, 主要由不同比例的钛磁铁矿、钛铁矿和磷灰石组成(图10e), 基本不含硅酸盐矿物。

富Fe-Ti-P矿体受斜长岩体中NE和NW向两组断裂构造控制, 与围岩斜长岩接触界线截然(陈正乐等, 2014)。富矿体大小不一, 分支多(图10d), 产状复杂, 厚度、长度和深度分别可达50、250和200m(孙静等, 2009)。富矿体两侧普遍发育以绿泥石化为特征的围岩蚀变, 蚀变范围与矿体的规模呈正比, 是重要的找矿标志(翟裕生, 1965)。富矿体具有上磷下铁和边磷中铁的矿化分带现象, 上部和边部富Fe-Ti-P矿石中磷灰石比例最高可达70%, 而下部和中部富铁矿石中磷灰石比例常<5%, 但矿物比例的变化规律不明显, 有时为渐变过渡, 有时为突然变化(图10f)。富Fe-Ti-P矿脉和富Fe-Ti-P岩脉空间上密切共生, 在接触处富Fe-Ti-P矿石与富Fe-Ti-P岩石具有渐变过渡关系, 辉石和斜长石逐渐增多, 而铁钛氧化物和磷灰石逐渐减少(李立兴等, 2010; Li L X等, 2015)。

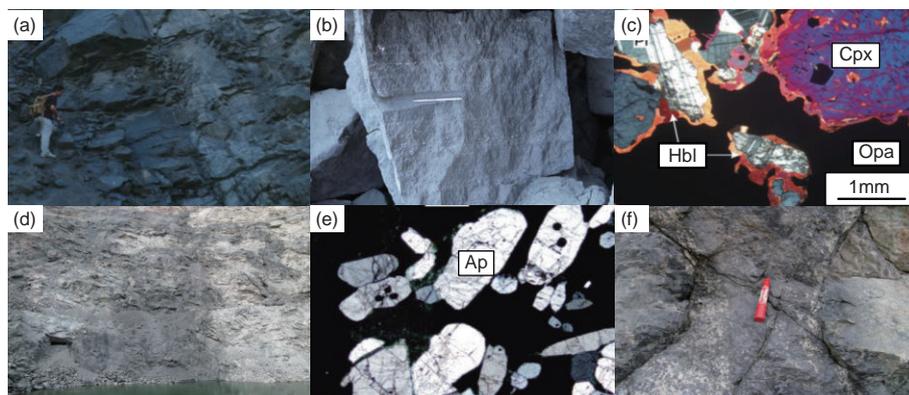


图 10 岩浆型富铁矿地质和岩相学特征

(a) 富铁矿体与辉长岩清楚的接触界线, 四川攀枝花; (b) 富铁矿石与磁铁辉长岩夹层, 矿物呈定向排列, 四川攀枝花; (c) 富铁矿石中的硅酸盐矿物边缘被熔蚀(正交), 四川攀枝花; (d) 富铁矿脉呈分支穿插到斜长岩中, 河北大庙; (e) 典型的铁钛氧化物和磷灰石组成的铁矿石显微镜下照片(正交), 河北大庙; (f) 富铁矿体中边磷中铁的矿化分带现象, 河北大庙。英文缩写: Cpx-单斜辉石; Hbl-角闪石; Opa-不透明矿物; Ap-磷灰石

5 富铁矿的成矿机制

5.1 沉积变质型富铁矿

5.1.1 与新太古代-古元古代BIF有关的沉积变质型富铁矿

辽宁鞍山地区“弓长岭式”和“齐大山式”磁铁矿富矿虽然在地质特征上有明显差别,但它们的矿体均受构造控制且发育明显的热液蚀变特征,因此被认为是流体改造BIF(~30%Fe)导致铁质富集的产物(周世泰, 1994; 赵一鸣, 2013; 李延河等, 2014).

近年来,一些学者通过不同的方法,将“弓长岭式”磁铁矿富矿的成矿时代准确限定在~1.86Ga(李厚民等, 2014; Li L X等, 2019a; Sun等, 2020). 磁铁矿富矿成矿时代与区域上广泛发育的1.85Ga左右的酸性岩浆活动时间一致,说明磁铁矿富矿的形成与古元古代末期伸展背景下岩浆活动有关,而与传统认为的2.50Ga区域变质或混合岩化作用无关(李厚民等, 2014; Li L X等, 2019a). 但是,“弓长岭式”磁铁矿富矿的铁质富集机制还存在争议,有“去硅富铁”(即条带状铁建造由于热液作用导致硅发生迁移后残留磁铁矿形成富铁矿石)和“铁质活化再富集”(即条带状铁建造由于热液作用导致铁发生迁移,在有利的构造位置发生沉淀形成富铁矿石)两种观点.但目前更多的证据表明“去硅富铁”机制可能性更大,主要证据包括:(1)贫矿石中可见磁铁矿交代石英形成磁铁矿富矿石、“吞噬”石英条带的现象(图6b);(2)富铁矿石边部发育石榴子石蚀变,说明蚀变作用发生在碱性环境(赵斌和李统锦, 1980),并且赵斌和李统锦(1980)的实验模拟表明,还原性的高温(500~600℃)弱碱性(pH为8~10)流体淋滤BIF可以导致其中的硅质溶解迁移,从而形成磁铁矿富矿石和富石榴子石蚀变岩;(3)富铁矿和贫铁矿中磁铁矿的氧同位素接近(Li H M等, 2015a),说明蚀变过程中铁并没有迁移.这是因为如果富铁矿石中的磁铁矿是外来热液带来的,则由于同位素分馏的缘故,外来的磁铁矿与原地的贫矿中的磁铁矿的氧同位素就会不同.富铁矿石与贫铁矿石中磁铁矿的氧同位素类似,说明磁铁矿都是原来BIF的,铁没有迁移;(4)迁移出的硅部分和富铝围岩作用形成铁铝榴石,部分和含铁碳酸盐岩作用形成阳起石和镁铁闪石蚀变矿物,而多余的硅形成石英脉: $\text{SiO}_2 + \text{富铝围岩} \rightarrow \text{铁铝榴石}$, $\text{SiO}_2 + \text{含铁碳酸盐岩} \rightarrow \text{阳起石岩} + \text{镁铁闪石}$, $\text{SiO}_2 \rightarrow \text{石英脉}$.

“齐大山式”磁铁矿富矿经常产在BIF和混合花岗岩的接触部位,目前多数学者认为成矿与~2.50Ga构造-岩浆活动有关(周世泰, 1994; 杨秀清等, 2014; Li H M等, 2015a). 野外和同位素研究表明富铁矿的形成可能是“铁质活化再富集”的结果,主要证据包括:(1)野外见到磁铁矿富矿体呈不规则脉状穿插失铁的BIF,失铁的BIF条带清晰可见(图6d);(2)围岩蚀变包括黑云母和绿泥石,而无石榴子石,说明蚀变过程是发生在酸性条件,而在酸性条件下铁容易发生迁移;(3)磁铁矿富矿石和BIF中石英 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 峰值一致,但磁铁矿富矿石中磁铁矿 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 峰值比BIF中低,说明铁质被活化(杨秀清等, 2014; Li H M等, 2015a).

我国20世纪70~80年代的富铁矿会战曾经非常重视寻找与BIF有关的赤铁矿富矿,但无果而终,研究者们推断这可能与我国华北克拉通不具备长期的表生风化淋滤条件有关,然而此观点不能解释袁家村赤铁矿富矿受构造控制和成矿深度大(可下延至400m,而风化淋滤成因<80m)的特征(沈其韩和宋会侠, 2015). Li L X等(2020)通过赤铁矿富矿石中石英流体包裹体研究表明,赤铁矿富矿的形成与沿断裂发生的深部流体(温度313~370℃,盐度~20wt% NaCl equiv.)的交代有关,而与表生风化淋滤作用无关.结合国内外赤铁矿富矿成矿条件对比和区域地质演化历史,推测华北克拉通缺乏赤铁矿富矿的原因不是没有形成,而是形成后被剥蚀破坏.

5.1.2 与新元古代BIF有关的沉积变质型富铁矿

与国内外典型的BIF铁矿相比(如Klein, 2005; Basta等, 2011),石碌铁-钴-铜矿床由于受多期次、多阶段的构造变形及伴随的变质与热液蚀变作用影响,表现出复杂的成矿特征,因此有关该矿床的成矿物质来源、成矿时代、矿床成因类型,特别是富铁矿的富集过程与机理,一直备受争议,矿床模式也存在矽卡岩型、沉积变质+岩浆热液型、卤水沉积变质型、火山-沉积变质型、热液铁氧化物铜金型等不同观点(许德如等, 2009).

通过对矿区富铁矿体的空间展布格局及其与构造和层位赋存关系的系统分析, Xu等(2013)将石碌矿区的构造变形及相关变质作用分为两个期次,即D1和D2. D1构造变形期主要形成轴向NW-SE向复式向斜,伴随着褶皱变形过程中的韧性剪切和高温塑性流动,

铁多金属成矿物质倾向斜核部或核部到两翼的过渡部位富集, 从而形成了富铁矿体; D2阶段形成了叠加于D1期复式向斜之上的NE-SW向剪切褶皱(D2a-b)以及一些大型伸展滑脱剪切断裂系统(D2c), 其中, D2a-b阶段变形进一步致使富Fe、Co、Cu和Si的高温变质流体向褶皱叠加的有利部位迁移、富集和沉淀。根据富铁石和赋矿围岩的Sm-Nd等时线年龄830和213Ma、独居石CHIME峰值年龄560~440Ma、阳起石的Ar-Ar坪年龄132Ma等, 上述构造变形作用时限可分别约束在560~450Ma(D1)、260~210Ma(D2a-b)、130~90Ma(D2c)(许德如等, 2009; Xu等, 2013, 2014, 2015; 王智琳等, 2015)。同时结合赋矿围岩和铁矿石的碎屑锆石SHRIMP、LA-ICP-MS U-Pb定年以及独居石CHIME定年, 石碌BIF及互层围岩的沉积时限可限制于ca. 1075~840Ma(Wang等, 2015; 王智琳等, 2015; Xu等, 2015)。由此可见, 石碌矿床是沉积作用、构造变形、变质作用和热液活动等多期地质作用的产物, 具有典型的多因复成矿床特征。

