

doi: 10.12029/gc20170407

吴大天, 周永恒, 赵院冬, 周久龙, 许逢明, 邵俭波. 2017. 钒钛磁铁矿床的透岩浆流体成矿模型——来自马达加斯加扎卡岩体的证据[J]. 中国地质, 44(4): 737–754.

Wu Datian, Zhou Yongheng, Zhao Yuandong, Zhou Jiulong, Xu Fengming, Shao Jianbo. 2017. A metallogenic model for transmagmaic fluid of vanadium–titanium magnetite deposit: Evidence from Zhaka intrusion of Madagascar[J]. Geology in China, 44(4): 737–754(in Chinese with English abstract).

## 钒钛磁铁矿床的透岩浆流体成矿模型 ——来自马达加斯加扎卡岩体的证据

吴大天<sup>1,2</sup> 周永恒<sup>2</sup> 赵院冬<sup>2</sup> 周久龙<sup>3</sup> 许逢明<sup>1,2</sup> 邵俭波<sup>2</sup>

(1. 中国地质大学(北京), 北京 100083; 2. 中国地质调查局沈阳地质调查中心, 辽宁 沈阳 110034;  
3. 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029)

**摘要:**目前,国内外学术界对赋存于镁铁–超镁铁杂岩体中的钒钛磁铁矿床的成因存在多种不同的解释,在一定程度上对这类矿床的资源勘查造成了困惑。因此,阐明镁铁–超镁铁侵入体中成矿物质大规模聚集的机理依然是矿床学界和勘查学界面临的重要科学前缘问题。马达加斯加中北部 Alaotra 湖地区的扎卡岩体是一个赋存有超大型钒钛磁铁矿床的典型镁铁质层状侵入体,已探明铁矿石远景资源量 8 亿 t(含 333),伴生钛 6000 万 t,伴生钒 230 万 t,为阐明钒钛磁铁矿床的成因提供了良好的条件。本文报道了扎卡岩体的地质学、矿体地质学、岩相学、矿相学和岩石地球化学特征,主要得出以下认识:(1)扎卡岩体发育韵律性火成层理,为一个典型的镁铁质层状岩体,但伟晶岩可构成独立的侵入单元;(2)矿体主要赋存在层状岩体中,可划分为整合型、不整合型和伟晶岩型等 3 种不同的类型;(3)辉长岩具有橄榄石→斜长石→单斜辉石或橄榄石→斜长石+单斜辉石的结晶顺序,暗示扎卡岩体为一浅成层状岩体,岩浆侵位深度约 3 km;(4)矿石矿物与硅酸盐矿物呈热力学不平衡关系,且与含水暗色矿物平衡共生,暗示成矿作用发生在岩浆演化晚期的富含挥发分环境;(5)致密块状铁矿石的 REE 四分组效应也表明成矿过程伴随着富 F、Cl 等组分的流体活动。据此,本文提出扎卡岩体中钒钛磁铁矿床的形成与透岩浆流体过程有关。

**关键词:**钒钛磁铁矿床;镁铁–超镁铁岩;透岩浆流体;溶解–沉淀机制;马达加斯加扎卡岩体

中图分类号:P588.12<sup>4</sup>

文献标志码:A

文章编号:1000–3657(2017)04–0737–18

### A metallogenic model for transmagmaic fluid of vanadium–titanium magnetite deposit: Evidence from Zhaka intrusion of Madagascar

WU Datian<sup>1,2</sup>, ZHOU Yongheng<sup>2</sup>, ZHAO Yuandong<sup>2</sup>, ZHOU Jiulong<sup>3</sup>,  
XU Fengming<sup>1,2</sup>, SHAO Jianbo<sup>2</sup>

(1. China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 2. Shenyang Center of China Geological Survey, Shenyang 110034, Liaoning, China; 3. Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China)

收稿日期:2017–07–16; 改回日期:2017–08–06

基金项目:中国地质调查局项目(DD20160104、KE2010D2–3、1212011220921、2009DFA20840)资助。

作者简介:吴大天,男,1989年生,硕士,工程师,主要从事马达加斯加地区矿产资源潜力评价工作;E-mail:373189713@qq.com。

通讯作者:周永恒,男,1980年生,博士,高级工程师,主要从事东北亚地区矿产资源潜力评价工作;E-mail:28131818@qq.com。

**Abstract:** At present, there are many different interpretations for the genesis of the vanadium–titanium magnetite deposits in the mafic–ultramafic complex, which has to a certain extent caused confusion to the resource exploration of these deposits. Therefore, it is very important to discuss the mechanism of large–scale aggregation of ore–forming minerals in mafic–ultramafic intrusion. The Zhaka rock mass in the Alaotra Lake area of the northeast of Madagascar is a typical mafic layered intrusion with a very large vanadium–titanium magnetite deposit. The Shenyang center of CGS has found the vanadic titanomagnetite deposit with 800 million tons of iron ore (including 333), associated with 60 million tons of Ti and 2.3 million tons of V. These results provide a good condition for clarifying the genesis of the vanadium and titanium magnetite deposit. This paper reports the geology, orebody geology, petrography, mineralogy and petrological geochemical characteristics of the Zhaka rock mass. The main conclusions are as follows: (1) The rhythmic layering is a typical mafic layered rock mass, whereas the pegmatite can form an independent invasive unit; (2) orebodies mainly occur in the layered rock mass, and can be divided into three different types, i.e., integrated type, unconformity type and pegmatite type; (3) gabbro has the crystallization sequence of olivine → plagioclase → clinopyroxene or olivine → plagioclase + clinopyroxene, suggesting that the Zhaka rock mass is a shallow stratigraphic rock mass, with the emplacement depth of ~ 3 km; (4) ore mineral and silicate minerals are thermodynamically unbalanced and shared with water–dark mineral minerals, suggesting that mineralization occurred in the rich volatiles in the late magma evolution; (5) The REE quadruple effect of dense massive iron ore also indicates that the mineralization process was accompanied by fluid activities of F, Cl and other components. It is held that the formation of vanadium–titanium magnetite deposit in the Zhaka rock mass was related to the process of the magmatic fluid.

**Key words:** vanadic titanomagnetite deposit; mafic–ultramafic; transmagmatic fluid; dissolution–precipitation mechanism; Zhaka intrusions in Madagascar

**About the first author:** WU Datian, male, born in 1989, master, engineer, engages in the study of the evaluation of mineral resources potential in Madagascar; E–mail: 373189713@qq.com.

**About the corresponding author:** ZHOU Yongheng, male, born in 1980, doctor candidate, senior engineer, engages in the study of the evaluation of mineral resources potential in northeast Asia; E–mail: 28131818@qq.com.

**Fund support:** Supported by China Geological survey Programs (No.DD20160104, No.KE2010D2– 3, No.1212011220921、No.2009DFA20840).

## 1 引 言

目前国内外学术界对赋存于镁铁–超镁铁杂岩体中的钒钛磁铁矿及其他相关矿床中成矿物质的大规模富集、沉淀机制尚不完全清楚(Eales et al., 1996),存在多种解释,包括高钛玄武质岩浆中钛铁氧化物结晶(Wang, 2008)、硅酸盐–氧化物不混溶(Philpotts, 1967; Kolker, 1982)、岩浆混合或地壳混染(Nex et al., 2002)、岩浆体系中氧逸度改变(Duchesne, 1999; Higgins, 1973)和基性岩浆在封闭体系条件下结晶分异(Reynolds, 1985)等认识。但是,这种认识因以下几方面的观察结果而遭到挑战:(1)分离结晶作用在镁铁质岩石中是一种普遍现象,但大多数镁铁质岩体中不含矿;(2)矿体常常呈脉状产出于基性杂岩及其围岩中,暗示成矿作用略晚于其寄主岩;(3)大型–超大型矿床往往与小岩体有关,暗示了质量平衡问题;(4)矿石具有多变的组构类型,从伟晶结构到细粒结构,从致密块状矿石到浸染状矿

石;(5)与基性杂岩有关的矿床既有钒钛磁铁矿矿床,也有铜镍硫化物矿床,还有二者之间的过渡类型。导致这些问题的主要原因是岩浆分异模型建立在理想系统的热力学基础之上,而成矿系统却是一种复杂性动力系统(於崇文, 2006)。因此,重新理解成岩物质与成矿物质的关系成为必需(罗照华等, 2007, 2008a, 2008b, 2009, 2010; 孙静等, 2009; 杨宗峰等, 2011)。

中国地质调查局沈阳中心在马达加斯加中北部 Alaotra 湖勘查期间,发现了大量辉长岩侵入体(命名为扎卡岩体),以及赋存于其中的钒钛磁铁矿床。经过普查工作,探明铁矿石远景资源量 8 亿 t(含 333),伴生钛 6000 万 t,伴生钒 230 万 t(中国地质调查局沈阳地质调查中心, 2008),为阐明钒钛磁铁矿床的成因提供了良好的条件。本文以扎卡岩体为研究对象,通过详细的地质学、岩相学、矿相学及地球化学等方面的研究,试图从透岩浆流体过程角度揭示扎卡钒钛磁铁矿床的成因。

## 2 区域地质背景

Ambatondrazaka 地区(简称扎卡)位于马达加斯加中北部(图 1a),其前寒武系包括两个地层序列,分别是 Antananarivo 单元 Tsaratanana 杂岩体的新太古代 Beforona 群和 Betsimisaraka 单元的新元古代 Manampotsy 群。在该地区的西北部是新生代沉积盖层(图 1b)。根据中国地质调查局沈阳地质调查中心(2008,2011),Beforona 群变质程度达到角闪岩相至麻粒岩相,主要由斜长角闪片麻岩和斜长透辉片麻岩组分,此外还有花岗岩片麻岩和透镜状角闪岩。除了一些石墨片岩和零星分布的脉状角闪

岩和碳酸岩,Manampotsy 群则主要由长英质片麻岩和变质石英岩组成。

所研究的辉长岩位于扎卡市的东北部,侵位于 Manampotsy 群和 Beforona 群之间(图 1b),出露面积约 85 km<sup>2</sup>。辉长岩通常遭到强烈风化并为厚的红土层所覆盖。周久龙等(2014,2015)结合前人的研究成果、区域地质演化历史,对其中典型岩体进行了 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年,表明其结晶于 798~778 Ma (最大误差估计)。同时,结合其岩石地球化学等特征,认为扎卡辉长岩具有典型的拉斑玄武岩系列演化趋势,与典型的板内火成岩(如攀枝花辉长岩和 Skaergaard 辉长岩)一致。据此,认为扎卡岩

