

# 岩浆-热液系统中铁的富集机制探讨\*

张招崇<sup>1</sup> 侯通<sup>1</sup> 李厚民<sup>2</sup> 李建威<sup>3</sup> 张作衡<sup>2</sup> 宋谢炎<sup>4</sup>

ZHANG ZhaoChong<sup>1</sup>, HOU Tong<sup>1</sup>, LI HouMin<sup>2</sup>, LI JianWei<sup>3</sup>, ZHANG ZuoHeng<sup>2</sup> and SONG XieYan<sup>4</sup>

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
1. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China
2. Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China
3. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China
4. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China
- 2013-10-02 收稿, 2014-02-05 改回.

Zhang ZC, Hou T, Li HM, Li JW, Zhang ZH and Song XY. 2014. Enrichment mechanism of iron in magmatic-hydrothermal system. *Acta Petrologica Sinica*, 30(5): 1189–1204

**Abstract** The magmatic-hydrothermal system-related iron deposits include magmatic V-Ti magnetite deposits, apatite-magnetite deposits, iron skarn deposits and submarine volcanic-hosted iron deposits. The ore-related igneous rocks have a wide spectrum, ranging from basic-ultrabasic, intermediate to intermediate-felsic rocks. The magmatic V-Ti magnetite deposit are associated with basic-ultrabasic plutonic intrusions. These deposits are formed during the magma evolution, particularly fractional crystallization. We proposed that the thick stratiform Fe-Ti magnetite ore layers can be attributed to intergration of Ti-rich ferropicritic magma, fractional crystallization, frequent magma replenishment coupling with the sorting of magma flowing. However, whether the V-Ti magnetite ores occur in the lower or upper part of the layering intrusion depends on the initial  $f_{O_2}$  of the parent magmas. The elevated  $f_{O_2}$  could lead to an early crystallization phase of magnetites, accumulating at the base of the magma chamber, whereas low-grade disseminated ores occur at the upper part due to low oxygen fugacity. Although field observations support the genesis of immiscible apatite-magnetite magmas for the Proterozoic anorthosite complex, there are no such experiments for this viewpoint so far as now. Some apatite-magnetite deposits may be linked to immiscibility, which could be caused by addition of crustal P by contamination. Except for the above iron deposits, other magmatism-related iron deposits are formed by post-magma-hydrothermal processes. These iron deposits exhibit similar alteration and mineralization patterns, reflecting the similar physico-chemical conditions. The previous studies on experiments and fluid inclusions show that the amounts and compositions of exsolution of fluids from melt are controlled by many factors during the magma-fluid transition. The fractional crystallization and assimilations of carbonate rocks and evaporites could lead to elevated Cl concentration of exsolved fluids. In an oxidized fluid, more of the sulphur would be present as  $SO_4^{2-}$  and would thus greatly limit the intergration of Fe and S as pyrite at high temperatures, favoring the transportation of Fe as chloride complexes. A long-term stable convective circulation system is a prerequisite for the formation of a large-sized high-grade iron deposit. Multiple pulses of magma emplacement or a stable magma chamber and a fault/fissure system suitable for fluid circulation at a relative close environment (e.g., impermeable barrier or cap rock may insulate the hydrothermal system) is in turn a prerequisite of the long-term stable convective circulation system. However, the different geological circumstances may result in different ways and sites of iron precipitation, which controls the textures and structures of ores as well as the occurrences of iron orebodies.

**Key words** Magma evolution; Immiscible magma; Hydrothermal processes; Exsolution of fluids; Enrichment of iron

\* 本文受国家“973”计划项目(2012CB416800)、国家自然科学基金项目(40925006)和国土资源部公益性行业科研专项(200911007-25)联合资助。

第一作者简介: 张招崇,男,1965年生,博士,教授,岩浆岩岩石学和矿床学专业, E-mail: zczhang@cugb.edu.cn

**摘要** 与岩浆-热液系统有关的铁矿类型有岩浆型钒钛磁铁矿床、玢岩铁矿、矽卡岩型铁矿和海相火山岩型铁矿,与这些铁矿有关的岩浆岩从基性-超基性、中性到酸性岩均有,其中岩浆型钒钛磁铁矿床与基性-超基性深成侵入岩有关,形成于岩浆阶段,主要与分离结晶作用有关,但是厚大的富铁矿石的形成则可归结于原始的富铁钛苦橄质岩浆、分离结晶作用、多期次的岩浆补充以及流动分异等联合过程。钒钛磁铁矿石产于岩体下部还是上部与母岩浆的氧逸度有关:高的氧逸度导致磁铁矿早期结晶而使得其堆积于岩体的下部,相反,低氧逸度则导致低品位的浸染状铁矿石产于岩体的上部。虽然野外一些证据表明,元古宙斜长岩中的磷铁矿石可能是不混溶作用形成的,但是目前尚无实验证据。某些玢岩铁矿的一些磷灰石-磁铁矿石可能与闪长质岩浆同化混染了地壳中的磷导致的不混溶作用有关。除此之外,其他各类与岩浆作用有关的铁矿床均与岩浆后期的岩浆-热液作用有关。这些不同类型铁矿床的蚀变和矿化过程具有相似性,反映了它们形成过程具有相似的物理化学条件。成矿实验以及流体包裹体研究表明,岩浆-流体转换过程中出溶流体的数量以及成分受多种因素控制,其中岩浆分离结晶作用以及碳酸盐地层和膏盐层的混染可导致出溶的流体中Cl浓度的升高。早期高氧逸度环境可以使得硫以 $\text{SO}_4^{2-}$ 形式存在,抑制硫与铁的结合形成黄铁矿,有利于铁在早期以Cl的络合物发生迁移。大型富铁矿的形成需要一个长期稳定的流体对流循环系统,而岩浆的多期侵位或岩浆房以及在相对封闭的环境中(需要一个不透水层)一个有利于流体循环的断裂/裂隙系统是形成一个长期稳定的流体对流循环系统的必要条件。但是由于不同地质环境,流体中铁的卸载方式和位置会有明显差别,由此导致不同的矿石结构构造和不同的矿体产状。

**关键词** 岩浆演化; 不混溶; 热液; 流体出溶; 铁的富集

**中图法分类号** P611.11; P618.31

钢铁是国家经济、国防与社会发展的重要物质基础。随着我国工业化和城镇化的迅猛发展,国产铁矿石特别是富铁矿石远远不能满足需求,大量依赖进口,铁矿石对外依存度已达60%以上,对国家经济安全构成了严重威胁。因此,立足国内,发现和探明一批大型富铁矿,是一项迫在眉睫的重大任务。

国际上,无论是总的铁矿资源量还是富铁矿石,主要为沉积变质型铁矿,该类型铁矿产于长期稳定的克拉通环境,富铁矿的形成主要与长期的风化淋滤作用有关(Morey, 1999; Powell *et al.*, 1999; Taylor *et al.*, 2001)。我国大陆由于长期受三大构造域相互作用(北部的古亚洲洋构造域、西南部的特提斯构造域和东部的西太平洋构造域)的影响,因而具有特殊的活动性(任纪舜等, 1999),不利于形成国外的沉积变质型富铁矿。但另一方面,多期次的构造岩浆活动也为与岩浆活动有关的矽卡岩型、玢岩型、海相火山岩型、岩浆型富铁矿的形成提供了重要的物质基础和有利的成矿条件。过去的大量研究表明,上述类型富铁矿的形成均与岩浆-热液过程有关(如赵一鸣等, 2004; 李厚民等, 2012; Dill, 2010),因此阐明岩浆-热液过程中铁的富集机理不仅具有重要的理论意义,而且对于指导该类型的找矿也具有重要的现实意义。

迄今为止,全球发现的与岩浆作用有关的铁矿既有产在基性-超基性岩中,也有产在中性岩以及酸性岩中,其时代跨度大(从元古宙-新生代)构造环境复杂,这为我们研究岩浆中铁的富集机理提供了极好的机会。众所周知,岩浆从基性-中性-酸性,铁的含量依次下降(Wedepohl, 1969; Maynard, 1983)换言之,铁主要富集在基性岩中,在酸性岩中铁的含量较低。然而,与岩浆作用有关的富铁矿主要产在与中酸性岩有关的矽卡岩型矿床中(赵一鸣等, 2004; 李厚民等, 2012)而与基性-超基性岩有关的铁矿虽然规模大,但主

要是贫铁矿石,只有极少数是富铁矿石。由此就自然引出这样的问题:与中酸性岩有关的铁矿巨量铁的来源?其超常富集机理是什么?基性-超基性岩中少量的富铁矿石是如何形成的?本文首先简单介绍铁矿的主要类型,以说明哪些类型与岩浆-热液系统有关,然后再通过对相关铁矿地质特征的分析,结合近年来铁矿成矿理论取得的进展,探讨岩浆-热液系统中铁的富集机理。

## 1 与岩浆-热液系统有关的铁矿类型

赵一鸣等(2004)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。其中火山岩型又划分为陆相火山岩型(即玢岩型;长江中下游火山岩区铁矿研究组, 1977)和海相火山岩型。国际上, Dill(2010)按照与构造-岩石的关系,将铁矿划分为4类,并且每类均划分为若干亚类和次亚类(表1)。为了更好地理解两种不同分类方案之间的关系,笔者将两种分类的对应关系也一并列于表1。

由表1可以看出, Dill(2010)的分类中的岩浆型铁矿床实际上是和岩浆岩有关的铁矿,并非都是通过岩浆作用过程形成的铁矿,多数是通过热液作用形成的,所以实际上包含了赵一鸣等(2004)中的岩浆型铁矿、矽卡岩型铁矿、陆相火山岩型,所以这些类型铁矿的形成均与岩浆-热液过程有关。然而,笔者通过对国内外与岩浆岩有关的铁矿地质特征的研究发现,上述与岩浆岩有关的铁矿与岩浆岩的岩性和产状密切相关,具体见表2。从表2可以看出,除了与基性-超基性深成侵入岩和碱性深成岩有关的铁矿基本没有蚀变影响,特别是不存在与矿化有关的蚀变作用外,与其他岩石有关的铁矿均与蚀变作用密切相关,说明后者与热液作用有关,而前者则与岩浆作用过程有关,因此在以下内容中笔者将分别分

表1 铁矿类型划分(据 Dill, 2010)

Table 1 Classification scheme of iron deposits (after Dill, 2010)

类型	亚类	次亚类	赵一鸣等(2004) 分类	
岩浆型 铁矿	与镁铁质侵入体有关的 Ti-Fe-(V) 矿床(高钛)		岩浆型铁矿(岩浆结晶分异型和晚期贯入型)	
	含磷灰石铁氧化物矿床(低钛)		陆相火山岩型铁矿	
	与碱性岩有关的含磷灰石铁氧化物矿床(低钛)	钛磁铁矿-磁铁矿-磷灰石矿床		无对应类型
		稀土-磷灰石铁矿		无对应类型
	接触交代型(矽卡岩型铁矿)	钙矽卡岩型铁矿 镁(硼)矽卡岩型铁矿 Na-Cl 矽卡岩型铁矿 铁硫化物矽卡岩型矿床		矽卡岩型铁矿
火山岩(未变质)型铁矿			海相火山岩型铁矿	
与构造 有关的 铁矿	与 Cu-Au-Ag-U 共生的铁氧化物角砾岩型 产于不整合面的脉状赤铁矿床 与逆冲断层有关的菱铁矿床		热液型	
沉积岩 型铁矿	碳酸盐型(交代)矿床	铁-贱金属-重晶石矿床 多金属菱铁矿和菱铁矿床	沉积型	
	陆相沉积岩型铁矿	残积-冲积型砂铁矿床 冲积-湖沼铁矿 粘土和黑色岩型铁矿	海陆交互相或湖相沉积型铁矿	
		红土型和喀斯特型铁矿 残积型铁矿	风化淋滤型铁矿床	
	海相沉积岩型铁矿	鲕状铁矿床 碎屑铁矿床 海相砂铁矿床	浅海相沉积铁矿床	
	黄铁矿矿床	泥灰岩		
变质岩 型铁矿	变质型铁矿(阿尔戈马型) 条带状铁建造(BIF)		沉积变质型铁矿	

析岩浆过程和热液过程中铁的富集机理。

## 2 岩浆过程中铁的富集机理

岩浆过程包括源区的部分熔融形成原始岩浆的过程——岩浆的形成阶段以及原始岩浆形成后所经历的演化过程,包括岩浆的分异(液态分异和固-液分异)、同化混染(固-液混合)和岩浆混合过程。这些过程可能对铁的富集均产生了不同程度的影响。

前已述及,与岩浆过程有关的铁矿类型均与基性超基性岩有关(与碱性岩有关的铁矿事实上也是产在碱性的基性-超基性岩中),因此铁一定来自地幔源区。目前对于与铁磷矿床有关的碱性超基性岩的地幔源区研究较少,是否存在特殊性尚不清楚,所以本文只讨论含钒钛磁铁矿的基性超基性岩的地幔源区特点。

最近的研究表明(Zhang *et al.*, 2009; Hou *et al.*, 2012; Song *et al.*, 2013; Zhou *et al.*, 2013),以攀枝花岩体为代表的含钒钛磁铁矿的岩体的母岩浆为富铁钛的玄武岩岩浆,而且这种富铁钛的玄武岩母岩浆是原始的富铁钛苦橄质岩浆在深部岩浆房发生分离结晶的结果。Zhang *et al.* (2009)认为要形成原始的富铁钛苦橄质岩浆需要源区存在特殊的岩