结合矿床地质特征和最新地球化学研究成果(Wang等, 2015; Xu等, 2015; Yu等, 2016; Zou等, 2017), 石碌铁多金属矿床可被归为受构造-热液改造富化的与BIF有关的富铁矿床, Xu等(2015)对石碌富铁矿的形成构建了四阶段的成矿模式: (1) 1075~840Ma形成条带状铁建造(BIF)(图11a); (2) 560~450Ma加里东期褶皱变形及伴随的高温韧性剪切和角闪岩相变质作用导致去硅富铁, 同时磁铁矿变为赤铁矿(图11b), 这是富铁矿形成的最主要时期; (3) 260~210Ma花岗质岩浆上侵和构造变形有关的热液改造富化(图11c); (4) 130~90Ma热液叠加矿化阶段(图11d)。

5.2 矽卡岩型富铁矿

大量流体包裹体显微测温数据显示, 矽卡岩型富铁矿床的成矿流体为高温、高盐度富铁岩浆热液, 如大冶地区程潮和铁山矿床早期矽卡岩矿物中发育含赤铁矿、石盐、钾盐、光卤石、硬石膏等子矿物的包裹体, 表明早期成矿流体具有很高的浓度和铁含量(Li W等, 2019); 邯邢地区西石门铁矿床的成矿岩体造岩矿物和矽卡岩矿物中也均发育大量含磁黄铁矿的流体包裹体, 根据体积法估算成矿流体中的铁含量达12wt%(Wen等, 2017)。这些含子矿物包裹体的均一温度通常高达600~800℃以上(翟裕生等, 1992; Li W等, 2019),

说明早期成矿流体温度极高, 代表了岩浆冷却和结晶分异过程中出溶的高温岩浆热液。对大冶地区程潮铁矿、小包山铁矿、尖山铁矿和象鼻山铁矿及莱芜地区张家洼铁矿等典型富铁矿的实地观察和矿相学研究表明, 富铁矿的主要矿物成分除磁铁矿外, 其他仅见零星分布的金云母、绿帘石和热液碳酸盐矿物(方解石、白云石和菱铁矿), 但基本未见石英和透辉石、石榴子石、符山石、方柱石等矽卡岩矿物, 这种矿物组合反映了成矿流体具有贫硅贫铝的特点, 不利于铝硅酸盐矿物(即矽卡岩矿物)的形成。莱芜张家洼富铁矿中还广泛发育镁钛矿、钛铁矿、锰钛铁矿、金红石等氧化物, 进一步证明富铁热液具有贫硅和贫铝的特点, 这是因为贫硅贫铝的高温热液无法与围岩发生接触交代作用并使硅和铝与围岩中的钙和镁结合形成富铝硅酸盐矿物(即矽卡岩矿物), 流体中的铁最终主要以磁铁矿的形式沉淀富集, 而流体对围岩碳酸盐的溶解则导致磁铁矿之后各种热液碳酸盐矿物的沉淀。这种贫硅和贫铝的富铁热液可能与成矿岩浆充分的结晶分异有关, 而多期次的岩浆侵位则维持了岩浆的热状态并促进岩浆的结晶分异和流体出溶。

大量流体包裹体研究揭示流体沸腾或相分离是矽卡岩型富铁矿的重要成矿机制(翟裕生等, 1992)。中国东部矽卡岩型富铁矿受脆性断裂、层间破碎带、不整合面、角砾岩体或褶皱等构造控制明显, 富铁矿体与围岩界线截然, 矿体旁侧围岩蚀变缺乏或较弱, 围岩常发育水力角砾岩化, 围岩角砾被磁铁矿胶结, 在围岩碳酸盐岩地层中还可可见磁铁矿的“逃逸构造”(翟裕生等, 1992; 姚书振, 1983; 胡浩等, 2014; Li W等, 2019)。这些特征表明, 富铁矿体并非由传统意义上的接触交代作用形成, 而是富铁岩浆热液直接灌入各种开放构造体系充填成矿(姚书振, 1983; 翟裕生等, 1992; Li W等, 2019)。高温高盐度、富铁且贫硅贫铝的热液进入各种开放的控矿构造体系中将因压力迅速下降而发生相分离, 在此过程中铁的溶解度将急剧下降, 导致大量磁铁矿的快速沉淀。很多富铁矿石中“气孔”构造发育, 根据“气孔”的形态可知, 这些气孔构造一部分是易溶矿物如碳酸盐溶解之后留下的空间, 另一部分则是成矿热液中的挥发分在沸腾过程中快速逸散的结果, 表明流体沸腾是富铁矿快速沉淀成矿的重要机制。前已述及, 与矽卡岩型富铁矿有关的岩浆通常侵位深度较浅, 从浅部侵位岩浆中出溶的岩浆流体

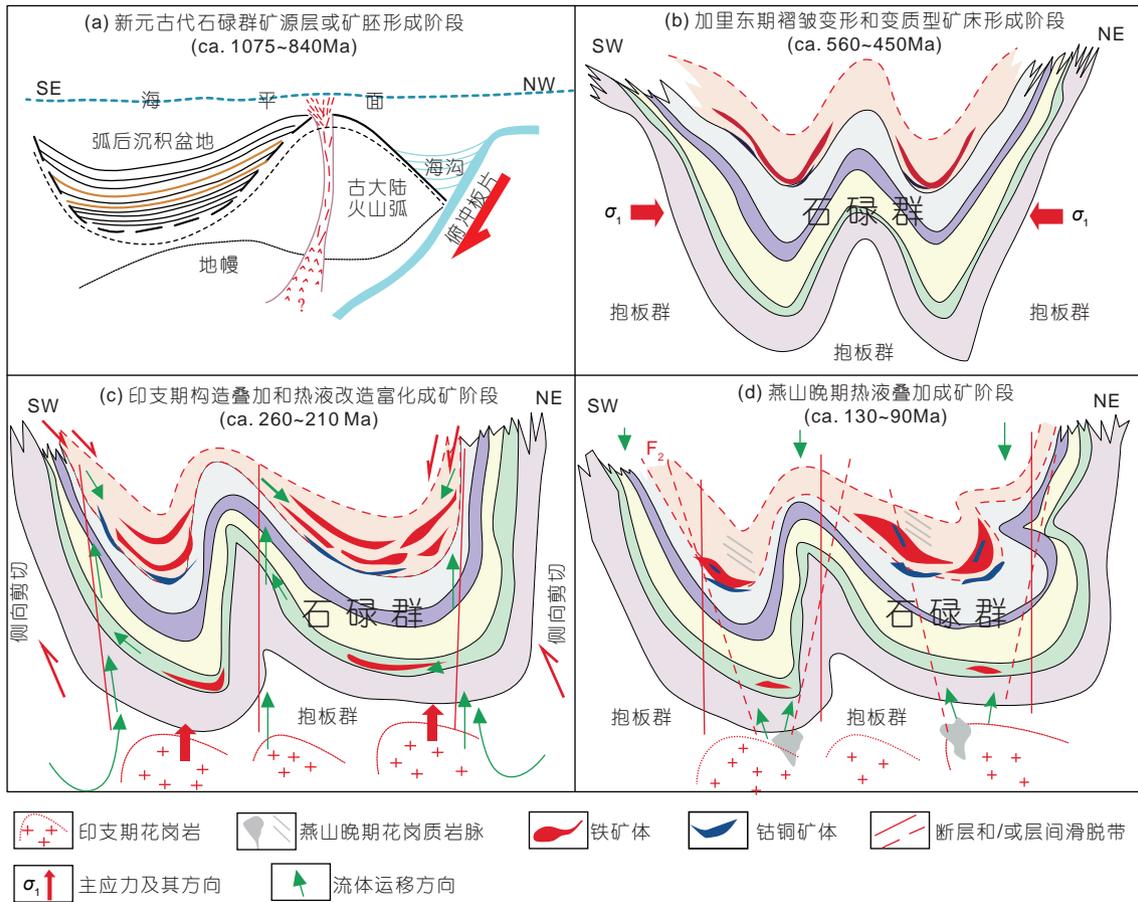


图 11 石碌铁多金属矿床成矿模式图

据Xu等(2015). 图的解释见正文

向岩体外围各种构造体系的迁移过程中因温度梯度很大而快速冷却, 导致流体中铁的溶解度降低和磁铁矿的快速沉淀形成富铁矿体(Whitney等, 1985), 但这种快速降温过程不利于接触交代作用和矽卡岩化的进行(Meinert等, 2005).

膏岩层参与成矿最直接证据是矽卡岩铁矿区内有大量的硬石膏, 特别是热液硬石膏脉. 膏岩层对成矿流体中二价铁的氧化是矽卡岩型铁矿床成矿的另一重要机制, 这一认识已得到大量的黄铁矿硫同位素数据支持(李延河等, 2013). 膏盐层中的 SO_4^{2-} 在高温条件下具有很强的氧化性(Pokrovski和Dubrovinsky, 2011), 在矽卡岩铁矿成矿过程中可以起到很好的氧化剂作用, 可将成矿流体中的二价铁迅速氧化成三价铁, 导致大量磁铁矿的快速沉淀(Wen等, 2017). 最近的方柱石卤族元素和硼同位素分析结果也证明膏岩层参与了大冶地区

金山店矽卡岩型富铁矿的形成(Zeng等, 2019). 另外, 富铁矿床含矿岩体一个共同的特征是含矿岩体中常发育大面积的钠化蚀变(赵一鸣等, 1990; 翟裕生等, 1992), 这种钠化蚀变与岩浆-热液系统中膏岩层的加入有关, 对富铁矿的形成具有重要作用, 这是因为膏岩层加入能够提供大量的 Na^+ 、 Cl^- 等矿化剂并促进钠化蚀变(李延河等, 2013), Na^+ 被消耗形成钠长石(钠化)之后, Cl^- 则可以和更多的Fe形成络合物进行迁移(李延河等, 2013), 并使得含矿岩体中的铁被淋滤出来进入含矿流体中而成矿. 富含膏岩层的碳酸盐围岩多以白云岩和白云质灰岩为主, 在接触交代作用过程中形成的矽卡岩以镁矽卡岩为主, 如莱芜张家洼铁矿的围岩为中奥陶统白云岩或者白云质灰岩, 矽卡岩矿物主要为镁橄榄石、透辉石、镁尖晶石、硅镁石、金云母、蛇纹石等, 这些矿物均不含铁或者铁的含量很低,

