

文章编号: 0258-7106(2012)06-1311-15

国外前寒武纪铁建造的研究进展 与有待深入探讨的问题*

王长乐^{1,2}, 张连昌¹, 刘利^{1,2}, 代堰锴^{1,2}

(1 中国科学院地质与地球物理研究所, 中国科学院矿产资源研究重点实验室, 北京 100029;

2 中国科学院研究生院, 北京 100049)

摘要 形成于早前寒武纪的铁建造, 是一种富铁($w(\text{TFe}) > 15\%$)的硅质化学沉积岩, 其主要矿物组成是铁氧化物(磁铁矿和赤铁矿)及石英。根据铁建造的岩相学特征, 将其划分为条带状铁建造和粒状铁建造; 根据铁建造的沉积环境, 将条带状铁建造划分为与火山岩有关的 Algoma 型和与细碎屑-碳酸盐岩有关的 Superior 型 2 种类型。铁建造的出现, 起始于 38 亿年前, 主要集中于 28~18 亿年, 在 18 亿年之后有一个连续的缺失, 但在 8 亿年左右因雪球事件而重新少量出现。Algoma 型铁建造主要发育于中-新太古代, 而 Superior 型则集中出现于古元古代, 前者多形成于前寒武纪克拉通化之前, 与海相火山活动和陆壳巨量增生密切相关, 而后者多形成于克拉通化之后, 与稳定发育的克拉通盆地和大气氧含量增加有关。Algoma 型铁矿具有单个矿体规模较小、品位较低和多层发育等特征, 而 Superior 型铁矿则具有单个矿体规模较大、品位较高、层位稳定等特征。由于铁建造在地质历史上大规模发育且不重复出现, 所以, 开展铁建造的研究不仅具有经济价值, 而且具有重要的科学意义。铁建造的研究趋势是, 在世界范围内进一步深化地球早期构造(地幔柱与早期板块构造)演化、水圈及大气圈组成与演化、地球早期生物活动, 以及铁建造成因和时空分布规律等方面的研究。

关键词 地质学; 铁建造; BIF 分类; 国外前寒武纪; 克拉通; 研究进展; 综述

中图分类号: P618.31

文献标志码: A

Research progress of Precambrian iron formations abroad and some problems deserving further discussion

WANG ChangLe^{1,2}, ZHANG LianChang¹, LIU Li^{1,2} and DAI YanPei^{1,2}

(1 Key Laboratory of Mineral Resources, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China; 2 Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract

Iron formation (IF), formed during the early Precambrian period, is an iron-rich ($\text{TFe} > 15\%$) and siliceous chemical sedimentary rock. It consists chiefly of iron oxides (magnetite and hematite) and quartz. According to its petrographic features, IF can be classified into two types: Banded Iron Formation (BIF) and Granular Iron Formation (GIF); BIF can also be further divided into Algoma type related to volcanic rocks and Superior type related to fine clastic-carbonate rocks on the basis of sedimentary environment. IF began its production at 3.8 Ga, mainly occurred from 2.8 Ga to 1.8 Ga, continuously disappeared after 1.8 Ga, and reappeared in small amounts at about 0.8 Ga because of the Snowball Event. Algoma type BIF was dominantly pro-

* 本文得到中国科学院知识创新工程项目(KZCX2-YW-Q04-07)和 973 项目(2012CB416601)资助

第一作者简介 王长乐, 男, 1988 年生, 硕士研究生, 主要从事矿床地质研究。Email: wcl19875210@126.com

收稿日期 2011-11-05; 改回日期 2012-07-20。许德煊编辑。

duced in Meso-Neoproterozoic, whereas Superior-type BIF was much more common in Paleoproterozoic. The former, mainly formed before cratonization, was closely related to marine volcanic activity and continental accretion while the latter, mainly formed after cratonization, was related to stable craton basins and increasing atmospheric oxygen content. Algoma-type iron deposits are often characterized by smaller-size in terms of single ore body, lower grade and multilayer development, whereas the Superior-type ones have features of larger-size single ore bodies, higher grade and fairly stable layers. Due to extensive production and unrepeatable nature of IF, the research on IF has not only economic value but also important scientific significance. The research trend of IF seems to further focus on such problems as the relationship between IF and early tectonic (mantle plumes and early plate tectonics) evolution, the composition and evolution of hydrosphere and atmosphere, the activity of early organisms in the earth, the genesis of IF and the regularity of its temporal and spatial distribution.

Key words: geology, iron formation, classification of banded iron formation, Precambrian abroad, craton, research progress, comprehensive

形成于前寒武纪的铁建造是早期地壳的重要组成部分,是地球演化特定阶段的产物。对铁建造开展系统研究,可为了解地壳的早期构造演化、太古宙/元古宙的分界、地球早期水圈及大气圈的成分等提供重要信息。同时,来源于铁建造中的铁矿,在世界铁矿资源中储量最大、分布最广,是全球钢铁产业最主要的矿石来源。根据对世界范围内铁矿床的统计,该类铁矿床占世界富铁矿储量的 60%~70%,占全球铁矿产量的 90% 以上(Isley, 1995)。在中国,该类铁矿的探明储量占全国铁矿总储量的比例超过 50%(沈保丰等, 2005)。

因此,研究前寒武纪铁建造不仅具有重要的理论意义,而且具有重要的经济价值。尽管在过去几十年内对铁建造有过广泛的研究,但由于其复杂性和前寒武纪之后不再重复出现,致使人们对其形成条件和成因等多方面的认识仍存在很大争议(Bekker et al., 2010)。近年来,对前寒武纪地质的研究不断加深,使人们对铁建造的认识有了较大的进展。本文在阅读国内外近年文献的基础上,从铁建造的基本涵义出发,对比国外不同类型铁建造的异同,总结其基本特点和成因,企望对国内铁建造的研究有所启示。

1 铁建造的涵义

铁建造(iron formation, IF)作为前寒武纪地层纪录的重要物质组成,是一种富铁的沉积岩。IF 的提出最早起源于美国的 Superior 地区,当时被 Van Hise 等(1911)称为“含铁的建设”。之后,一些地区或国家对 IF 的称呼有所变化,如巴西称之为铁英

岩,印度称之为条带状赤铁石英岩,南非称之为铁矿石,澳大利亚称之为碧玉铁质岩。James(1954)第一次正式给出了 IF 的定义,用“铁建造”作为通称,即铁建造是一种薄层状的化学沉积物,含有 15% 或者更多的沉积成因的铁,可含或不含燧石层。虽说该术语已被广泛使用,但就其原始定义而言,在具体运用时会存在一些问题。Trendall(1983)重新给出了定义,将铁的最低含量(15%)做了剔除,认为此含量范围在评价一些含铁岩石类型时,显得过于狭义,于是将其换成了一个较为模糊的含义,即 IF 须有异常高含量的铁。

目前,一般认为 IF 应具备 3 条最基本的特点:① 化学组成上,全铁含量应在 15% 以上;② 矿物组成上,最主要的矿物是磁铁矿和赤铁矿,其次是细晶或隐晶状石英,少量碳酸盐和硅酸盐矿物等;③ 结构构造上,组成 IF 的矿物组分大部分呈细粒状,而主要的矿物(石英和铁氧化物)在中-微观尺度上常呈铁硅交替的条带状出现。

2 铁建造的分类及时空分布

Gross(1965, 1980)根据 IF 的沉积环境将其分为 Algoma 型和 Superior 型。而 Trendall(2002)则提出了一种新的划分方案,即根据 IF 的岩相学特征,将其划分为条带状铁建造(banded iron formation, BIF)和粒状铁建造(granular iron formation, GIF)。前一种划分方案已被国内多数学者所接受,而后一种方案在国外也逐渐被认可。

对 IF 在时间上分布特征的认识,是建立在区域 IF 对比和对其定年的基础上。目前流行的测年方法

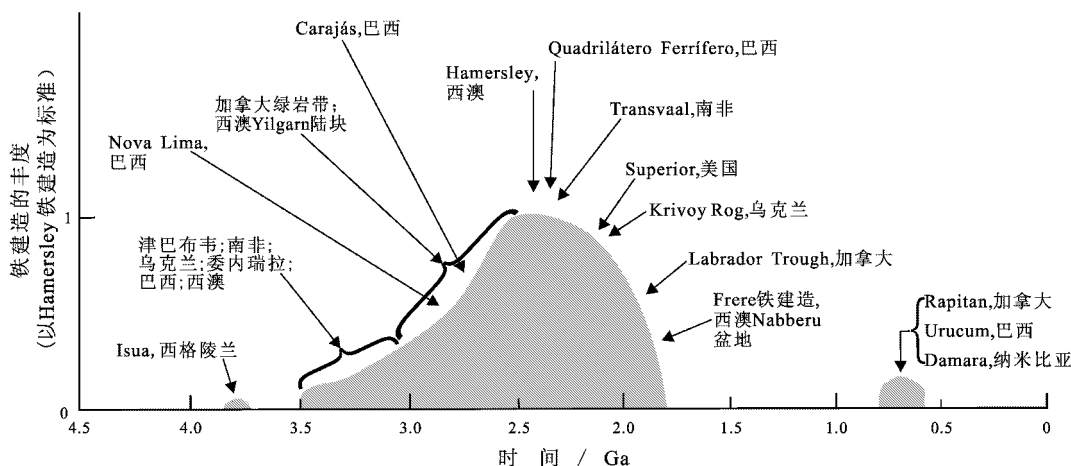


图 1 铁建造的时间与发育程度(丰度)关系示意图(改自 Trendall, 2002 和 Klein, 2005)

其中包括一些重要的 IF 及其产地

Fig. 1 Schematic diagram showing the relationship between the formation time of IF and its development degree (abundance), including some significant IF and major IF regions (modified after Trendall, 2002 and Klein, 2005)