石圈地幔,即富铁钛的特殊岩石圈地幔。虽然攀枝花岩体的 Sr-Nd-Pb 同位素成分表明其源区除了地幔柱物质外还有岩石圈地幔的混入,但低的氧同位素值( $< 5‰$ )暗示源区中有俯冲物质的加入。Hou *et al.* (2011a)通过对攀西地区攀枝花、红格、白马和太和等4个岩体的惰性气体同位素研究,认为该岩体可能存在俯冲的物质。Zhong *et al.* (2011)以及 Hou *et al.* (2013a)分别通过对新街岩体和攀枝花岩体的 Os 同位素研究则为源区中存在俯冲物质提供了进一步的证据。此外,大量的实验研究表明,要形成富铁的苦橄质岩浆,需要地幔橄榄岩中存在榴辉岩或辉石岩(Tuff *et al.*, 2005)。所以结合区域地质背景可以推测,新元古代罗迪尼亚大洋板片俯冲到扬子地块之下形成榴辉岩,二叠纪时在地幔柱作用下含有榴辉岩的地幔橄榄岩发生部分熔融形成原始的富铁钛苦橄质岩浆,正是由于这种原始的富铁钛苦橄质岩浆的存在为攀西地区巨量富集钒钛磁铁矿奠定了重要的物质基础。

虽然原始的富铁钛的苦橄质岩浆相对普通的地幔岩浆富集铁和钛,但其简单的结晶堆积尚不能形成铁矿。要形成铁矿,需要通过一系列的岩浆演化过程使得其中的铁质富集。

关于基性-超基性岩中铁的富集问题,基本上有两种观

表 2 与岩浆岩有关的铁矿类型和主要特征

Table 2 Types and main characteristics of the iron deposits genetically related to igneous rocks

特征	与基性-超基性岩有关的铁矿				与中性岩有关的铁矿			与酸性岩有关的铁矿		
	深成岩	浅成岩	火山岩-次火山岩		火山岩-次火山岩	中浅成侵入岩	中浅成侵入岩	中浅成侵入岩	深成侵入岩	
			陆相	海相	陆相					
岩石组合	辉石岩-辉长岩-斜长岩	辉绿岩	玄武岩-安山岩	陆相	玄武岩-安山岩	陆相	闪长岩	闪长岩-二长岩	花岗岩-花岗闪长岩	霓霞岩、辉石岩、碳酸岩
矿体产出特征	层状、似层状为主,有时为脉状产于岩体中	似层状、透镜状产于辉绿岩体内	呈脉状、透镜状产于苦橄玢岩周围的断裂中	主要呈层状、似层状,有的呈脉状,层位控制明显	块状、脉状、角砾状	产在玢岩体的顶部,既产在岩体内,也产在围岩中	严格受岩体和围岩地层的接触带控制,呈透镜状和扁豆状	严格受岩体和围岩地层的接触带控制,呈透镜状和扁豆状	严格受岩体和围岩地层的接触带控制,呈透镜状和扁豆状	层状、脉状
矿石结构构造	以浸染状构造为主	致密块状、浸染状、网脉状、角砾状、杂状	致密块状和角砾状构造	块状构造、细脉浸染状构造	块状、脉状、浸染状、角砾状	块状、脉状、浸染状、角砾状	块状和浸染状	块状和浸染状	浸染状构造为主	
主要矿石矿物	钒钛磁铁矿和钛铁矿	低钛磁铁矿。少量硫化物(黄铁矿、磁黄铁矿)	低钛磁铁矿,少量菱铁矿和黄铁矿	低钛磁铁矿为主,少量黄铁矿、黄铜矿和磁黄铁矿	低钛磁铁矿	低钛磁铁矿和少量硫化物	低钛磁铁矿和少量硫化物	低钛磁铁矿和少量硫化物	低钛磁铁矿	
主要脉石矿物	单斜辉石、斜长石,有时有磷灰石	钠长石、透辉石、阳起石、绿帘石、磷石膏、方解石等	方解石、绿泥石、磷石膏	石榴子石、辉石、绿泥石、绿帘石、钠长石,有时可见磷灰石	磷灰石含量高,钠长石、钠柱石、阳起石、金云母	主要为矽卡岩矿物以及晚期的碳酸盐等	主要为矽卡岩矿物以及晚期的碳酸盐等	主要为矽卡岩矿物以及晚期的碳酸盐等	磷灰石常见,辉石、钾长石、碳酸盐	
围岩蚀变特征	基本无蚀变	早期交代,后期钙镁交代	碳酸盐化和绿泥石化	广泛发育矽卡岩化,有的只发育绿泥石化,局部可不发生蚀变	钠长石化常见	矽卡岩化,并且钠长石化常见	矽卡岩化,并且钠长石化常见	矽卡岩化,并且钠长石化常见	基本无蚀变	
规模和品位	规模大,品位低	规模中小型,品位高	规模中小型,品位高	规模中大型,品位高	规模中大型,品位高	规模中小型,品位高	规模中小型,品位高	规模中大型,品位高	规模大-中-小,品位低	
元素组合	钒、钛、铁	铁、钴	铁	铁、铜、金	铁、硫	铁、钴	铁、钴	铁、铜、铅、锌、钨、锡	铁、磷、稀土、铀	
代表性矿床	四川攀枝花、红格、河北大庙	新疆磁海、美国Cornwall	四川平川	云南大红山、新疆蒙库、备战、智博	江苏梅山、安徽姑山、凹山、瑞典Kiruna	山东宁芜、金岭、河北西石门	湖北大冶、福建马坑、内蒙古黄岗	湖北大冶、福建马坑、内蒙古黄岗	河北矾山、前苏联科拉半岛的Khibiny	
备注	通常称为岩浆型铁矿	在国外称为Cornwall型铁矿	热液型铁矿	国内称为海相火山岩型铁矿	国内称陆相火山岩型铁矿或玢岩铁矿,国外称基性纳型铁矿	属于矽卡岩型铁矿的一种	属于矽卡岩型铁矿的一种	属于矽卡岩型铁矿的一种	铁多数是副产品,以磷或稀土为主	

点,一是认为是通过分离结晶作用形成的;二是通过熔离作用形成的。分离结晶作用的观点又可以分为两种,一是由于氧逸度较低,抑制铁钛氧化物在早期发生结晶,使得一些硅酸盐特别是贫铁矿物首先发生结晶(如橄长岩:橄榄石+斜长石, Reynolds, 1985),导致残留的岩浆富铁,产生的矿体赋存于层状岩体的上部,如南非 Bushveld 岩体(Reynolds, 1985; Scoon and Mitchell, 1994)、美国 Stillwater 岩体(Parks and Hill, 1986)、Muskox 岩体(Irvine, 1975)和东格陵兰的 Skaergaard(Hunter and Sparks, 1987; McBirney, 1996)等。然而,一些实验研究表明,在贫碱的条件下,通过这种过程产生的富铁岩浆形成的矿石品位一般较低,其全 FeO 含量不超过 22%(Veksler, 2009)。很显然,用这种机制无法解释攀枝花岩体富集在底部的层状块状矿石,也无法解释元古宙中产于斜长岩体中的脉状块状矿石。因此,一些学者认为攀枝花岩体底部厚层(厚达 60m)块状矿石是由于高的氧逸度导致铁钛氧化物在早期发生分离结晶作用下沉的结果,这一认识得到岩相学的支持,即铁钛氧化物被橄榄石包裹,说明前者比最早结晶的硅酸盐还要早(Pang *et al.*, 2008, 2013),而高的氧逸度可能是由于岩浆同化围岩大理岩的结果(Ganino *et al.*, 2008, 2013a, b)。然而,这种机制无法解释攀枝花岩体块状矿石和辉长岩呈截然接触,而非过渡关系,因为虽然铁钛氧化物早于橄榄石结晶,但并不是铁钛氧化物结晶结束后橄榄石才开始结晶,亦即随着温度降低铁钛氧化物继续结晶,橄榄石、辉石和斜长石等硅酸盐也开始结晶,所以单纯的分离结晶作用不太可能形成块状的磁铁矿,也不可能导致块状矿石和辉长岩围岩有明显的界线。鉴于此, Zhou *et al.* (2005, 2013) 提出块状矿石是矿浆熔离的结果。然而,需要指出的是,正如 Lindsley (2003) 指出的那样,铁矿浆符合野外地质观察,但得不到实验的支持,因为迄今为止在高温条件下基性岩浆产生不了不混溶的铁钛氧化物矿浆。这一点可以用吉布斯自由能来解释:  $\Delta G = \Delta H - T\Delta S$ , 该公式表明在高温条件下  $\Delta G$  为负值,系统是稳定的,不可能发生不混溶作用,只有在低温条件下,  $\Delta G$  才能为正值,使得系统不稳定发生不混溶作用。

Jakobsen *et al.* (2005) 在 Skaergaard 岩体上部的磷灰石中发现了富铁和富硅两类熔融包裹体,认为这是侵入岩中能发生不混溶作用的重要证据,两类熔融包裹体的 FeO<sup>T</sup> 和 SiO<sub>2</sub> 含量分别为 30.9 ± 4.2%、40.7 ± 3.6% 和 8.6 ± 5.9%、65.6 ± 7.3%。后来, Veksler *et al.* (2007) 通过实验在 1110 ~ 1120℃ 条件下也成功地获得了富铁和富硅不混溶岩浆,其 FeO<sup>T</sup> 和 SiO<sub>2</sub> 含量分别为 21%、46% 和 7.4%、64.5%。但是无论是熔融包裹体还是实验结果均遭到 Morse (2008) 质疑,并且坚信在超过 1100℃ 时不可能发生不混溶作用,他认为 Veksler *et al.* (2007) 所获得的不混溶液相是代表了基性岩浆和酸性岩浆的过渡相,其成分变化范围很大,所以它们代表了准稳态下的相分离。然而,无论是熔融包裹体还是实验结果,其获得富铁液相的 FeO<sup>T</sup> 含量均不高,无法解释基性-

超基性岩体的块状矿石(FeO<sup>T</sup> > 60%)。

一些相关的实验研究表明, P 能够降低 Fe-Ti-P 熔体的熔点,引起液态不混溶作用形成硅酸盐相和富铁磷相(Philpotts, 1967; Tollari *et al.*, 2006),这一点也可以从熔体结构的角来得得到佐证。P<sup>5+</sup> 在硅酸盐熔体中为四面体配位,但对高聚合程度熔体和低聚合程度熔体的影响是不同的,在低聚合程度的熔浆-矿物平衡系统中加入 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>,使具有不同聚合程度的矿物首晶区之间的界限向系统的贫 SiO<sub>2</sub> 部分迁移;而在聚合程度很高的熔浆-矿物平衡系统中加入 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>,使聚合程度最低的矿物的首晶区扩大,所以加入 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 会使酸性熔体与基性熔体之间的不混溶区扩大,这样在晚期岩浆阶段 P 的富集会导导致液态不混溶。虽然理论上和实验都可以证明在温度相对低的条件下,富磷的岩浆可以产生液态不混溶作用,但是 Tollari *et al.* (2006) 的不混溶实验是岩浆中含有 10% 的 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 条件下进行的,这显然与实际不吻合,因此不混溶的观点并没有被普遍接受。

Duchesne (1996) 认为无论是简单的分离结晶作用还是不混溶作用均无法形成纯的铁钛氧化物熔体;对于产于元古宙斜长杂岩中的块状铁磷矿石, Duchesne (1999) 认为可以用亚固相线颗粒再调整(Subsolidus grain boundary readjustment)来解释,即在温度下降到 500℃ 时,早结晶的铁钛氧化物可以发生重结晶或与粒间熔体发生反应,铁钛氧化物颗粒之间可以发生聚集,同时在充填过程中通过挤压作用熔体发生迁移,残留的铁钛氧化物发生富集形成块状矿石,该机制可以比较合理地解释挪威南部的 Rogaland 斜长杂岩,如块状矿石具有堆晶结构和挤压造成的定向排列。然而,在河北大庙-黑山矿区,并没有发现这种挤压造成的定向构造,所以其是不混溶作用形成的还是分离结晶作用形成的还需要更多的野外和岩相学证据,目前这两种机制都还不能排除。

如前所述,在攀枝花矿区,厚层块状矿石赋存在岩体的下部,矿石中并不存在磷灰石的富集,早期的岩浆温度均在 1100℃ 以上,而且矿石也不富集稀土,所以很难用不混溶作用来解释(Veksler *et al.*, 2006),当然也无法用简单的分离结晶作用来解释。最近的研究表明,攀枝花岩体存在多期贯入和岩浆流动的现象,所以可以用分离结晶+岩浆流动+多期贯入来解释,即早期结晶的铁钛氧化物(高氧逸度条件下)在岩浆流动过程中由于密度较大聚集在通道的中心,在通道的低洼处流速由快变缓时发生沉淀形成富铁矿石。多期次的岩浆贯入导致厚大矿体的形成(Song *et al.*, 2013)。