表明接触交代作用和矽卡岩化没有消耗成矿流体中的铁, 从而有利于流体中铁的进一步富集并最终以磁铁矿的形式沉淀, 促进大型富铁矿的形成。

中国东部矽卡岩型富铁矿的磁铁矿普遍发育丰富多样的结构再平衡现象(Hu等, 2015; Wen等, 2017; Li W等, 2019; 朱乔乔等, 2019), 说明磁铁矿形成之后遭受了后期流体的交代和改造, 对形成高品质富铁矿石具有重要作用, 主要表现在: (1) 广泛发育的溶解-再沉淀作用使原生磁铁矿中的杂质元素在溶解过程中发生淋滤作用, 从而使得铁矿得到进一步的富集(胡浩等, 2014; Hu等, 2015); (2) 造成磁铁矿中的脉石矿物被萃取淋滤, 形成广泛发育的粉状富铁矿石, 典型的如大冶铁矿。另外, 多期次的岩浆热液活动还可以形成新的铁矿化和多期磁铁矿, 造成铁矿石进一步的富集(Li J W等, 2014; Li W等, 2019; 朱乔乔等, 2019), 而导致多期次的岩浆热液活动的原因则是与多期次的岩浆侵位有关。

综上所述, 高温、高浓度、富铁、贫硅贫铝岩浆热液出溶, 流体沸腾和快速降温及在开放构造体系中的充填成矿, 膏岩层对成矿流体的演化, 多期次流体交代和叠加成矿是中国东部矽卡岩型富铁矿形成的主要成矿机制。

5.3 火山岩型富铁矿

5.3.1 陆相火山岩型富铁矿

陆相火山岩型铁矿的成因模式需与全球IOA矿床的成因作为一个整体来考虑。IOA矿床野外矿体形态独特, 块状矿石常呈现出类似熔岩的结构和构造(Park, 1961; Henríquez和Martin, 1978; 宋学信等, 1981; Nyström和Henríquez, 1994; Henríquez和Nyström, 1998; Naslund, 2002), 如我国安徽姑山铁矿富铁矿石具有类似熔岩的构造, 如树枝状和绳状构造、流动构造以及气孔的定向排列等(常印佛等, 1991; 翟裕生等, 1992)。根据这些现象, 前人提出了铁矿浆贯入的成矿模式, 即致密块状铁矿石结晶于氧化物熔体(Tornos等, 2016, 2017)。这个模式的主要问题在于缺少实验的证实, 具体来说, 要么氧化物熔体都是在简单体系实验中获得的(Naslund, 1983; 李九玲等, 1986; 袁家铮, 1990; Lester等, 2013), 要么就是在复杂体系获得不混溶氧化物熔体时的温度过高(1420℃; Philpotts, 1967), 从而导致这些实验的地质意义存疑。Hou等(2018)在最接近自

自然界可发生的条件下, 首次获得较为接近铁矿石组分的端元——富含挥发分的不混溶作用形成铁钙磷熔体。值得指出的是, 由于这种铁钙磷熔体的亲湿性较好, 即易于“胶结”磁铁矿或者磷灰石(图12), 所以它们聚合在一起所形成的混合物(如铁钙磷熔体+磁铁矿)更符合铁矿浆的性质, 是可以解释绝大部分富铁矿石成因的。但不得不承认, 这个模式所形成的铁矿浆或多或少总是要含有钙磷等杂质的, 而且铁氧化物往往钛含量较高, 因此由几乎纯的低钛铁氧化物形成的致密块状富铁矿石必须有热液作用的叠加改造, 而这一点与该类型铁矿广泛发育的热液蚀变是一致的。

对于导致热液蚀变和矿石加富的流体来源基本不存在争议, 大家普遍认为是来自岩浆结晶晚期的流体出溶(Hildebrand, 1986; 赵永鑫, 1993; Sillitoe和Burrrows, 2002), 但是之前对于这种岩浆热液流体的性质认识不足。我们最近的研究发现成矿岩浆出溶的热液流体包裹体普遍含赤铁矿及氯化钠等晶体, 说明成矿岩浆出溶的热液流体高盐度、富铁, 其铁含量可达12%。这种流体不但可以在岩浆期后导致广泛的热液蚀变, 如钠长石化; 也可以对矿石进行改造, 比如磁铁矿的再溶解(Hu等, 2015)去杂加富形成富铁矿。如果有合适的物理化学条件, 这种流体只要富集4~5倍就可以直接沉淀形成富铁矿。

另外, 与矽卡岩型富铁矿相似, 膏岩层也参与了陆

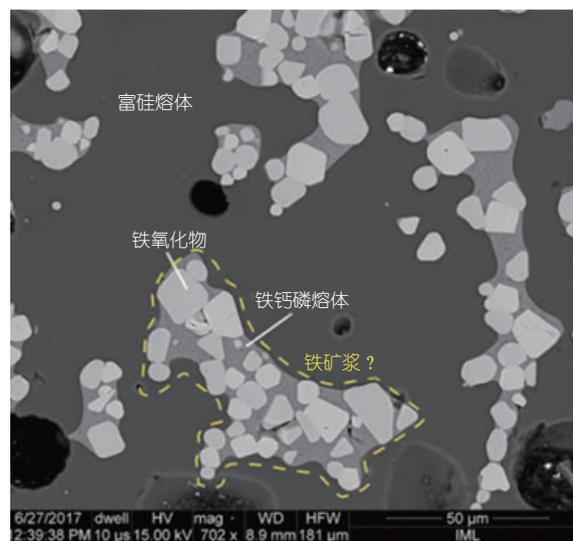


图 12 不混溶实验结果

实验形成的混合物的化学成分接近富铁矿石的混合物。具体实验细节详见Hou等(2018)

相火山岩型富铁矿的成矿作用, 其主要证据包括: (1) 庐枞罗河、泥河铁矿和宁芜太山铁矿发育的独特的膏辉岩(石膏-透辉石)组合, 这是闪长玢岩岩浆与膏盐层发生高温相互作用的最好证据; (2) 广泛发育的透辉石、透闪石、阳起石、钠长石、钠柱石、方柱石、钾长石化等可能是膏盐层参与岩浆-热液蚀变之产物; (3) 石膏 $\delta^{34}\text{S}$ 值多在20‰以上, 硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值大部分>10‰, 远高于幔源硫的分布范围, 硫同位素计算表明矿床中80%以上硫来自膏盐层(李延河等, 2013); (4) 富铁矿床含矿岩体一个共同的特征是常发育大面积的钠化蚀变. 膏岩层在富铁矿形成过程中的作用与矽卡岩富铁矿类似, 在此不再重复.

综上所述, 陆相火山岩型富铁矿很可能是在岩浆-热液阶段内, 多次高温、高盐度、富铁的熔体熔离以及热液快速熔离、出溶充填和膏岩层对成矿流体的演化、多阶段流体交代作用叠加复合的结果.

5.3.2 海相火山岩型富铁矿

由于海相火山岩型铁矿国外尚无报道(张招崇等, 2014), 所以对该类型富铁矿的成因研究仅限国内矿床, 主要认识包括火山气液交代充填-矿浆贯入型(卢登蓉等, 1995)、火山热液充填交代型(卢登蓉等, 1995, 何英, 2007)、火山喷溢沉积-热液加富火山岩型(陈毓川等, 2008)、火山喷溢熔离型(张洪武和谢丽霞, 2001)、矿浆贯入叠加热液改造型(王登红等, 2006)等.

许多铁矿床中可见矿体与围岩呈截然的突变接触关系, 矿石发育隐爆角砾状构造, 磁铁矿发育板条状和树枝状结构等, 显示了“矿浆或富铁流体”贯入成矿的典型特征(智博铁矿、查岗诺尔铁矿、蒙库铁矿床和

阿巴宫铁矿床), 但是这些矿床显示出强烈的交代作用, 如矿体与围岩中均发育有矽卡岩, 并且矿石中磁铁矿低的Ti含量均表明其不是岩浆形成的, 而是热液作用的产物. 那么, 富铁矿又是如何通过热液作用形成的?

对一些与铁矿有关的火山岩研究表明, 常存在富铁火山岩, 如Li N B等(2015)报道在西天山查岗诺尔铁矿发现有铁质玄武岩(TFe_2O_3 为14.55~22.68wt%), Li H M等(2015b, 2018)则在东天山雅满苏铁矿、黑尖山铁矿的火山岩中发现富铁火山岩角砾和团块, 其 TFe_2O_3 达26wt%. 另外, 王雯等(2017)在阿尔泰吉伯特铁矿床中发现早期石榴子石的核部存在大量富铁熔体和磁铁矿子晶的熔融包裹体. 这些都说明岩浆通过演化形成富铁岩浆, 从而导致岩浆演化晚期铁发生初步富集, 并为富铁流体的形成创造了条件. 另外, 与上述熔融包裹体共存的还有流体包裹体, 这些流体包裹体富含萤石、微晶磁铁矿(图13a)、石盐(图13b), 表明成矿流体是富含F的高盐度富铁流体. 这种富F的高盐度流体具有很强的淋滤早期富铁火山岩中的铁的能力, 使得成矿流体中铁的浓度不断提高, 这种高浓度的富铁流体在各种构造体系的迁移过程中因温度梯度很大而快速冷却, 导致流体中铁的溶解度降低和磁铁矿的快速沉淀形成富铁矿体(矽卡岩不发育), 或者与围岩碳酸盐反应导致铁的沉淀形成富铁矿石(发育矽卡岩).