有 IF 的 Sm-Nd 等时线定年和围岩中锆石的 U-Pb 定年。随着测年数据的积累,相应的时间分布曲线被勾画出来。图 1 显示了前寒武纪 IF 在时间上的分布趋势(Trendall, 2002; Klein, 2005),图中的纵轴采用西澳 Hamersley BIF 中铁的总量作为参考标准,从而得出其余 IF 的相对丰度。由图 1 可见,前寒武纪 IF 主要集中于 35~18 亿年,在约 18 亿年之后,IF 有一个明显的缺失,一直到接近 8~6 亿年因雪球事件而重现,在前寒武纪之后就再无出现。在 24~25 亿年期间,IF 的形成达到了最高峰(就全铁量而言),该时期形成的 IF 包括西澳 Hamersley 盆地和南非 Transvaal 盆地内的 IF 等。

Huston 等(2004)对 BIF 的 2 种类型在不同地质时期的数量和储量进行了统计(图 2)。从整个时间跨度上看,BIF 的类型分布呈现出一定的规律,最早出现的是 Algoma 型 BIF,在太古宙与元古宙交界处,开始大量出现 Superior 型 BIF,且伴随着 Algoma 型 BIF 的减少,一直持续到 18 亿年左右,Superior 型 BIF 在 24~25 亿年及 18~19 亿年无论在数量上还是在储量上都是高峰,而 Algoma 型 BIF 的高峰则出现在 32~33 亿年和 27~28 亿年期间。

IF 在南美、北美、格陵兰、澳大利亚、俄罗斯、非洲和印度等地广泛发育(Garrels, 1987; Hoffman, 1987; Beukes et al., 1992),主要分布在前寒武纪克拉通内(图 3)。图 3 内包括了大多数较有名的 IF,

例如,西格陵兰克拉通中的 Isua IF、Superior 克拉通中的 Lake Superior IF、Pilbara 克拉通 Hamersley 盆地中的 IF、Kaapvaal 克拉通 Transvaal 盆地中的 IF 等。由此可见,IF 的主要产地有西澳大利亚、南非和北美等地区。

3 各类铁建造地质特征对比

3.1 BIF 与 GIF

前已述及,Trendall(2002)根据 IF 的沉积岩相学特征将其划分为 BIF 和 GIF。GIF 作为 IF 的一个新的独立分支具有不同于传统 BIF 的地质特征。加拿大 Labrador 和美国 Superior 2 个地区是产出 GIF 的典型区域,一些学者对其进行了研究(Van Hise et al., 1911; James, 1954; Dimroth et al., 1974; Zajac, 1974; Morey, 1983; Simonson, 1987; Clout et al., 2005)。综合看来,GIF 与 BIF 主要有以下异同点(表 1):

(1) 时间上,GIF 分布范围比较狭窄,只在元古代出现,而 BIF 在太古代和元古代都有分布。

(2) 空间分布上,BIF 分布广泛,且经常与 GIF 相伴产出,其概率大于 GIF 单独出现的概率,两者间是具有一定的过渡关系还是截然关系,现仍存在疑问。目前,较多学者倾向于,两者的沉积环境存在一定的过渡,是一种渐变关系。

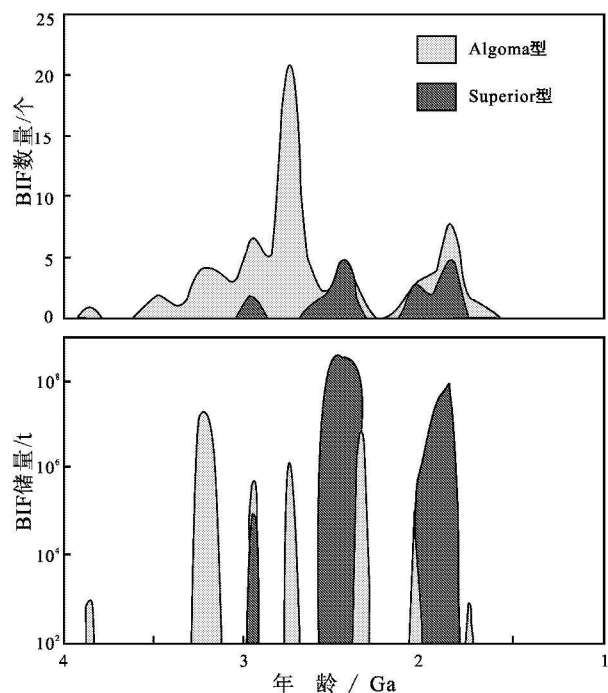


图 2 两类 BIF 在不同时间的变化趋势图
(改自 Huston et al., 2004)

Fig. 2 Variation trend diagram over time of two types of BIF (modified after Huston et al., 2004)

(3) BIF 和 GIF 多形成于不同的地质环境。前者通常与火山岩、页岩和碳酸盐岩有关,但有时也会

出现与细碎屑岩系相关的情况;而后者则通常与中-粗粒的外来碎屑沉积物相关(Trendall, 2002)。

(4) 化学成分上,两者具有明显的相似性;但与 GIF 相比,BIF 在矿物组成上有较大的变化范围。

(5) Trendall 等(1970)在研究西澳 Hamersley 的 IF 时,对其中不同尺度的条带做了如下划分,即巨型条带(>2.54 cm)、中等条带(1.7 mm~2.54 cm)和微条带(0.3~1.7 mm)。就条带状构造而言,中等条带的 BIF 在厚度、条带边界(与其他岩性的分界)和组成(贫铁与富铁条带形成互层)上有很大的相似性,故认为这类中等条带是 BIF 的典型特点,可作为其鉴定的一个重要标志。而 GIF 则缺乏这类中等条带,其条带中的含铁矿物多呈不规则的粗粒状,且粗晶质的石英一般呈波纹状或薄层状构造,可能反映出其原始砂状物质具有波状特征。从 IF 条带的侧向连续性上看,BIF 可显示出较好的连续性,而 GIF 的连续性差,推测可能与两者的沉积环境有关。

(6) 在 GIF 中,一些流动构造(如交错层理、波痕、冲刷痕等)非常普遍(Gross, 1972; Ojakangas, 1983; Simonson, 1985);而在 BIF 中,这类构造却非常罕见。从结构上看,GIF 具有一种类似砂岩的结构,主要由细砂至粗砂大小的碎屑骨架构成(Menged, 1965; 1973),这就是所谓的颗粒,一般为细晶的铁氧化物、硅酸盐和燧石。这些颗粒之间由相

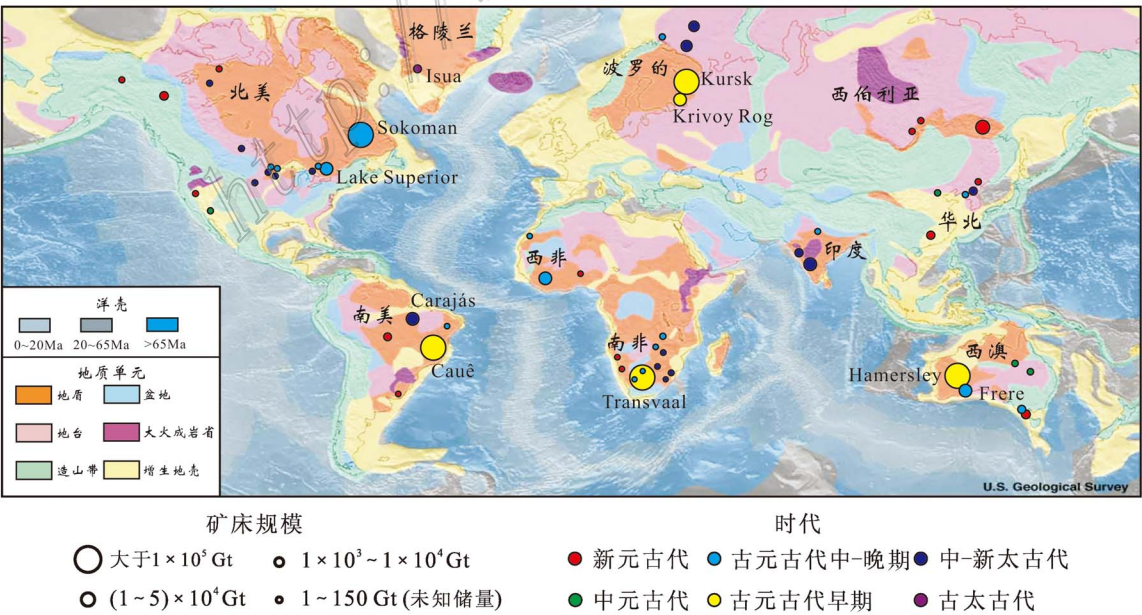


图 3 全球主要 IF 及古老克拉通分布图(改自 Trendall, 2002 和 Bekker et al., 2010)

Fig. 3 Distribution of major IF and old cratons in the world (modified after Trendall, 2002 and Bekker et al., 2010)

表 1 BIF 和 GIF 地质特征对比
Table 1 Comparison of geological features between BIF and GIF

对比项目	BIF	GIF
分布时代	中-新太古宙和古元古宙	古元古宙
空间分布	分布广泛	分布较局限,常与 Superior 型 BIF 相伴产出
含铁岩系的原岩建造类型	与火山岩、页岩和碳酸盐岩关系紧密	与中-粗粒外来碎屑沉积物关系紧密
沉积环境	深水环境	风暴面及波基面之上的高能浅水环境
结构构造	结构相对单一,呈细的微条带或薄层状,一般由等粒状的矿物组成,缺乏流动构造	具有交错层理、波痕等流动构造和类似砂岩的结构,由碎屑颗粒构成
条带特点	中等条带,各条带在厚度、条带边界和组成上有很大的相似性,条带内部可区分出微条带或薄层,具有较好的连续性	缺乏中等条带,其条带中的矿物多为不规则粗粒状,且粗晶质石英一般呈波纹或薄层状,侧向连续性差
典型地区	澳大利亚 Hamersley 盆地、南非 Transvaal 盆地内的 IF 等	加拿大 Labrador 和美国 Superior 等地区