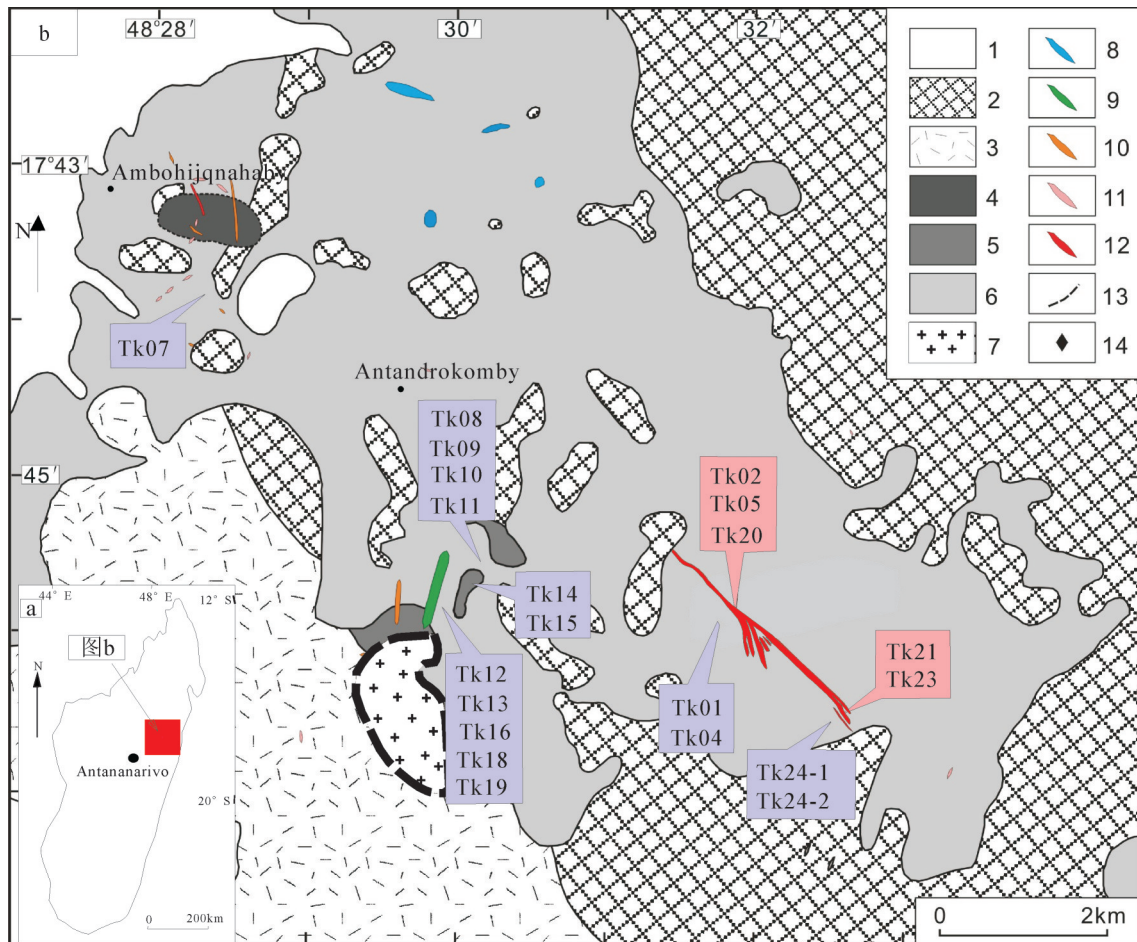


图1 扎卡辉长岩杂岩体地质概图

1—古近—新近纪、第四纪沉积物;2—Manampotsy 组第 4 岩段;3—Manampotsy 组第 3 岩段;4—辉石伟晶岩;5—斜长角闪岩;6—辉长岩;  
7—花岗岩;8—辉石岩脉;9—辉绿岩脉;10—花岗伟晶岩脉;11—石英脉;12—铁矿体;13—推断地质界线;14—样品位置及编号

Fig.1 Geological map of the Zhaka mafic intrusion

1—Tertiary, Quaternary sediments; 2—Manampotsy Formation 4<sup>th</sup> rock section; 3—Manampotsy Formation 3<sup>rd</sup> rock section; 4—Pyroxene pegmatite;  
5—Plagioclase amphibolite; 6—Gabbro; 7—Granite; 8—Pyroxite veins; 9—Diabase veins; 10—Granite pegmatite veins; 11—Quartz veins;  
12—Iron orebody; 13—Inferred geological boundary; 14—Sampling location and its serial number

体形成于新元古代地幔柱动力学背景,与罗迪尼亚超大陆的裂解密切相关。

### 3 扎卡侵入体地质特征

扎卡岩体地表呈北西-南东向延伸,主要由辉长岩类构成,伟晶岩类可构成独立侵入体,侵位于辉长岩中。该岩体侵位于 Manampotsy 群和 Beforona 群之间,主要侵入于 Beforona 群斜长角闪岩(图 1b)。扎卡岩体发育典型的火成层理,其几何尺度类似于中国的攀枝花岩体和东格陵兰的 Skaergaard 岩体,因而属于典型的镁铁质层状侵入体。研究区主要岩石类型的岩石学特征如下。

**中粗粒辉长岩:**中粗粒结构,条带状构造;主要矿物组成为斜长石、普通辉石、紫苏辉石、钛铁氧化物,有时见有橄榄石。斜长石,自形-半自形,晶体直径 2~10 mm,约占岩石成分总含量的 45%。普通辉石和紫苏辉石:以自形为主,3~15 mm,占岩石成分总量的 50%左右。钛铁氧化物,灰黑色,多呈自型,粒径 2~15 mm,小于 5%。局部可见少量风化严重的橄榄石。综合组成矿物的结构关系判断,辉长岩的矿物世代关系主要为橄榄石→斜长石→辉石→氧化物和橄榄石→斜长石+辉石+氧化物。辉长岩中发育明暗不一的韵律性条带,其中钛铁氧化物常为暗色条带的主要矿物。暗色条带厚度多数在 2.5~4 cm,间隔平均 3~6 cm。暗色条带产状  $30\sim 40^\circ\angle 50\sim 60^\circ$ 。

**辉石伟晶岩:**脉状或凸镜状。岩体走向  $170^\circ$ ,倾向  $260^\circ$ ,倾角  $75\sim 80^\circ$ 。岩体长度大于 300 m,厚度大于 100 m。其矿物成分以辉石;以及数量不等的斜长石和 Fe-Ti 氧化物为主,辉石晶体从几厘米到十几厘米不等,含量占岩石总成分的 90%以上;斜长石和 Fe-Ti 氧化物粒径较小,从几毫米到几厘米不等,占成分总含量近 10%,局部由于蚀变出现较多的纤闪石和粘土矿物。随着斜长石含量的增加,辉石伟晶岩可以过渡为辉长伟晶岩或伟晶状辉长岩。

**细粒辉长岩:**细粒结构,块状构造,其中斜长石多以自形为主,粒径 0.5~1 mm,含量约占岩石成分总含量的 50%,暗色矿物以辉石、角闪石为主,多呈半自形-自形,粒径小于 2 mm,占成分总量的 45%以上。同时还有少量铁钛氧化物和黑云母,含量小于 5%。

在矿区内呈“顶垂体”零星分布于辉长岩之上。

此外,区内大量出现厚度变化不定的石英脉(图 1b),地表可见大量石英脉转石。

### 4 矿体地质特征

由野外地质观察和实测剖面可见,扎卡钒钛磁铁矿矿体按产状可以划分为 3 类:(1)整合型矿体,具有典型的条带状构造,矿体与辉长岩呈渐变过渡关系(图 2);(2)不整合型矿体,与辉长岩呈明显的侵入接触关系,或者呈岩床状产出,或者形成矿墙(图 3);(3)伟晶岩型矿体,在扎卡岩体中呈独立侵入体产出,往往为贫矿(图 4)。这 3 类矿体均可见于中国的攀枝花式铁矿和大庙式铁矿中,但攀枝花式铁矿中的整合型矿体以及大庙式铁矿中的不整合型矿体得到了较多关注,而中国境内尚未报道独立的伟晶岩型 Fe-Ti 氧化物矿体。

整合型矿体一般认为是岩浆分馏结晶作用的重要证据(卢记仁等,1988;Pang 等,2008a;2008b;2009);而不整合型矿体被认为是岩浆熔离作用形成的矿浆贯入的产物(翟裕生,1965;叶东虎,1986;Zhao et al.,2009)。值得注意的是,许多顺层侵入的不整合型矿体常常与整合型矿体混为一谈,没有得到足够的重视。这可能是岩浆型铁矿床的成因问题一直没有得到解决的原因之一。根据笔者掌握的资料,有关岩浆型矿床的成因一般仅仅指出了是分馏结晶作用还是液体不混溶,具体的细节尚未得到充分阐述。例如,厚度仅数厘米的铬铁矿层可以延伸达数十千米,其形成机制迄今仍是一个谜(Marsh B D,2013)。

#### 4.1 整合型矿体

所谓的整合型矿体,系指矿体的产状与火成层理一致,因辉长岩中 Fe-Ti 氧化物局部增加而成为矿体。这种矿体可进一步根据层理的类型划分为两个亚类:具有韵律性层理的矿体和具有递变层理的矿体。

图 2 展现了整合型矿体的基本特征。具有韵律性层理的铁矿体与具有韵律性层理的辉长岩在层理特征上非常相似(图 2a),常常被理解为 Fe-Ti 氧化物局部集中的结果。理论上,由于这种相对集中,可以形成相对贫和相对富 Fe-Ti 氧化物的条带。当富 Fe-Ti 氧化物条带比较密集时,可形成具

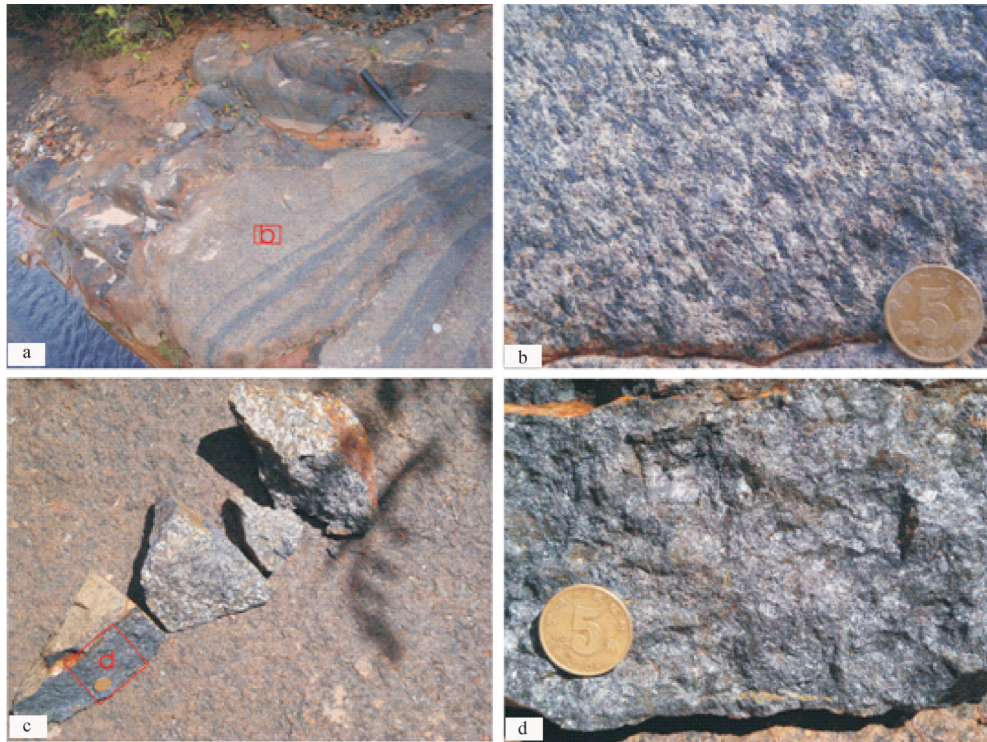


图2 整合型矿体的基本特征  
Fig.2 Characteristics of the conformable orebody

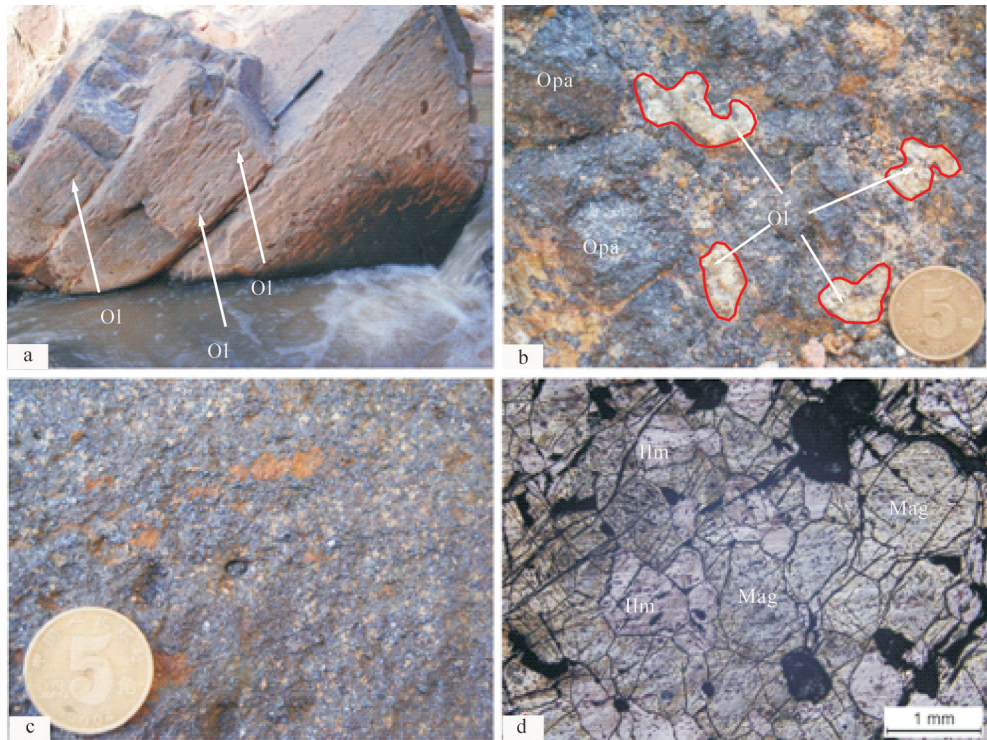


图3 不整合型矿体的基本特征  
Opa—铁钛氧化物;Ol—橄榄石;Mag—磁铁矿;Ilm—钛铁矿  
Fig.3 Characteristics of the unconformable orebody  
Opa- paque Fe-Ti oxides;Ol-Olivine;Mag-Mgnetite;Ilm-Ilmenite