与矽卡岩型富铁矿相似, 磁铁矿也存在溶解-再沉淀的再平衡结构现象(图9j、9k). 在许多海相火山岩型富铁矿中均发现多个阶段的磁铁矿和石榴子石, 且石榴子石与磁铁矿显多个世代并具有明显不同的成分(蒋宗胜等, 2012; 张喜, 2013), 晚期磁铁矿显示出热液

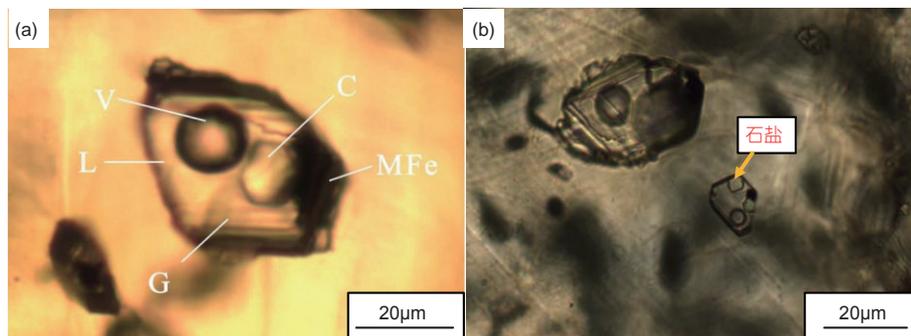


图 13 海相火山岩型铁矿的富萤石和磁铁矿子晶的熔流体包裹体(a)和流体包裹体中的石盐子晶(b)的单偏光镜下照片

V-气泡; G-玻璃; L-液相; C-萤石子晶; MFe-磁铁矿子晶

性质并明显交代早期岩浆成因磁铁矿(Jiang等, 2014), 存在磁铁矿角砾被矽卡岩矿物胶结现象(雅满苏铁矿、百灵山铁矿、查岗诺尔铁矿和智博铁矿), 而且晚阶段的磁铁矿铁的含量要高, 说明多阶段的流体作用导致去杂富铁。但是导致矽卡岩型富铁矿中磁铁矿溶解-再沉淀的驱动机制主要是多期次的岩浆侵入, 而驱动海相火山岩型富铁矿磁铁矿溶解-再沉淀的机制则可能与其地壳岩浆房产生的热驱动的热对流有关。

张招崇等(2016)的研究发现, 与海相火山岩铁矿有关的火山岩均存在角闪石和黑云母等斑晶, 说明岩浆经历了岩浆房的演化过程, 而且岩浆是富流体的, 所以为铁矿成矿提供了流体的来源。由于岩浆房中可能不断有新的岩浆补充, 从而不断出溶富铁的岩浆热液流体加入成矿系统, 导致早期沉淀的磁铁矿的溶解进而发生再沉淀形成富铁矿石。

综上所述, 海相火山岩型富铁矿的形成可以归结为下列过程: 1) 岩浆演化导致铁的富集; 2) 富F高盐度富铁流体的形成; 3) 多期次岩浆补充导致这种富铁流体的持续供给; 4) 流体淋滤火山岩导致富铁成矿流体的形成; 5) 早期的贫铁矿石去杂形成富铁矿石。

5.4 岩浆型富铁矿

5.4.1 攀枝花式富铁矿

虽然该类型铁矿以贫铁矿为主, 但也有少量的富铁矿石, 如攀枝花底部和下部的块状矿石。然而, 对于富铁矿的形成还存在激烈的争论, 总体上有两种观点: 一是认为富铁矿是由富铁岩浆发生不混溶作用直接形成磁铁矿岩浆结晶形成(Zhou等, 2005, 2013; Liu等, 2014; Xing和Wang, 2017; Wang K等, 2018; Cao等, 2019); 另一种观点认为, 磁铁矿从富铁岩浆中分离结晶, 直接堆积形成富铁矿石(Pang等, 2008; Zhang等, 2009)。前一种观点正如前面所述, 得不到高温高压实验的证明, 后一种观点则无法解释块状矿石和辉长岩呈截然的接触关系, 因为分离结晶作用会导致矿物呈渐变过渡关系。最近, Wang等(2017)在磷灰石中识别出富铁和富硅的熔融包裹体, 由此提出岩浆演化过程中, 晶粥(mush)层发生的粒间不混溶作用形成富铁和富硅熔体, 其中富硅熔体密度较轻上升, 而富铁熔体下沉并发生分离结晶作用形成富铁矿石。但是这个模式依然无法解释块状矿石和辉长岩呈截然的接触关系。

岩相学观察表明, 磁铁矿是最早结晶的矿物(Pang等, 2008), 而且早期形成的单斜辉石普遍存在磁铁矿的席列构造(Song等, 2013), 说明母岩浆是富铁熔体, 并且磁铁矿是在这种富铁熔体中最早结晶的, 这一认识也得到了MELTS软件模拟的支持(Song等, 2013)。另外, 前已述及, 富铁矿石及其共生的辉长岩都显示出矿物的定向排列(图10b), 说明岩浆发生了流动分异。因此, 富铁矿体的形成可以归因于早期结晶的磁铁矿在岩浆流动过程中进一步富集的结果, 即富铁矿层是“流动分选”的物理分异现象, 这一推测也得到Forien等(2015)的实验支持。他们的实验模拟结果表明, 不同密度的物质可以在液体流动条件下由于密度差发生重力分选而富集, 密度差越大, 其纯度越高, 形成的界线越截然(图14)。由于磁铁矿的密度实际上比铬铁矿的密度大, 所以在流动分选过程中将更加显著。因此利用这一模式不仅可以很好地解释攀枝花富铁矿石与辉长岩的截然接触关系, 同时也可以解释不同部位矿石厚度不同的现象。攀枝花铁矿朱家包包-尖山矿段致密块状富铁矿层厚度巨大, 表明岩体北侧是岩浆房下凹的部位, 岩浆向下凹部位流动的动力更强, 流动分选作用和钛铁氧化物的堆积自然更加充分。

5.4.2 大庙式富铁矿

大庙斜长岩体内部的富Fe-Ti-P矿脉和富Fe-Ti-P岩脉呈不规则脉状穿插斜长岩, 普遍被认为是斜长岩残余岩浆演化的产物, 因为斜长石的结晶会导致残余岩浆富铁(Zhao等, 2009; Li L X等, 2019b)。但是, 残余岩浆演化过程中的铁质超常富集机制还存在争议, 有液态不混溶和结晶分异两种观点。部分学者认为残余岩浆如果直接结晶则形成辉长苏长岩, 如果经历液态不混溶作用则形成富Fe和富Si的两种岩浆, 其中富Fe岩浆结晶形成富铁矿脉, 富Si岩浆形成花岗质岩脉(Chen等, 2013; He等, 2016); 其他学者则认为富Fe-Ti-P矿石和富Fe-Ti-P岩石的形成与残余岩浆连续且彻底的分离结晶作用有关(Li L X等, 2015)。但是, 这两种机制在解释不含硅酸盐矿物的富铁矿脉的成因时有各自的局限性: 对于液态不混溶机制, 难以解释的是实验无法在自然条件下模拟出纯的Fe-Ti-P岩浆(Wang等, 2017); 而对于结晶分异机制, 不能解释的是富Fe-Ti-P矿石中磷灰石难以与密度接近的单斜辉石($\sim 3.5 \text{ g cm}^{-3}$)分离、磷灰石和磁铁矿密度相差很大但

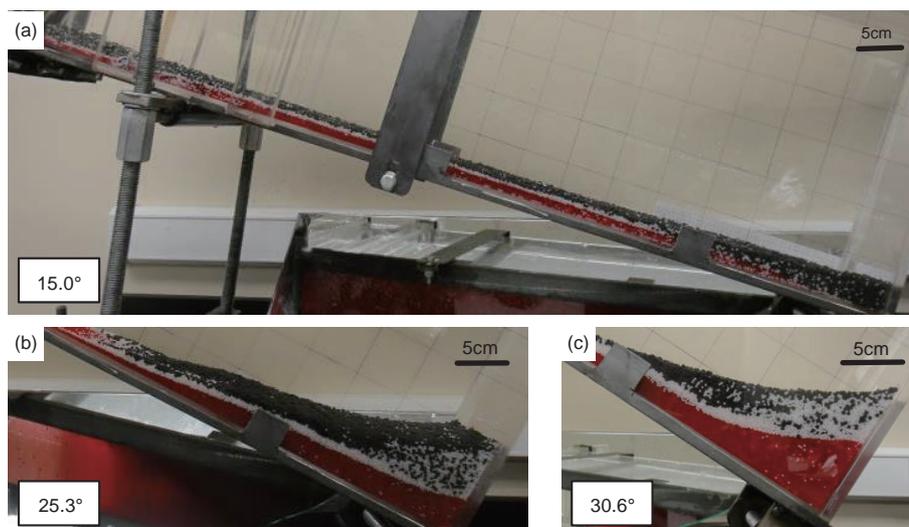


图 14 实验模拟不同密度颗粒在流体流动过程中发生分选现象

据Forien等(2015). (a)、(b)和(c)分别表示在不同倾角下的模拟实验. 实验中红色玻璃珠、白色松脂球和黑色硅树脂球的密度分别为2.52、1.41和1.30g cm⁻³, 被假定分别代表铬铁矿、辉石和长石; 液相为甘油, 密度为1.26g cm⁻³, 黏度为1.41Pa s

密切共生的问题, 以及矿体脉状产出的特点(赵太平等, 2010; 张招崇, 2018).

大庙式富Fe-Ti-P矿脉边部广泛发育围岩蚀变, 说明流体活动与成矿关系密切. 富铁矿石的磷灰石中发育大量的原生流体包裹体, 显微测温结果表明成矿有关的流体为富CaCl₂-NaCl-H₂O-CO₂体系(李立兴等, 2010). 磷灰石中也发育含有蛭石和绿泥石的结晶熔融包裹体, 说明岩浆演化晚期富Fe-Ti-P岩浆中存在较多流体(Wang等, 2017). 富Fe-Ti-P矿石中锆石成因矿物学研究和挥发分组成研究表明, 富Fe-Ti-P岩浆演化晚期H₂O和CO₂等流体含量的不断增加导致岩浆的氧逸度升高, 最终造成磁铁矿的大量结晶(邢长明等, 2011; 周久龙等, 2013). 值得注意的是, 大庙式富Fe-Ti-P矿脉主要发育在蚀变后的白色斜长岩中, 而新鲜的暗色斜长岩中几乎没有富矿体. 岩相学观察发现, 暗色斜长岩的斜长石中发育大量细小的铁钛氧化物棒状出溶体, 而白色斜长岩的斜长石中则没有该包裹体发育, 说明暗色斜长岩蚀变过程中, 大量棒状铁钛氧化物包裹体中的铁被淋滤出来, 并通过热液带到斜长岩的裂隙中沉淀形成富Fe-Ti-P矿脉(Li H M等, 2014). Li L X等(2019c)根据未蚀变斜长岩、蚀变斜长岩和富铁矿石中斜锆石-锆石相变关系, 揭示成矿流体在>700°C温度条件下从岩浆中出溶, 在约350°C时仍非常活跃, 提出大庙斜长岩型富Fe-Ti-P矿为岩浆-热液过渡成因, 铁钛

氧化物形成于岩浆阶段, 而磷灰石的形成贯穿整个岩浆-热液成矿过程.