同的矿物充填,且经常伴有较低的铁含量。多数研究表明,这些物质可反映出原始的沉积组成(Klein et al., 1977; Beukes, 1984)。而 BIF 的结构比较单一,基本上呈细的微条带或薄层,通常由等粒状的石英和铁氧化物组成,基本上不显示原始的碎屑结构,通过岩相学研究难以获得其原来的沉积特征。

综上所述,GIF 的基本特征是有类似砂岩的结构、具流动构造、条带中的组成矿物呈粗粒状。所有这些都暗示着 GIF 的沉积环境可能是浅水的高能环境(Trendall 2002)。

对 IF 沉积环境的解释和判断,需借助其相关沉积单元的研究。典型的 BIF 与深水富含页岩的序列相关,其中伴随有浊流沉积岩,其组成为硅质碎屑、火山碎屑或者碳酸盐(Larue, 1981; Klein et al.,

1989; Hassler, 1993; Simonson et al., 1993; Pickard et al., 2004),而 GIF 通常与浅海沉积物相关联,如受潮汐影响的石英碎屑岩或台地相碳酸盐岩(Goode et al., 1983; Ojakangas, 1983; Simonson, 1984; Beukes, 1983; 1986)。这些相关的沉积单元与现代边缘海背景下沉积的岩石序列极为相似(Blake et al., 1992; Morey et al., 1995; Krapež et al., 1999)。虽然一些小型的 IF 已被证明为湖泊成因(Eriksson, 1983; Beukes, 1984),但是,这些相关地层的特征仍可显示出多数大型 IF 是在开阔的海洋背景下沉积的。具体看来,两者的沉积环境是有区别的,BIF 一般为深水环境,GIF 一般为风暴面及波基面之上的高能浅水环境(Bekker et al., 2010)(图 4)。

3.2 Algoma 型和 Superior 型 BIF

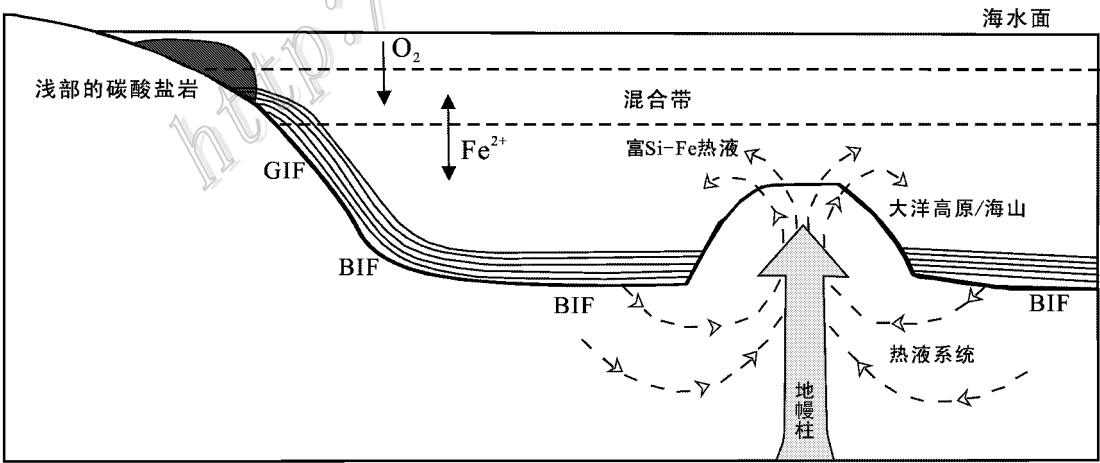


图 4 BIF 和 GIF 沉积环境示意图(改自 Wang et al., 2009 和 Bekker et al., 2010)
地幔柱成因的科马提岩与海底热液相互作用析出 Si 和 Fe 交替沉淀形成了铁建造

Fig. 4 Sketch map of sedimentary environment of BIF and GIF(modified after Wang et al., 2009 and Bekker et al., 2010)
The interaction between the seafloor hydrothermal fluids and komatiites generated by mantle plumes released silica and iron , which precipitated alternately to form iron formation

前已述及,根据 IF 的沉积构造环境可将 BIF 进一步划分为 Algoma 型和 Superior 型,两者的岩性组合明显不同。

3.2.1 Algoma 型 BIF

BIF 铁矿床主要产在太古宙沉积岩层中,在 3.8 Ga 到 1.9 Ga 之间有着较为连续的分布,其成矿年代可分为 3 个亚期:初期(>2.6 Ga),主期(2.6~1.9 Ga),末期(<1.9 Ga)(Goldich,1973;Gole et al.,1981;James,1983)。事实上,主期沉淀的 BIF 铁矿占据整个 BIF 铁矿的 90%(Boyle et al.,1973)。在这些 BIF 铁矿中,Algoma 型矿床的形成时代往往较老,集中于中-新太古代。从新太古代至古元古代,BIF 铁矿床单个矿体往往规模较大,以 Superior 型为主(Boyle et al.,1973;Gole et al.,1981;Rosing et al.,1996;Zhang et al.,2011)(表 2)。

一般而言,Algoma 型铁矿的规模相对较小,全铁储量很少超过 10^{10} t (James et al.,1982;Huston et al.,2004)。可是,就矿床数量和地理分布而言,该类型铁矿的分布相对广泛。典型的 Algoma 型铁矿一般厚度小于 50 m,沿走向延伸很少超过 10 km。

该类型 IF 常由灰色、浅黑绿色铁质燧石和磁铁矿或赤铁矿等组成条带状构造,在矿物特征上与 Superior 型 IF 相类似;一般都经受了绿片岩相和角闪岩相的变质作用,少数可达麻粒岩相。

Algoma 型 BIF 形成于较深的海洋环境,与海底火山、热液活动密切相关,常与各种火山岩密切相伴产出,包括枕状安山岩、凝灰岩、火成碎屑岩等,指示

出 BIF 的形成在空间和时间上与火山活动关系紧密(Gross,1980),主要矿体形成于火山喷发的宁静时期,岛弧/弧后盆地或克拉通内部裂谷带是 Algoma 型 BIF 的古构造环境(Gross,1983;Veizer,1983)(图 5 和图 6)。

Algoma 型矿床往往分布于太古代绿岩带内,与基性(超基性)火山岩有密切关系(Goodwin,1973;James,1983;Isley et al.,1999;Huston et al.,2004),此火山沉积序列类似于现今海洋扩张中心和岛弧附近分布的沉积相,在构造属性上为古俯冲板块一侧洋壳深盆内,属深海沉积型,如美国明尼苏达州的 Vermilion 铁矿、加拿大安大略地区的 Michipicoten 铁矿,在西澳大利亚 Yilgarn 地块和津巴布韦克拉通内也都有相关的报道(Manikyamba et al.,1993;Kaufman,1996;Bolhar et al.,2005;Glikson et al.,2007;Steinboefel et al.,2009)。Barrett 等(1988)依据地球化学特征认为,一些 Algoma 型矿床形成于封闭的盆地内,类似于现代红海的沉积。

3.2.2 Superior 型 BIF

Superior 型 BIF 规模相对较大,延伸较远,一般可长达数十千米,建造厚度由几十米到几百米,偶尔达到数千米,全铁储量一般超过 10^{13} t (James et al.,1982)。大多数 Superior 型 BIF 相比 Algoma 型更富含氧化物,并且一般未遭受变质或仅遭受浅变质(绿片岩相)。

Superior 型 BIF 形成于大陆架浅海环境,与正常

表 2 国外两种 BIF 矿床地质特征对比
Table 2 Comparison of geological features between two types of BIF abroad

对比项目	Algoma 型	Superior 型
分布时代	中-新太古宙为主,27~28 亿年为高峰期	古元古宙为主,24~25 亿年及 18~19 亿年为高峰期
含铁岩系的原岩建造类型	与超基性、基性火山岩-火山沉积岩关系紧密;铁矿主要发育于基性火山岩与酸性火山岩或火山岩与碎屑岩之间	与碎屑岩-碳酸盐岩关系紧密;铁矿主要分布于沉积碎屑岩与碳酸盐岩之间
沉积构造环境 沉积相	岛弧、弧后盆地或扩张大洋中脊附近 主要为氧化物相、碳酸盐相	被动大陆边缘,大陆架浅海环境,克拉通内部盆地 主要为氧化物相,可见原生的赤铁矿相
矿石特征	主要为条带状磁铁矿,矿石品位较低,矿体厚度小	主要为条带状和块状赤铁矿-磁铁矿,矿石品位高,矿体厚度大
变质变形	变质程度较深,一般为绿片岩-角闪岩相,变形较强,混合岩化较弱	变质程度浅,一般为绿片岩相,变形弱,混合岩化不明显
与 GIF 的关系	两者一起产出较为罕见	经常一起产出
富矿情况	存在风化壳型富矿,规模较大	存在风化壳型富矿,规模巨大
典型地区	美国 Vermilion 铁矿,加拿大 Michipicoten 铁矿等	美国-加拿大 Superior 湖地区、澳大利亚 Hamersley 地区等