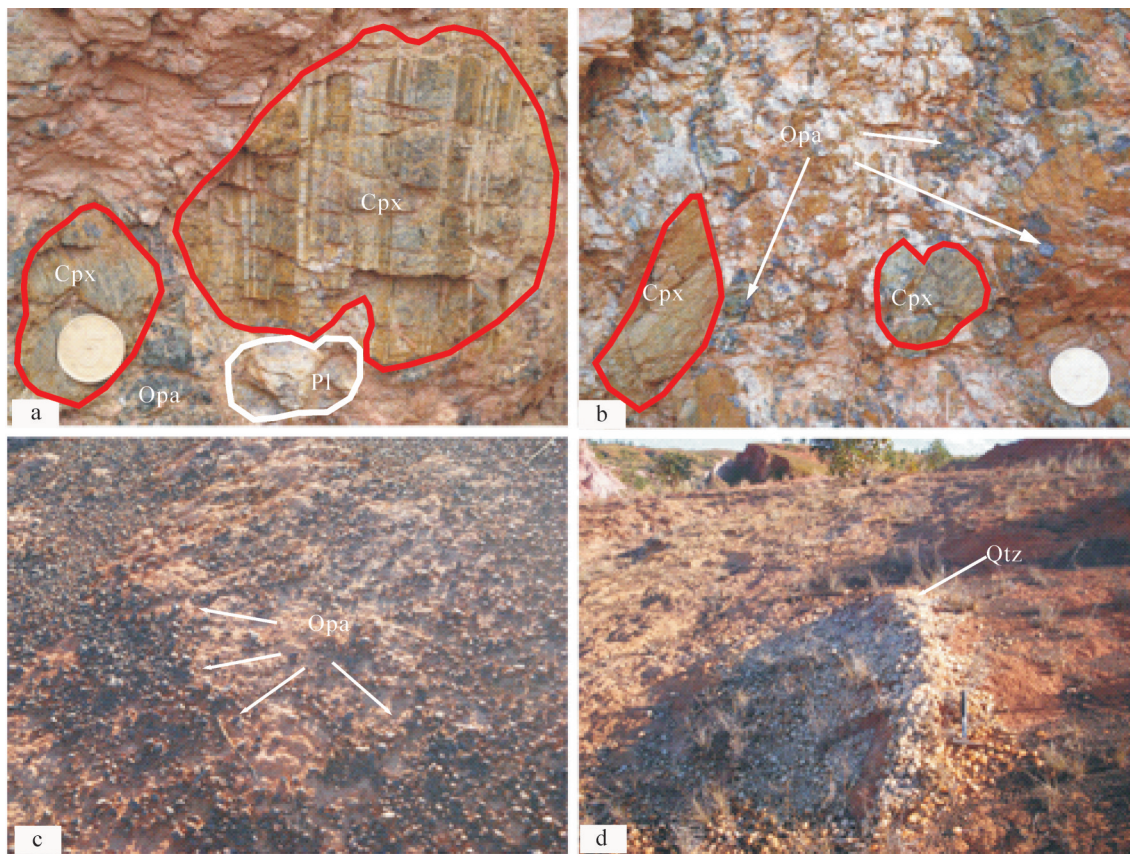


图4 伟晶辉长岩及其风化产物

Pl—斜长石; Cpx—单斜辉石; Opa—铁钛氧化物; Qtz—石英

Fig.4 Pegmatite and its weathering products

Pl—Plagioclase; Cpx—Clinopyroxene; Opa— Opaque Fe—Ti oxides; Qtz—Quartz

有工业意义的矿体。在铁砂沟剖面中,由于这种聚集可形成厚度达到约50 m的矿体。但是,实际情况可能并非如此,因为两种条带的厚度不具有相关性。如果上述认识是可信的,浅色条带必然比平均辉长岩富含硅酸盐矿物而贫Fe-Ti氧化物,因而浅色条带越宽、颜色越浅,对应的深色条带就应当越宽,颜色越深,越富含Fe-Ti氧化物。然而,浅色条带中依然含有大量的Fe-Ti氧化物(图2b),表明岩石中的Fe-Ti氧化物数量非但没有减少,反而有所增加。这种质量平衡考量说明,富Fe-Ti氧化物条带可能是外部含矿物质输入的结果。从图2a也可以看出,浅色条带中有时可见富Fe-Ti氧化物的“细脉”贯入。有时在富Fe-Ti氧化物条带的边部还可以见到石榴子石和/或绿帘石,暗示这种条带实际上是富含流体的。

另一种矿体类型是具有递变层理的铁矿体。这种矿体看上去没有火成层理,在较宽广的范围内

表现为辉长岩与铁矿石的逐渐过渡。但是,如果按一定的间隔取样,将不同位置处采集的样品按顺序摆放在一起(图2c),很容易发现样品间的差别。不仅如此,在较富含Fe-Ti氧化物的部位,造岩矿物和矿石矿物的粒径也比较大(图2d),可达到粗粒甚至伟晶的程度。这也表明矿体富含挥发分的特征,可能是富含成矿物质的流体向半固结辉长质岩浆扩散的结果,而不是分馏结晶作用的产物。

由此可以得出初步结论,至少部分整合型矿体的形成机制与分馏结晶作用无关或关系不大,其主要致矿因素可能是含矿流体的侵入。

#### 4.2 不整合型矿体

这类矿体常具有高的Fe-Ti氧化物含量,甚至形成完全由Fe-Ti氧化物组成的块状矿石。在许多矿区,如攀枝花和红格,这类矿体是主要的开采对象,决定了矿床的价值。但是,不整合型矿体的成因却很少得到研究,许多文献中仅能见到对熔离

(不混溶)现象的描述。在早期的实验室模拟实验中,富铁熔体与富硅酸盐熔体的不混溶被发现可发生在两个不同的温度水平上:高温熔离作用的温度水平远远高于玄武岩的液相线温度,而低温熔离作用的温度水平则远低于玄武岩的液相线温度。熔离作用产生矿浆的假说遇到两个方面的问题:(1)两种共生液体之间的物质分配应当服从某种分配定律,熔离作用难以形成完全由金属矿物(如金属硫化物和氧化物)组成的矿石;(2)熔离作用产生的矿浆具有比硅酸盐熔体大得多的密度,难以上升侵位到地壳浅部。直到最近几年,仍有学者试图对熔离作用形成矿浆的机制进行模拟,依然没有取得具有地质现实性的成果。究其原因,可能与矿浆的概念有关。据此,提出了“矿浆是富含成矿金属的岩浆,还是富含成矿金属的流体的浓缩物”的科学问题,对矿浆的定义和形成机制提出了质疑(罗照华等,2009)。

野外观察表明,在所有详细研究过的矿区,都观察到了与火成层理整合不整合的块状矿体,清楚表明了块状矿体与围岩的侵入接触关系。在扎卡矿区,观察到了一种特殊的现象,可能有助于理解块状矿体的成因。位于铁砂沟谷底的块状矿体中含有大量的橄榄石聚集体(团块),后者呈椭圆形、大小均匀、分布均匀、定向排列(图3a)。相反,来利岭谷底的不整合块状矿体中的橄榄石团块分布不均匀,大小混杂(图3b)。但是,无论是在铁砂沟还是来利岭,随着海拔高度增大,橄榄石团块变小,逐渐变为橄榄石单颗粒,然后是辉石、斜长石(图3c),最后变为几乎完全由Fe-Ti氧化物组成的块状矿石。这种从下向上悬浮固体直径变小、密度变小的趋势使人想起重力分异现象,即密度大、颗粒半径大的晶体或晶体集合体位于低处,向上颗粒密度越来越小,半径越来越小。但是,矿石的总密度则是由下向上增大,最上部的块状矿石具有最大的密度。这种密度倒置现象不能用富矿岩浆/熔体向上侵位来解释,比较合理的解释是“矿浆”为富含成矿金属的超临界流体的浓缩物。

据此,本文提出这样一种模型来解释不整合矿体的成因:在硅酸盐侵入体固结到一定程度之后,镁铁质岩浆遭遇了含矿流体的渗透;快速运动的流体流裹挟着岩浆房底部近固结的晶体集合体向上

运动,可以在冷却岩浆中卸载大量的早期晶体;如果岩浆侵入体的顶部破裂,含矿流体流可以冲破侵入体的顶板进入围岩中;由于流体流具有较小的密度和较大的上升速度,所携带的固体颗粒可以发生重力分异,密度大的颗粒分布在流体流的下部,而密度小的颗粒趋向于分布在上部;含矿流体流侵位以后,流体的相分离和排气作用使流体流的密度不断增加,并最终转换为块状矿石,从而形成了不整合块状矿体。该模型涉及到含矿流体透过先存岩浆的运动,以及含矿流体流与环境间的复杂作用,可称其为透岩浆流体模型。

### 4.3 伟晶岩型矿体

此外,沈阳地质调查中心在Ambohijqnahaby地区发现了一个直径约300 m的辉长质伟晶岩或伟晶辉长岩。笔者对其进行了详细观察,认为伟晶岩本身就是一种贫矿体,且其深部可能存在大型富矿体。

伟晶岩主要由辉石和斜长石组成,以及数量不等的Fe-Ti氧化物(图4a, b)。由于强烈风化,辉石和斜长石都没有采集到相应的样品,只能根据肉眼观察进行描述。辉石具有浅绿色调,推测为单斜辉石(如透辉石),且已经发生了固溶体分离(图4a)。在较新鲜的露头上,可以见到单斜辉石和斜长石的结构关系(图4b)。单斜辉石具有溶蚀现象,被溶蚀的部位充填着Fe-Ti氧化物(图4b)。斜长石风化强烈,野外仅见粘土状风化产物。Fe-Ti氧化物分布不均匀,推测与前述的两类矿体一样,也是后来流体充填的产物。这种推测与伟晶岩中见到的铁矿脉穿插的现象相吻合。这意味着,深部应当有大型矿体产出,是该区具有良好找矿潜力的标志。

在地表,伟晶岩分布区可以见到大量的Fe-Ti氧化物晶体(图4c),以及大量的脉石英(图4d)。初步估计,仅地表撒落的磁铁矿晶体就有可能达到数百吨。

## 5 岩石地球化学特征

为了从元素尺度进一步研究扎卡辉长岩体及其伴生钒钛磁铁矿的成岩成矿过程,在矿区系统采集并选取了具有成因联系的20件样品,进行全岩主量元素和微量元素分析。其中,从岩体北东至南西尽可能采集不具有堆晶结构的辉长岩样品16件,在I号矿体采集浸染状矿石3件和致密块状铁矿石1