5.5 富铁矿成因机制与关键控制因素

5.5.1 铁矿浆与块状富铁矿石

由前所述, 无论是岩浆型矿床还是火山岩型(包括陆相火山岩型和海相火山岩型)或矽卡岩型铁矿, 均存在块状矿石与围岩呈截然接触关系的现象, 所以有学者提出它们可能是由不混溶作用形成的纯的铁(磷)矿浆直接灌入冷凝形成的(如Buddington等, 1955; Zhou等, 2005; Tornos等, 2016). 然而, 大量不混溶实验无法获得这种纯的铁(磷)矿浆, 不混溶实验产生的是含硅酸盐的富铁岩浆(Philpotts, 1981, 1982). 所以很多学者并不认可自然界有这种熔体的存在(Lindsley和Epler, 2017; Wang等, 2017). 因此, 与岩浆有关的块状矿石是否是纯铁(磷)矿浆一直存在疑问, 并争论了半个多世纪.

最近, Hou等(2018)在富水和高氧逸度(FMQ+3.1~FMQ+3.3)条件下, 获得了不混溶产生的Fe-P熔体或Fe-Ca-P熔体, 以及富硅的流纹质熔体. Xie等(2019)在智利El Laco铁矿中找到了与不混溶实验结果成分相似的熔融包裹体(Fe-P熔体和流纹质熔体). 然而, 这一实验结果也与块状矿石有一定差别, 如不混

溶熔体中含有少量的 SiO_2 、 MgO 和 CaO , 说明块状矿石不是直接由纯的铁(磷)矿浆冷凝形成的, 而是经过后期的进一步改造形成的。另外, 实验产物中的磁铁矿均是富钛的, 而火山岩型(包括陆相和海相火山岩型)和矽卡岩型富铁矿中的磁铁矿均为低钛磁铁矿, 因此火山岩型和矽卡岩型富铁矿不太可能是纯的铁矿浆直接结晶形成的。至于大庙式斜长岩型富 Fe-Ti-P 矿石, 不混溶作用可能发挥了重要作用, 但是也经过了后期的改造, 如分离结晶以及流体的作用。

5.5.2 富铁矿的成矿机制: 多期次-多阶段复合叠加-改造

纵观沉积变质型、矽卡岩型、火山岩型和岩浆型富铁矿的形成机制, 均不是单一的成矿过程形成的, 而是经历了多期次-多阶段复合叠加-改造过程。按照不同阶段的时间演化关系, 可以将其划分为两个类型: 一是不同阶段成矿在时间演化上是连续的, 本文称之为不同阶段叠加复合型, 即大体上是同一构造-岩浆活动中, 在岩浆热源和构造应力的驱动下的同源富铁矿浆/矿液多次叠加成矿作用, 是成矿作用类型相似、各次活动彼此有一定关联的成矿作用的叠加复合。此类矿床包括岩浆型钒钛磁铁矿床(包括攀枝花式和大庙式)、矽卡岩型、陆相火山岩型和海相火山岩型富铁矿; 二是不同期次成矿在时间演化上是不连续的, 我们称之为不同期次叠加改造型, 指的是成矿地质作用类型完全不同、时代相差很大, 彼此之间缺乏明显关联的多次成矿作用叠加改造形成的矿床, 即多时期、多成因和多物源复合叠加改造成因的矿床, 如沉积变质型富铁矿(包括海南石碌富铁矿和辽宁弓长岭二矿区富铁矿)。

不同阶段叠加复合形成的富铁矿一般可划分为三个阶段: 一是岩浆阶段成矿, 以攀枝花式钒钛磁铁矿床为代表, 所有成矿作用均发生在岩浆阶段, 其中分离结晶起到了重要作用, 流动分异导致的高密度的磁铁矿进一步富集; 二是岩浆-热液过渡阶段成矿, 以大庙式钒钛磁铁矿床为代表, 富铁矿最终发生在岩浆-热液过渡阶段; 三是岩浆热液阶段富集成矿, 包括矽卡岩型、海相火山岩型和陆相火山岩型, 富铁矿的形成均经历了岩浆阶段和热液阶段, 岩浆阶段导致出溶高温高盐度的富铁流体, 为富铁矿的形成奠定了重要的物质基础, 但富铁矿的形成发生于热液阶段, 是多阶段热液

演化导致叠加改造去杂的结果。

6 结论

(1) 我国富铁矿成矿地质背景: 条带状铁建造型铁矿是全球性的太古宙晚期的缺氧环境下, 铁质在层化海洋的浅海环境巨量堆积的产物; 中国东部矽卡岩型和陆相火山岩型铁矿爆发性巨量堆积成矿与岩石圈快速伸展减薄有关; 地幔柱背景下岩石圈地幔中存在早期俯冲成因的榴辉岩是攀西地区钒钛磁铁矿巨量堆积成矿的关键因素; 热幔-冷壳背景下的高角度俯冲是海相火山岩型铁矿巨量堆积成矿的关键。

(2) 与岩浆作用有关的块状富铁矿石不是由不混溶作用的纯铁矿浆直接冷凝形成的, 而是岩浆-热液系统经过多阶段复合叠加改造的结果。

(3) 不同类型富铁矿是贫矿经去硅富铁、去杂富铁、铁质活化再富集等多期次-多阶段复合叠加改造的结果。按照时间演化可以分为不同期次叠加改造型和不同阶段叠加复合型, 前者为沉积变质型富铁矿, 后者则是与岩浆-热液有关的富铁矿, 包括矽卡岩型、火山岩型和岩浆型。

致谢 感谢三位矿床领域的专家审阅了全文并提出了宝贵的修改建议和意见, 使论文质量得以显著提高。前人对富铁矿进行过大量的研究, 本文撰写过程中参考了大量前人的资料, 但限于篇幅, 无法对前人的工作一一列举, 谨此表示歉意。

参考文献

- 常印佛, 刘湘培, 吴言昌. 1991. 长江中下游铜铁成矿带. 北京: 地质出版社. 1-380
- 常印佛, 李加好, 宋传. 2019. 长江中下游成矿带区域构造格局的新认识. 岩石学报, 35: 3579-3591
- 长江中下游火山岩区铁矿研究组. 1977. 玢岩铁矿——安山质火山岩地区铁矿床的一组成因模式. 地质学报, 1: 1-18
- 陈毓川, 刘德权, 唐延龄, 王登红, 董联慧, 徐新, 王晓地. 2008. 中国天山矿产及成矿体系(上册). 北京: 地质出版社. 243-287
- 陈正乐, 陈柏林, 李厚民, 杜维河, 李立兴, 韩凤彬, 王永, 孙岳, 吴玉, 张文高. 2014. 河北承德大庙铁矿床地质构造特征与找矿预测. 地质学报, 88: 2339-2350
- 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: 71-72
- 范裕, 周涛发, 袁峰, 唐敏惠, 张乐骏, 马良, 谢杰. 2010. 庐枞盆地高