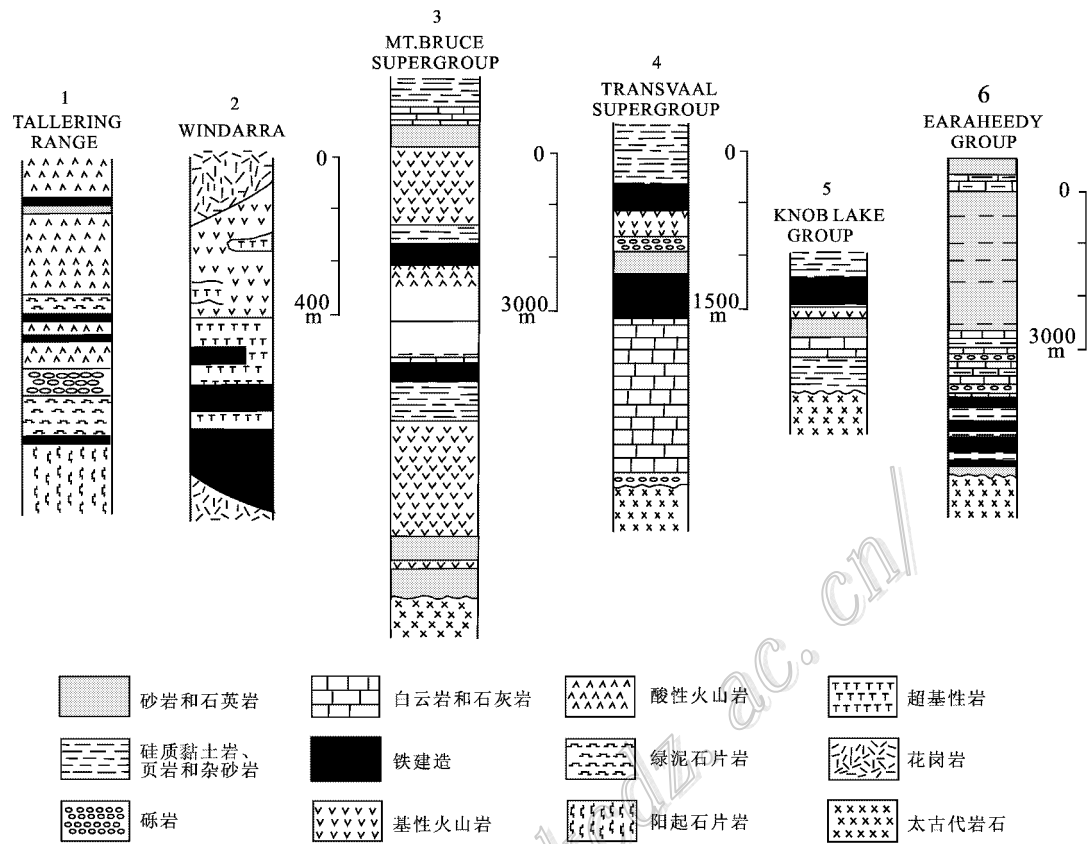


图 5 典型铁建造综合剖面图(改自 Klein 2005)

1—西澳 Talling 地区的 IF ; 2—西澳 Windarra 的 IF ; 3—西澳 Hamersley 群的 IF ; 4—南非 Kuruman 的 IF ; 5—加拿大 Labrador 地区的 Sokoman IF ; 6—西澳 Naberru 盆地的 Frere IF。1 和 2 属于 Algoma 型 BIF ; 3 和 4 属于 Superior 型 BIF 5 和 6 属于 GIF

Fig. 5 Stratigraphic section of typical IFs (modified after Klein , 2005)

1—Talling Range IF , Western Australia ; 2—Windarra IF , Western Australia ; 3—Hamersley Group IF , Western Australia ; 4—Kuruman IF , South Africa ; 5—Sokoman IF , Labrador Trough , Canada ; 6—Frere IF (Naberru Basin) , Western Australia. 1 and 2 belong to Algoma type BIF ; 3 and 4 belong to Superior type BIF ; 5 and 6 belong to GIF

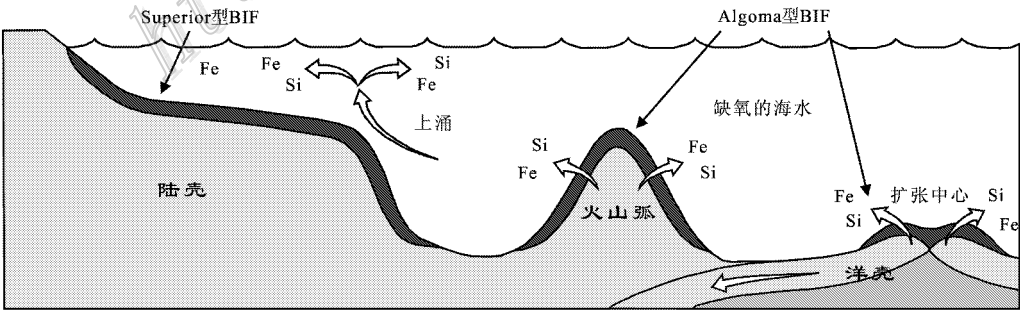


图 6 BIF 沉积环境示意图

Fig. 6 Sketch map of sedimentary environment of BIF

沉积的碳酸盐岩层共生 , 通常伴生有页岩、砾岩、燧石、角砾岩和泥质岩 , 含有极少量的火山岩 , 岩性组合与火山岩的关系不明显 (Gross , 1980 ; 1996) 如图

5 和图 6 所示)。该类型矿床往往发育于古克拉通边缘海盆环境 , 出现在海侵时期相对浅海的位置 (Beukes , 1983 ; Simonson , 1985 ; Simonson et al. ,

1996)。例如美国-加拿大的 Superior 湖地区、澳大利亚 Hamersley 地区、巴西 Carajás 地区、乌克兰 Krivoy Rog 地区等。依据 BIF 及 GIF 的沉积环境,可判断 GIF 与 Superior 型 BIF 联系紧密(Clout et al., 2005; Bekker et al., 2010)。

综合看来,要准确区分这两类 IF 还存在一定的困难,尤其是对 Superior 型 BIF 的判别,仅从一方面分析是远远不够的,很容易将 BIF 做了错误的归类,必须进行综合分析,小心判断。特别是某些太古代的 IF,由于变质程度较高和后期强烈的构造变形,要区分这两类 BIF 将更加困难,要考虑诸多因素,如多期构造分割和叠置、原岩恢复以及构造环境判别存在许多不确定性等。

综上所述,IF 的类型从整个时间跨度上看,呈现出一定的规律性,即 Algoma 型 BIF 与 Superior 型 BIF 之间、BIF 与 GIF 之间存在形成时代的重叠;从实际分布上看,Algoma 型 BIF 与 GIF 联系不大,不相互伴生,而 Superior 型 BIF 却常与 GIF 相互伴生。对于 Superior 型 BIF 而言,最早出现约在 29 亿年,在 18 亿年左右消失。在此期间,BIF 的特点发生了较为重要的变化。例如,北美 Superior 和加拿大 Labrador 地区内的大多数 BIF 是在 20~18.5 亿年左右形成的,富含 GIF,并且,GIF 中有较高含量的铁氧化物和硅酸盐矿物,几乎没有菱铁矿(Morey, 1983),而形成时代较晚的西澳 Nabberu 盆地内的 IF 也具有相似的组成,富含氧化相的 GIF(Goode et al., 1983);除此之外,在这些较为年轻的富含 GIF 的 Superior 型 BIF 中,可见其与受潮汐影响而具有交错层理的石英碎屑岩和叠层白云岩整合接触。这么看来,过渡层中,GIF 在 BIF 内含量的增高和这些相关单元的特征都显示出,Superior 型 BIF 沉积环境的能量是随着时间的推移逐渐提高的。此外,Rouxel 等(2005)对比了早期与晚期 Superior 型 BIF 的铁同位素特征,发现两者有显著的区别,故而推测两者有不同的沉淀机制。从沉积环境看,Algoma 型 BIF 一般与火山岩、深水浊积岩相关,而 Superior 型 BIF 一般沉积在较深的大陆架及斜坡环境,GIF 则沉积在风暴面及波基面之上的浅水环境。

综合来看,Algoma 型 BIF 与 Superior 型 BIF 之间存在过渡类型,Superior 型 BIF 与 GIF 之间也应该存在过渡类型。例如,在 Kaapvaal 和津巴布韦克拉通边缘沉积的一些 IF,具有 Algoma 型与 Superior 型之间的特点。但仍存在两方面问题:一是 IF 类型

的演化是不是一个连续的过程,单从沉积环境看,IF 的空间分布可以是连续的,但考虑到 IF 的形成与一些特定的地质事件相关,如 Superior 型 BIF 的沉积需在稳定克拉通范围内,从而在时间分布上就会有一定的局限性,致使 IF 类型的演化就可能不是连续的,会在特定的时间范围内出现;二是如果过渡类型的 IF 确实存在,有没有一个准确的判别标准来加以区分,这种过渡类型相应的沉积构造环境如何。这些问题都值得深入思考和研究。

4 有待深入研究的几个问题

4.1 铁建造的成因

关于 IF 的成因,目前国际上还存在很大争议,在巨量成矿作用与重大地质事件的关系、铁质和硅质的来源、铁搬运和沉积的物理化学机制等重要问题的认识上还分歧较大(Morris, 1993; Dauphas et al., 2004; André et al., 2006; Lascelles, 2007)。Barley 等(1998)认为,Algoma 型 IF 的形成与构造、岩浆活动和海平面的升降有关,该类型 IF 可用以反映在火山沉积(绿岩带)序列形成之间,盆地内岩浆和热液活动的脉动式演化,而 Superior 型 IF 则与全球海平面升高和岩浆、热液脉动式活动增强有关,形成于大陆架环境。Bekker 等(2010)认为,如果这个结论正确的话,那么区分 BIF 的类型就会变得更有意义。对于 Algoma 型铁矿,其地球化学特征可能反映出局部或盆地内的火山或热液条件,但不能代表古海洋较大尺度范围内的化学条件;而 Superior 型 IF 可能反映了一个全球较大尺度上的地质演化过程。

Bekker 等(2010)统计了澳大利亚、北美、南美、非洲及欧亚等几个主要克拉通内部 IF 的储量和年龄,统计数据表明,IF 的吨位大约在 2.5~2.4 Ga 时达到了高峰,在约 1.85 Ga 时突然消失,之后,在新元古代末期又重新出现(图 7)。现在普遍认为,IF 沉积的时间变化与全球环境的大变化有关。有人认为是 2.4 Ga 时所发生的全球大氧化事件(GOE)造成了 IF 的大量形成(Cloud, 1968; 1973; Catuneanu et al., 1999; Huston et al., 2004; Zhao, 2010)。也有学者把 IF 的沉积形成与大规模的地幔柱活动联系起来(Isley et al., 1999; Pirajno, 2004)。Isley 等(1999)将 IF 随时间的产出与地幔柱活动的强度做比较,发现地幔柱活动强烈时期也是 IF 产出的高峰期。Huston 等(2004)认为,太古代 IF 形成的最高峰与 27.5