件。对这些样品均进行了详细的镜下鉴定,以确保新鲜、无风化蚀变作用的影响;其次,所有样品均>5 kg,以确保其具有代表性。具体采样位置见图1。

样品200目以下无污染碎样在河北省廊坊市区地质矿产调查研究所完成。首先用切割机切去原始样品周边可能风化的部分;然后先后用颚式破碎机进行粗碎和刚玉破碎机进行细碎直至60目,每个样品破碎前,用刷子分别将颚式破碎机与刚玉破碎机清洗干净,再用抹布进一步擦干净,每碎一个样换一个装样的自封袋,以尽量减少样品之间的交叉污染;接着再多次利用四分法取出约50 g的60目样品,装入玛瑙钵中并利用球磨机研磨至200目以下,每次碎完一个样品后用干净的自来水将玛瑙钵清洗干净,再用蒸馏水冲洗擦干,再用酒精擦洗一遍后吹干;最后将得到的约50 g的200目以下无污染全岩粉末样品装入样品袋,以备分析测试使用。

全岩主量元素分析在国土资源部东北矿产资源监督检测中心(国土资源部地质实验测试甲级资质)采用X射线荧光光谱仪(XRF)玻璃熔片法测试完成;其中FeO含量是通过常规化学湿法分析得到。XRF样品预处理流程:将200目以下无污染全岩粉末在105℃下预干燥2~4 h,置于干燥器中,冷却至室温;用电子天平准确称取样品0.7000 g,以及分析纯 $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$  5.2000 g、LiF 0.4000 g、 $\text{NH}_4\text{NO}_3$  0.3000 g,分别作为熔剂、助熔剂、氧化剂;将四者混合均匀,导入铂金坩埚中,加入1滴(0.1 mL)LiBr溶液作为脱模剂;将坩埚置于熔样机中,在1200℃下使样品熔融,冷却成玻璃熔片。XRF仪器分析流程:所用仪器型号为荷兰PANalytical公司AXIOS,详细的分析与数据处理方法参见Franzini et al.(1972);其中对于 $\text{SiO}_2$ 分析精度为1%(相对),对于其他含量大于0.5%的主要氧化物为2%(相对),对于含量介于0.01%~0.5%的次要氧化物为5%(相对)。

全岩微量元素分析在核工业北京地质研究院分析测试研究中心采用电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)溶液法测试完成。ICP-MS样品预处理流程:称取0.1000试样于聚四氟乙烯密闭溶样罐中,加1 mL硝酸(1:1)、3 L氢氟酸混均后加盖密闭,于微波炉上1000 W预热1.0 min,冷却后转移到自动控温电热板上160℃消解48 h。待消解完全后,冷却至室温,开启密闭盖,蒸至近干。加1 L高氯

酸,蒸至白烟冒尽。冷却后,加2 mL硝酸,于自动控温电热板上加热使盐类溶解,蒸至近干。加1.5 mL硝酸,加盖旋紧密闭,于自动控温电热板上160℃加热溶解12 h后,冷却至室温,开启密闭盖,加盖摇匀,于自动控温电热板上80℃保温10 h。冷却后,开启封闭盖,将溶液转移至50 mL容量瓶,用硝酸溶液清洗溶样罐,清洗液合并到该容量瓶中,再用硝酸溶液稀释至刻度,摇匀得到试样溶液。ICP-MS仪器分析流程:所用仪器型号为德国Finnigan-MAT公司ELEMENT I,详细的分析与数据处理方法参见(DULSKI,1994);分析精度对于绝大多数元素均优于5%(相对)。

扎卡辉长岩体及相关钒钛磁铁矿床样品20件代表性样品的主量元素、微量元素分析结果见表1。其中参数 $\text{Mg}^\# = 100 * \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ ;  $\text{FeO}^\text{T} = \text{FeO} + 0.899 * \text{Fe}_2\text{O}_3$ ;  $\delta\text{Eu} = \text{Eu}_\text{N} / \text{SQRT}(\text{Sm}_\text{N} * \text{Gd}_\text{N})$ 。

### 5.1 主量元素

据表1,16件辉长岩显示了较大的成分变化,其中 $\text{SiO}_2 = 45.22\% \sim 57.38\%$ ,平均为49.05%; $\text{MgO} = 1.39\% \sim 9.60\%$ ,平均为5.76%; $\text{FeO}^\text{T} = 4.68\% \sim 17.15\%$ ,平均为12.48%; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12.80\% \sim 25.04\%$ ,平均为16.24%; $\text{CaO} = 4.69\% \sim 13.19\%$ ,平均为8.37%; $\text{Na}_2\text{O} = 0.66\% \sim 4.14\%$ ,平均为3.04%; $\text{K}_2\text{O} = 0.13\% \sim 3.48\%$ ,平均为0.93%; $\text{TiO}_2 = 0.2\% \sim 4.12\%$ ,平均为2.10%; $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.09\% \sim 1.38\%$ ,平均为0.40%。无论是 $\text{TiO}_2$ 还是 $\text{P}_2\text{O}_5$ 均与全球代表性辉长岩化学成分 $\text{TiO}_2 = 1.12\%$ 、 $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.24\%$ 接近(Maitre RW,1976),但较之后者 $\text{FeO}^\text{T} = 10.33\%$ ,该辉长岩体平均 $\text{FeO}^\text{T} = 12.48\%$ ,仍稍偏高,暗示原始岩浆可能为富铁质的。16件样品在主量元素双变量图解(图5a)中的演化趋势暗示这些岩石为同一母岩浆在岩浆演化阶段经历了较强的结晶分异作用的产物,而相对较低的 $\text{Mg}^\#(9.34 \sim 63.36)$ 暗示这些岩石都是进化岩浆结晶的产物。进一步将16件辉长岩样品的全岩成分剔除 $\text{H}_2\text{O}$ 和 $\text{CO}_2$ 等挥发组分重新换算成100%后投影至TAS图解(图5a),以及将 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{FeO}^\text{T}$ 、 $\text{MgO}$ 重新换成100%后投影至AFM图解(图5b)。这两个图解表明16件辉长岩在化学成分上组成了辉长岩-二长辉长岩-二长闪长岩-二长岩(组合)演化系列,属于拉斑玄武岩系列。

I号矿体中的1件致密块状铁矿石 $\text{SiO}_2$ 为1.01%, $\text{MgO}$ 为1.95%, $\text{FeO}^\text{T}$ 为64.31%, $\text{Al}_2\text{O}_3$ 为



表1 扎卡地区辉长岩地球化学分析结果(主量元素:%;微量元素:10<sup>-6</sup>)  
Table 1 Compositions of major elements (%) and trace elements (10<sup>-6</sup>) of gabbro in Zhaka area

Sample 名称	tk01	tk02	tk04	tk05-2	tk07	tk08	tk09	tk10	tk11	tk12	tk13	tk14	tk15	tk16	tk18	tk19	tk20	tk21	tk23	tk24-1	tk24-2
	压碎辉长岩	压碎辉长岩	微晶辉长岩	磁铁辉长岩	微晶辉长岩	绿辉石榴砂岩	含橄辉长岩	辉长岩	辉长岩	微晶辉长岩	含辉斜长岩	似斑状辉长岩	微晶辉长岩	似辉状辉长岩	橄辉辉长岩	含橄斜长岩	磁铁辉石	磁铁辉石	磁铁辉石	含辉斜长岩	辉长岩
SiO <sub>2</sub>	48.76	46.45	49.76	36.97	51.64	57.38	47.56	53.71	47.22	45.22	46.70	50.59	46.32	48.94	47.77	49.37	1.01	30.74	32.49	48.21	49.82
TiO <sub>2</sub>	3.02	4.12	1.55	7.01	2.25	1.33	1.08	1.89	2.81	2.14	2.83	2.39	1.76	2.52	1.25	0.20	21.75	13.90	13.52	2.47	2.45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.26	14.07	15.47	9.88	15.69	18.25	17.75	16.50	14.43	15.04	16.54	14.95	12.80	14.25	17.80	25.04	4.24	4.73	3.01	14.28	14.67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.55	1.29	0.89	6.29	2.09	1.81	1.22	2.52	3.22	5.73	4.39	4.69	1.17	3.74	1.27	0.21	52.70	15.03	20.42	4.57	4.39
FeO	9.88	15.99	10.33	17.97	11.19	5.93	9.52	9.07	12.31	10.83	9.70	8.99	12.22	11.14	9.61	4.49	16.89	16.80	10.87	10.92	9.52
FeO <sup>T</sup>	12.17	17.15	11.13	23.63	13.07	7.56	10.62	11.34	15.21	15.99	13.65	13.21	13.27	14.51	10.75	4.68	64.31	30.32	29.24	15.03	13.47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	13.53	19.05	12.37	26.25	14.52	8.40	11.80	12.60	16.90	17.76	15.17	14.68	14.75	16.12	11.95	5.20	71.46	33.69	32.50	16.70	14.97
MnO	0.22	0.31	0.23	0.35	0.26	0.15	0.16	0.21	0.25	0.19	0.23	0.25	0.20	0.25	0.16	0.07	0.47	0.39	0.41	0.25	0.27
MgO	4.56	6.29	8.24	6.42	3.67	1.39	9.15	2.24	5.61	6.94	4.20	4.31	9.60	5.50	8.91	5.90	1.95	9.40	11.38	5.46	4.55
CaO	8.03	5.94	9.54	8.55	6.60	4.69	9.11	5.85	8.85	9.70	8.93	7.06	13.19	8.20	8.72	11.03	0.09	6.38	6.94	8.20	7.34
Na <sub>2</sub> O	3.66	3.56	2.46	1.59	3.86	4.14	2.70	4.04	2.42	2.36	3.51	3.29	0.66	2.87	2.61	2.82	0.17	0.51	0.19	2.99	3.47
K <sub>2</sub> O	0.59	0.46	0.33	0.34	1.35	3.48	0.37	2.11	0.93	0.42	0.52	1.63	0.13	1.02	0.48	0.17	0.02	0.05	0.02	0.90	1.51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18	0.14	0.16	3.31	0.36	0.49	0.11	0.76	0.47	0.11	1.38	0.55	0.09	0.49	0.16	--	0.03	--	--	0.52	0.55
Total	99.83	99.66	99.79	99.75	99.54	99.48	99.77	99.51	99.73	99.82	99.69	99.56	99.46	99.70	99.82	99.32	100.07	99.72	99.75	99.66	99.64
Ba	417.00	274.00	203.00	2329.00	1322.00	2478.00	197.00	2256.00	506.00	249.00	484.00	2090.00	2290.00	792.00	248.00	101.00	8.18	81.60	108.00	721.50	1590.00
Rb	5.33	3.06	2.94	32.60	7.76	25.10	5.43	22.40	9.76	5.20	5.00	11.60	3.16	6.16	6.75	1.36	未检出	2.06	2.62	6.17	9.37
Sr	456.00	342.00	315.00	397.00	401.00	451.00	278.00	450.00	354.00	548.50	728.00	436.00	179.00	452.00	301.00	462.00	2.22	44.20	23.00	458.50	419.00
Zr	30.00	33.00	63.60	141.00	52.10	73.40	92.80	39.30	44.70	71.30	122.00	303.00	74.40	29.40	93.50	9.36	101.00	110.00	116.00	340.00	353.00
Nb	5.29	5.84	4.28	23.30	27.20	19.20	4.29	18.60	12.70	3.62	12.30	24.60	6.52	16.40	4.83	0.59	7.93	10.30	9.40	15.55	25.80
Th	0.99	0.42	4.32	0.95	0.49	1.75	1.13	1.26	3.03	0.61	1.02	1.54	0.21	0.56	0.97	0.14	0.07	0.13	0.03	0.58	0.86
Pb	2.09	1.31	6.08	11.70	8.62	14.20	8.36	12.90	6.45	7.51	9.55	15.90	6.23	6.32	2.60	0.79	0.98	2.48	3.86	12.55	15.50
Ni	27.60	34.40	70.30	11.60	27.00	7.49	138.00	9.12	81.10	86.20	6.94	18.70	166.00	38.50	128.00	114.00	88.70	54.30	32.00	34.10	22.10
V	203.00	282.00	152.00	99.20	245.00	81.30	150.00	109.00	422.00	463.50	150.00	208.00	413.00	320.00	167.00	44.80	2881.00	845.00	806.00	254.00	216.00
Cr	71.40	64.40	240.00	22.30	45.80	12.00	97.60	11.40	33.90	146.50	15.00	53.20	342.00	94.20	86.10	13.20	555.00	45.00	51.10	83.25	49.60
Hf	1.06	1.20	1.91	3.03	1.39	1.73	12.72	0.96	1.90	4.10	5.02	6.77	3.03	1.04	2.38	0.17	2.87	2.82	4.08	7.91	9.63
Sc	31.90	40.00	12.56	28.30	41.20	22.80	16.71	26.00	43.80	12.79	11.26	12.19	12.67	45.00	22.20	3.57	32.20	10.74	10.14	12.73	10.07
Ta	0.47	0.49	0.47	0.81	1.14	0.74	1.14	0.77	0.78	4.90	0.73	1.03	1.69	1.04	0.35	0.14	0.64	0.91	1.72	3.25	3.81
Co	40.60	65.10	38.30	19.80	38.10	16.00	56.70	20.70	66.30	67.80	29.50	26.20	57.90	53.60	65.50	32.70	196.00	67.00	78.80	45.80	32.40
U	0.20	0.11	0.38	0.60	0.09	0.25	0.57	0.19	0.39	0.42	0.18	0.21	0.13	0.10	0.16	0.07	0.11	0.12	0.03	0.30	0.26