- 硫化型浅成低温热液成矿系统: 来自矾山明矾石矿床地质特征和硫同位素地球化学的证据. 岩石学报, 26: 3657-3666
- 何英. 2007. 哈密雅满苏铁矿床地质地球化学特征. 西部探矿工程, 11: 142-144
- 胡浩, 段壮, Luo Y, 李建威. 2014. 鄂东程潮铁磁铁矿的微量元素组成及其矿床成因意义. 岩石学报, 30: 1292-1306
- 黄清涛, 尹恭沛. 1989. 安徽庐江罗河铁矿. 北京: 地质出版社. 1-193
- 蒋宗胜. 2014. 西天山智博铁矿区炭纪火山作用与铁成矿研究. 博士学位论文. 北京: 中国地质科学院
- 蒋宗胜, 张作衡, 侯可军, 洪为, 王志华, 李凤鸣, 田敬全. 2012. 西天山查岗诺尔和智博铁矿区火山岩地球化学特征、锆石U-Pb年龄及地质意义. 岩石学报, 28: 2074-2088
- 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: 1205-1217
- 李厚民, 王登红, 李立兴, 陈靖, 杨秀清, 刘明军. 2012. 中国铁矿成矿规律及重点矿集区资源潜力分析. 中国地质, 39: 559-580
- 李建威, 赵新福, 邓晓东, 谭俊, 胡浩, 张东阳, 李占轲, 李欢, 荣辉, 杨梅珍, 曹康, 靳晓野, 隋吉祥, 俎波, 昌佳, 吴亚飞, 文广, 赵少瑞. 2019. 新中国成立以来中国矿床学研究若干重要进展. 中国科学: 地球科学, 49: 1720-1771
- 李九玲, 张桂兰, 苏良赫. 1986. 与矿浆成矿有关的 $\text{FeO-Ca}_3(\text{PO}_4)_2\text{-NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-CaMgSi}_2\text{O}_6$ 四元体系模拟实验研究. 中国地质科学院矿床地质研究所文集, 18: 197-204
- 李立兴, 李厚民, 陈正乐, 王登红, 陈伟十. 2010. 河北承德黑山铁矿床热液成矿特征及流体包裹体研究. 岩石学报, 26: 858-870
- 李延河, 谢桂青, 段超, 韩丹, 王成玉. 2013. 膏盐层在矽卡岩型铁矿成矿中的作用. 地质学报, 87: 1324-1333
- 李延河, 张增杰, 侯可军, 段超, 万德芳, 胡古月. 2014. 辽宁鞍山地区沉积变质型富铁矿的成因: Fe、Si、O、S同位素证据. 地质学报, 88: 2351-2372
- 李志红, 朱祥坤, 孙剑. 2014. 江西新余铁矿的地球化学特征及其与华北BIFs铁矿的对比. 岩石学报, 30: 1279-1291
- 卢登蓉, 姬金生, 吕仁生, 陶洪祥. 1995. 雅满苏铁矿稀土元素地球化学特征. 西安工程学院学报, 18: 12-16
- 宁芜研究项目编写小组. 1978. 宁芜玢岩铁矿. 北京: 地质出版社. 1-196
- 沈其韩, 宋会侠. 2015. 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. 岩石学报, 31: 2795-2815
- 舒全安, 陈培良, 程建荣. 1992. 鄂东铁铜矿产地地质. 北京: 冶金工业出版社. 1-532
- 宋学信, 陈毓川, 盛继福, 艾永德. 1981. 论火山-浅成矿浆铁矿床. 地质学报, 1: 43-86
- 孙静, 罗照华, 张长厚, 郭少丰, 李健, 杜维河, 王德忠, 潘颖, 周久龙, 李旭东. 2009. 大庙铁矿田——危机矿山还是潜在超大型铁矿基地. 中国地质, 36: 255-267
- 孙卫东, 凌明星, 汪方跃, 丁兴, 胡艳华, 周继彬, 杨晓勇. 2008. 太平洋板块俯冲与中国东部中生代地质事件. 矿物岩石地球化学通报, 27: 218-225
- 王登红, 李纯杰, 陈郑辉, 陈世平, 肖克炎, 李华芹, 梁婷. 2006. 东天山成矿规律与找矿方向初步研究. 地质通报, 25: 910-915
- 王恩德, 夏建明, 赵纯福, 付建飞, 侯根群. 2012. 弓长岭铁矿床磁铁矿富矿形成机制探讨. 地质学报, 86: 1761-1772
- 王智琳, 许德如, Kusiak M A, 吴传军, 于亮亮. 2015. 海南石碌铁矿独居石的成因类型、化学定年及地质意义. 岩石学报, 31: 200-216
- 王雯, 柴凤梅, 王海培, 杨俊杰, 李强, 谷高灵. 2017. 新疆阿尔泰吉伯特铁矿床包裹体特征研究. 地质科学, 52: 571-591
- 邢长明, 陈伟, 王焰, 赵太平. 2011. 北克拉通北缘元古宙宙宙Fe-Ti-P矿床的挥发份组成和C-H-O同位素研究. 岩石学报, 27: 1500-1510
- 许德如, 肖勇, 夏斌, 蔡仁杰, 侯威, 王力, 刘朝露, 赵斌. 2009. 海南石碌铁矿床成矿模式与找矿预测. 北京: 地质出版社. 1-331
- 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: 1917-1031
- 姚培慧. 1993. 中国铁矿志. 北京: 冶金工业出版社. 1-622
- 姚书振. 1983. 湖北灵乡矿浆——热液过渡型铁矿床的地质特征及某些成因问题的初步探讨. 地质科技情报, S1: 71-78
- 袁家铮. 1990. 梅山铁矿矿石类型及成因: 高温实验结果探讨. 现代地质, 4: 77-84
- 翟裕生. 1965. 某斜长岩的岩石特征及成因. 地质论评, 23: 186-195
- 翟裕生, 姚书振, 林新多, 周慕若, 万天丰, 金福全, 周宗桂. 1992. 长江中下游地区铁铜(金)成矿规律. 北京: 地质出版社. 1-235
- 张洪武, 谢丽霞. 2001. 对雅满苏铁矿床成因的新认识. 长春工程学院学报(自然科学版), 2: 26-29
- 张建岭, 许德如, 于亮亮, 侯茂洲. 2018. 江西新余铁矿花岗岩体和赋矿围岩锆石U-Pb定年. 中国有色金属学报, 28: 971-984
- 张连昌, 翟明国, 万渝生, 郭敬辉, 代堰铭, 王长乐, 刘利. 2012. 华北克拉通前寒武纪BIF铁矿研究: 进展与问题. 岩石学报, 28: 3431-3445
- 张喜. 2013. 西天山智博和查岗诺尔铁矿成矿背景与成矿作用研究. 博士学位论文. 北京: 中国科学院地质与地球物理研究所. 1-226
- 张招崇. 2018. 元古宙斜长岩体及其Fe-Ti-P矿床的成因. 矿物岩石地球化学通报, 37: 1047-1091
- 张招崇, 侯通, 李厚民, 李建威, 张作衡, 宋谢炎. 2014. 岩浆-热液系统中铁的富集机制探讨. 岩石学报, 30: 1189-1204
- 张招崇, 柴凤梅, 谢秋红. 2016. 热幔-冷壳背景下的高角度俯冲: 海相火山岩型铁矿的形成. 中国地质, 43: 367-379
- 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
- 赵太平, 陈伟, 卢兵. 2010. 斜长岩体中Fe-Ti-P矿床的特征与成因. 地

- 学前缘, 17: 106–117
- 赵一鸣. 2013. 中国主要富铁矿床类型及地质特征. 矿床地质, 32: 685–704
- 赵一鸣, 林文蔚, 毕承思, 李大新, 蒋崇俊. 1990. 中国矽卡岩矿床. 北京: 地质出版社. 1–354
- 赵一鸣, 吴良士, 白鸽, 袁忠信, 叶庆同, 黄民智, 芮宗瑶, 盛继福, 林文蔚, 邓顺平, 毛景文, 毕承思, 党泽发, 王龙生, 张作衡, 陈伟十. 2004. 中国主要金属矿床成矿规律. 北京: 地质出版社. 13–62
- 赵永鑫. 1993. 长江中下游地区接触带铁矿床形成机理. 武汉: 中国地质大学出版社. 1–156
- 周久龙, 罗照华, 潘颖, 李旭东. 2013. 岩浆型铁矿床中脉状铁矿体的成因: 以承德黑山铁矿床为例. 岩石学报, 29: 3555–3566
- 周世泰. 1994. 鞍山-本溪地区条带状铁矿地质. 北京: 地质出版社. 1–276
- 周涛发, 范裕, 王世伟. 2017. 长江中下游成矿带成矿规律和成矿模式. 岩石学报, 33: 3353–3372
- 朱乔乔, 谢桂青, 李伟. 2019. 鄂东矿集区矽卡岩型铁矿的叠加富集机制: 来自磁铁矿结构和矿石品位数据的制约. 岩石学报, 35: 3703–3720
- Bai Z J, Zhong H, Li C S, Zhu W G, He D F, Qi L. 2014. Contrasting parental magma compositions for the Hongge and Panzhihua magmatic Fe-Ti-V oxide deposits, Emeishan large igneous province, SW China. *Econ Geol*, 109: 1763–1785
- Bai Z J, Zhong H, Naldrett A J, Zhu W G, Xu G W. 2013. Whole-rock and mineral composition constraints on the genesis of the giant Hongge Fe-Ti-V oxide deposit in the Emeishan Large Igneous Province, Southwest China. *Econ Geol*, 107: 507–524
- Basta F F, Maurice A E, Fontboté L, Favarger P Y. 2011. Petrology and geochemistry of the banded iron formation (BIF) of Wadi Karim and Um Anab, Eastern Desert, Egypt: Implications for the origin of Neoproterozoic BIF. *Precam Res*, 187: 277–292
- Bekker A, Slack J F, Planavsky N, Krapez B, Hofmann A, Konhauser K O, Rouxel O J. 2010. Iron formation: The sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic, and biospheric processes. *Econ Geol*, 105: 467–508
- Buddington A F, Fahey J J, Vlisidis A C. 1955. Thermometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite. *Am J Sci*, 253: 497–532
- Cao Y, Wang C Y, Huang F, Zhang Z. 2019. Iron isotope systematics of the Panzhihua mafic layered intrusion associated with giant Fe-Ti oxide deposit in the Emeishan large igneous province, SW China. *J Geophys Res Solid Earth*, 124: 358–375
- Chang Z S, Shu Q H, Meinert L. 2019. Skarn deposits of China. *Soc Econ Geol-Spec Publ*, 22: 189–234
- Chen B, Tian W, Jahn B M, Chen Z C. 2008. Zircon SHRIMP U-Pb ages and in-situ Hf isotopic analysis for the Mesozoic intrusions in South Taihang, North China craton: Evidence for hybridization between mantle-derived magmas and crustal components. *Lithos*, 102: 118–137
- Chen B, Zhai M G, Tian W. 2007. Origin of the Mesozoic magmatism in the North China Craton: Constraints from petrological and geochemical data. *Geol Soc Lond Spec Publ*, 280: 131–151
- Chen W T, Zhou M F, Zhao T P. 2013. Differentiation of nelsonitic magmas in the formation of the ~1.74 Ga Damiao Fe-Ti-P ore deposit, North China. *Contrib Mineral Petrol*, 165: 1341–1362
- Deng X D, Li J W, Luo T, Wang H Q. 2017. Dating magmatic and hydrothermal processes using andradite-rich garnet U-Pb geochronometry. *Contrib Mineral Petrol*, 172: 71
- Deng X D, Li J W, Wen G. 2014. Dating iron skarn mineralization using hydrothermal allanite-(La) U-Th-Pb isotopes by laser ablation ICP-MS. *Chem Geol*, 382: 95–110
- Deng X D, Li J W, Wen G. 2015. U-Pb geochronology of hydrothermal zircons from the early Cretaceous iron skarn deposits in the Handan-Xingtai district, North China craton. *Econ Geol*, 110: 2159–2180
- Dill H G. 2010. The “Chessboard” classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminum to zirconium. *Earth-Sci Rev*, 100: 1–420
- Duan S G, Zhang Z H, Jiang Z S, Zhao J, Zhang Y, Li F, Tian J. 2014. Geology, geochemistry, and geochronology of the Dunde iron-zinc ore deposit in western Tianshan, China. *Ore Geol Rev*, 57: 441–461
- Duchesne J C, Liegeois J P, Vander Auwera J, Longhi J. 1999. The crustal tongue melting model and the origin of massive anorthosites. *Terra Nova*, 11: 100–105
- Forien M, Tremblay J, Barnes S J, Burgisser A, Pagé P. 2015. The role of viscous particle segregation in forming chromite layers from slumped crystal slurries: Insights from analogue experiments. *J Petrol*, 56: 2425–2444
- Hagemann S G, Angerer T, Duuring P, Rosière C A, Figueiredo e Silva R C, Lobato L, Hensler A S, Walde D H G. 2016. BIF-hosted iron mineral system: A review. *Ore Geol Rev*, 76: 317–359
- He H L, Yu S Y, Song X Y, Du Z S, Dai Z H, Zhou T, Xie W. 2016. Origin of nelsonite and Fe-Ti oxides ore of the Damiao anorthosite complex, NE China: Evidence from trace element geochemistry of apatite, plagioclase, magnetite and ilmenite. *Ore Geol Rev*, 79: 367–381
- Henríquez F, Martín R. 1978. Crystal-growth textures in magnetite flows and feeder dykes, El Laco, Chile. *Can Mineral*, 16: 581–589
- Henríquez F, Nyström J O. 1998. Magnetite bombs at El Laco volcano, Chile. *GFF*, 120: 269–271
- Hildebrand R S. 1986. Kiruna-type deposits; their origin and relationship to intermediate subvolcanic plutons in the Great Bear magmatic zone, Northwest Canada. *Econ Geol*, 81: 640–659