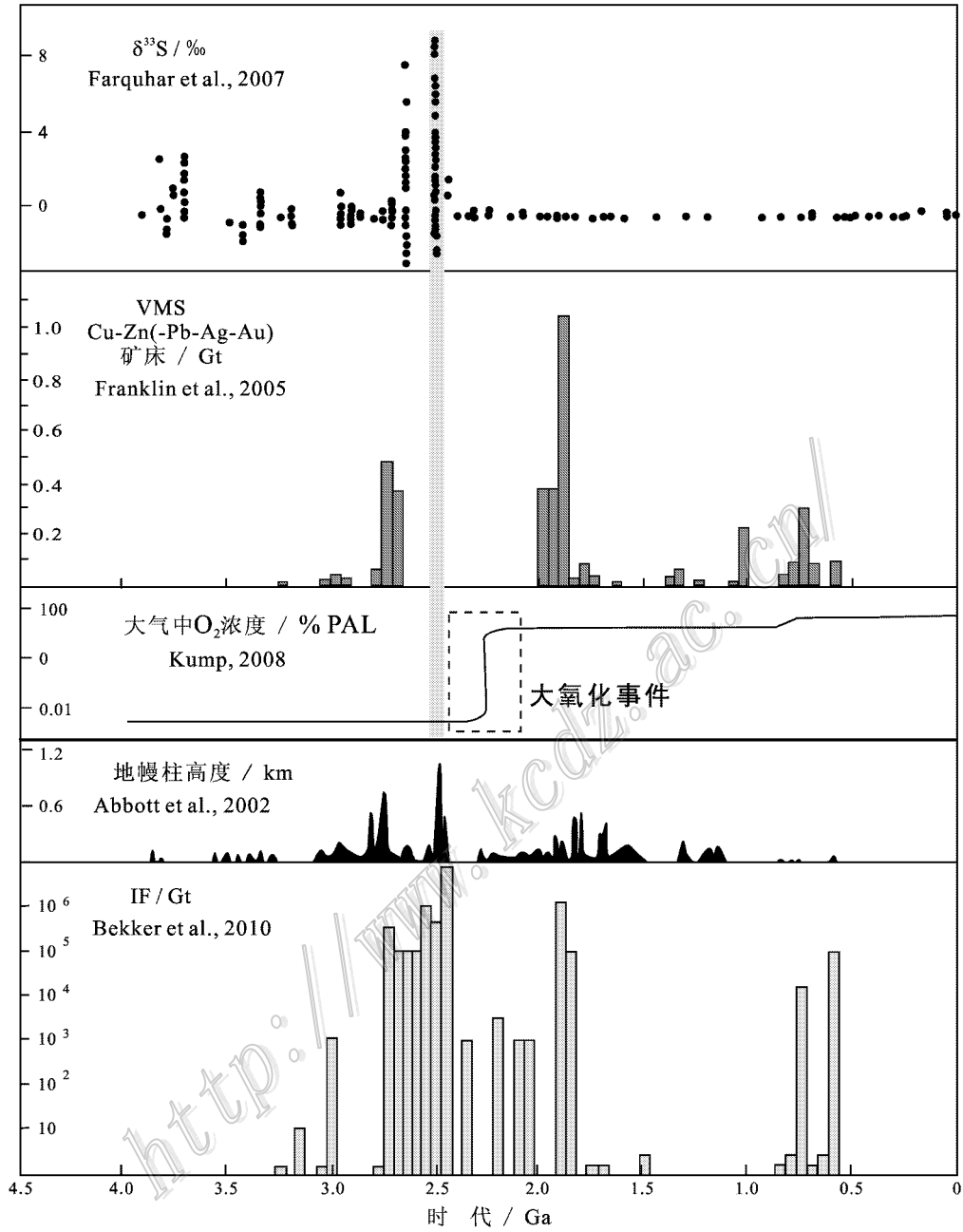


图 7 铁建造时代分布与硫同位素变化、VMS 矿床、大气氧浓度、地幔柱时代分布比较图

Fig. 7 Distribution of epochs of IF in relation to epochs of sulfur isotope variations , VMS deposits , atmospheric oxygen concentrations and mantle plumes

~27 亿年之间的一次主要地幔柱活动相关。可是，这一点并没有普遍意义，有些 IF 的形成与地幔柱事件发生的时间不相符合。也有学者提出，发生在 1.85 Ga 时的陨石撞击 Sudbury 矿区的事件导致了海洋氧化环境的突变，从而发生了成矿骤减事件 (Glikson et al., 2007; Slack et al., 2009)。还有学者认为，由于此时的洋壳成分开始富 Al，阻碍了富铁矿

物的沉淀，从而造成了 BIF 的骤减 (Wang et al., 2009)。

关于 Fe 和 Si 的物质来源问题，目前有 2 种主流观点：陆壳风化对海洋供给；海底火山喷发后的热液活动。近年来，有越来越多的地球化学证据，包括 Eu 异常、REE 异常等，支持成矿物质主要来自深海热液 (Holland, 1973; Rao et al., 1995)。关于含铁流

体运移、沉淀而形成 IF 大矿的机制,主要有上升洋流及海底喷流 2 种认识:① 上升洋流模式认为,深部富 Fe^{2+} 的海水上涌到大陆边缘浅海盆地和陆棚时, Fe^{2+} 在缺氧水体与上部氧化层界面附近被氧化成 Fe^{3+} ,其大量沉淀形成了 IF(Clout et al., 2005);② 海底喷流模式认为,下伏岩浆房加热了新形成的镁铁质-超镁铁质新生洋壳,海水对流循环从新生洋壳中淋滤出 Fe 和 Si 等,在海底减压排泄成矿,成矿流体的脉动式喷发导致了条带状构造的形成(Goodwin, 1973; Wang et al., 2009)。

条带状构造中的硅、铁交替沉淀韵律是 IF 沉积作用的显著特征。当前,对于该种韵律层的沉淀机制存在多种解释。Cloud 等(1979)认为,IF 的韵律性条带是微生物周期性释氧所致。Rona 等(1993)认为,洋壳内部热液对流系统硅、铁脉动性供给及热液排泄堆积方式导致了 IF 的韵律性堆积。Posth 等(2008)认为,前寒武纪海洋的温度波动导致了硅和铁的交替沉淀。Wang 等(2009)认为,由于 Fe^{2+} 和 SiO_2 在氧化还原界面处产生了自生化学振动,导致了两者的振荡沉淀,从而形成了 IF 的韵律构造。

关于 IF 的形成条件,Trendall(2002)在研究 Hamersley 盆地中 IF 沉积条件的基础上,给出了其形成的必需条件:① 保持稳定超过百万年的构造;② 水足够深,可避免外源碎屑的混入和海底扰动;③ 盆地的几何形状能使大洋深处的水体通畅地进入和流出。Clout 等(2005)认为大型 Superior IF 的形成需要 3 个条件:① 开阔的海底存在大型热液系统;② 宽广大陆架的存在;③ 成层海洋的存在,大量溶解 Fe^{2+} 的海水可从海底热液系统迁移到远处的沉积中心。

4.2 铁建造与相关沉积相(建造)的关系

James(1954)最早用沉积相的观点对 IF 进行了分类,运用 4 个相来对应于不同水深的产物,即氧化物相、硅酸盐相、碳酸盐相、硫化物相。Fripp(1976)认为,硫化物相的黄铁矿或磁黄铁矿是原始沉积成因,而 Phillip 等(1984)和 Groves 等(1987)则认为它们是后生成因。后来 Bekker 等(2010)认为,硫化物相的岩性是含黄铁矿的碳酸盐质页岩或板岩,而不是一种 IF 类型。目前较多学者认为,应把原生沉积的含黄铁矿的岩相划为硫化物相,这是一种与 IF 有密切关系的岩相,而其他所有的相一般与重结晶的石英互层(Simonson, 2003)。

前已述及,有学者经研究发现,大规模、具重要

经济价值的 IF 在时间上与记录在大火成岩省、岩墙群、海底镁铁质火山岩中的地幔柱爆发事件相一致(Klein et al., 1992; Isley et al., 1999)。这些地幔柱事件不仅为 IF 提供了大量的 Fe^{2+} ,还通过改变 H_2 、 H_2S 等还原剂的丰度来限制海洋的氧化还原状态和化学组成。此外,地幔柱事件还诱发了更高的海底扩张速率、海底和地表更强烈的火山活动以及更多 VMS 矿床的形成(Barley et al., 2005)。许多学者对前寒武纪 IF 与 VMS 矿床分布的变化趋势作过探讨(Veizer, 1976; James, 1983; Meyer, 1988; Isley et al., 1999; Huston et al., 2004, 2010)(图 7)。IF 的沉积在成因上与地幔柱爆发事件和镁铁质火山活动有联系(Isley et al., 1999),而最大的 VMS 矿床在成因上则与双峰式岛弧火山活动有关(Franklin et al., 2005)。就物质来源而言,热液中的铁可能来源于海底火山岩的热液淋滤作用,并在海洋深部形成 IF,同时,在火山口附近也极有可能形成 VMS 矿床。例如,Superior 克拉通边缘沉积的 IF 形成于 18 亿年左右,而此时期,VMS 矿床的形成也达到了高峰,其中一些 VMS 矿床产出在临近克拉通的岛弧环境中,精确的年代学约束暗示了这两者不仅在形成上具有同时性,而且,这些 VMS 系统极有可能是 IF 中铁的来源,但是,在 24~25 亿年期间,VMS 矿床有一个明显的缺失,不能很好地对应 IF 的形成。就两者的产出层位来看,近年来发现 IF 与部分 VMS 矿床具有共生的现象(李碧乐等, 2007)。目前较多学者倾向于,IF 在成因机制上并非必然与 VMS 矿床有一定的联系,而对于两者共生现象的普遍性则需要得到更多的验证。