在某些海相火山岩型铁矿中,铁的富集也可能与岩浆流动作用有关。如在云南大红山铁矿中,在局部地段可见块状矿体富集在中心,向两侧硅酸盐含量增加,磁铁矿含量降低,变成浸染状矿石,直至和围岩呈渐变过渡关系(钱锦和和沈远仁, 1990),而且矿石中蚀变作用并不发育(局部地段,有些地段则广泛发育钠长石化和矽卡岩化,见后)。研究表明,大红山铁矿的火山岩为古元古代拉斑玄武岩(作者未发表数

据),所以可以推测该铁矿的形成可能是由于在低氧逸度条件下,早期发生硅酸盐结晶导致残留岩浆富铁,其富铁的岩浆由于密度大于海水,在海底发生流动并在流动过程中使得密度大的富铁岩浆集中于中心,密度低富硅酸盐的岩浆位于边部,由此导致了矿体与围岩呈过渡关系。

虽然不混溶作用在解释基性超基性岩浆中富铁矿的形成遇到一些困难,但是对于演化的中性岩浆中富铁岩浆和硅酸盐熔体的不混溶现象已经得到一些实验的支持(李九玲等,1986;喻学慧,1984),并为多数学者所接受,而且在智利 El Laco 地区新生代的原生磁铁矿流(由磁铁矿、赤铁矿以及少量的磷灰石和石英)形成绳状构造、多气泡的“熔岩流”(Park,1961),这为铁在岩浆中不混溶作用提供了直接的证据。El Laco 铁矿在国际上被归为基鲁纳型(以瑞典基鲁纳铁矿命名,我国称之为玢岩铁矿或陆相火山岩型铁矿),所以有些学者认为至少部分该矿床是通过熔离的铁矿浆形成的(Zhai *et al.*,1996)。安徽姑山铁矿是典型的基鲁纳型铁矿,而且其中的一些块状矿石也具有类似的熔岩证据,如气孔构造、羽毛状构造、球状结构和斑状结构等,所以很多学者认为其为岩浆成因(如于景林和赵云佳,1977;宋学信等,1981)。Hou *et al.* (2011b)通过对与该矿床密切相关的闪长玢岩的单斜辉石和斜长石的系统成分分析发现,从单斜辉石的核部到边部均存在 Fe 的含量从缓慢升高到突然降低继而又缓慢升高的现象,而斜长石的 An 含量则一直呈降低的趋势。对于单斜辉石而言,正常的岩浆演化其铁的含量会逐渐升高。所以单斜辉石斑晶中铁的突然降低可能存在两种情况,一是铁矿浆的不混溶作用,另一是新的相对原始的岩浆的补充,后者会导致斜长石 An 含量的升高。由于姑山闪长玢岩斜长石斑晶一直显示出 An 含量降低的趋势,所以单斜辉石的铁含量突然降低的现象不是岩浆补充造成的,而是不混溶作用的结果。另一方面,由于该斜长石为基性的拉长石,说明其原始岩浆为基性岩浆,闪长玢岩是基性岩浆分离结晶作用的结果。结合磷灰石的 Sr 同位素值(表明有地壳物质的混染)以及 MELTS 模拟,Hou *et al.* (2010)提出基性岩浆在岩浆房中发生单斜辉石和斜长石的分离结晶作用形成富铁的闪长质岩浆,其在上升过程中混染了地层中的磷导致液态不混溶,从而形成贫铁的闪长质岩浆和铁矿浆。该模型很好地解释了姑山铁矿所观察到的现象。但是不可否认的是,在长江中下游地区的宁芜和庐枞盆地中的其他玢岩铁矿也与后期的热液作用有关,这将在下面讨论。

在酸性岩浆中,铁的含量低,熔体聚合程度高,粘度大,影响岩浆阶段的熔离作用,所以按此分析,与酸性岩有关的矽卡岩型富铁矿不大可能是由铁矿浆形成的,尽管一些野外证据可能显示某些矿浆特点(杜杨松等,2011)。

总之,岩浆过程可导致铁的富集,具体包括部分熔融和岩浆演化过程:部分熔融过程主要涉及含榴辉岩的地幔橄辉岩的熔融可以形成富铁的苦橄质岩浆/玄武质岩浆,此类岩浆是形成钒钛磁铁矿的基础。岩浆演化过程包括分离结晶

过程和不混溶过程。铁矿浆的不混溶作用可能主要发生在富磷的条件下岩浆演化的晚期(低温),如一些玢岩铁矿具有气孔构造的块状含磷矿石,部分产于元古宙斜长岩中的脉状铁磷矿石;低氧逸度条件下贫铁硅酸盐的分离结晶作用可导致残留岩浆富铁,在海底环境下的流动可形成部分海相火山岩型铁矿的块状-浸染状矿石;高氧逸度条件下,磁铁矿首先成为液相矿物首先晶出,简单的分离结晶作用只能形成浸染状的贫矿石,但是在岩浆流动条件下可形成块状矿石。如果不断有新的岩浆补充,则可形成厚的富铁矿体。

### 3 岩浆热液的形成过程

对与岩浆热液系统有关的铁矿(如海相火山岩型、玢岩型和矽卡岩型铁矿)的流体包裹体以及 H、O 同位素研究表明,上述三种类型铁矿的早期矿化阶段的成矿流体均以岩浆流体为主(马芳等,2006;周振华等,2011;张作衡等,2012;洪为等,2012a;范裕等,2012),说明岩浆流体在铁矿成矿过程中起到重要作用,所以阐明岩浆流体/热液的形成过程及其控制机理对于铁的富集过程或机理具有重要的意义。

岩浆流体的形成简单地可归结于流体在岩浆中的出溶,而要使流体出溶则需要岩浆中流体达到饱和-过饱和,所以岩浆流体形成的控制因素也就归结于流体在岩浆中由不饱和和达到饱和的因素。很显然,流体在岩浆中是否饱和,则受制于流体在岩浆中的溶解度。大量的研究表明,流体在岩浆中的溶解度受多种因素控制,除受岩浆成分控制外,还受温度、压力、CO<sub>2</sub> 和 SO<sub>2</sub> 的浓度等因素控制。

#### 3.1 流体出溶的影响因素

总体上,基性程度越高,流体在熔体中的溶解度也越高(图1),所以对于相同的流体含量,基性岩浆由于溶解度高,所以不会出溶,酸性岩浆很可能达到饱和,这一点可以由很多热液矿床与中酸性岩体有关的现象得到佐证。反之,由中基性岩浆演化到中酸性岩浆,流体可由不饱和变为饱和,所以岩浆的分离结晶作用有利于流体的形成,这一点也可以由很多矽卡岩矿床和复式岩体有关得到佐证,如山东金岭铁矿(杨承海等,2006)和莱芜铁矿(孟庆丽,1988)以及湖北大冶铁矿(Li *et al.*,2014)等。

研究表明,温度和压力的降低会导致流体在岩浆中的溶解度降低(Webster,2004)。岩浆中 CO<sub>2</sub> 和 SO<sub>2</sub> 的浓度的升高也会降低流体特别是其中 Cl 的溶解度(Bowers and Helgeson,1983;Joyce and Holloway,1993;Webster *et al.*,1989;Webster,2004)。将上述条件联系到具体地质环境,我们很容易推测,导致流体的出溶的有利地质条件为岩体的侵位深度较浅(压力降低)、岩体缓慢冷却(温度降低)、岩体侵位到碳酸盐地层中(混染了碳酸盐地层导致岩浆中 CO<sub>2</sub> 浓度升高)、岩体混染了膏盐层(导致岩浆中 SO<sub>2</sub> 浓度升高)。再结合我国的具体地质情况,我们就很容易理解非常罕见的超

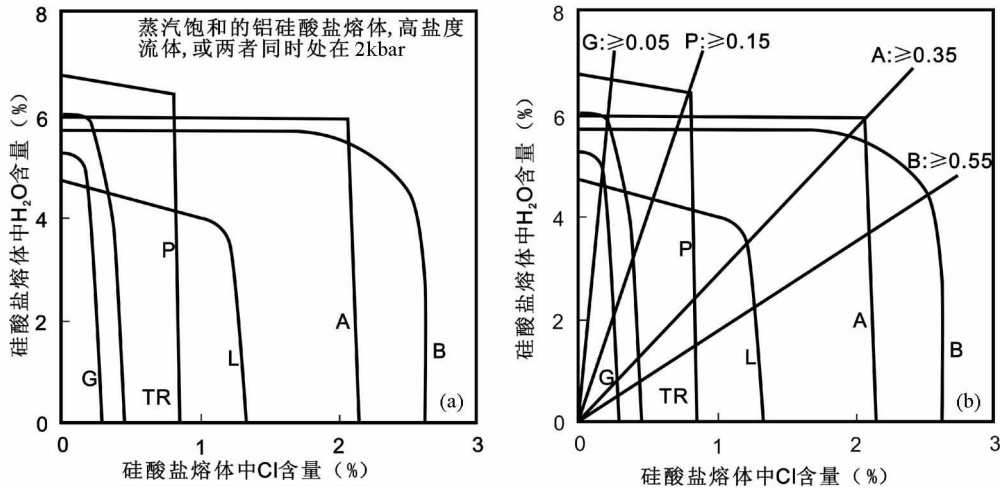


图1 2kbar 条件下 Cl 和 H<sub>2</sub>O 在不同硅酸盐熔体中的溶解度 (a) 和在相同的图中用实线表示出从熔体中出溶流体的 H<sub>2</sub>O/Cl 比值的范围 (b) (据 Webster, 2004)

B-玄武岩; A-安山岩; L-粗安岩; P-响岩; TR-黄玉流纹岩; G-花岗岩

Fig. 1 Cl and H<sub>2</sub>O solubility in variable silicate melts at 2kbar (a) and labeled bold lines, overlain on the same solubility curves, that delimit the minimum (Cl/H<sub>2</sub>O) weight ratios in melt required for saturation and exsolution of hydrosaline chloride liquid (b) (after Webster, 2004)

B-basalt; A-andesite; L-tatite; P-phonolite; TR-topaz rhyolite; G-granite

浅成侵位的四川平川苦橄玢岩(侵位到二叠纪茅口组灰岩地层)和新疆磁海浅成侵位的辉绿玢岩也能形成岩浆热液(Wang *et al.*, 2014; Hou *et al.*, 2013b),也不理解在华北克拉通中部形成邯邢、鲁中、临汾和安阳砂卡岩铁矿富集区、在长江中下游地区形成砂卡岩和玢岩型铁矿富集区,因为在这两个地区均存在膏盐层,前者为中奥陶世马家沟组,后者为中三叠世青龙群或嘉陵江组,而且成矿岩体均侵位于含膏盐层地层中,这一点已得到大量 S 同位素的支持(李延河等, 2013 及其所引参考文献)。

此外,压力的大小也会影响岩浆-流体的转换过程。在低压条件下,由图 2a 可知,随着温度的降低,岩浆结晶出硅酸盐矿物,导致岩浆不断富水,当温度到达 T<sub>c</sub> 时,出现气相,并且岩浆不断气化,硅酸盐持续晶出,直到岩浆全部耗尽。然后温度继续下降,继续结晶出硅酸盐,当温度下降到 T<sub>d</sub> 时,气相发生液化,直至耗尽,然后温度继续下降,硅酸盐继续结晶,直到温度下降到 T<sub>e</sub>。结晶结束,残留的全部为液相。然而,在高压条件下,则不经过气化阶段,岩浆结晶后残留的直接转变为液体,也就是逐渐转变为热液阶段(图 2b)。

### 3.2 影响出溶流体中 Cl 浓度的因素

富 Cl 的卤水流体在铁矿形成过程中起到重要作用(这一点将在下面会重点讨论),所以阐明富 Cl 的卤水流体的形成机制和控制因素对揭示铁矿的形成机制将会起到重要作用。由图 1b 可以看出,玄武岩岩浆的 Cl/H<sub>2</sub>O > 0.55,安山岩岩浆的 Cl/H<sub>2</sub>O > 0.35,而花岗质岩浆的 Cl/H<sub>2</sub>O > 0.05,这表明与花岗质岩浆中的水含量相对最高,Cl 含量最低,表明由

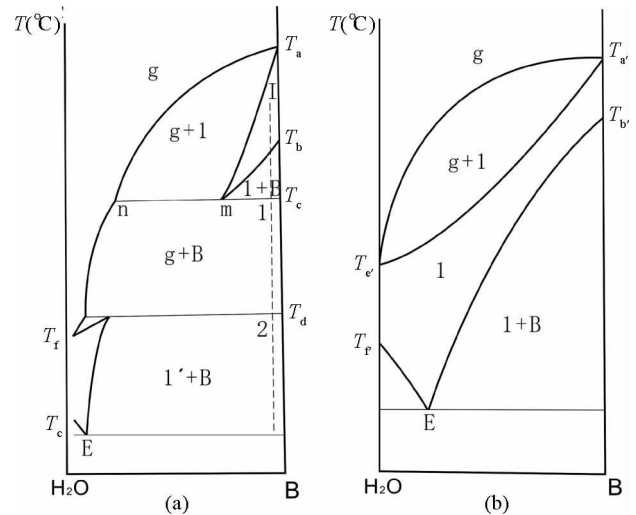


图2 硅酸盐-H<sub>2</sub>O 系统等压相图(转引自邓晋福, 1987)

(a) -低压; (b) -高压

Fig. 2 Isobar phase relation of silicate-H<sub>2</sub>O system (after Deng, 1987)