续表1

Sample	tk01	tk02	tk04	tk05-2	tk07	tk08	tk09	tk10	tk11	tk12	tk13	tk14	tk15	tk16	tk18	tk19	tk20	tk21	tk23	tk24-1	tk24-2
名称	压碎辉 长岩	压碎辉 长岩	微晶辉 长岩	磁铁辉 长岩	微晶辉 长岩	绿辉石 榴砵卡 岩	含橄辉 长岩	辉长岩	辉长岩	微晶辉 长岩	含辉斜 长岩	似斑状 辉长岩	微晶辉 长岩	似斑状 辉长岩	橄辉辉 长岩	含橄 斜长岩	磁铁矿 石	磁铁辉 石岩	磁铁辉 石岩	含辉斜 长岩	辉长岩
La	9.15	6.89	4.83	60.40	32.80	48.80	43.79	56.40	32.90	12.96	59.23	64.60	7.54	45.50	12.10	1.42	0.38	2.09	1.60	39.34	33.44
Ce	18.30	14.00	17.13	113.00	59.30	95.40	75.31	107.00	66.00	20.65	115.80	102.25	20.27	86.90	25.10	2.94	1.02	5.81	4.72	66.46	59.08
Pr	2.43	1.88	1.76	15.00	7.57	11.40	10.99	13.60	8.80	2.84	16.15	15.52	3.01	11.50	3.08	0.38	0.09	1.13	0.96	11.40	8.94
Nd	11.30	8.83	8.98	65.20	31.30	48.40	45.25	59.00	38.80	14.74	64.41	66.14	15.39	47.00	13.80	1.57	0.39	6.81	5.44	46.12	36.79
Sm	2.66	2.09	2.23	13.20	6.93	9.68	8.36	11.90	8.26	3.34	11.85	13.95	4.77	9.53	3.27	0.34	0.12	2.26	2.05	9.69	7.83
Eu	2.04	1.49	1.56	5.86	4.19	5.80	6.08	5.96	2.64	1.12	3.69	2.75	2.86	3.19	1.29	0.44	0.04	0.67	0.59	3.01	2.70
Gd	2.57	1.96	2.01	12.40	6.91	9.22	7.05	10.80	8.11	2.07	7.99	8.34	3.16	8.60	3.43	0.30	0.08	1.58	1.31	6.02	4.60
Tb	0.46	0.36	0.46	1.80	1.18	1.39	1.21	1.70	1.40	0.33	1.37	1.45	0.80	1.43	0.64	0.06	0.02	0.39	0.36	1.04	0.97
Dy	2.58	2.10	2.33	9.22	6.74	7.51	5.71	8.73	7.59	3.22	9.37	11.13	6.69	7.84	3.68	0.28	0.09	3.36	2.90	7.11	7.27
Ho	0.55	0.44	0.49	1.82	1.31	1.41	1.12	1.61	1.52	0.58	1.66	2.01	1.33	1.49	0.71	0.05	0.01	0.64	0.57	1.43	1.30
Er	1.41	1.19	1.24	4.70	3.63	3.64	2.94	4.29	3.88	1.31	4.12	5.19	3.44	4.08	1.99	0.13	0.07	1.69	1.66	3.59	3.37
Tm	0.24	0.19	0.19	0.66	0.63	0.54	0.44	0.65	0.59	0.35	0.71	0.91	0.69	0.62	0.34	0.02	0.01	0.31	0.32	0.73	0.64
Yb	1.44	1.27	1.01	3.98	3.83	3.14	2.43	3.82	3.64	1.62	3.99	5.24	4.20	3.98	2.11	0.14	0.12	1.87	1.94	3.57	3.85
Lu	0.24	0.22	0.15	0.60	0.65	0.48	0.38	0.60	0.56	0.31	0.50	0.85	0.66	0.60	0.28	0.02	0.02	0.30	0.27	0.65	0.57
ΣREE	55.38	42.91	44.37	307.84	166.97	246.82	211.06	286.06	184.69	65.44	300.84	300.33	74.81	232.26	71.82	8.08	2.48	28.91	24.69	200.16	171.35
LREE	45.88	35.18	36.49	272.66	142.09	219.48	189.78	253.86	157.40	55.65	271.13	265.21	53.84	203.62	58.64	7.08	2.05	18.77	15.36	176.02	148.78
HREE	9.50	7.73	7.88	35.18	24.88	27.34	21.28	32.20	27.29	9.79	29.71	35.12	20.97	28.64	13.18	1.00	0.43	10.14	9.33	24.14	22.57
LREE/HREE	4.83	4.55	4.63	7.75	5.71	8.03	8.92	7.88	5.77	5.68	9.13	7.55	2.57	7.11	4.45	7.12	4.83	1.85	1.65	7.29	6.59
(La/Yb) <sub>N</sub>	4.28	3.66	3.22	10.23	5.77	10.48	12.15	9.95	6.09	5.39	10.01	8.31	1.21	7.71	3.87	6.65	2.11	0.75	0.56	7.43	5.86
(La/Sm) <sub>N</sub>	2.16	2.07	1.36	2.88	2.98	3.17	3.29	2.98	2.51	2.44	3.14	2.91	0.99	3.00	2.33	2.65	1.98	0.58	0.49	2.55	2.69
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	1.44	1.25	1.61	2.51	1.46	2.37	2.34	2.28	1.80	1.03	1.62	1.28	0.61	1.74	1.31	1.66	0.56	0.68	0.54	1.36	0.96
δEu	2.36	2.22	2.21	1.38	1.83	1.85	2.36	1.58	0.98	1.21	1.10	0.72	2.12	1.06	1.17	4.13	1.27	1.03	1.03	1.12	1.27
δCe	0.92	0.92	1.41	0.88	0.87	0.94	0.81	0.90	0.92	0.79	0.89	0.75	1.02	0.89	0.97	0.95	1.26	0.90	0.90	0.75	0.81
Hf/Sm	0.40	0.57	0.86	0.23	0.20	0.18	1.52	0.08	0.23	1.23	0.42	0.49	0.64	0.11	0.73	0.51	23.72	1.25	1.99	0.82	1.23
Nb/La	1.23	1.28	1.86	1.08	0.95	0.99	1.03	1.05	1.18	1.14	1.09	1.02	2.04	1.03	1.14	1.11	1.03	3.26	3.40	1.17	1.10
Nb/Ta	24.15	18.09	19.11	80.49	27.46	65.76	39.69	76.33	49.62	3.01	88.23	64.21	9.11	45.19	39.09	11.13	0.61	7.48	3.16	14.19	9.66
Zr/Hf	28.30	27.50	33.30	46.53	37.48	42.43	7.30	41.15	23.53	17.39	24.30	44.76	24.55	28.27	39.29	54.10	35.19	39.01	28.43	42.98	36.66
P	785.49	610.93	698.21	1444.23	1570.97	2138.27	480.02	3316.50	2050.99	480.02	6022.07	2400.10	392.74	2138.27	698.21	--	130.91	--	--	2269.18	2400.10
K	4897.88	3818.68	2739.49	2822.51	11207.01	28889.17	3071.55	17516.14	7720.38	3486.62	4316.77	13531.42	1079.19	8467.52	3984.71	1411.25	166.03	415.07	166.03	7471.34	12535.24
Ti	18100.34	24693.18	9289.91	42014.36	13485.35	7971.34	6472.97	11327.70	16841.71	12826.07	16961.58	14524.44	10548.54	15103.59	7491.86	1198.70	130358.39	83309.50	81031.98	14803.92	14684.05
Al	91344.61	74462.26	81871.44	52287.64	83035.74	96583.95	93937.82	87522.48	76367.48	79595.76	87534.17	79119.46	67741.07	75414.87	94202.43	132518.48	22439.23	25032.44	15929.74	75573.64	77637.62

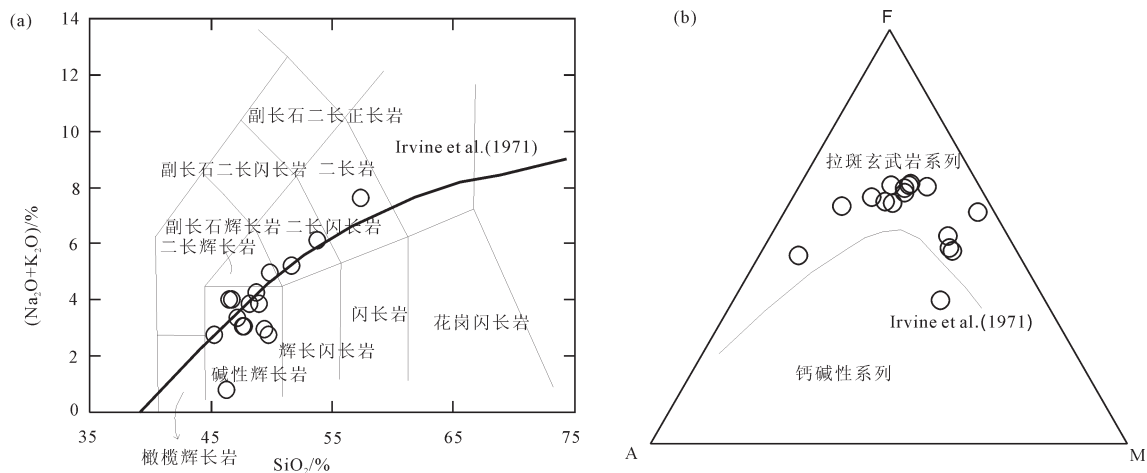


图5 扎卡辉长杂岩体16件辉长岩样品的TAS图解(a)和AFM图解(b)。

a—TAS侵入岩分类图解界线;碱性/亚碱性分界线;b— $A=\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ;  $F=\text{FeO}+0.899*\text{Fe}_2\text{O}_3$ ;  $M=\text{MgO}$ (钙碱性/拉斑玄武岩系列分界线 (Middlemost,1994; Irvine et al.,1971)

Fig.5 TAS (a) and AFM (b) diagram of gabbro in Zhaka area

a—TAS intrusive rock classification diagram; alkaline/subalkaline division boundary; b— $A=\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ;  $F=\text{FeO}+0.899*\text{Fe}_2\text{O}_3$ ;  $M=\text{MgO}$ ; calcium alkalinity/thalassay basalt series boundary line (after Middlemost,1994; Irvine et al.,1971)