4.3 铁建造与古大气和海洋环境的关系

前寒武纪 IF 是早期地球环境演化的特殊产物,可较好地反映出古大气和海洋的环境变化。通过对 IF 多方面的研究,尤其是地球化学研究,可了解地球早期的环境特征。例如,IF 的稀土元素特征,可反映当时古海水的稀土元素特征,指示出海洋的氧化还原环境,如 IF 的 Eu 异常可作为热液输入的示踪剂,Ce 异常可作为氧化条件的指标。IF 中燧石的氧同位素组成,结合其他同位素(如 Si、H、Fe),可用来解释前寒武纪时期的海洋温度(Knauth et al., 2003; Robert et al., 2006; Hren et al., 2009)。氧同位素组成(Perry, 1967)、海洋的硅质来源(Robert et al., 2006; van den Boorn et al., 2007; Steinhofel et al., 2009)以及 IF 中的变质叠加作用(Valaas Hyslop et

al. 2008)等问题。IF 中硫化物的硫同位素组成可用来研究生物硫循环、硫来源及海洋的氧化结构等问题(Cameron, 1983; Grassineau et al., 2002; 李延河等, 2010)。Farquhar 等(2007)研究其硫同位素后发现, 大氧化事件之前沉积的沉积物, 其 $\delta^{34}\text{S}$ 值在一定的范围内变化, 证明了 24.5 亿年前的大气是缺氧的, 24.5 亿年之后, 大气的氧浓度迅速升高, 硫同位素的非质量分馏现象消失(图 7)。Yasuhito 等(2011)研究了距今约 22~24.5 亿年海底地层中 Os 的浓度, 得出了地球大气中的氧大量形成于约 23 亿年前的结论, 此结果说明, 运用 IF 中硫同位素体系来分析地球早期环境有其合理性。

4.4 铁建造与早期生命

关于 IF 在 25~24 亿年间巨量形成的解释, 最早是 Cloud(1968; 1973)提出的假说, 其中包含 IF 与地表生命的生物化学演化, 以及与大气和海洋的化学演化之间的相互关系, 铁质的沉淀是由于生活在水中的生物进行光合作用产生氧气造成的。之后, 有些学者提出了非生物沉淀机制(Braterman et al., 1984; Francois, 1986; Konhauser et al., 2007), 并发现较多的 IF 中不存在有机碳(Klein et al., 1989)。但是, Han 等(1992)在 Negaunee IF 中发现了肉眼可见的藻类, Brocks 等(1999)从 Hamersley 盆地的 Roy Hill 页岩层中萃取出碳氢化合物, 认为这是进行光合作用的蓝藻存在的有力证据, 同时, 他们也从来自 Roy Hill 页岩层和 Marra Mamba IF 的黑色燧石样品中检测到了相同的碳氢化合物。近年来, 国际学术界较多学者研究了微生物参与铁迁移和沉淀的过程及机理(Ohmoto et al., 1993; Ohmoto, 2004; Heising et al., 1999; Noffke et al., 2006), 从不同方面论证了微生物参与铁建造形成的可能性(Planavsky et al., 2010; Li et al., 2011), 间接说明了早期生命与 IF 的密切联系, 为研究地球的生命起源提供了证据。

4.5 铁建造中的富矿问题

国外具有巨大经济价值的富矿主要有以下 2 种成因: ① 原生沉积的同生富铁矿(Franco et al., 2008)与 IF 同时生成并经历了相同的地质演化。富矿体与 IF 产状一致, 结构和化学组成相似, 但两者界线明显; ② BIF 贫矿经过后期改造变富, 如表生的风化淋滤或深部流体的交代(包括盆地热卤水和天水的循环交代或变质流体的交代作用)(Webb et al., 2008; Lobato et al., 2008), 可形成高品位的铁矿石($\text{TFe} > 45\%$)。

中国前寒武纪 BIF 以 Algoma 型为主, 形成时代以中-新太古宙为主, 矿石品位较低, 矿体厚度小, 变质变形强烈, 富矿少且规模偏小(Zhai et al., 1990; 姚凤良等, 2006)。加强中国典型 BIF 铁矿床与国外同类矿床, 尤其是磁铁矿富矿成矿地质条件的对比研究, 有助于深入了解中国 BIF 铁矿床成矿地质背景和富铁矿的形成规律, 为寻求富铁资源奠定坚实基础。

参考文献/References

- 李碧乐, 霍亮, 李永胜. 2007. 条带状铁建造(BIFs)研究的几个问题[J]. 矿物学报, 27(2): 205-210.
- 李延河, 侯可军, 万德芳, 张增杰, 乐国良. 2010. 前寒武纪条带状硅铁建造的形成机制与地球早期的大气和海洋[J]. 地质学报, 84(9): 1359-1373.
- 沈保丰, 翟安民, 杨春亮, 曹秀兰. 2005. 中国前寒武纪铁矿床时空分布和演化特征[J]. 地质调查与研究, 28(4): 196-206.
- 姚凤良, 孙丰月. 2006. 矿床学教程[M]. 北京: 地质出版社. 254 页.
- Abbott D H and Isley A E. 2002. The intensity, occurrence, and duration of superplume events and eras over geological time[J]. Journal of Geodynamics, 34(2): 265-307.
- André L, Cardinal D, Alleman L Y and Moorbath S. 2006. Silicon isotopes in ~3.8Ga West Greenland rocks as clues to the Eoarchean supracrustal Si cycle[J]. Earth and Planetary Science Letters, 245(2): 162-173.
- Barley M E, Kerrich R, Krapež B and Groves D I. 1998. The Late Archean bonanza: Metallogenic and environmental consequences of the interaction between mantle plumes, lithospheric tectonics and global cyclicity[J]. Precambrian Research, 91(1-2): 65-90.
- Barley M E, Bekker A and Krapež B. 2005. Late Archean to early Paleoproterozoic global tectonics, environmental change and the rise of atmospheric oxygen[J]. Earth and Planetary Science Letters, 238(1-2): 156-171.
- Barrett T J, Fralick P W and Jarvis I. 1988. Rare-earth-element geochemistry of some Archean iron formations north of Lake Superior, Ontario[J]. Canadian Journal of Earth Sciences, 25(4): 570-580.
- Bekker A, Slack J F, Planavsky N, Krapež B, Hofmann A, Konhauser K O and Rouxel O J. 2010. Iron formation: The sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic, and biospheric processes[J]. Econ. Geol., 105(3): 467-508.
- Beukes N J. 1983. Palaeoenvironmental setting of iron-formations in the depositional basin of the Transvaal Supergroup, South Africa[A]. In: Trendall A F and Morris R C, eds. Iron-formation: Facts and problems[C]. Amsterdam: Elsevier Press. 131-209.
- Beukes N J. 1984. Sedimentology of the Kueeman and Griquatown iron-formation, Transvaal Supergroup, Griqualand West, South Africa[J]. Precambrian Research, 24(1): 47-84.