- Hou T, Charlier B, Holtz F, Veksler I, Zhang Z, Thomas R, Namur O. 2018. Immiscible hydrous Fe-Ca-P melt and the origin of iron oxide-apatite ore deposits. *Nat Commun*, 9: 1415
- Hou T, Zhang Z C, Du Y S, Li S T. 2009. Geology of the Gushan iron oxide deposit associated with dioritic porphyries, eastern Yangtze craton, SE China. *Int Geol Rev*, 51: 520–541
- Hou T, Zhang Z C, Encarnacion J, Santosh M, Sun Y L. 2013. The role of recycled oceanic crust in magmatism and metallogeny: Os-Sr-Nd isotopes, U-Pb geochronology and geochemistry of picritic dykes in the Panzhihua giant Fe-Ti oxide deposit, central Emeishan large igneous province, SW China. *Contrib Mineral Petrol*, 165: 805–822
- Hou T, Zhang Z C, Ye X R, Encarnacion J, Reichow M K. 2011. Noble gas isotopic systematics of Fe-Ti-V oxide ore-related mafic-ultramafic layered intrusions in the Panxi area, China: The role of recycled oceanic crust in their petrogenesis. *Geochim Cosmochim Acta*, 75: 6727–6741
- Hu H, Lentz D R, Li J W, McCarron T, Zhao X F, Hall D. 2015. Re-equilibration processes in magnetite from iron skarn deposits. *Econ Geol*, 110: 1–8
- Hu H, Li J W, Harlov D E, Lentz D R, McFarlane C R M, Yang Y H. 2020. A genetic link between iron oxide-apatite and iron skarn mineralization in the Jinniu volcanic basin, Daye district, eastern China: Evidence from magnetite geochemistry and multi-mineral U-Pb geochronology. *GSA Bull*, 132: 899–917
- Hu H, Li J W, Lentz D, Ren Z, Zhao X F, Deng X D, Hall D. 2014. Dissolution-precipitation process of magnetite from the Chengchao iron deposit: Insights into ore genesis and implication for in-situ chemical analysis of magnetite. *Ore Geol Rev*, 57: 393–405
- Hu X, Chen H Y, Zhao L D, Han J S, Xia X P. 2017. Magnetite geochemistry of the Longqiao and Tieshan Fe-(Cu) deposits in the Middle-Lower Yangtze River Belt: Implications for deposit type and ore genesis. *Ore Geol Rev*, 89: 822–835
- Isley A E. 1995. Hydrothermal plumes and the delivery of iron to banded iron formation. *J Petrol*, 103: 169–185
- Jiang Z S, Zhang Z H, Wang Z H, Duan S G, Li F M, Tian J Q. 2014. Geology, geochemistry, and geochronology of the Zhibo iron deposit in the Western Tianshan, NW China: Constraints on metallogenesis and tectonic setting. *Ore Geol Rev*, 57: 406–424
- Klein C. 2005. Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origins. *Am Miner*, 90: 1473–1499
- Konhauser K O, Planavsky N J, Hardisty D S, Robbins L J, Warchola T J, Haugaard R, Lalonde S V, Partin C A, Onk P B H, Tsikos H, Lyons T W, Bekker A, Johnson C M. 2017. Iron formations: A global record of Neoproterozoic to Palaeoproterozoic environmental history. *Earth-Sci Rev*, 172: 140–177
- Lester G W, Clark A H, Kyser T K, Naslund H R. 2013. Experiments on liquid immiscibility in silicate melts with H₂O, P, S, F and Cl: Implications for natural magmas. *Contrib Mineral Petrol*, 166: 329–349
- Li H M, Ding J H, Zhang Z C, Li L X, Chen J, Yao T. 2015b. Iron-rich fragments in the Yamansu iron deposit, Xinjiang, NW China: Constraints on metallogenesis. *J Asian Earth Sci*, 113: 1068–1081
- Li H M, Li L X, Ding J H, Li Y H, Song Z, Meng J, Ma Y B. 2018. Occurrence of the iron-rich melt in the Heijianshan iron deposit, Eastern Tianshan, NW China: Insights into the origin of volcanic rock-hosted iron deposits. *Acta Geol Sin*, 92: 666–681
- Li H M, Li L X, Zhang Z C, Santosh M, Liu M J, Cui Y H, Yang X Q, Chen J, Yao T. 2014. Alteration of the Damiao anorthosite complex in the northern North China Craton: Implications for high-grade iron mineralization. *Ore Geol Rev*, 57: 574–588
- Li H M, Yang X Q, Li L X, Zhang Z C, Liu M J, Yao T, Chen J. 2015a. Desilicification and iron activation-precipitation in the high-grade magnetite ores in BIFs of the Anshan-Benxi area, China: Evidence from geology, geochemistry and stable isotopic characteristics. *J Asian Earth Sci*, 113: 998–1016
- Li J W, Vasconcelos P M, Zhou M F, Deng X D, Cohen B, Bi S J, Zhao X F, Selby D. 2014. Longevity of magmatic-hydrothermal systems in the Daye Cu-Fe-Au District, eastern China with implications for mineral exploration. *Ore Geol Rev*, 57: 375–392
- Li J W, Zhao X F, Zhou M F, Ma C Q, de Souza Z S, Vasconcelos P. 2009. Late Mesozoic magmatism from the Daye region, eastern China: U-Pb ages, petrogenesis, and geodynamic implications. *Contrib Mineral Petrol*, 157: 383–409
- Li L X, Li H M, Li Y Z, Yao T, Yang X Q, Chen J. 2015. Origin of rhythmic anorthositic-pyroxenitic layering in the Damiao anorthosite complex, China: Implications for late-stage fractional crystallization and genesis of Fe-Ti oxide ores. *J Asian Earth Sci*, 113: 1035–1055
- Li L X, Li H M, Zi J W, Rasmussen B, Sheppard S, Ma Y B, Meng J, Song Z. 2019b. The link between an anorthosite complex and underlying olivine-Ti-magnetite-rich layered intrusion in Damiao, China: Insights into magma chamber processes in the formation of Proterozoic massif-type anorthosites. *Contrib Mineral Petrol*, 174: 48
- Li L X, Li H M, Zi J W, Rasmussen B, Sheppard S, Wilde S A, Meng J. 2019c. Role of fluids in Fe-Ti-P mineralization of the Proterozoic Damiao anorthosite complex, China: Insights from baddeleyite-zircon relationships in ore and altered anorthosite. *Ore Geol Rev*, 115: 103186
- Li L X, Zi J W, Li H M, Rasmussen B, Wilde S A, Sheppard S, Ma Y B,

- Meng J, Song Z. 2019a. High-grade magnetite mineralization at 1.86 Ga in Neoproterozoic banded iron formations, Gongchangling, China: *In situ* U-Pb geochronology of metamorphic-hydrothermal zircon and monazite. *Econ Geol*, 114: 1159–1175
- Li L X, Zi J W, Meng J, Li H M, Rasmussen B, Sheppard S, Wilde S A, Li Y H. 2020. Using *in situ* monazite and xenotime U-Pb geochronology to resolve the fate of the “missing” banded iron formation-hosted high-grade hematite ores of the North China Craton. *Econ Geol*, 115: 189–204
- Li N B, Niu H C, Zhang X C, Zeng Q S, Shan Q, Li C Y, Yan S, Yang W B. 2015. Age, petrogenesis and tectonic significance of the ferrobasalts in the Chagangnuoer iron deposit, western Tianshan. *Int Geol Rev*, 57: 1218–1238
- Li W, Xie G, Mao J, Zhu Q, Zheng J. 2019. Mineralogy, fluid inclusion, and stable isotope studies of the Chengchao deposit, Hubei province, eastern China: Implications for the formation of high-grade Fe skarn deposits. *Econ Geol*, 114: 325–352
- Lindsley D H, Epler N. 2017. Do Fe-Ti-oxide magmas exist? Probably not! *Am Miner*, 102: 2157–2169
- Liu P P, Zhou M F, Chen W T, Boone M, Cnudde V. 2014. Using multiphase solid inclusions to constrain the origin of the Baima Fe-Ti(V) Oxide deposit, SW China. *J Petrol*, 55: 951–976
- Liu Y N, Fan Y, Zhou T F, Xiao X, White N C, Thompson J, Hong H L, Zhang L J. 2019. Geochemical characteristics of magnetite in Longqiao skarn iron deposit in the Middle-Lower Yangtze Metallogenic Belt, Eastern China. *Miner Depos*, 54: 1229–1242
- Mao J W, Xie G Q, Duan C, Pirajno F, Ishiyama D, Chen Y C. 2011. A tectono-genetic model for porphyry-skarn-stratabound Cu-Au-Mo-Fe and magnetite-apatite deposits along the Middle-Lower Yangtze River Valley, Eastern China. *Ore Geol Rev*, 43: 294–314
- Meinert L D, Doppie G M, Nicolescu S. 2005. World skarn deposits. In: Hedenquist J W, et al., eds. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*. Littleton: Society of Economic Geologists. 299–336
- Morris R C. 1983. Supergene alteration of banded iron formation. In: Trendall A F, Morris R C, eds. *Iron Formation: Facts and Problems*. Amsterdam: Elsevier Science Publications. 513–534
- Naslund H R. 1983. The effect of oxygen fugacity on liquid immiscibility in iron-bearing silicate melts. *Am J Sci*, 283: 1034–1059
- Naslund H R, Henriquez F, Nyström J O, Vivallo W, Dobbs F M. 2002. Magmatic iron ores and associated mineralisation: Examples from the Chilean High Andes and Coastal Cordillera. In: Porter T M, ed. *Hydrothermal Iron Oxide Copper-gold and Related Deposits: A Global Perspective*. Adelaide: PGC Publishing. 207–226
- Nyström J O, Henriquez F. 1994. Magmatic features of iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden: Ore textures and magnetite geochemistry. *Econ Geol*, 89: 820–839
- Pang K N, Zhou M F, Lindsley D, Zhao D, Malpas J. 2008. Origin of Fe-Ti oxide ores in mafic intrusions: Evidence from the Panzhihua Intrusion, SW China. *J Petrol*, 49: 295–313
- Park C F. 1961. A magnetite “flow” in northern Chile. *Econ Geol*, 56: 431–436
- Philpotts A R. 1967. Origin of certain iron-titanium oxide and apatite rocks. *Econ Geol*, 62: 303–315
- Philpotts A R. 1981. A model for the generation of massif-type anorthosites. *Can Mineral*, 19: 233–253
- Philpotts A R. 1982. Compositions of immiscible liquids in volcanic rocks. *Contr Mineral Petrol*, 80: 201–218
- Pokrovski G S, Dubrovinsky L S. 2011. The S^{3-} ion is stable in geological fluids at elevated temperatures and pressures. *Science*, 331: 1052–1054
- Sillitoe R H, Burrows D. 2002. New field evidence bearing on the origin of the El Laco magnetite deposit, northern Chile. *Econ Geol*, 97: 1101–1109
- Song X Y, Qi H W, Hu R Z, Chen L M, Yu S Y, Zhang J F. 2013. Formation of thick stratiform Fe-Ti oxide layers in layered intrusion and frequent replenishment of fractionated mafic magma: Evidence from the Panzhihua intrusion, SW China. *Geochem Geophys Geosyst*, 14: 712–732
- Sun X H, Tang H S, Luan Y, Chen J H. 2020. Geochronological constraints on the genesis of high-grade iron ore in the Gongchangling BIFs from the Anshan-Benxi area, North China Craton. *Ore Geol Rev*, 122: 103504
- Tornos F, Velasco F, Hanchar J M. 2016. Iron-rich melts, magmatic magnetite, and superheated hydrothermal systems: The El Laco deposit, Chile. *Geology*, 44: 427–430
- Tornos F, Velasco F, Hanchar J M. 2017. The magmatic to magmatic-hydrothermal evolution of the El Laco deposit (Chile) and its implications for the genesis of magnetite-apatite deposits. *Econ Geol*, 112: 1595–1628
- Tuff J, Takahashi E, Gibson S A. 2005. Experimental constraints on the role of garnet pyroxenite in the genesis of high-Fe mantle plume derived melts. *J Petrol*, 46: 2023–2058
- Vander Auwera J, Bolle O, Bingen B, Liégeois J P, Bogaerts M, Duchesne J C, De Waele B, Longhi J. 2011. Sveconorwegian massif-type anorthosites and related granitoids result from post-collisional melting of a continental arc root. *Earth-Sci Rev*, 107: 375–397
- Wang K, Wang C Y, Ren Z Y. 2018. Apatite-hosted melt inclusions from the Panzhihua gabbroic-layered intrusion associated with a giant Fe-Ti oxide deposit in SW China: Insights for magma unmixing within a crystal mush. *Contrib Mineral Petrol*, 173: 59