4.24%, CaO为0.09%,  $\text{Na}_2\text{O}$ 为0.17%,  $\text{K}_2\text{O}$ 为0.02%,  $\text{TiO}_2$ 为21.75%,  $\text{P}_2\text{O}_5$ 为0.03%。另外3件浸染状铁矿石相对均一,其中 $\text{SiO}_2=30.74\% \sim 36.97\%$ ,平均为33.4%;  $\text{MgO}=6.42\% \sim 11.38\%$ ,平均为9.67%;  $\text{FeO}^{\text{T}}=23.63 \sim 30.32\%$ ,平均为27.73%;  $\text{Al}_2\text{O}_3=3.01 \sim 9.88\%$ ,平均为5.87%;  $\text{CaO}=6.38\% \sim 8.55\%$ ,平均为7.29%;  $\text{Na}_2\text{O}=0.19\% \sim 1.59\%$ ,平均为0.76%;  $\text{K}_2\text{O}=0.02\% \sim 0.34\%$ ,平均为0.14%;  $\text{TiO}_2=7.01\% \sim 13.90\%$ ,平均为11.48%;  $\text{P}_2\text{O}_5=0.001\% \sim 3.31\%$ ,平均为1.10%。除TK20样品外,其余3件浸染状铁矿石样品的化学成分与其主要矿物组成(紫苏辉石+透辉石+钛铁氧化物)是非常一致的。

## 5.2 微量元素

浸染状、块状铁矿石和辉长岩样品的稀土元素总量 $\Sigma \text{REE}$ 变化范围较大( $2.48 \times 10^{-6} \sim 307.84 \times 10^{-6}$ ),并且浸染状铁矿石TK05-2样品具有最高的稀土元素含量(表1)。但在稀土元素球粒陨石标准化图解中却显示了非常一致的右倾型REE配分模式,其中 $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}=0.56 \sim 12.15$ ,  $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}=0.49 \sim 3.29$ ,暗示它们之间的关系是同源岩浆成因特征(图6a,表1)。除TK01( $\delta\text{Eu}=2.36$ )、TK02( $\delta\text{Eu}=2.22$ )、TK04( $\delta\text{Eu}=2.21$ )、TK09( $\delta\text{Eu}=2.36$ )、TK15( $\delta\text{Eu}=2.12$ )、TK19( $\delta\text{Eu}=4.13$ )外,其余样品均呈现相对较弱的Eu正异常( $\delta\text{Eu}=0.98 \sim 1.85$ ),但 $\text{Na}_2\text{O}-\delta\text{Eu}$ 双变量图解(图6a插图)中

$\text{Na}_2\text{O}$ 与 $\delta\text{Eu}$ 没有明显的正相关,暗示相对较弱的 $\delta\text{Eu}$ 正异常可能并非斜长石堆晶作用引起,另外除TK01外,其余样品均显示为Sr负异常是一致的。此外,致密块状铁矿石TK20不同于其余样品而呈现稀土元素四分组效应(图6a),其中 $\text{TE1}_3=1.142$ ,这在内生型钒钛磁铁矿中是非常罕见的特征。

在微量元素原始地幔标准化图解中(图6b),21件样品虽然由于岩浆演化过程而使得某些微量元素含量相对于原始状态发生了一定程度的富集与亏损(如TK05-2没有显示Ti亏损,TK20样品呈现Zr、Hf、Nb、Ta正异常等),但是总体上仍然表现出明显的Ta-Nb-Ti(TNT)、Zr、Hf等高场强元素相对亏损和Ba、K等大离子亲石元素相对富集的特征。结合右倾型REE配分模式特征,整体上显示了弧火山岩的地球化学特征。而Th、U呈现明显的亏损暗示岩浆演化过程中与地壳的同化混染作用很弱。

## 6 扎卡铁矿成矿机制与模型

前人认为扎卡铁矿的致矿侵入体为深成侵入体(中国地质调查局沈阳地质调查中心,2008,2011),作这种假定的目的是为了有利于解释岩浆的高度分异作用,在传统成矿理论中,被认为是岩浆型矿床形成的先决条件之一。然而为什么扎卡这样仅80 km<sup>2</sup>左右的辉长岩体能产出有几亿吨的铁矿资

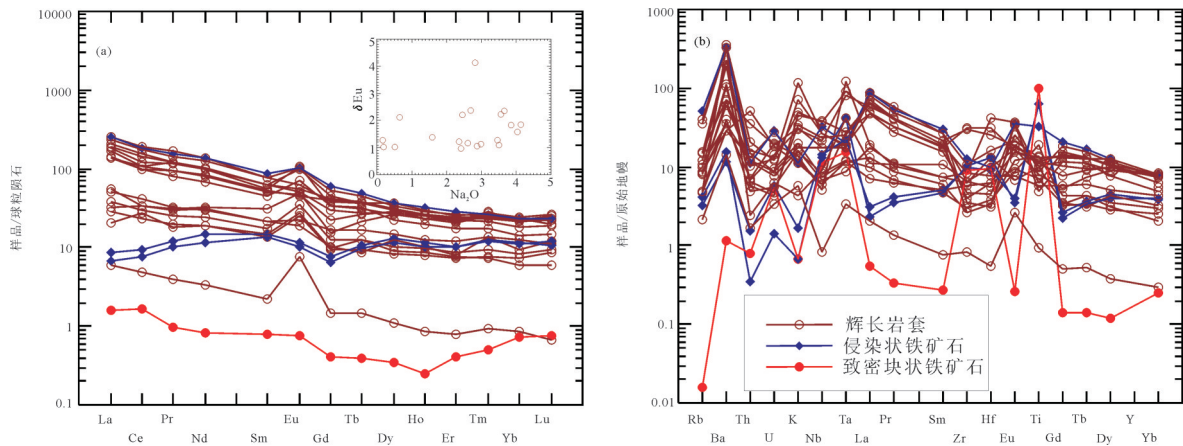


图6 扎卡辉长岩套及铁矿石的稀土元素球粒陨石标准化图解(a)和微量元素原始地幔标准化图解(b)

Fig.6 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized multi-element patterns (b) of gabbro and iron ores in Zhaka area

源,似乎传统的成矿理论难以合理的解释。赋存在基性侵入体中的钒钛磁铁矿床历来被认为是岩浆分离结晶作用和/或熔离作用的产物,属于典型的正岩浆型矿床(Namur et al.,2010; Vantongerren,2012)。但是,部分学者则认为相关的成矿作用可能并非上述简单的岩浆过程,而与透岩浆流体活动有关(罗照华等,2009,2014)。本文综合对扎卡铁矿的实际观察和前人的研究资料,依据透岩浆流体成矿理论,对透岩浆流体沉淀机制进行探讨,试图重新理解传统意义上正岩浆型矿床的成矿过程与成岩过程的关系,建立扎卡铁矿的成矿模型。

### 6.1 先存矿物的溶解

显微镜下,可以观察到造岩矿物的溶蚀和蚀变现象,这是前人所未有注意到的。如图7a所示,与常见的辉长岩显微结构不同,块状矿石中的橄榄石晶体遭受了强烈的溶蚀作用或再吸收。考虑到Fe-Ti氧化物的形成温度比橄榄石低得多,我们将这种现象称为溶解,即部分硅酸盐组分加入到流体中。需要提请注意的是,橄榄石周围的Fe-Ti氧化物中没有包含任何硅酸盐组分,这就不得不使人提出疑问:被溶解的橄榄石组分被搬运到哪里去了?是什么样的介质对溶解组分进行了搬运?

如前所述,迄今为止的成矿模型中,Fe-Ti氧化物矿床或岩浆型铁矿床的成因仅仅提出了两种成矿机制:分馏结晶作用和液体不混溶。不管是哪一种机制,硅酸盐矿物之间以及它们与金属矿物之间都应当具有较稳定的共结结构,不应当发生先存矿

物的溶蚀。溶蚀意味着晶体与环境间的热力学不平衡。由于橄榄石的首晶区随着压力的减小而扩大,图7a所示的溶蚀现象不应当是压力下降造成,而应当是周围介质的成分发生了改变。由此,产生了第二个问题,即周围介质具有什么样的特征。由图7b可见,橄榄石不仅发生了溶蚀,而且遭受了强烈的蛇纹石化。这表明:(1)周围介质中有大量H<sub>2</sub>O,(2)介质的温度已经低至蛇纹石稳定的温度范围,应当属于岩浆期后阶段。

除此之外,辉石(图7c)和斜长石(图7d)也发生了强烈的溶蚀作用。这就是说,周围介质不仅不饱和和橄榄石组分,也不饱和单斜辉石和斜长石组分。换句话说,所有先存矿物相均已开始不稳定,这不是残留岩浆的特征。因此,我们推测火成岩中输入了富含Fe-Ti氧化物组分的流体,如高温流体或超临界流体。由于这些含矿流体是外来的,必然与先存矿物晶体不平衡,使其发生溶蚀,同时降低Fe-Ti氧化物在流体中的溶解度,触发Fe-Ti氧化物的沉淀。

### 6.2 新生矿物的沉淀

注意到先存矿物晶体的溶解以及再沉淀矿物晶体中缺乏硅酸盐组分,一个必须回答的问题是组分的搬运。这可以从含H<sub>2</sub>O矿物的产生得到启示。

图8展示了新生含H<sub>2</sub>O矿物的沉淀现象。这种现象曾经被称为反应边,原则上符合鲍文反应系列的景象。例如,图8a中黑云母在单斜辉石晶体的边缘产生,因为黑云母的结晶顺序晚于单斜辉石。此外,如果残余岩浆与单斜辉石反应产生黑云母,意