- Beukes N J. 1986. The Transvaal sequence in Griqualand West [A]. In : Anhaeusser C R and Maskes S , eds. Mineral deposits of Southern Africa [C]. Johannesburg : Geological Society of South Africa , 1 (3) : 819-828.
- Beukes N J and Klein C. 1992. Models for iron formation deposition [A]. In : Schopf J W and Klein C , eds. The Proterozoic biosphere : A multidisciplinary study [C]. Cambridge : Cambridge University Press. 146-151.
- Blake R S and Barley M E. 1992. Tectonic evolution of the late Archean to early Proterozoic Mount Bruce megasequence set , Western Australia [J]. *Tectonics* , 11 (6) : 1415-1425.
- Bolhar R , Van Kranendonk M J and Kamber B S. 2005. A trace element study of siderite-jasper banded iron formation in the 3.45 Ga Warrawoona Group , Pilbara Craton : Formation from hydrothermal fluids and shallow seawater [J]. *Precambrian Research* , 137 (1-2) : 93-114.
- Boyle R W and Davies J L. 1973. Banded iron formations [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta* , 37 (3) : 1389-1398.
- Braterman P S , Cairns Smith A G , Sloper R W , Truscott T G and Craw M. 1984. Photo-oxidation of iron (II) in water between pH 7.5 and 4. [J]. *Journal of the Chemical Society , Dalton Transaction* , 3 (7) : 1441-1445.
- Brocks J J , Logan G A , Buick R and Summons R E. 1999. Archean molecular fossils and the early rise of eukaryotes [J]. *Science* , 285 : 1033-1036.
- Cameron E M. 1983. Genesis of Proterozoic iron-formation : Sulphur isotope evidence [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta* , 47 (6) : 1069-1074.
- Canfield D E. 1998. A new model for Proterozoic ocean chemistry [J]. *Nature* , 396 (3) : 450-453.
- Catuneanu O and Eriksson P G. 1999. The sequence stratigraphic concept and the Precambrian rock record : An example from the 2.7-2.1 Ga Transvaal Supergroup , Kaapvaal craton [J]. *Precambrian Research* , 97 (3-4) : 215-251.
- Cloud P. 1968. Atmospheric and hydrospheric evolution on the primitive earth : Both secular accretion and biological and geochemical processes have affected earth 's volatile envelope [J]. *Science* , 160 (17) : 729-736.
- Cloud P. 1973. Paleoeological significance of the banded iron-formation [J]. *Econ. Geol.* , 68 (7) : 1135-1143.
- Cloud P and Morrisson K. 1979. On microbial contaminants , micro-pseudofossils , and the oldest records of life [J]. *Precambrian Research* , 9 (1) : 81-91.
- Clout J M F and Simonson B M. 2005. Precambrian iron formations and iron formation-hosted iron ore deposits [A]. In : Hedenquist J W , Thompson J F H , Goldfarb R J and Richards J P , eds. *Economic Geology One Hundredth Anniversary Volume , 1905-2005* [C]. Littleton : Economic Geology. 643-679.
- Dauphas N , Van Zuilen M , Wadhwa M , Davis M , Marty A M , Janney B and Philip E. 2004. Clues from Fe isotope variations on the origin of Early Archean BIFs from Greenland [J]. *Science* , 306 : 2077-2080.
- Dimroth E and Chauvel J J. 1974. Petrography of the Sokoman iron formation in part of the central Labrador Trough [J]. *Geological Society of America Bulletin* , 84 (1) : 111-134.
- Erikson K A. 1983. Siliciclastic-hosted iron-formation in the early Archean Barberton and Pilbara sequence [J]. *Journal of the Geological Society of Australia* , 30 (3-4) : 473-482.
- Farquhar J , Peters M , Johnston D T , Strauss H , Masterson A , Wiechert U and Kaufman A J. 2007. Isotopic evidence for Mesoarchean anoxia and changing atmospheric sulphur chemistry [J]. *Nature* , 449 (11) : 706-709.
- Franco P and Leon B. 2008. A review of Australia Proterozoic mineral systems and genetic models [J]. *Precambrian Research* , 166 (1-4) : 54-80.
- Francois L M. 1986. Extensive deposition of banded iron formations was possible without photosynthesis [J]. *Nature* , 320 (27) : 352-354.
- Franklin J M , Gibson H L , Jonasson J R and Galley A G . 2005. Volcanogenic massive sulfide deposits [M]. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*. 523-560.
- Fripp R E P. 1976. Stratabound gold deposits in Archean banded iron-formation , Rhodesia [J]. *Econ. Geol.* , 71 (1) : 58-75.
- Garrels R M. 1987. A model for the deposition of the microbanded Precambrian iron formations [J]. *American Journal of Science* , 287 (2) : 81-106.
- Glikson A and Vickers J. 2007. Asteroid mega-impacts and Precambrian banded iron formations : 2.63 Ga and 2.56 Ga impact ejecta/fallout at the base of BIF/argillite units , Hamersley basin , Pilbara craton , Western Australia [J]. *Earth and Planetary Science Letters* , 254 (1-2) : 214-226.
- Goldich S S. 1973. Ages of Precambrian banded iron-formations [J]. *Econ. Geol.* , 68 (7) : 1126-1134.
- Gole M and Klein C. 1981. Banded iron-formations through much of Precambrian time [J]. *Journal of Geology* , 89 (2) : 169-183.
- Goode A D T , Hall W D M and Bunting J A. 1983. The Nabberu basin of Western Australia [A]. In : Trendall A F and Morris R C , eds. *Iron-formation : Facts and problems* [C]. Amsterdam : Elsevier Press. 295-323.
- Goodwin A M. 1973. Archean iron-formations and tectonic basins of the Canadian Shield [J]. *Econ. Geol.* , 68 (7) : 915-933.
- Grassineau N V , Nisbet E G , Fowler C M R , Bickle M J , Lowry D , Chapman H J , Matthey D P , Abell P , Yong J and Martin A. 2002. Stable isotopes in the Archean Belingwe belt , Zimbabwe : Evidence for a diverse microbial mat ecology [J]. *Geological Society Special Publication* , 199 (1) : 309-328.
- Gross G A. 1965. *Geology of iron deposits in Canada* , Vol. 1. General geology and evaluation of iron deposits [M]. Geological Survey of Canada , Economic Report. 22p.
- Gross G A. 1972. Primary features in cherty iron formations [J]. *Sedimentary Geology* , 7 (4) : 241-261.
- Gross G A. 1980. A classification of iron formations based on depositional environment [J]. *Canadian Mineralogist* , 18 (2) : 215-222.

- Gross G A. 1983. Tectonic systems and the deposition of iron-formation [J]. *Precambrian Research*, 20(2-4): 171-187.
- Gross G A. 1996. Algoma-type previous term iron-formation. next term [A]. In: Lefebvre D and Hoy T, eds. *Selected British Columbia mineral deposits Profiles* [C]. Ottawa: British Columbia Ministry of Employment and Investment Open File. 25-28.
- Groves D I, Phillips N, Ho S E, Houstoun S M and Standing C A. 1987. Craton-scale distribution of Archaean greenstone gold deposits: Predictive capacity of the metamorphic model [J]. *Econ. Geol.*, 82(8): 2045-2058.
- Han T M and Runnegar B. 1992. Megascopic eukaryotic algae from the 2.1 billion-year-old Negaunee iron-formation, Michigan [J]. *Science*, 257: 232-235.
- Hassler S W. 1993. Depositional history of the Main tuff interval of the Wittenoom Formation, Late Archean-Early Proterozoic Hamersley Group, Western Australia [J]. *Precambrian Research*, 60(1-4): 337-359.
- Heising S, Richter L, Ludwig W and Schink B. 1999. *Chlorobium ferrooxidans* sp. nov., a phototrophic green sulfur bacterium that oxidizes ferrous iron in coculture with a "Geospirillum" sp. strain [J]. *Archives of Microbiology*, 172(2): 116-124.
- Hoffman P. 1987. Early Proterozoic foredeeps, foredeep magmatism, and Superior-type iron-formation of the Canadian Shield [A]. In: Kröner A, ed. *Proterozoic lithospheric evolution* [C]. Washington D C: Am. Geophys Union, Geodyn Ser. 85-98.
- Holland H D. 1973. The oceans: A possible source of iron in iron-formation [J]. *Econ. Geol.*, 68(7): 1169-1172.
- Holland H D. 1984. The chemical evolution of the atmosphere and oceans [M]. New York: Princeton University Press. 582p.
- Hren M T, Tice M M and Chamberlain C P. 2009. Oxygen and hydrogen isotope evidence for a temperate climate 3.42 billion years ago [J]. *Nature*, 462(12): 205-208.
- Huston D L and Logan G A. 2004. Barite, BIFs and bugs: Evidence for the evolution of the Earth's early hydrosphere [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 220(1-2): 41-55.
- Huston D L, Pehrsson S, Eglinton B M and Zaw K. 2010. The geology and metallogeny of volcanic-hosted massive sulfide deposits: Variations through geologic time and with tectonic setting [J]. *Econ. Geol.*, 105(3): 571-591.
- Isley A E. 1995. Hydrothermal plumes and the delivery of iron to banded iron formation [J]. *The Journal of Geology*, 103(2): 169-185.
- Isley A E and Abbott D H. 1999. Plume-related mafic volcanism and the deposition of banded iron formation [J]. *Journal of Geophysical Research*, 104(B7): 15461-15477.
- James H L. 1954. Sedimentary facies of iron-formation [J]. *Econ. Geol.*, 49(3): 235-293.
- James H L. 1983. Distribution of banded iron-formation in space and time [A]. In: Trendall A F and Morris R C, eds. *Iron-formation: Facts and problems* [C]. Amsterdam: Elsevier Press. 471-490.
- James H L and Trendall A F. 1982. Banded iron-formation: Distribution in time and paleoenvironmental significance [A]. In: Holland H D and Schidlowski M, eds. *Mineral deposits and the evolution of the biosphere* [C]. New York: Springer Verlag Press. 199-218.
- Kaufman A J. 1996. Geochemical and mineralogic effects of contact metamorphism on banded iron-formation: An example from the Transvaal basin, South Africa [J]. *Precambrian Research*, 79(1-2): 171-194.
- Klein C. 2005. Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin [J]. *American Mineralogist*, 90(10): 1473-1499.
- Klein C and Bricker O P. 1977. Some aspects of the sedimentary and diagenetic environment of Proterozoic banded iron-formations [J]. *Econ. Geol.*, 72(8): 457-470.
- Klein C and Beukes N J. 1989. Geochemistry and sedimentology of a facies transition from limestone to iron-formation deposition in the Early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa [J]. *Econ. Geol.*, 84(7): 1733-1774.
- Klein C and Beukes N J. 1992. Time distribution, stratigraphy, sedimentologic setting, and geochemistry of Precambrian iron-formation [A]. In: Schopf J W and Klein C, eds. *The Proterozoic biosphere, a multidisciplinary study* [C]. New York: Cambridge University Press. 139-146.
- Knauth L P and Lowe D R. 2003. High Archean climatic temperature inferred from oxygen isotope geochemistry of cherts in the 3.5 Ga Swaziland Supergroup, South Africa [J]. *Geological Society of America Bulletin*, 115(5): 566-580.
- Konhauser K O, Hamade T, Morris R C, Ferris F G, Southam G, Raiswell R and Canfield D. 2002. Could bacteria have formed the Precambrian banded iron formations [J]? *Geology*, 30(12): 1079-1082.
- Konhauser K O, Amskold L, Lalonde S V, Posth N R, Kappler A and Anbar A. 2007. Decoupling photochemical Fe(II) oxidation from shallow-water BIF deposition [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 258(1-2): 87-100.
- Krapež B and Martin D McB. 1999. Sequence stratigraphy of the Paleoproterozoic Napperu Province of Western Australia [J]. *Australian Journal of Earth Sciences*, 46(1): 89-103.
- Kump L R. 2008. The rise of atmospheric oxygen [J]. *Nature*, 451(17): 277-278.
- Larue D K. 1981. The early Proterozoic pre-iron-formation Menominee Group siliciclastic sediments of the southern Lake Superior region: Evidence for sedimentation in platform and basinal settings [J]. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51(2): 397-414.
- Lascelles D F. 2007. Black smokers and density currents: A uniformitarian model for the genesis of banded iron-formations [J]. *Ore Geology Reviews*, 32(1-2): 381-411.
- Li Y L, Konhauser K O, Cole D R and Phelps T J. 2011. Mineral eco-physiological data provide growing evidence for microbial activity in banded-iron formations [J]. *Geology*, 39(8): 707-710.
- Lobato L M, Figueiredo E, Silva R C, Hagemann S, Thorne W and Zucchetti M. 2008. Hypogene alteration associated with high-grade