(a) -low-pressure; (b) -high pressure

安山岩演化到酸性岩,Cl 会大量进入流体中,从而形成富 Cl 的卤水。同样,对于钙碱性系列的石英闪长岩、花岗闪长岩和二长岩而言,其 Cl、H<sub>2</sub>O 的含量逐渐降低,并且 Cl/H<sub>2</sub>O 也有明显的降低(图 3),说明由石英闪长岩演化到花岗闪长岩和石英二长岩,不仅会形成大量的流体,而且出溶的流体中 Cl 的含量也会升高。

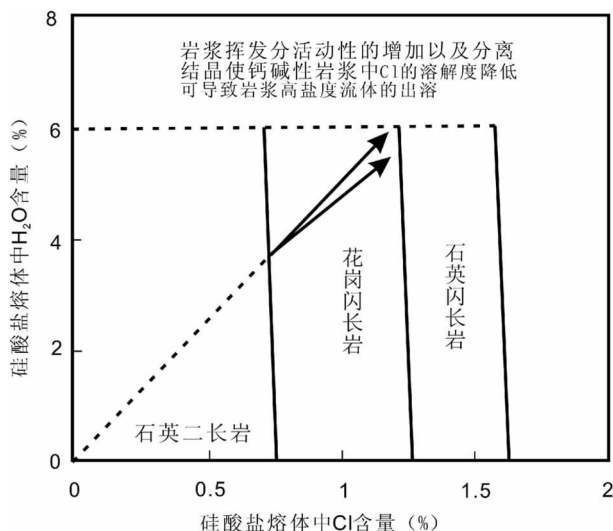


图3 石英闪长岩、花岗闪长岩和石英二长岩熔体中 Cl 和 H<sub>2</sub>O 的溶解度(据 Webster, 2004)

Fig. 3 Cl and H<sub>2</sub>O solubility in quartz diorite, granodiorite and quartz monzonite melts (after Webster, 2004)

另外, Webster (2004) 的实验还表明, 熔体中 SO<sub>2</sub> 浓度的升高会大大降低 Cl 的溶解度, 所以我们很容易推测, 一旦岩浆混染了膏盐层, 由于膏盐层中含有高浓度的 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, 其还原形成的 SO<sub>2</sub> 将会促使岩浆中的 Cl 进入流体中, 形成富 Cl 的卤水流体。

### 3.3 流体出溶过程中铁的分配

前已述及, 在低压条件下, 也就是在喷出或浅成位时, 首先会发生气化, 而在高压条件下, 则不经过气化阶段, 直接从岩浆演化为热液。大量的流体包裹体和实验研究表明, 有些金属是以气相迁移, 而有些金属则在液相中迁移, 由此可导致金属的分离。研究表明, Na、K、Fe、Pb、Zn、Mo 是以氯化物的形式存在于卤水液相中 (Roedder, 1971; Eastoe, 1978; Bodnar, 1995), 而 Cu、Au、Ag 则和水、CO<sub>2</sub>、SO<sub>2</sub>、H<sub>2</sub>O、HCl、HF 等一起赋存于气相中 (Heinrich *et al.*, 1999; Simon *et al.*, 2007; Nagaseki and Hayashi, 2008)。因此, 在岩浆演化到热液阶段, 至少已经有部分铁进入到液相中, 说明成矿热液中并不是所有的铁都是通过后期的淋滤作用形成。

总之, 高侵位、缓慢冷却、岩浆分离结晶作用以及碳酸盐地层和膏盐层的混染有利于岩浆中流体的饱和而出溶, 而岩浆分离结晶作用以及碳酸盐地层和膏盐层的混染则会导致出溶的流体中 Cl 浓度的升高, 从而为铁的富集提供有利的条件。

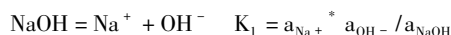
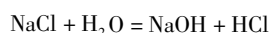
## 4 铁在岩浆热液中的富集机制

大量的研究表明, 虽然不同类型铁矿蚀变类型、蚀变分

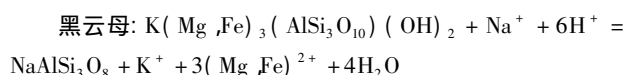
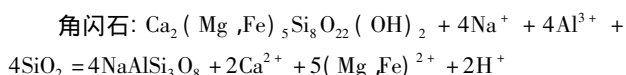
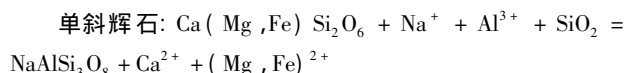
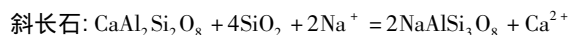
带以及矿化的赋存空间存在着差别, 但是无论是海相火山岩型铁矿, 还是玢岩型铁矿或砂卡岩型铁矿, 其矿化蚀变过程存在着相似性, 均大致经历了这样的蚀变矿化过程, 钠长石化(少部分为钾长石化) → 干砂卡岩化(石榴子石和透辉石) → 湿砂卡岩化(或退化蚀变作用, 以形成含水矿物为特征) → 硫化物阶段 → 石英碳酸盐化。其中铁矿主要形成于湿砂卡岩化阶段。这些相似的蚀变矿化过程可能反映了不同类型铁矿成矿物质的迁移和沉淀机制的相似性。然而, 直到目前, 虽然多数学者已经认识到这一点, 但很少注意到这些过程实际上所反映的物理化学过程。

### 4.1 岩浆流体中铁富集的化学过程

前已述及, 岩浆出溶的岩浆流体为高盐度的流体, 这种开始出溶的流体不论是何种岩性, 通常是高温的, 一般 > 500℃, 多数在 700 ~ 1000℃ 之间。这种高盐度流体的化学反应如下:

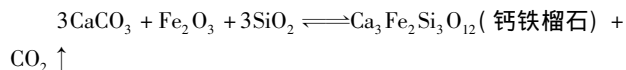
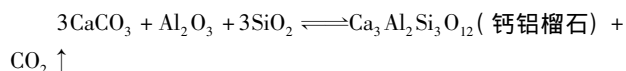
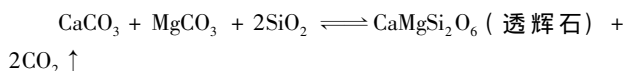


由于在 > 500℃ 时,  $K_1 > K_2$  (王玉荣等, 1981), 所以这种高温高盐度流体呈碱性, 因此当其与岩浆岩中的斜长石、辉石、角闪石和黑云母作用时, 可发生下列反应:



上述反应除了黑云母外, 其他矿物的钠长石化均在碱性条件下进行, 随着 Na<sup>+</sup> 不断被消耗, 成矿流体逐渐转变为酸性, 同时上述钠长石化过程也导致了 Ca<sup>2+</sup> 和 (Mg, Fe)<sup>2+</sup> 进入溶液中, 为后期的钙化和铁进入流体创造了物质基础。另一方面, 由于 Na<sup>+</sup> 的消耗, 流体中的 Cl<sup>-</sup> 的浓度就会大大提高, 由此为金属元素(包括铁)的搬运创造了条件。

在干砂卡岩阶段, 热液中的硅与碳酸盐作用形成砂卡岩矿物, 其反应式如下:



上述反应中的 SiO<sub>2</sub>、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 由流体提供, 不一定是侵入体, 反应可能是在高温的超临界条件下发生的 (Einaudi *et al.*, 1981)。但是如果地层中没有碳酸盐, 则可能缺失干砂卡岩, 如西天山的智博海相火山岩型铁矿 (Jiang *et al.*, 2013)。



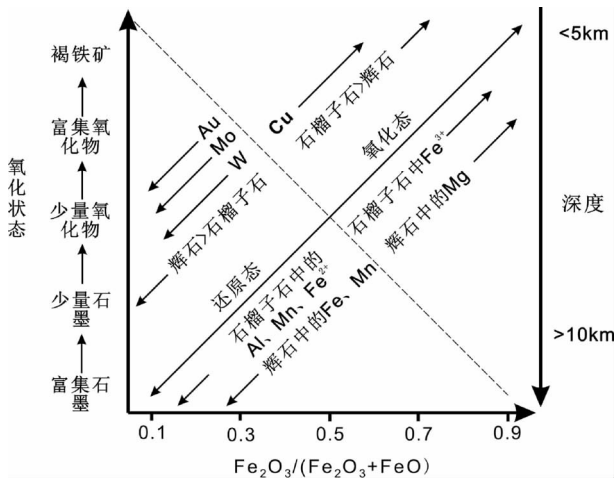


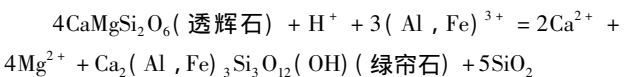
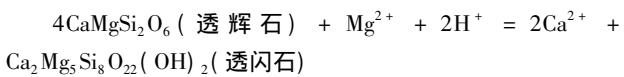
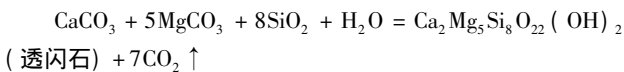
图4 矽卡岩系统的氧化还原状态与矽卡岩特征的关系 (转引自 Pirajno, 2009)

Fig. 4 Oxidation states of skarn system relation to host characteristics (after Pirajno, 2009 and therein)

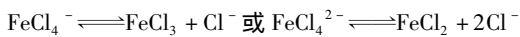
而在发现有干矽卡岩的铁矿中,有的矿床以石榴石矽卡岩为主,如东天山雅满苏海相火山岩型铁矿(Hou *et al.*, 2014),也有的矿床以透辉石矽卡岩为主,如山东金岭矽卡岩型铁矿。形成石榴石矽卡岩还是透辉石矽卡岩,主要取决于流体的氧逸度和深度(Meinert *et al.*, 2005):高氧逸度和低的深度有利于石榴石的形成,反之,则有利于透辉石的形成(图4)。

值得注意的是,早期阶段氧逸度对铁矿的形成有重要的影响。这是因为在低氧逸度条件下, S 以低价的形式出现与铁结合形成黄铁矿,从而会导致流体中铁的降低而不利于成矿;相反,在高氧逸度条件下, S 则以  $SO_4^{2-}$  的形式溶解于溶液中,抑制 S 形成黄铁矿,可使得铁以离子的形式存在于溶液中发生迁移。因此,早期高氧逸度的条件有利于铁矿的形成。

湿矽卡岩阶段主要是接近临界状态下,在水的参与下对早期矽卡岩矿物的交代,形成含水硅酸盐类矿物,如阳起石、透闪石、角闪石和绿帘石等,主要反应式如下:

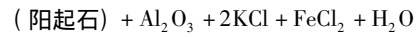
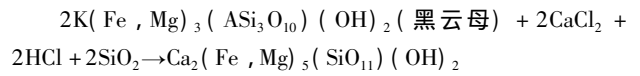
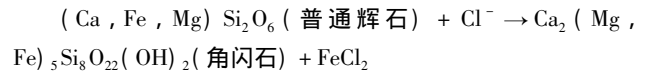


实验研究表明,在 350℃ 以上时,铁以 Cl 的络合物运移,其形成形式为  $Na(FeCl_4)$  或  $Na_2(FeCl_4)$ ,这两种络合物存在以下平衡(Pirajno, 2009):

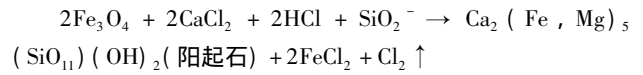


很显然,提高  $Cl^-$  浓度以及酸性条件有利于铁的 Cl 络合物的稳定,使得其发生长期的迁移。因此,如果地层中存在膏盐层,而膏盐层中有丰富的  $NaCl, CaCl_2, MgCl, CaSO_4,$

$MgSO_4$  等,这样膏盐层中的一些离子进入成矿流体中可提供丰富的  $Cl^-$ ,有利于铁的搬运:

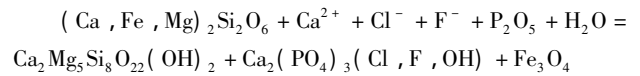


上述反应都是在酸性条件下进行的。在酸性条件下,可使得早期形成的磁铁矿发生溶解:

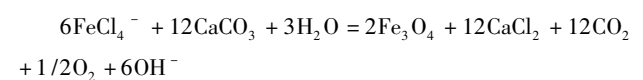
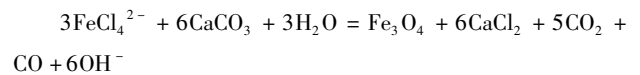


这种早期形成的磁铁矿可以通过这种再溶解的方式,导致成矿流体中铁的超常富集,从而为富铁矿的形成创造了有利条件(Hu *et al.*, 2014; 胡浩等, 2014)。

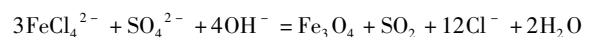
另外,膏盐层中的磷还可导致磁铁矿和磷灰石的沉淀,由此形成铁磷矿石,如长江中下游宁芜和庐枞盆地中的很多玢岩铁矿:



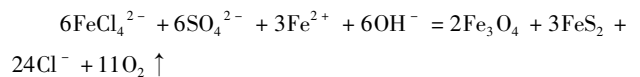
当这种偏酸性铁的氯络合物在迁移过程中遇到偏碱性的碳酸盐地层时会发生沉淀:



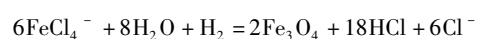
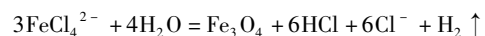
在不存在碳酸盐地层的碱性条件下,这种偏酸性的氯络合物亦可发生沉淀形成磁铁矿:



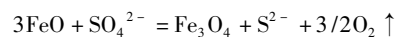
在某些条件下也可产生磁铁矿和黄铁矿的共生组合:



随着温度的下降,大气降水量的增加或海水的增加,可促使 Cl 的络合物会变得不稳定发生沉淀:

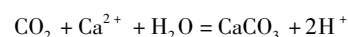


当温度下降到 350℃ 以下时, Cl 的络合物逐渐为硫的络合物所代替,其中低价的硫可能通过如下的途径形成(Rona, 1984; Hutchinson, 1990):



产生的低价态硫可和流体中的贱金属结合形成硫化物,从而产生晚期的硫化物矿化。但此过程并不一定都存在,如在华北克拉通内部的邯邢式铁矿中就很少有硫化物,可能与系统中的高氧逸度有关。

随着温度的进一步下降,溶解于水中的  $CO_2$  将与流体中的  $Ca^{2+}$  结合形成碳酸盐:



#### 4.2 岩浆流体中铁富集的物理过程

虽然不同类型矿床中铁富集的化学过程大致相似,但是铁矿石形成的空间位置则由于不同类型矿床形成环境的不同而存在明显差别。下面就海相火山岩型铁矿、玢岩铁矿和矽卡岩型铁矿富集的物理过程分别讨论,由于玢岩铁矿和矽卡岩型铁矿前人已进行过大量的研究,所以本文的重点将探讨海相火山岩型铁矿。

##### 4.2.1 海相火山岩型铁矿富集的物理过程

海相火山岩型铁矿国外虽然有报道,但是对于其成因研究很少。我国海相火山岩型铁矿近年来找矿取得了很重要的进展,特别是在西天山阿吾拉勒成矿带上发现了备战、敦德、智博、查岗诺尔等大型铁矿和一系列中小型铁矿。在阿尔泰(Yang *et al.*, 2012)和阿尔金山(陈柏林等, 2009)以及青海开心岭地区(赵振明等, 2013)亦有新的发现,并且这些矿床中富铁矿均占较大的比例,因此是一种潜在的富铁矿类型。该类矿床的矿体多样,既有脉状充填,也有呈层状、似层状和透镜状。既可以和熔岩共生,也有与火山碎屑岩或火山沉积岩甚至沉积岩共生(张作衡等, 2012; Hou *et al.*, 2013)。总体而言,与火山沉积岩和沉积岩共生的铁矿蚀变比较弱,而与熔岩和火山碎屑岩共生的铁矿则蚀变作用发育,而且多数发育矽卡岩化。但是与传统的矽卡岩不同的是,缺乏相应的侵入岩,如东天山雅满苏铁矿(Hou *et al.*, 2014a)、西天山的备战和查岗诺尔铁矿(张作衡等, 2012)和云南大红山铁矿(Zhao, 2010)。目前,由于对这种矽卡岩的成因不同认识导致了对于这些铁矿的成因的不同认识,大致上有两种不同的观点,一种认为其为矽卡岩矿床(杨富全等, 2011; Yang *et al.*, 2012; Xu *et al.*, 2010; Li *et al.*, 2014);也有人认为其为海底火山热液矿床(胡秀军和陈文革, 2010; Hou *et al.*, 2014a, b)。

最近的一些同位素测年结果表明,海相火山岩型铁矿中的矽卡岩和火山岩基本上同时代的,如洪为等(2012b)利用Sm-Nd等时线方法测定了西天山查岗诺尔矽卡岩的时代为 $316.8 \pm 6.7$  Ma,而该火山岩的年龄为 $321.2 \pm 2.3$  (汪帮耀和姜常义, 2011);Hou *et al.* (2014a)利用锆石U-Pb方法对东天山雅满苏铁矿的石榴石矽卡岩和火山岩的测定年龄分别为 $323.47 \pm 0.95$  Ma和 $324.40 \pm 0.94$  Ma。上述年龄测定结果说明,矽卡岩和火山岩基本上是同时形成的,说明矽卡岩是海底火山作用晚期的产物,是海底火山作用晚期岩浆-热液演化的结果。

众所周知,火山喷发过程中岩浆不可能发生分异形成岩浆热液,所以岩浆热液的形成应该是在岩浆房中分异作用的结果。笔者对许多与铁矿有关的海相火山岩的岩相学观察结果表明,火山岩都不同程度存在斑晶,说明岩浆经过岩浆房演化过程,另外,其岩石化学成分也表现出变化比较宽的特点,表明岩浆在岩浆房中经历过充分的分异作用。前已述及,岩浆在岩浆房中发生分异形成高温卤水,同时岩浆房提

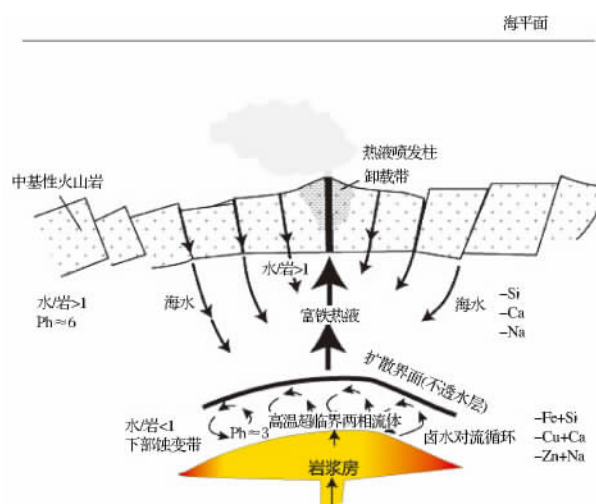


图5 海相火山岩型铁矿成矿流体形成的卡通图

Fig. 5 Genetic model cartoon showing the formation of iron deposits associated with submarine volcanic sequences

供大量的热可以加热海水使其发生对流循环从围岩中淋漓出成矿物质进入流体中形成富铁流体,这种富铁流体然后可以喷发到海底形成铁矿。然而,高温的岩浆流体和低温的海水简单的混合作用可以使得岩浆房温度快速下降,所以不利于长期的热液循环,因而也不利于大型矿床的形成。鉴于此,作者通过对一些海相火山岩型铁矿的综合研究,提出了一个双层对流模型(图5)来解释该类型大型铁矿的成矿流体的形成过程。

在火山口附近,往往有大量与火山作用有关的放射状或环状断裂/裂隙,这些断裂/裂隙成为海水下渗的通道。考虑到下渗的海水深度可能是有限的,所以估计岩浆房的深度应该在5km以下。如前所述,岩浆分异出的热液一般为高盐度的卤水,这种高盐度的卤水含有部分的铁(出溶过程中进入流体中),其在岩浆房热的作用下发生对流循环并不断淋漓出火山岩(特别是中基性火山岩)中的铁使其进入热液中形成富铁流体。但是,要发生长期的对流循环,其外需要有一层不透水层(如粘土、硅质岩和长英质火山岩等)可使得对流循环在一个相对封闭的环境下进行,这样就在岩浆房外形成卤水对流循环,形成下部对流循环系统。流体循环可能主要通过火山岩中的孔隙进行,特别是火山碎屑岩(孔隙度较高),所以早期存在火山碎屑岩的地区有利于对流循环系统的形成。由于岩浆分异出的流体相对较少,所以该循环系统中水/岩比值较低,可能小于1。水/岩相互作用的结果导致铁等金属从围岩中淋漓进入流体,而流体中的Si, Ca和Na则从流体进入围岩形成相应的蚀变带。不透水层之外,海水沿火山喷发过程中形成的裂隙下渗,然后被下部对流层通过不透水层加热而发生对流循环,形成上部对流循环系统,即冷的、密度大的海水下渗,然后通过加热形成热的、密度低的溶液而上升。这种加热的海水也做对流循环并从岩石中淋

滤出 Fe, Si, Na, Ca 进入流体中, 由于下渗海水的量较大, 所以推测水/岩比值  $> 1$ 。下部循环系统形成的富铁热液和上部热液不同程度混合后的热液沿裂隙上升在适当部位卸载成矿。

上升的含矿流体在什么部位卸载成矿取决于海水的深度以及流体的密度: 当海水深度较浅时, 压力较低, 含有大量挥发分的成矿流体还没有到达海底就会在上升的通道中发生沸腾而卸载成矿, 因而充填在裂隙中形成脉状矿床, 如西天山的备战铁矿(张作衡等, 2012)。当海水深度较深时, 压力较大, 成矿流体可直接上升到海底, 不会在通道发生卸载成矿, 形成海底喷流作用。但是成矿流体喷出海底后的情况取决于成矿流体的密度和海水的密度差, 可能存在三种情况: (1) 当成矿流体盐度高, 密度大于海水的密度时, 喷出海底的成矿流体就会很快下降沿着火山口的斜坡向下流动, 直到在低洼处形成卤水池, 这样就在低洼处形成层状或似层状的厚大矿体, 如西天山的查岗诺尔铁矿(洪为等, 2012a)、智博铁矿(Jiang *et al.*, 2014) 以及阿尔泰的蒙库铁矿等(Yang *et al.*, 2012); (2) 当成矿流体密度小于海水的密度, 但是当与海水混合后的热液密度大于海水时, 其上升到一定高度后会很快下降, 于是在火山口附近形成透镜状矿体, 如西天山的敦德铁矿(Duan *et al.*, 2014); (3) 当成矿流体密度小于海水, 混合后的热液密度依然小于海水时, 喷发出的流体就会喷得很高并随海水迁移较远, 于是在远离火山口地区与火山沉积岩或沉积岩一起形成层状铁矿体, 如西天山的松湖(王春龙等, 2012) 和莫托萨拉铁锰矿(邵青红等, 2011)。因此, 不同产出状态的海相火山岩型铁矿实际上代表了一组与海底火山岩浆-热液系统有关的矿床, 它们在时间上、空间上和成因上有着密切的联系, 受地质环境、岩浆性质、岩浆演化、火山构造等多种地质因素控制, 这些因素互相依存、互相制约, 并以特定的控矿系统的形式对这些矿床的形成发挥了整体控矿的效果。

#### 4.2.2 矽卡岩型铁矿富集的物理过程

与其他类型矽卡岩型矿床相同, 矽卡岩型铁矿也产于中酸性侵入岩与碳酸盐岩的接触带, 受接触带控制。

大量的研究表明, 矽卡岩型铁矿早期是以岩浆流体为主, 晚期大气降水所占的比例逐渐增加, 而晚期大气降水则主要是由于岩体的侵入所产生的热加热发生对流循环形成的。因此, 该类型大型铁矿的一个重要条件是有长时间的热能够加热地下水使其发生长期的对流循环。另外, 前已述及, 初始的成矿流体来自于分异的岩浆, 它要进行水/岩相互作用则必须要有足够的空间发生流动, 形成对流系统。因此岩体与围岩的接触带构造也是形成这类矿床的关键。

关于长期的热源形成问题, 侵入体的体积当然是一个重要的因素, 体积大, 提供的热量多, 冷却缓慢。但是大的侵入体往往侵位深度较深, 不利于成矿(见下文)。另外, 在岩浆体积一定的情况下, 多期次的岩浆侵入是保持稳定热源的一个非常关键的因素。这种多期次的岩浆侵入杂岩, 有的是形

成一个岩浆活动期, 是深部岩浆房发生分异作用后再呈脉动式多期次侵入形成的, 如 ~133Ma 的山东莱芜岩体(孟庆丽, 1988)、山东淄博岩体(杨承海等, 2006) 以及冀南的邯邢地区的含矿岩体(郑建民等, 2007), 它们岩性复杂, 包括辉长闪长岩、闪长岩、石英闪长岩、二长闪长岩、二长岩。裴荣富等(2011) 将这种分异作用称为补余分异脉动侵位。也有的是形成于多期次的岩浆事件, 如湖北大冶铁矿, 主要岩性有石英闪长岩、石英二长岩、二长闪长岩、花岗闪长岩和花岗岩等, 时代为晚侏罗世-早白垩世(157 ~ 132Ma, Li *et al.*, 2014)。

关于成矿流体流动和沉淀空间问题, 矽卡岩型铁矿的定位空间主要在岩体和碳酸盐岩的接触带, 而接触带的空间首先与岩体的定位深度有关。岩体定位深度浅, 其在冷凝过程中容易产生一些脆性断裂/裂隙, 而在定位深度深(如  $> 10\text{km}$ ) 时, 则容易发生韧性变形不容易形成脆性断裂/裂隙, 所以中浅成侵入体容易成矿, 这就是为什么很多矿床与中浅成岩体有关的主要原因。另外, 地层和构造因素也是影响空间的主要因素: 1) 地层中膏盐层的存在意味着构造薄弱层, 可为成矿流体的运移和定位提供有利的空间; 2) 碳酸盐岩地层中有其他岩石的夹层时, 由于不同岩性间物理化学性质差异明显, 往往在不同岩石之间存在薄弱的界面, 受构造影响时容易沿层间破碎; 3) 围岩节理、裂隙和孔隙度发育有利于成矿流体的流动; 4) 侵入体超覆在围岩之上, 可产生更多的空间; 5) 岩体的凹部往往裂隙较为发育, 有利于成矿; 6) 褶皱轴面弯曲处、褶皱倾伏端及褶皱的方向发生变化处; 7) 岩体内部灰岩捕虏体的接触带构造(往往和侵入岩的被动侵位有关)。