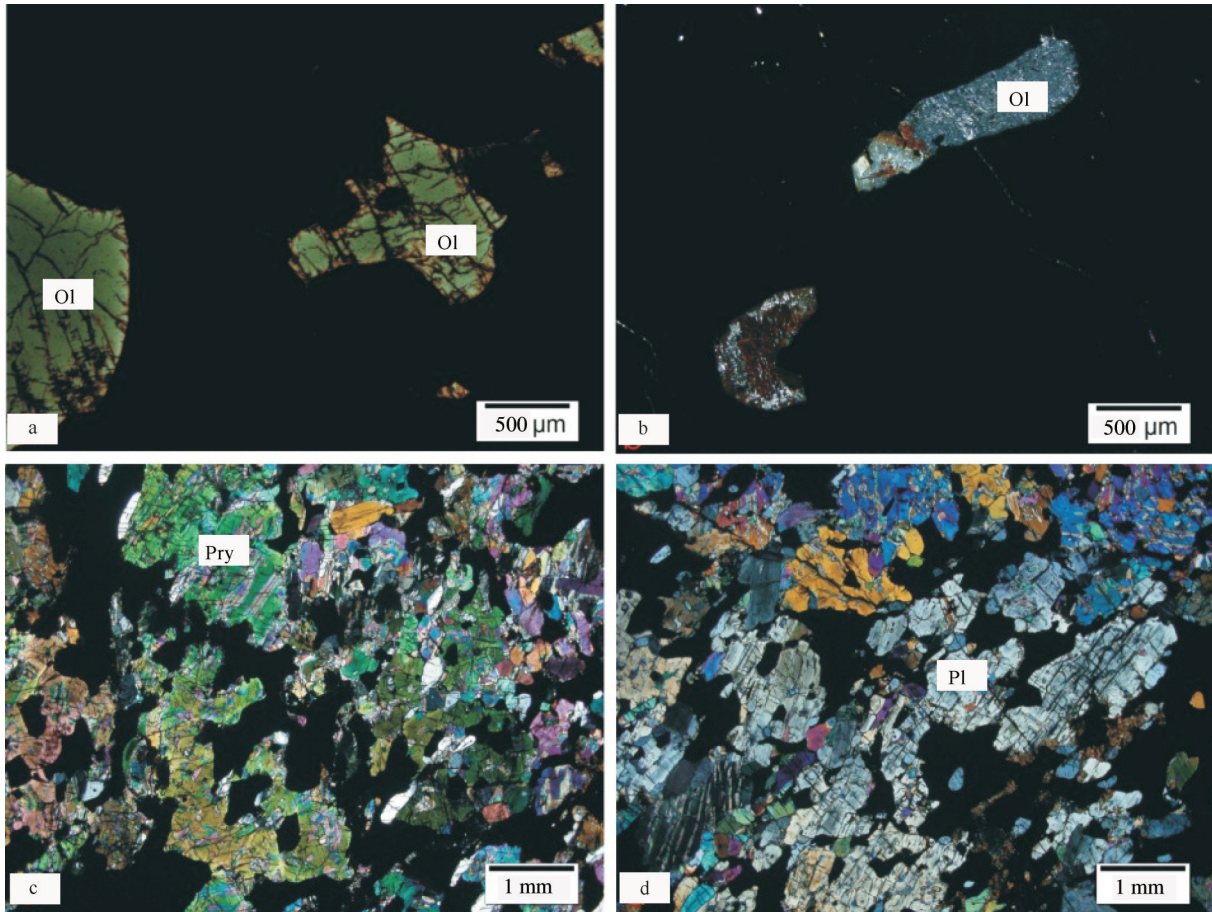


图7 矿石和含矿岩石中的溶解和蚀变现象

Pl—斜长石; Ol—橄榄石; Pry—辉石

Fig.7 The dissolution and alteration of ores and ore-bearing rocks

Pl—Plagioclase; Ol—Olivine; Pry—Pyroxene

意味着残余岩浆具有富K和高氧逸度的特点。但是,新沉淀的矿物不仅有黑云母,更多的则是角闪石(图8b)或二者均有(图8c-d)。由图8b可见,角闪石发生了广泛的沉淀,不仅单斜辉石的边部,含H<sub>2</sub>O暗色矿物晶体也围绕橄榄石和斜长石晶体生长。这就是说,新生晶体对先存晶体的类型和成分没有选择性,不能用反应机制来说明新晶体的产生,而应当是新的成核-生长机制。值得注意的是,与图8a中黑云母仅沉淀先存晶体凹坑(半封闭环境)中的情况不同,含水暗色矿物可以在几乎所有晶体颗粒的边缘沉淀。这种特征可能说明,新生晶体的生长与流体的运动速度有关。在运动速率较大的流体流中,被溶解的组分会被搬运到远处,沉淀到流体不能运动或仅能低速运动的半封闭空间中。一旦流体停止运动,则所有位置上都会发生新生晶体

的沉淀。

特别应当注意的是,被Fe-Ti氧化物包裹的矿物晶体甚至可以发生强烈的分解,然后原地重结晶或重生长(图8c)。这时,新生含H<sub>2</sub>O矿物不仅可以分布在旧有晶体的边部,而且也可以产生于新生长英质矿物晶体之间,暗示了流体向固体矿物内部的扩散或流动。即使在无明显溶蚀现象的岩石中,也可以产生新的含H<sub>2</sub>O暗色矿物(图8d),暗示新生含H<sub>2</sub>O暗色矿物实际上是从输入流体中晶出的,是一种典型的流体晶。

此外,由图8还可以看出,新生含H<sub>2</sub>O暗色矿物形成于主要造岩矿物和矿石矿物之间。如果说岩浆成矿系统的演化可以被划分成3个阶段,显然第一阶段为岩浆阶段,产生橄榄石、单斜辉石和斜长石;第二阶段为先存矿物的溶解和新生含H<sub>2</sub>O矿物

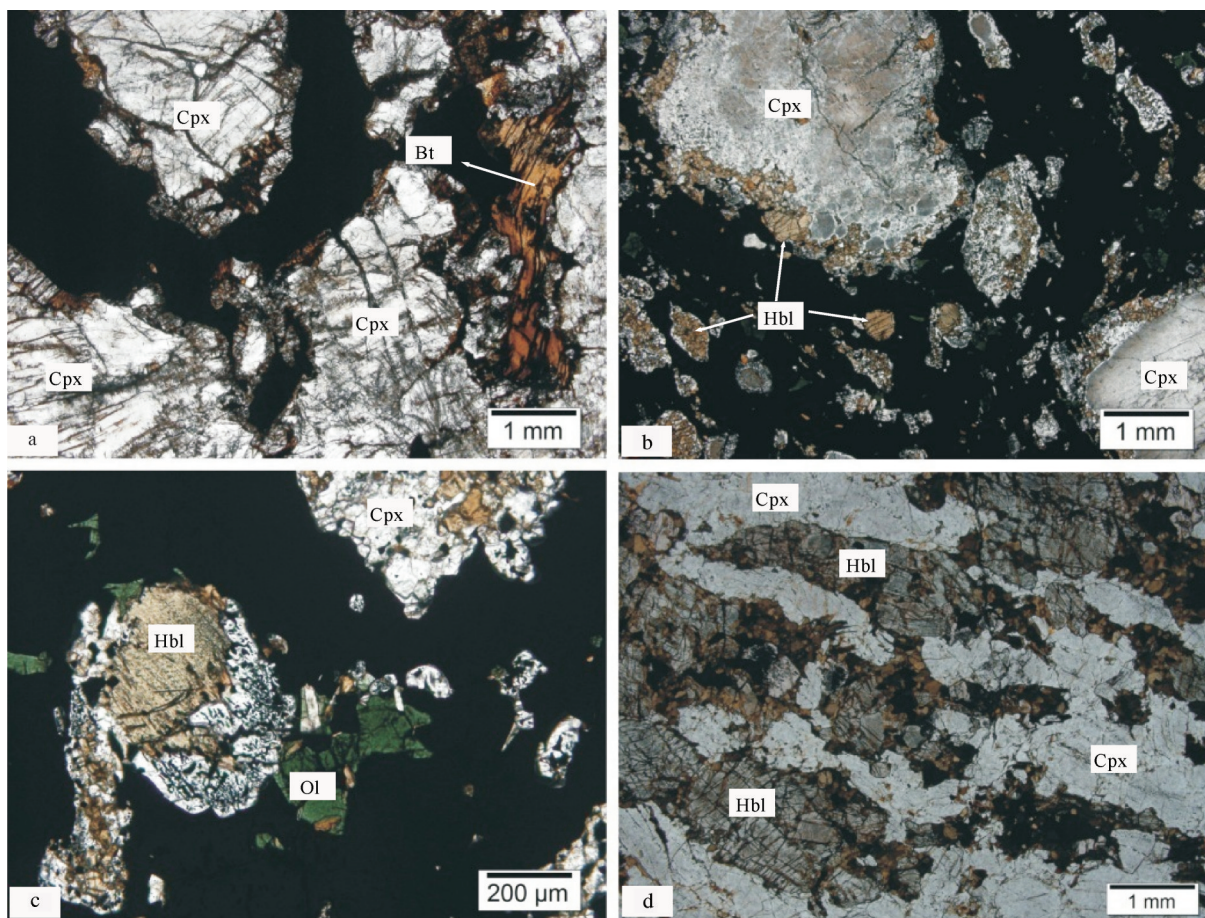


图8 含H<sub>2</sub>O硅酸盐矿物在被溶蚀矿物晶体的表面沉淀

Cpx—单斜辉石; Ol—橄榄石; Bt—黑云母; Hbl—普通角闪石

Fig.8 H<sub>2</sub>O-bearing silicate minerals precipitate on the surface of the dissolved mineral

Cpx—Clinopyroxene; Ol—Olivine; Bt—Biotite; Hbl—Homblende

的沉淀,可将其称为溶解-沉淀阶段,或岩浆-超临界流体转换阶段;第三个阶段为Fe-Ti氧化物的沉淀,是真正的成矿阶段。根据前人的报道,岩浆型铁矿床中Fe-Ti氧化物的形成温度一般高于500℃,含矿流体仍应处于超临界状态。最后,橄榄石的蛇纹石化应当发生在真正热液阶段。据此,上述矿石结构特征展示了扎卡层状侵入体的复杂演化历史,与传统的成矿模型截然不同。

### 6.3 透岩浆流体成矿模型

野外与镜下观察表明,其伴生的钒钛磁铁矿床具有与世界同类型钒钛磁铁矿床一致的基本特征,即铁矿体往往呈晚期脉状贯入辉长岩之中,而且钛铁氧化物呈隙间它形晶分布于辉石等造岩矿物之间(Zhou et al.,2005)。此外,浸染状铁矿石还普遍发育有包含结构。全岩主量元素与微量元素的协变分析

均表明辉长岩经历了两个明显不同的结晶序列,即早期橄榄石+斜长石,晚期钛铁氧化物+斜方辉石+单斜辉石,而第二阶段的堆晶作用在浸染状铁矿石的形成过程中发挥了重要作用(图9a和b)。值得注意的是,位于矿体顶部的致密块状铁矿石的REE四分组效应(Tetrad Effect)表明成矿过程伴随着富F、Cl等组分的流体活动事件(Irber,1999)(图9c)。

结合前面介绍的地质特征、岩相学特征和岩石地球化学特征,可以很清楚地看出,透岩浆流体过程对矿床的形成具有重要意义。据此,基于对富F、Cl等组分流体性质的讨论,这里提出了扎卡钒钛磁铁矿床的透岩浆流体成因模型,即高温、低氧逸度、富F、Cl等组分的流体注入活化近固结的堆晶岩矿层(图10)。

一个侵位的镁铁质岩浆在第一个阶段经历了

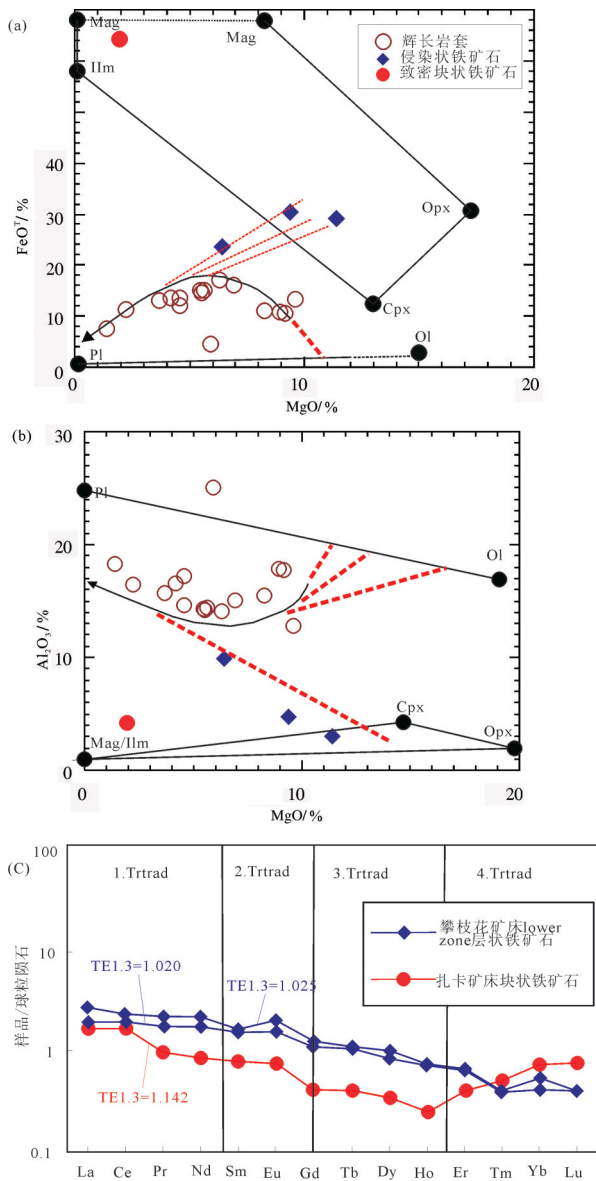


图9 扎卡钒钛磁铁矿床的全岩地球化学特征  
 a—FeO<sup>T</sup>-MgO图解;b—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-MgO图解;c—扎卡和攀枝花  
 矿床铁矿石稀土元素球粒陨石标准化图解;  
 Ol—橄榄石;Opx—斜方辉石;Cpx—单斜辉石;Pl—斜长石;  
 Mag—磁铁矿;Ilm—钛铁矿)  
 (橄榄石、斜方辉石、单斜辉石、斜长石成分数据引自王成文,2009;  
 攀枝花钒钛磁铁矿床的地化数据引自Zhou et al.,2005)