- banded iron formation-related iron ore [J]. *Econ. Geol.*, 15(3): 107-128.
- Manikyamba C, Balaram V and Naqvi S M. 1993. Geochemical signatures of polygenetic origin of a banded iron formation (BIF) of the Archaean Sandur greenstone belt (schist belt) Karnataka nucleus, India [J]. *Precambrian Research*, 61(1-2): 137-164.
- Mengel J T. 1965. Precambrian taconite iron formation: A special type of sandstone [C]. *Geological Society of America, Annual Meeting, Kansas City, MO, Abstracts*. 106.
- Mengel J T. 1973. Physical sedimentation in Precambrian cherty iron formations of the Lake Superior type [A]. In: Amstutz G C and Bernard A J, eds. *Ores in sediments* [C]. Berlin: Springer Verlag Press. 179-193.
- Meyer C. 1988. Ore deposits as guides to geologic history of the Earth [J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 16(3): 147-171.
- Morey G B. 1983. Animikie basin, Lake Superior region, USA [A]. In: Trendall A F and Morris R C, eds. *Iron-formation: Facts and Problem* [C]. Amsterdam: Elsevier Press. 13-68.
- Morey G B and Southwick D L. 1995. Allostratigraphic relationships of Early Proterozoic iron-formations in the Lake Superior region [J]. *Econ. Geol.*, 90(7): 1983-1993.
- Morris R C. 1993. Genetic modelling for banded iron-formation of the Hamersley Group, Pilbara craton, Western Australia [J]. *Precambrian Research*, 60(1-4): 243-286.
- Noffke N, Eriksson K A, Hazen R M and Simpson E L. 2006. A new window into Early Archean life: Microbial mats in Earth's oldest siliciclastic tidal deposits (3.2 Ga Moodies Group, South Africa) [J]. *Geology*, 34(4): 253-256.
- Ohmoto H. 2004. The Archaean atmosphere, hydrosphere and biosphere [A]. In: Eriksson P G, Altermann W, Nelson D R, Mueller W U and Catuneanu O, eds. *The Precambrian earth: Times and events, developments in Precambrian geology 12* [C]. Amsterdam: Elsevier Press. 361-388.
- Ohmoto H, Kakegawa T and Lowe D R. 1993. 3.4-billion-year-old biogenic pyrite from Barberton, South Africa: Sulphur isotope evidence [J]. *Science*, 267: 555-557.
- Ojakangas R W. 1983. Tidal deposits in the early Proterozoic basin of the Lake Superior region. The Palms and Pokegama Formations: Evidence for subtidal shelf deposition of Superior-type banded iron formation [A]. In: Medaris L G, ed. *Early Proterozoic geology of the Great Lakes region* [C]. Boulder: Mem. Geol. Soc. Am.. 49-66.
- Perry E C. 1967. The oxygen isotope chemistry of ancient cherts [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 3(2): 62-66.
- Phillips G N, Groves D I and Martyn J E. 1984. An epigenetic origin for Archaean banded iron-formation-hosted gold deposits [J]. *Econ. Geol.*, 79(1): 162-171.
- Pickard A L, Barley M E and Krapež B. 2004. Deep-marine depositional setting of banded iron formation: Sedimentological evidence from interbedded clastic sedimentary rocks in the early Paleoproterozoic Dales Gorge Member of Western Australia [J]. *Sedimentary Geology*, 170(1-2): 37-62.
- Pirajno F. 2004. Hotspots and mantle plumes: Global intraplate tectonics, magmatism and ore deposits [J]. *Mineralogy and Petrology*, 82(3-4): 183-216.
- Planavsky N, Bekker A, Rouxel O J, Kamber B, Hofmann A, Knudsen A and Lyons T W. 2010. Rare earth element and yttrium compositions of Archean and Paleoproterozoic Fe formations revisited: New perspectives on the significance and mechanisms of deposition [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 74(22): 6387-6405.
- Posth N R, Hegler F, Konhäuser K O and Kappler A. 2008. Alternating Si and Fe deposition caused by temperature fluctuations in Precambrian oceans [J]. *Nature Geoscience*, 1(10): 703-708.
- Rao T G and Naqvi S M. 1995. Geochemistry, depositional environment and tectonic setting of the BIF's of the Late Archaean Chitradurga Schist Belt, India [J]. *Chemical Geology*, 121(1-4): 217-243.
- Robert F and Chaussidon M. 2006. A palaeotemperature curve for the Precambrian oceans based on silicon isotopes in cherts [J]. *Nature*, 443(3): 969-972.
- Rona P A and Scott S P. 1993. A special issue on sea-floor hydrothermal mineralization, new perspectives-preface [J]. *Econ. Geol.*, 88(8): 1933-1976.
- Rosing M T, Rose N M, Bridgwater D and Thomsen H S. 1996. Earliest part of Earth's stratigraphic record: A reappraisal of the >3.7 Ga Isua (Greenland) supracrustal sequence [J]. *Geology*, 24(1): 43-46.
- Rouxel O J, Bekker A and Edwards K J. 2005. Iron isotope constraints on the Archean and Paleoproterozoic ocean redox state [J]. *Science*, 307: 1088-1091.
- Simonson B M. 1984. High energy shelf deposit: Early Proterozoic Wishart Formation, northeastern Canada [J]. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, 34(3): 251-268.
- Simonson B M. 1985. Sedimentological constraints on the origins of Precambrian iron formation [J]. *Geological Society of America Bulletin*, 96(2): 244-252.
- Simonson B M. 1987. Early silica cementation and subsequent diagenesis in arenites from four early Proterozoic iron formations of north America [J]. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57(3): 494-511.
- Simonson B M. 2003. Origin and evolution of large Precambrian iron formation [J]. *Geological Society of America, Special Paper*, 370: 231-244.
- Simonson B M, Schubel K A and Hassler S W. 1993. Carbonate sedimentology of the early Precambrian Hamersley Group of Western Australia [J]. *Precambrian Research*, 60(1-4): 287-335.
- Simonson B M and Hassler S. 1996. Was the deposition of large Precambrian iron formations linked to major marine transgressions [J]? *Journal of Geology*, 104(6): 665-676.
- Slack J F and Cannon W F. 2009. Extraterrestrial demise of banded iron formations 1.85 billion years ago [J]. *Geology*, 37(11): 1011-1014.

- Steinhefel G, Horn I and Von Blanckenburg F. 2009. Micro-scale tracing of Fe and Si isotope signatures in banded iron formation using femtosecond laser ablation[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 73 (18): 5343-5360.
- Trendall A F. 1983. Introduction[A]. In: Trendall A F and Morris R C, eds. *Iron-formation: Facts and problems*[C]. Amsterdam: Elsevier Press. 1-11.
- Trendall A F. 2002. The significance of iron-formation in the Precambrian stratigraphic record[J]. *Special Publication International Association of Sedimentologists*, 33(1): 33-66.
- Trendall A F and Blockley J G. 1970. The iron formations of the Precambrian Hamersley Group, Western Australia with special reference to the crocidolite[M]. *Geological Survey of Western Australia Bulletin*. 366p.
- Valaas Hyslop E, Valley J W, Johnson C M and Beard B L. 2008. The effects of metamorphism on O and Fe isotope compositions in the Biwabik iron formation, northern Minnesota[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 155(3): 313-328.
- Van Den Boorn S H J M, Van Bergen M J, Nijman W and Vroon P Z. 2007. Dual role of seawater and hydrothermal fluids in Early Archean chert formation: Evidence from silicon isotopes[J]. *Geology*, 35(10): 939-942.
- Van Hise C R and Leith C K. 1911. The geology of the Lake Superior region[M]. *Monogr. US Geol. Surv.*, 52. 641p.
- Veizer J. 1976. Evolution of ores of sedimentary affiliation through geologic history: Relations to the general tendencies in evolution of the crust, hydrosphere, atmosphere, and biosphere[A]. In: Wolf K H, ed. *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits*[C]. Amsterdam: Elsevier Press. 1-41.
- Veizer J. 1983. Geologic evolution of the Archean-Early Proterozoic Earth[A]. In: Schopf J W, ed. *Earth's earliest biosphere*[C]. New Jersey: Princeton University Press. 240-259.
- Wang Y F, Xu H F, Merino E and Konishi H. 2009. Generation of banded iron formations by internal dynamics and leaching of oceanic crust[J]. *Nature Geoscience*, 2(11): 781-784.
- Webb A and Clout J. 2008. Banded iron formation-related iron ore deposits of the Hamersley Province, Western Australia[J]. *Econ. Geol.*, 103(3): 197-221.
- Yasuhito Sekine, Katsuhiko Suzuki, Ryoko Senda, Goto K T, Eiichi Tajika, Ryuji Tada, Goto K, Shinji Yamamoto, Naohiko Ohkouchi, Ogawa N O and Teruyuki Maruoka. 2011. Osmium evidence for synchronicity between a rise in atmospheric oxygen and Palaeoproterozoic deglaciation[J]. *Nature*, 473(7343): 23-26.
- Zajac I S. 1974. The stratigraphy and mineralogy of the Sokoman Formation in the King Lake area, Quebec and Newfoundland[M]. Canada: Geological Survey of Canada. 159p.
- Zhai M G and Windley B F. 1990. The Archean and early Proterozoic banded iron formations of North China: Their characteristics, geotectonic relations, chemistry and implications for crustal growth[J]. *Precambrian Research*, 48(3): 267-286.
- Zhang X J, Zhang L C, Xiang P, Wan B and Pirajno F. 2011. Zircon U-Pb age, Hf isotopes and geochemistry of Shuichang Algoma-type banded iron-formation, North China Craton: Constraints on the ore-forming age and tectonic setting[J]. *Gondwana Research*, 20(1): 137-148.
- Zhao Z H. 2010. Banded iron formation and related great oxidation event[J]. *Earth Science Frontiers*, 17(3): 1-12.