- Wang M, Veksler I, Zhang Z, Hou T, Keiding J K. 2017. The origin of nelsonite constrained by melting experiment and melt inclusions in apatite: The Damiao anorthosite complex, North China Craton. *Gondwana Res*, 42: 163–176
- Wang X S, Zhang X, Gao J, Li J L, Jiang T, Xue S C. 2018. A slab break-off model for the submarine volcanic-hosted iron mineralization in the Chinese Western Tianshan: Insights from Paleozoic subduction-related to post-collisional magmatism. *Ore Geol Rev*, 92: 144–160
- Wang Z, Xu D, Hu G, Yu L, Wu C, Zhang Z, Cai J, Shan Q, Hou M, Chen H. 2015. Detrital zircon U-Pb ages of the Proterozoic metaclastic-sedimentary rocks in Hainan Province of South China: New constraints on the depositional time, source area, and tectonic setting of the Shilu Fe-Co-Cu ore district. *J Asian Earth Sci*, 113: 1143–1161
- Wen G, Bi S J, Li J W. 2017. Role of evaporitic sulfates in iron skarn mineralization: A fluid inclusion and sulfur isotope study from the Xishimen deposit, Handan-Xingtai district, North China Craton. *Miner Depos*, 52: 495–514
- Whitney J A, Hemley J J, Simon F O. 1985. The concentration of iron in chloride solutions equilibrated with synthetic granitic compositions; the sulfur-free system. *Econ Geol*, 80: 444–460
- Wilson R E, Harding T P, Seely D R. 1973. Basic wrench tectonics. *AAPG Bull*, 57: 74–96
- Xie G Q, Mao J W, Zhu Q Q, Yao L, Li Y H, Li W, Zhao H J. 2015. Geochemical constraints on Cu-Fe and Fe skarn deposits in the Edong district, Middle-Lower Yangtze River metallogenic belt, China. *Ore Geol Rev*, 64: 425–444
- Xie Q H, Zhang Z C, Hou T, Cheng Z, Campos E, Wang Z C, Fei X H. 2019. New insights for the formation of Kiruna-type iron deposits by immiscible hydrous Fe-P melt and high-temperature hydrothermal processes: Evidence from El Laco deposit. *Econ Geol*, 114: 35–46
- Xing C M, Wang C Y. 2017. Cathodoluminescence images and trace element compositions of fluorapatite from the Hongge layered intrusion in SW China: A record of prolonged crystallization and overprinted fluid metasomatism. *Am Miner*, 102: 1390–1401
- Xu D R, Kusiak M A, Wang Z, Chen H, Bakun-Czubarow N, Wu C, Konečný P, Hollings P. 2015. Microstructural observation and chemical dating on monazite from the Shilu Group, Hainan Province of South China: Implications for origin and evolution of the Shilu Fe-Co-Cu ore district. *Lithos*, 216–217: 158–177
- Xu D R, Wang Z L, Cai J X, Wu C J, Bakun-Czubarow N, Wang L, Chen H Y, Baker M J, Kusiak M A. 2013. Geological characteristics and metallogenesis of the Shilu Fe-ore deposit in Hainan Province, South China. *Ore Geol Rev*, 53: 318–342
- Xu D R, Wang Z L, Chen H Y, Hollings P, Jansen N H, Zhang Z C, Wu C J. 2014. Petrography and geochemistry of the Shilu Fe-Co-Cu ore district, South China: Implications for the origin of a Neoproterozoic BIF system. *Ore Geol Rev*, 57: 322–350
- Xu Y, Chung S L, Jahn B, Wu G. 2001. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China. *Lithos*, 58: 145–168
- Yang F Q, Mao J W, Liu F, Chai F M, Geng X X, Zhang Z X, Guo X J, Liu G R. 2013. A review of the geological characteristics and mineralization history of iron deposits in the Altay orogenic belt of the Xinjiang, Northwest China. *Ore Geol Rev*, 54: 1–16
- Yang Y L, Ni P, Pan J Y, Wang G G, Xu Y F. 2017. Constraints on the mineralization processes of the Makeng iron deposit, eastern China: Fluid inclusion, H-O isotope and magnetite trace element analysis. *Ore Geol Rev*, 88: 791–808
- Yu L, Zou S, Cai J, Xu D, Zou F, Wang Z, Wu C, Liu M. 2016. Geochemical and Nd isotopic constraints on provenance and depositional setting of the Shihuiding Formation in the Shilu Fe-Co-Cu ore district, Hainan Province, South China. *J Asian Earth Sci*, 119: 100–117
- Zeng L P, Zhao X F, Hammerli J, Fan T W T, Spandler C. 2019. Tracking fluid sources for skarn formation using scapolite geochemistry: An example from the Jinshandian iron skarn deposit, Eastern China. *Miner Depos*, 55: 1029–1046
- Zhang L C, Zhai M G, Zhang X J, Xiang P, Dai Y P, Wang C L, Pirajno F. 2012. Formation age and tectonic setting of the Shirengou Neoproterozoic banded iron deposit in eastern Hebei Province: Constraints from geochemistry and SIMS zircon U-Pb dating. *Precambrian Res*, 222–223: 325–338
- Zhang S H, Liu S W, Zhao Y, Yang J H, Song B, Liu X M. 2007. The 1.75–1.68 Ga anorthosite-mangerite-alkali granitoid-rapakivi granite suite from the northern North China Craton: Magmatism related to a Paleoproterozoic orogen. *Precambrian Res*, 155: 287–312
- Zhang Z C, Hou T, Santosh M, Li H M, Li J W, Zhang Z H, Song X Y, Wang M. 2014. Spatio-temporal distribution and tectonic settings of the major iron deposits in China: An overview. *Ore Geol Rev*, 57: 247–263
- Zhang Z C, Mao J W, Saunders A D, Ai Y, Li Y, Zhao L. 2009. Petrogenetic modeling of three mafic-ultramafic layered intrusions in the Emeishan large igneous province, SW China, based on isotopic and bulk chemical constraints. *Lithos*, 113: 369–392
- Zhang Z C, Santosh M, Li J W. 2015. Iron deposits in relation to magmatism in China. *J Asian Earth Sci*, 113: 951–956
- Zhang Z C, Mahoney J J, Mao J W, Wang F S. 2006. Geochemistry of picritic and associated basalt flows of the western Emeishan flood basalt province, China. *J Petrol*, 47: 1997–2019

- Zhao G C, Wilde S A, Cawood P A, Sun M. 2001. Archean blocks and their boundaries in the North China Craton: Lithological, geochemical, structural and *P-T* path constraints and tectonic evolution. *Precambrian Res*, 107: 45–73
- Zhao T P, Chen W, Zhou M F. 2009. Geochemical and Nd-Hf isotopic constraints on the origin of the ~1.74-Ga Damiao anorthosite complex, North China Craton. *Lithos*, 113: 673–690
- Zhou M F, Chen W T, Wang C Y, Prevec S A, Liu P P, Howarth G H. 2013. Two stages of immiscible liquid separation in the formation of Panzihua-type Fe-Ti-V oxide deposits, SW China. *Geosci Front*, 4: 481–502
- Zhou M F, Robinson P T, Leshner C M, Keays R R, Zhang C J, Malpas J. 2005. Geochemistry, petrogenesis and metallogenesis of the Panzihua gabbroic layered intrusion and associated Fe-Ti-V oxide deposits, Sichuan Province, SW China. *J Petrol*, 46: 2253–2280
- Zhou M F, Yan D P, Wang C L, Qi L, Kennedy A. 2006. Subduction-related origin of the 750 Ma Xuelongbao adakitic complex (Sichuan Province, China): Implications for the tectonic setting of the giant Neoproterozoic magmatic event in South China. *Earth Planet Sci Lett*, 248: 286–300
- Zou S, Yu L, Yu D, Xu D, Ye T, Wang Z, Cai J, Liu M. 2017. Precambrian continental crust evolution of Hainan Island in South China: Constraints from detrital zircon Hf isotopes of metaclastic-sedimentary rocks in the Shilu Fe-Co-Cu ore district. *Precambrian Res*, 296: 195–207

(责任编辑: 陈华勇)