矽卡岩型铁矿形成的过程可简单归结为: 当岩浆侵入到地层中时, 由于受岩浆热的影响, 围岩发生热接触变质作用, 形成角岩和大理岩等, 这种接触变质岩在岩浆继续就位过程中构造调节的影响下容易发生脆性破裂。随着岩浆的冷凝, 出溶的流体逐渐从岩体中析出, 并引起侵入体或角岩发生水裂作用(hydrofracturing)。在温度梯度和压力梯度的驱动下, 流体沿着岩体与碳酸盐岩的接触界面上升, 在围岩中渗滤, 并与碳酸盐岩发生水-岩作用释放出 Ca 和  $\text{CO}_2$ , 部分 Ca 和  $\text{CO}_2$  回渗到岩体形成内矽卡岩, 在碳酸盐岩中加入 Fe, Al, Si 等形成外矽卡岩。随着物理化学条件的改变, 分别形成氧化物、硫化物和碳酸盐等。上述过程受成矿流体运移过程中的成分、浓度等的变化、构造作用的间歇性活动等因素的影响, 形成不同的矿物组合, 但矿体的形态主要受接触带的形态控制。

#### 4.2.3 玢岩铁矿富集的物理过程

玢岩铁矿富集的物理过程与矽卡岩型铁矿有所相似, 这是因为它们都是侵入体侵入到地层的结果, 主要都是受侵入体和围岩的接触带控制, 但是由于玢岩型铁矿主要是浅成-超浅成侵入体, 而且不一定是侵入到碳酸盐岩地层, 所以其形成过程肯定会有所区别。

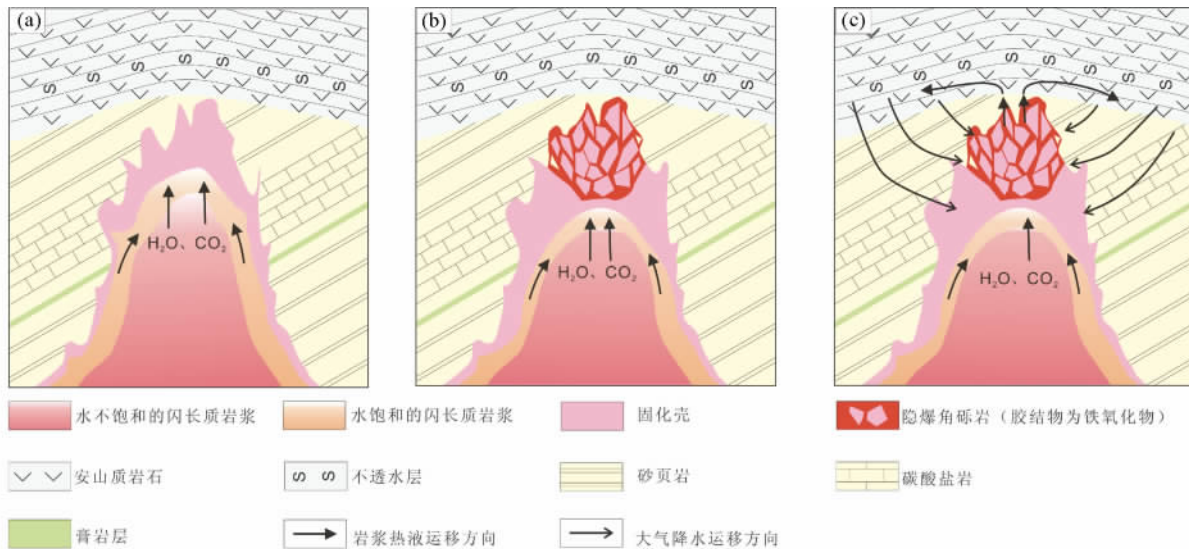


图6 玢岩系统岩浆-热液形成示意图

形成顺序分别为(a), (b)和(c), 解释见正文

Fig. 6 Evolution of a magmatic-hydrothermal fluid regimes during cooling of a dioritic porphyry subvolcanic intrusion

The sequences (a), (b) and (c) are explained in the text

当浅成-超浅成侵入体在构造薄弱地带侵入到围岩地层中时,往往形成向上突起的岩穹(长江中下游火山岩区铁矿研究组,1977),而且上部围岩开始发育与岩穹有关的裂隙系统。由于侵位深度浅,侵入体周围会发生快速冷却形成一个固化壳,这种固化壳上部较厚,往下由于温度升高逐渐变薄(图6a)。这时玢岩体内部还处于熔体状态,并且逐渐结晶,流体开始出溶并逐渐向穹部集中,由此在固化壳之下形成一个水饱和带(图6a)。当气体的压力超过围压时会发生水热爆炸使得上部已固结的岩体以及上覆围岩发生破碎,形成隐爆角砾岩和蘑菇状裂隙系统(图6b),如安徽姑山铁矿(Hou *et al.*, 2010)。隐爆作用使得压力瞬时释放,导致成矿物质在裂隙中发生沉淀,从而形成角砾状矿体(磁铁矿出现在胶结物中)。压力的降低促使玢岩体内的熔体进一步结晶形成新的水饱和带,这个水饱和带比前一个水饱和带更靠下部。当其达到一定程度时会释放进入先前的裂隙中,同时与下渗的地下水混合形成对流热液系统,并不断从玢岩体、火山岩或沉积地层中淋滤出成矿物质(图6c)。但是要形成一个长期稳定的对流系统,需要上覆围岩中有一个不透水层,使得对流的热液不至于很快向上逸散。不透水层可以是沉积岩,也可以是透水性较差的酸性火山岩或凝灰岩等,如安徽罗河铁矿(黄清涛和尹恭沛,1989)。受不透水层的阻挡,含矿热液会沿着不透水层的底面扩散,从而形成似层状矿体。当含矿热液在一些裂隙中发生卸载时则形成脉状矿体。随着循环的进行,温度逐渐降低,大气降水逐渐占主导地位,铁矿化逐渐变为硫化物矿化,最后形成一些中低温矿物。

## 5 结语

岩浆-热液系统中铁的富集过程大致可以划分为3个阶段:岩浆阶段、岩浆流体出溶阶段和流体演化阶段。除了岩浆型钒钛磁铁矿只是形成于岩浆阶段外,其他与岩浆岩有关的铁矿则经历了所有3个阶段。

岩浆型钒钛磁铁矿床的形成一般经历了两次岩浆房演化过程,即深部岩浆房和浅部岩浆房过程。在深部岩浆房中,富铁钛苦橄质岩浆的分离结晶作用形成更加富铁钛的玄武质母岩浆,这种母岩浆在浅部岩浆房中由于具有高氧逸度的特点导致磁铁矿成为最早的液相线矿物而发生结晶并堆积在下部,同时多期次的深部岩浆的补充以及岩浆流动导致块状矿石的形成。如果母岩浆处于低氧逸度条件,则早期发生硅酸盐矿物的分离结晶作用,导致晚期残留的岩浆富集铁,从而导致磁铁矿形成于层状岩体的上部,但是这种矿石都不是高品位矿石,而是低品位的浸染状矿石。虽然野外一些证据表明,某些块状矿石,特别是元古宙斜长岩中的磷铁矿石可能是不混溶作用形成的,但目前尚无实验证据。

野外和显微镜观察表明,玢岩铁矿中的某些磷灰石-磁铁矿可能是不混溶作用形成的:在低氧逸度条件下玄武质岩浆发生单斜辉石和斜长石的分离结晶作用形成富铁的闪长质岩浆,并在上升过程中混染了地层中的磷导致不混溶,分别形成贫铁的闪长质岩浆和铁岩浆。

除了上述少数玢岩铁矿外,其他大部分玢岩铁矿以及所有的砂卡岩铁矿和海相火山岩型铁矿可能都与岩浆热液有关,虽然并不排除少数矿床可能与矿浆熔离有关。这些不同



类型的矿床蚀变和矿化过程具有相似性,反映了它们形成过程的相似性,但是岩浆源区、岩浆性质、分离结晶过程以及地质环境均会导致热液性质的差异,从而对矿床的规模和特点产生明显影响。总体上,铁主要来自于幔源的岩浆,高侵位、岩浆的分离结晶作用以及碳酸盐地层和膏盐层的混染有利于岩浆流体的形成,而岩浆分离结晶作用以及碳酸盐地层和膏盐层的混染则会导致出溶的流体中Cl<sup>-</sup>浓度的升高,流体出溶过程中铁富集在液相中。大型富铁矿的形成需要一个长期稳定的流体对流循环系统,而岩浆的多期侵位或岩浆房以及在相对封闭的环境中(需要一个不透水层)一个有利于流体循环的断裂/裂隙系统是形成一个长期稳定的流体对流循环系统的必要条件。但是由于不同地质环境,流体中铁的卸载方式和位置会有明显差别,由此导致不同的矿石结构构造和不同的矿体产状。

虽然近年来国内外与岩浆-热液系统有关的铁矿研究取得了很大的进展,但是仍然有许多重要的科学问题需要进一步解决:

(1) 高温的基性岩浆是否能发生不混溶作用? 如果能发生,其关键控制因素是什么?

(2) 中基性岩浆有较高的铁含量,而酸性岩浆铁的含量很低,与酸性的花岗质岩石有关的矽卡岩型铁矿为什么能形成大型铁矿? 铁来自岩体还是地层?

(3) 不同类型的铁矿往往呈矿集区的形式出现,为什么在相同的背景下有些地区形成铁矿集区,而有些则没有? 在同一矿集区中为什么时代相近、岩性相似的岩体或海相火山岩的含矿性不同?

(4) 大量的证据表明,膏盐层在铁矿形成过程中发挥了重要作用,但是目前还不清楚的是膏盐层主要是提供铁迁移的Cl<sup>-</sup>和Na<sup>+</sup>还是在铁沉淀过程中起到氧化障的作用? 另外,膏盐层是岩浆侵位过程中通过同化过程中进入岩浆系统中的还是流体对流循环过程中进入流体系统中的?

上述问题的解决必将对我们揭示富铁矿的形成机制起到关键作用,为我们寻找大型富铁矿提供理论依据和找矿方向。

## References

- Bodnar RJ. 1995. Fluid-inclusion evidence for a magmatic source for metals in porphyry copper deposits. *Mineralogical Association of Canada Short Course Series*, 23: 139 - 152
- Bowers TS and Helgeson HC. 1983. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-NaCl on phase relations in geologic systems: Equation of state for H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-NaCl fluids at high pressures and temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47(7): 1247 - 1275
- Chen BL, Jiang RB, Li L, Chen ZL, Qi WX, Liu R, Cui LL and Wang SX. 2009. Discovery of iron ore zones in the Kaladawan area within the eastern part of the Altun Mountains and its significance. *Acta Geoscientia Sinica*, 30(2): 143 - 154 (in Chinese with English abstract)
- Deng JF. 1987. *Phase Equilibrium of Rocks and Petrogenesis*. Wuhan:

- Wuhan Geological College Press, 198 (in Chinese)
- Dill HG. 2010. The "chessboard" classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminum to zirconium. *Earth Science Reviews*, 100(1-4): 1 - 420
- Du YS, Cao Y, Zhang ZY, Pang ZS and Li DP. 2011. Mesozoic In-situ and external skarn magmatic-hydrothermal mineralization in the Anhui segment of the Lower Yangtze metallogenic belt. *Acta Geologica Sinica*, 85(5): 699 - 711 (in Chinese with English abstract)
- Duan SG, Zhang ZH, Jiang ZS, Zhao J, Zhang YP, Li FM and Tian JQ. 2014. Geology, geochemistry, and geochronology of the Dundee iron-zinc ore deposit in western Tianshan, China. *Ore Geology Reviews*, 57: 441 - 461
- Duchesne JC. 1996. Liquid ilmenite or liquids ilmenite: A comment on the nature of ilmenite vein deposits. In: Demai ED (ed.). *Petrology and Geochemistry of Magmatic Suites of Rocks in the Continental and Oceanic Crusts. A Volume Dedicated to Professor Jean Michot, Université Libre de Bruxelles, Royal Museum for Central Africa (Tezuren)*, 73 - 82
- Duchesne JC. 1999. Fe-Ti deposits in Rogaland anorthosites (South Norway): Geochemical characteristics and problems of interpretation. *Mineralium Deposita*, 34(2): 182 - 198
- Eastoe CJ. 1978. A fluid inclusion study of the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville, Papua New Guinea. *Economic Geology*, 73(5): 721 - 748
- Einaudi MT, Meinert LD and Newberry RJ. 1981. Skarn Deposits. *Economic Geology*, 75<sup>th</sup> Anniversary Volume, 317 - 391
- Fan Y, Zhou TF, Hao L, Yuan F, Zhang LJ and Wang WC. 2012. Ore-forming fluid characteristic of Nihe iron deposit in Lu-Zong basin, Anhui Province and its significance to ore genesis. *Acta Petrologica Sinica*, 28(10): 3113 - 3124 (in Chinese with English abstract)
- Ganino C, Arndt NT, Zhou MF, Gaillard F and Chauvel C. 2008. Interaction of magma with sedimentary wall rock and magnetite ore genesis in the Panzhihua mafic intrusion, SW China. *Mineralium Deposita*, 43(6): 677 - 694
- Ganino C, Arndt NT, Chauvel C, Jean A and Athurion C. 2013a. Melting of carbonate wall rocks and formation of the heterogeneous aureole of the Panzhihua intrusion, China. *Geoscience Frontiers*, 4(5): 535 - 546
- Ganino C, Harris C, Arndt NT, Prevec SA and Howarth GH. 2013b. Assimilation of carbonate country rock by the parent magma of the Panzhihua Fe-Ti-V deposit (SW China): Evidence from stable isotopes. *Geoscience Frontiers*, 4(5): 547 - 554
- Heinrich CA, Günther D, Audétat A, Ulrich T and Frischknecht R. 1999. Metal fractionation between magmatic brine and vapor, determined by microanalysis of fluid inclusions. *Geology*, 27(8): 755 - 758
- Hong W, Zhang ZH, Li FM and Liu XZ. 2012a. Stable isotopic characteristics of the Chagangnuoer iron deposit in western Tianshan, Xinjiang and its geological significance. *Rock and Mineral Analysis*, 31(6): 1077 - 1087 (in Chinese with English abstract)
- Hong W, Zhang ZH, Li HQ, Li FM and Liu QZ. 2012b. Metallogenic epoch of Chagangnuoer iron deposit in western Tianshan Mountains, Xinjiang: Information from garnet Sm-Nd isochron age. *Mineral Deposits*, 31(5): 1067 - 1074 (in Chinese with English abstract)
- Hou T, Zhang ZC, Encarnacion J, Du YS, Zhao ZD and Liu JL. 2010. Geochemistry of Late Mesozoic dioritic porphyries associated with Kiruna-style and stratabound carbonate-hosted Zhongguo iron ores, Middle-Lower Yangtze Valley, eastern China: Constraints on petrogenesis and iron sources. *Lithos*, 119(3-4): 330 - 344
- Hou T, Zhang ZC, Ye X, Encarnacion J and Reichow MK. 2011a. 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. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(22): 6727 - 6741
- Hou T, Zhang ZC and Kusky T. 2011b. Gushan magnetite-apatite deposit in the Ningwu basin, Lower Yangtze River Valley, SE China: Hydrothermal or Kiruna-type? *Ore Geology Reviews*, 43(1): 333 -

346

- Hou T, Zhang ZC and Pirajno F. 2012. A new metallogenic model of the Panzhihua giant V-Ti iron oxide deposit in the Emeishan large province: Based on high-Mg olivine-bearing wehrlites and new field evidence. *International Geology Review*, 54(15): 1721–1745
- Hou T, Zhang ZC, Encarnacion J, Santosh M and Sun Y. 2013a. The role recycled oceanic crust in magmatism and metallogenesis: 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. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165(4): 805–822
- Hou T, Zhang ZC, Santosh M, Encarnacion J and Wang M. 2013b. The Cihai diabase in the Beishan region, NW China: Isotope geochronology, geochemistry and implications for Cornwall-style iron mineralization. *Journal of Asian Earth Sciences*, 70–71: 231–249
- Hou T, Zhang ZC, Santosh M, Zhu J and Luo WJ. 2014a. Geochronology and geochemistry of submarine volcanic rocks in the Yamansu iron deposit, Eastern Tianshan Mountains, NW China: Constraints on the metallogenesis. *Ore Geology Reviews*, 56: 487–502
- Hou T, Zhang ZC, Pirajno F, Santosh M, Encarnacion J, Liu J, Zhao Z and Zhang L. 2014b. Geology, tectonic settings and iron ore metallogenesis associated with submarine volcanism in China: An overview. *Ore Geology Reviews*, 57: 498–517
- Hu H, Li JW, Lentz D, Ren Z, Zhao XF, Deng XD and 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 Geology Reviews*, 57: 393–405
- Hu H, Duan Z, Luo Y, Ren Z and Li JW. 2014. Geochemical characteristics of magnetite from the Chengchao iron deposit in the Daye district: Insights into ore genesis. *Acta Petrologica Sinica*, 30(5): 1292–1306 (in Chinese with English abstract)
- Hu XJ and Chen WG. 2010. Geological characteristics and genesis of Chagangnuoer large-sized magnetite deposit in southern Tianshan, Xinjiang. *Resources Survey and Environment*, 31(3): 185–193 (in Chinese with English abstract)
- Huang QT and Yan GP. 1989. Luohe Iron Deposit in Lujiang, Anhui. Beijing: Geological Publishing House, 131–167 (in Chinese)
- Hunter RH and Sparks RSJ. 1987. The differentiation of the Skaergaard intrusion. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4): 451–461
- Hutchinson RW. 1990. Precious metals in massive base metal sulfide deposits. *Geologische Rundschau*, 79(2): 241–263
- Irvine TN. 1975. Crystallization sequences in Muskox intrusion and other layered intrusions. II. Origin of chromitite layers and similar deposits of other magmatic ores. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39(6–7): 991–1020
- Jakobsen JK, Veksler IV, Tegner C and Brooks CK. 2005. Immiscible iron- and silica-rich melts in basalt petrogenesis documented in the Skaergaard intrusion. *Geology*, 33(11): 885–888
- Jiang ZS, Zhang ZH, Wang ZH, Duan SG, Li FM and Tian JQ. 2013. Geology, geochemistry, and geochronology of the Zhibo iron deposit in the western Tianshan, NW China: Constraints on metallogenesis and tectonic setting. *Ore Geology Reviews*, 57: 406–424
- Joyce DB and Holloway JR. 1993. An experimental determination of the thermodynamic properties of H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-NaCl fluids at high pressures and temperatures. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, 57(4): 733–746
- Li HM, Chen YC, Li LX and Wang DH. 2012. Metallogeny of the Iron Deposits in China. Beijing: Geological Publishing House, 1–246 (in Chinese)
- Li J, Vasconcelos P, Zhou M, Deng X, Cohen B, Bi S, Zhao X and Selby D. 2014. Longevity of magmatic-hydrothermal systems in the Daye Cu-Fe-Au district, eastern China with implications for mineral exploration. *Ore Geology Reviews*, 57: 375–392
- Li JL, Zhang GL and Su LH. 1986. An experimental study on the iron ore deposits formed by “ore magma” related to FeO-Ca<sub>3</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>3</sub>-NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-CaMgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub> system. *Bulletin of The Institute of Mineral Deposits, Chinese Academy of Geological Sciences*, (2): 198–204 (in Chinese with English abstract)
- Li YH, Xie GQ, Duan C, Han D and Wang CY. 2013. Effect of sulfide evaporate salt layer over the formation of skarn-type iron ores. *Acta Geologica Sinica*, 87(9): 1324–1334 (in Chinese with English abstract)
- Lindsley DH. 2003. Do Fe-Ti oxide magma exist? *Geology: Yes; Experiment: No*. *NGU Special Publication*, 9: 34–35
- Ma F, Jiang SF, Ni P and Ling HF. 2006. Fluid inclusions and H-O isotopic compositions in the Washan and Dongshan iron deposits, Ningwu basin, China. *Acta Petrologica Sinica*, 22(10): 2581–2589 (in Chinese with English abstract)
- Maynard JB. 1983. *Geochemistry of Sedimentary Ore Deposits*. Heidelberg: Springer Verlag, 305
- McBirney AR. 1996. The Skaergaard intrusion. In: Cawthorn RG (ed.). *Layered Intrusions*. Amsterdam: Elsevier, 147–180
- Meinert LD, Dipple GM and Nicolescu S. 2005. World skarn deposits. In: Hedenquist JW *et al.* (eds.). *Economic Geology 100<sup>th</sup> Anniversary Volume*. Littleton, Colorado, USA: Society of Economic Geologists, 299–336
- Meng QL. 1988. On polygene of Laiwu magmatic complex, Shandong Province. *Journal of Changchun University of Earth Science*, 18(1): 43–52 (in Chinese with English abstract)
- Morey GB. 1999. High-grade iron ore deposits of the Mesabi Range, Minnesota: Product of a continental-scale Proterozoic ground-water flow system. *Economic Geology*, 94(1): 133–142
- Morse SA. 2008. Compositional convection trumps silicate liquid immiscibility in layered intrusions: A discussion of ‘Liquid immiscibility and the evolution of basaltic magma’ by Veksler *et al.*, *Journal of Petrology* 48, 2187–2210. *Journal of Petrology*, 49: 2157–2168
- Nagaseki H and Hayashi K. 2008. Experimental study of the behavior of copper and zinc in a boiling hydrothermal system. *Geology*, 36(1): 27–30
- Pang KN, Zhou MF, Lindsley D, Zhao D and Malpas J. 2008. Origin of Fe-Ti oxide ores in mafic intrusions: Evidence from the Panzhihua intrusion, SW China. *Journal of Petrology*, 49(2): 295–313
- Pang KN, Zhou MF, Qi L, Chung SL, Chu CH and Lee HY. 2013. Petrology and geochemistry at the Lower Zone-Middle Zone transition of the Panzhihua intrusion, SW China: Implications for differentiation and oxide ore genesis. *Geoscience Frontiers*, 4(5): 517–533
- Park CF. 1961. A magnetite “flow” in northern Chile. *Economic Geology*, 56(2): 431–436
- Parks J and Hill RET. 1986. Phase compositions and cryptic variation in a 2.2-km section of the Windimurra layered gabbroic intrusion, Yilgarn block, Western Australia: A comparison with the Stillwater complex. *Economic Geology*, 81(5): 1196–1202
- Pei RF, Li JW, Wang YL and Wang HL. 2011. Metallogeny of the tectonomagmatic emplacing contact structural systems of the metallogenic belt in Middle and Lower Reaches of Yangtze. *Geology and Resources*, 20(6): 401–412 (in Chinese with English abstract)
- Philpotts AR. 1967. Origin of certain iron-titanium oxide and apatite rocks. *Economic Geology*, 62(3): 303–315
- Pirajno F. 2009. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Berlin, Germany: Springer, 1016
- Powell CM, Oliver NS, Li ZX, Martin MB and Ronaszewski J. 1999. Hypogenic hydrothermal origin for giant Hamersley iron oxide ore bodies. *Geology*, 27: 175–178
- Qian JH and Shen YR. 1990. *The Dahongshan Paleovolcanic Iron-Copper Deposit*. Beijing: Geological Publishing House, 1–236 (in Chinese)
- Ren JS, Wang ZX, Chen BW, Jiang CF, Niu BG, Li JY, Xie GL, He ZJ and Liu ZG. 1999. See *Tectonics of China from a Global Scale: A Brief Introduction to the Tectonic Map of China and Adjacent Areas*. Beijing: Geological Publishing House, 1–50 (in Chinese)

- Reynolds IM. 1985. The nature and origin of titaniferous magnetite-rich layers in the upper zone of the Bushveld complex: A review and synthesis. *Economic Geology*, 80(4): 1089–1108
- Roedder E. 1971. Fluid inclusion studies on the porphyry-type ore deposits at Bingham, Utah, Butte, Montana, and Climax, Colorado. *Economic Geology*, 66(1): 98–118
- Rona PA. 1984. Hydrothermal mineralization at seafloor spreading centers. *Earth Science Reviews*, 20(1): 1–104
- Scoon RN and Mitchell AA. 1994. Discordant iron-rich ultramafic pegmatites in the Bushveld complex and their relationship to iron-rich intercumulus and residual liquids. *Journal of Petrology*, 35(4): 881–917
- Shao QH, Liu SF, Liu XQ and Tian JQ. 2011. Geological characteristics of the Motusala Fe-Mn deposits. *West-China Exploration Engineering*, 23(2): 131–135 (in Chinese)
- Simon AC, Pettke T, Candela PA, Piccoli PM and Heinrich CA. 2007. The partitioning behavior of As and Au in S-free and S-bearing magmatic assemblages. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(7): 1764–1782
- Song XX, Chen YC, Sheng JF and Ai YD. 1981. On iron deposits formed volcanogenic-hypabyssal ore magma. *Acta Geologica Sinica*, (1): 51–54 (in Chinese with English abstract)
- Song XY, Qi H, Hu RZ, Chen LM, Yu SY and Zhang JF. 2013. Formation of thick stratiform Fe-Ti oxide layers in layered intrusion and frequent replenishment of fractionated mafic magma: Evidence from the Panzihua intrusion, SW China. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 14(3): 712–732
- Taylor D, Dalstra HJ, Harding AE, Broadbent GC and Barley ME. 2001. Genesis of high-grade hematite ore bodies of the Hamersley province, Western Australia. *Economic Geology*, 96(4): 837–873
- Tollari N, Toplis MJ and Barnes SJ. 2006. Predicting phosphate saturation in silicate magmas: An experimental study of the effects of melt composition and temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(6): 1518–1536
- Tuff J, Takahashi E and Gibson SA. 2005. Experimental constraints on the role of garnet pyroxenite in the genesis of high-Fe mantle plume derived melts. *Journal of Petrology*, 46(10): 2023–2058
- Veksler IV, Dorfman AM, Danyushevsky LM, Jakobsen JK and Dingwell DB. 2006. Immiscible silicate liquid partition coefficients: Implications for crystal-melt element partitioning and basalt petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152(6): 685–702
- Veksler IV, Dorfman AM, Borisov AA, Wirth R and Dingwell DB. 2007. Liquid immiscibility and the evolution of basaltic magma. *Journal of Petrology*, 48(11): 2187–2210
- Veksler IV. 2009. Extreme iron enrichment and liquid immiscibility in mafic intrusions: Experimental evidence revisited. *Lithos*, 111(1–2): 72–82
- Volcanic Iron Deposit Research Group of the Middle-lower Chang Jiang Valley. 1977. Porphyrite iron ore: A genetic model of a group of iron deposits in andesitic volcanic area. *Acta Geologica Sinica*, (1): 1–18 (in Chinese with English abstract)
- Wang BY and Jiang CY. 2011. Petrogenesis and geochemical characteristics of Carboniferous volcanic rocks of Chagannur iron deposit area in western Tianshan, Xinjiang. *Geological Science and Technology Information*, 30(6): 18–27 (in Chinese with English abstract)
- Wang CL, Wang YT, Dong LH, Zhang B and Ren Y. 2012. Geochemical characteristics of rare earth and trace elements compositions of Songhu iron deposit in western Tianshan of Xinjiang and their significance. *Mineral Deposits*, 31(5): 1038–1050 (in Chinese with English abstract)
- Wang M, Zhang Z, Santosh M and Hou T. 2014. Geochemistry of Late Permian picritic porphyries associated with Pingchuan iron ores, Emeishan Large Igneous Province, Southwest China: Constraints on petrogenesis and iron sources. *Ore Geology Reviews*, 57: 602–617
- Wang YR, Fan WD and Yu YM. 1981. Geochemical mechanism of alkali metasomatism and the formation of iron deposits. *Geochimica*, (1): 95–103 (in Chinese with English abstract)
- Webster JD, Holloway JR and Hervig RL. 1989. Partitioning of lithophile trace elements between topaz rhyolite melt and H<sub>2</sub>O and H<sub>2</sub>O + CO<sub>2</sub> fluids. *Economic Geology*, 84(1): 116–134
- Webster JD. 2004. The exsolution of magmatic hydrosaline chloride liquids. *Chemical Geology*, 210(1–4): 33–48
- Wedepohl KH. 1969. *Handbook of Geochemistry*. New York: Springer Verlag
- Xu L, Mao J, Yang F, Daniel H and Zheng J. 2010. Geology, geochemistry and age constraints on the Mengku skarn iron deposit in Xinjiang Altai, NW China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39(5): 423–440
- Yang CH, Xu WL, Yang DB, Liu CC, Liu XM and Hu ZC. 2006. High-Mg diorites in West Shandong Province: Evidences from chronology and petro-geochemistry. *Earth Science*, 31(1): 81–92 (in Chinese with English abstract)
- Yang F, Mao J, Pirajno F, Yan SH, Liu GR, Zhou G, Zhang ZX, Liu F, Geng XX and Guo CL. 2012. A review of the geological characteristics and geodynamic setting of Late Paleozoic porphyry copper deposits in the Junggar region, Xinjiang Uygur Autonomous Region, Northwest China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 49: 80–98
- Yang FQ, Zhang ZQ, Qu WJ, Geng XX, Lü SJ, Chai FM, Jiang LP and Liu F. 2011. Re-Os age of molybdenite from the Mengku iron deposit in Altai, Xinjiang and its implication for metallogeny. *Acta Geologica Sinica*, 85(3): 396–404 (in Chinese with English abstract)
- Yu JL and Zhao YJ. 1977. Discussion on the genesis of the Gushan iron deposit. *Geology and Prospecting*, (1): 22–24 (in Chinese with English abstract)
- Yu XH. 1984. The geological significance and the phase equilibrium experiments of wustite-fluor-phlogopite-diopside melt system at one bar and high temperature. *Earth Sciences*, 24(1): 12–17 (in Chinese with English abstract)
- Zhai YS, Xiong YY, Yao SZ and Liu XD. 1996. Metallogeny of copper and iron deposits in the eastern Yangtze Craton, east-central China. *Ore Geology Reviews*, 11(4): 229–248
- Zhang ZC, Mao JW, Saunders AD, Ai Y, Li Y and 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(3–4): 369–392
- Zhang ZH, Hong W, Duan SG, Wang ZH, Li M, Shi FP, Zhao J and Zheng RQ. 2012. Geological features, mineralization types and metallogenic setting of Late Paleozoic iron deposits in western Tianshan Mountains of Xinjiang. *Mineral Deposits*, 31(5): 941–964 (in Chinese with English abstract)
- Zhao XF. 2010. Paleoproterozoic crustal evolution and Fe-Cu metallogeny of the western Yangtze block, SW China. Ph. D. Dissertation. Hong Kong: The University of Hong Kong
- Zhao YM, Wu LS, Bai G, Yuan ZX, Ye QT, Huang MZ, Rui ZY, Sheng JF, Lin WW, Deng SP, Mao JW, Bi CS, Dang ZF, Wang LF, Zhang ZH and Chen WS. 2004. Metallogeny of the Major Metallic Ore Deposits in China. Beijing: Geological Publishing House, 13–62 (in Chinese)
- Zhao ZM, Chen SJ, Ji WH, Zhang GX, Zhao XF and Zhang HJ. 2013. The geological characteristics and formation of the magnetite-rich Kaixinling iron ore-deposit during Permian in Qinghai Province, China. *Geotectonica et Metallogenia*, 37(3): 422–439 (in Chinese with English abstract)
- Zheng JM, Mao JW, Chen MH, Li GD and Ban CY. 2007. Geological characteristics and metallogenic model of skarn iron deposits in the Handan-Xingtai area, southern Hebei, China. *Geological Bulletin of China*, 26(2): 150–154 (in Chinese with English abstract)
- Zhong H, Qi L, Hu RZ, Zhou MF, Gou TZ, Zhu WC, Liu BG and Chu ZY. 2011. Rhenium-osmium isotope and platinum-group elements in the Xinjie layered intrusion, SW China: Implications for source mantle composition, mantle evolution, PGE fractionation and mineralization. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(6): 1621

- 1641

- Zhou MF, Robinson PT, Leshner CM, Keays RR, Zhang CJ and Malpas J. 2005. Geochemistry, petrogenesis and metallogenesis of the Panzihua gabbroic layered intrusion and associated V-Ti-Fe oxide deposits, Sichuan Province, SW China. *Journal of Petrology*, 46 (11): 2253 - 2280
- Zhou MF, Chen WT, Wang CY, Prevec SA, Liu PP, and Howarth GH. 2013. Two stages of immiscible liquid separation in the formation of Panzihua-type Fe-Ti-V oxide deposits, SW China. *Geoscience Frontiers*, 4(5): 481 - 502
- Zhou ZH, Wang AS and Li T. 2011. Fluid inclusion characteristics and metallogenic mechanism of Huanggang Sn-Fe deposit in Inner Mongolia. *Mineral Deposits*, 30(5): 867 - 889 (in Chinese with English abstract)
- ### 附中文参考文献
- 陈柏林, 蒋荣宝, 李丽, 陈正乐, 祁万修, 刘荣, 崔玲玲, 王世新. 2009. 阿尔金山东段喀腊大湾地区铁矿带的发现及其意义. *地球学报*, 30(2): 143 - 154
- 邓晋福. 1987. 岩石相平衡与岩石成因. 武汉: 武汉地质学院出版社, 198
- 杜杨松, 曹毅, 张智宇, 庞振山, 李大鹏. 2011. 安徽沿江地区中生代原地和异地砂卡岩岩浆-热液成矿作用. *地质学报*, 85(5): 699 - 711
- 范裕, 周涛发, 郝麟, 袁峰, 张乐骏, 王文财. 2012. 安徽庐枞盆地泥河铁矿床成矿流体特征及其对矿床成因的指示. *岩石学报*, 28(10): 3113 - 3124
- 洪为, 张作衡, 李凤鸣, 刘兴忠. 2012a. 新疆西天山查岗诺尔铁矿床稳定同位素特征及其地质意义. *岩矿测试*, 31(6): 1077 - 1087
- 洪为, 张作衡, 李华芹, 李凤鸣, 刘兴忠. 2012b. 新疆西天山查岗诺尔铁矿床成矿时代——来自石榴子石 Sm-Nd 等时线年龄的信息. *矿床地质*, 31(5): 1067 - 1074
- 胡浩, 段壮, Luo Y, 任喆, 李建威. 2014. 长江中下游成矿带鄂东南矿集区程潮铁矿床磁铁矿的微量元素组成及其对矿床成因的制约. *岩石学报*, 30(5): 1292 - 1306
- 胡秀军, 陈文革. 2010. 新疆南天山查岗诺尔大型磁铁矿床地质特征及矿床成因. *资源调查与环境*, 31(3): 185 - 193
- 黄清涛, 尹恭沛. 1989. 安徽庐江罗河铁矿. 北京: 地质出版社, 131 - 167
- 李厚民, 陈毓川, 李立兴, 王登红. 2012. 中国铁矿成矿规律. 北京: 地质出版社, 1 - 246
- 李九玲, 张桂兰, 苏良赫. 1986. 与矿浆成矿有关的  $\text{FeO-Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{-NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-CaMgSi}_2\text{O}_6$  模拟实验研究. *中国地质科学院矿床地质研究所刊*, (2): 198 - 204
- 李延河, 谢桂青, 段超, 韩丹, 王成玉. 2013. 膏盐层在砂卡岩型铁矿成矿中的作用. *地质学报*, 87(9): 1324 - 1334
- 马芳, 蒋少涌, 姜耀辉, 倪培, 凌洪飞. 2006. 宁芜盆地凹山和东山铁矿床流体包裹体和氢氧同位素研究. *岩石学报*, 22(10): 2581 - 2589
- 孟庆丽. 1988. 论山东莱芜岩浆杂岩的多源成因. *长春地质学院学报*, 18(1): 43 - 52
- 裴荣富, 李进文, 王永磊, 王浩琳. 2011. 长江中下游成矿带构造岩浆侵位的接触构造体系与成矿. *地质与资源*, 20(6): 401 - 412
- 钱锦和, 沈远仁. 1990. 云南大红山古火山岩铁铜矿床. 北京: 地质出版社, 1 - 236
- 任纪舜, 王作勋, 陈炳蔚, 姜春发, 牛宝贵, 李锦轶, 谢广连, 和政军, 刘志刚. 1999. 从全球看中国大地构造——中国及邻区大地构造简要说明. 北京: 地质出版社, 1 - 50
- 邵青红, 刘铭峰, 刘兴忠, 田敬全. 2011. 莫托萨拉铁锰矿床地质特征. *西部探矿工程*, 23(2): 131 - 135
- 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): 51 - 54
- 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
- 汪帮耀, 姜常义. 2011. 西天山查岗诺尔铁矿区石炭纪火山岩地球化学特征及岩石成因. *地质科技情报*, 30(6): 18 - 27
- 王春龙, 王义天, 董连慧, 张兵, 任毅. 2012. 新疆西天山松湖铁矿床稀土和微量元素地球化学特征及其意义. *矿床地质*, 31(5): 1038 - 1050
- 王玉荣, 樊文答, 郁云妹. 1981. 碱交代与铁矿形成的地球化学机理探讨. *地球化学*, (1): 95 - 103
- 杨承海, 许文良, 杨德彬, 刘长春, 柳小明, 胡兆初. 2006. 鲁西中生代高 Mg 闪长岩的成因: 年代学与岩石地球化学证据. *地球科学*, 31(1): 81 - 92
- 杨富全, 张志欣, 屈文俊, 耿新霞, 吕书君, 柴凤梅, 姜丽萍, 刘锋. 2011. 新疆阿尔泰蒙库铁矿床的辉钼矿 Re-Os 年龄及意义. *地质学报*, 85(3): 396 - 404
- 于景林, 赵云佳. 1977. 姑山式铁矿成因探讨. *地质与勘探*, (1): 22 - 24
- 喻学慧. 1984. 常压高温下方铁矿 (FeO)-氟金云母 ( $\text{KMg}_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})\text{F}_2$ )-透辉石 ( $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ ) 熔融体系相平衡实验及地质意义. *地球科学*, 24(1): 12 - 17
- 张作衡, 洪为, 蒋宗胜, 段士刚, 王志华, 李凤鸣, 石福品, 赵军, 郑仁乔. 2012. 新疆西天山晚古生代铁矿床的地质特征、矿化类型及形成环境. *矿床地质*, 31(5): 941 - 964
- 赵振明, 陈守建, 计文化, 张更新, 查显锋, 张海军. 2013. 青海开心岭二叠纪铁矿床富磁铁矿体的地质特征及成因分析. *大地构造与成矿学*, 37(3): 422 - 439
- 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
- 郑建民, 毛景文, 陈懋弘, 李广栋, 班长勇. 2007. 冀南邯郸-邢台地区砂卡岩铁矿的地质特征及成矿模式. *地质通报*, 26(2): 150 - 154
- 周振华, 王挨顺, 李涛. 2011. 内蒙古黄岗锡铁矿床流体包裹体特征及成矿机制研究. *矿床地质*, 30(5): 867 - 889