Fig.9 Geochemical characteristics of gabbro and iron ores in Zhaka area

a—FeO<sup>T</sup> versus MgO diagram; b—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> versus MgO diagram;  
 c—Chondrite-normalized REE patterns of iron ores in Zhaka area and Pan Zhihua; Pl— Plagioclase; Cpx— Clinopyroxene;  
 Opx—Orthopyroxene; Ol—Olivine; Mag—Magnetite; Ilm—Ilmenite

橄榄石+斜长石为主的结晶分异作用时,橄榄石由于密度较大而下沉至岩浆房底部,斜长石则由于密

度较小上浮至岩浆房顶部;而在第二个阶段则经历了钛铁氧化物+斜方辉石+单斜辉石为主的结晶分异作用,此时形成了以这三种矿物组成为主的堆晶岩矿层。由于顶部的浅色辉长岩和深部的辉石橄榄岩较早结晶,而且位于岩浆房的边部,所以当堆晶岩矿石还未完全固结时,顶部的浅色辉长岩和深部的辉石橄榄岩已经完全固结。

此时,一旦有高温、低氧逸度、富F和Cl等组分的含矿流体注入,则会与堆晶岩的间隙熔体发生组分交换和热交换。

一方面,使得间隙熔体迅速升温 and 挥发组含量升高,从而使得未完全固结的堆晶岩远离固相线,并发生晶体再吸收作用;而且由于组分交换,使得间隙熔体中含量较高的V、Cr等成矿元素含量降低,含量较低的Zr、Ba等不相容元素含量升高;此外,由于低氧逸度流体的作用,使得间隙熔体的氧逸度也同样降低,从而使得磁铁矿的结晶温度大大降低,这使得间隙发生再次结晶作用,钛铁氧化物总是呈晶隙填充物结构存在。另一方面,由于这种组分交换作用,使得流体中成矿元素含量大大增加。除了以上两方面的相互作用外,流体的注入引起的岩浆房超压还将使得顶部浅色辉长岩中发育破裂,而富矿流体由于其强活动性将充填于这些裂隙之中,形成了具有REE四分组特征的块状铁矿石。不仅如此,温度升高和挥发分含量增加的熔体的粘度也将大大减少,这使得本来未完全固结的堆晶岩的活动能力大大增强,同样充填于这些裂隙之中,形成了浸染状铁矿石。总之,该模型很好地解释了铁矿体的晚期脉状贯入产状,浸染状铁矿石中钛铁氧化物的晶隙结构和造岩矿物的包含结构,以及全岩主量、微量地球化学特征。

## 7 结 论

(1)马达加斯加扎卡地区的铁矿体赋存于镁铁质层状岩体中,是典型的岩浆型矿床。但是,矿床地质学、矿相学和岩石地球化学特征都表明成矿过程发生在岩浆演化晚期,已有的成矿模型难以解释。本文援引透岩浆流体成矿理论,提出了一个溶解-沉淀机制模型,可以更好地解释所观测的各项证据。

(2)岩浆侵入体是否成为致矿侵入体取决于含

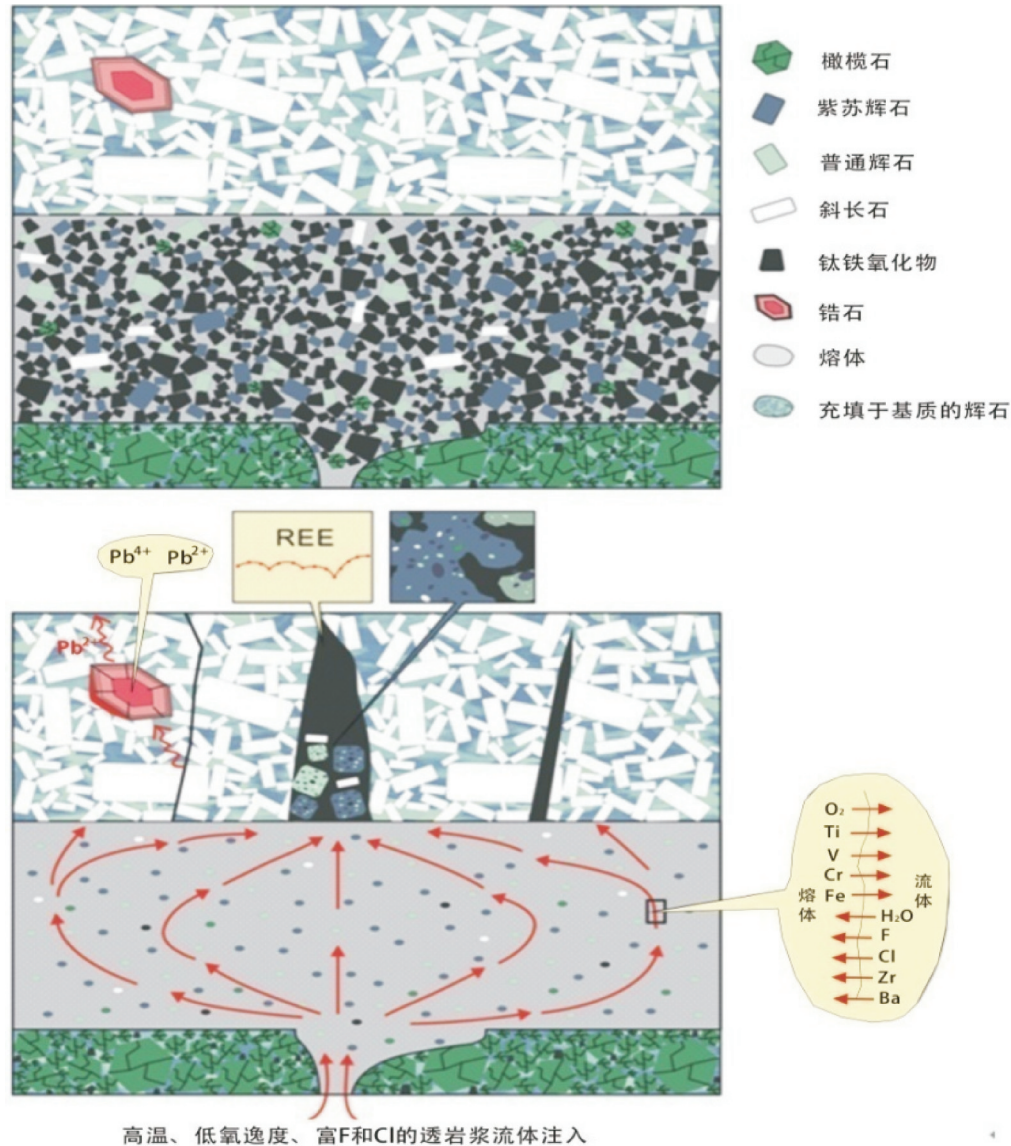


图10 扎卡钒钛磁铁矿床的透岩浆流体成因模式图

Fig.10 The metallogenic model of the Zhaka vanadic titanomagnetite deposit formed by transmagmatic fluid

矿流体的输入与否,含矿流体输入与否的识别是进一步科学研究和资源勘查的重要任务。据此,透岩浆流体成矿理论可能是内生金属矿床研究的新起点。它可以解释传统理论能够解释的成矿现象,也可以解释传统理论所不能解释的现象。

## References

- Duchesne J C. 1999, Fe-Ti deposit in Rogaland anorthosites (South Norway): geochemical characteristics and problems of interpretation[J]. Mineralium Deposita, 34: 182-198.
- Dulski. 1994. Interferenes of oxide, hydroxide and chloride analyte species in the determinatoin of rare earth elements in geological samples by inductively coupled plasma-mass spectrometry.[J]. Fresenius Journal of Analytical Chemistry, 350(4), 194-203.
- Eales H V, Cawthorn R G. 1996, The Bushveld Complex[J]. Developments in Petrology, 15:181-229.
- Franzini P, Newman R, Eisele F, Engelmann R, Filthuth H,Föhlisch F, Hepp V, Leitner E, Linke V, Presser W, Schneider H, Stevenson M L, Zech G, Barash N, Day T B, Iasser R G, Kehoe B, Knopp B, Sechi-Zorn B, Snow G A, Cole J A, Lee-Franzini J, Loveless R, McFadyen J. 1972, Decay  $\Sigma^{+/-} \rightarrow \Lambda e^{+/-} \nu$ [J]. Physical Review D Particles & Fields, 6(6): 2417-2423.
- Higgins M W. 1973. Petrology of Newberry Volcano, Central Oregon[J]. Geological Society of America Bulletin, 84(2):455-487.



- Irber. 1999. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu\*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63: 489–508.
- Irvine A R, Bresky R, Crowder B M, Forster R K, Hunter D M, Kulvin S M. 1971. Macular edema after cataract extraction[J]. *Annals of Ophthalmology*, 3(11):1234–1235.
- Kolker A. 1982. Mineralogy and geochemistry of Fe–Ti oxide and apatite (Nelsonite) deposits and evaluation of the liquid immiscibility hypothesis[J]. *Economic Geology*, 77: 1146–1158.
- Le Maitre R W. 1976. The chemical variability of some common igneous rocks [J]. 17: 589–598.
- Lu Jiren, Zhang Chengxin, Zhang Guangdi, Gu Guangxian, Liu yushu, Huang Yuneng. 1988, Genetic type of V–Ti magnetite deposits in Panzhihua–Xichang area[J]. *Mineral Deposits*, (1): 3–15(in Chinese with English abstract).
- Luo Zhaohua, Mo Xuanxue, Lu Xinxiang, Chen Bihe, Ke Shan, Hou Zengqian, Wan Jiang. 2007. Metallogeny by trans–magmatic fluids—theoretical analysis and field evidence [J]. *Earth Science Frontiers*, 14(3): 165–183 (in Chinese with English abstract).
- Luo Zhaohua, Lu Xinxiang, Chen Bihe, Huang Fan, Yang Zongfeng, Wang Bingzhang. 2008a, The constraints from deep processes on the porphyry metallogenesis in collisional orogens[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 24: 447–456. (in Chinese with English abstract).
- Luo Zhaohua, Lu Xinxiang, Guo Shaofeng, Sun Jing, Chen Bihe, Huang Fan, Yang Zongfeng. 2008b. Metallogenic systems on the transmagmatic fluid theory[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 24: 2669–2678(in Chinese with English abstract).
- Luo Zhaohua, Lu Xinxiang, Chen Bihe, Li Mingli, Liang Tao, Huang Fan, Yang Zongfeng. 2009. Introduction to Mineralization by transmagmatic fluid[M]. Beijing: Geological Publishing House, 177(in Chinese with English abstract).
- Luo Zhaohua, Lu Xinxiang, Xu Junyu, Liu Cui, Li Dedong. 2010. Petrographic indicators of the ore–bearing intrusions[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 26: 2247–2254 (in Chinese with English abstract).
- Luo Zhaohua, Zhou Jiulong, Hei Huixin, Liu Cui, Su Shangguo. 2014, Post–supereruption (–superintrusion) metallogenesis[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 30(11):3131–3154. (in Chinese with English abstract).
- Marsh Bruce D. 2013. On some fundamentals of igneous petrology[J]. *Contributions to Mineralogy & Petrology*, 166(3): 665–690.
- Middlemost Eric A K.1994. Naming materials in the magma/igneous rock system[J]. *Earth–Science Reviews*, 37(3–4): 215–224.
- Namur Olivier, Bernard Charlier, Michael J. Toplis, Michael D. Higgins, Jean–Paul Liégeois, Jacqueline Vander Auwera. 2010. Crystallization sequence and magma chamber processes in the ferrobaltic sept Iles layered intrusion, Canada[J]. *Journal of Petrology*, 51(6): 1203–1236.
- Nex P A M, Cawthorn R G, Kinnaird J A. 2002. Geochemical effects of magma addition: Compositional reversals and decoupling of trends in the Main Zone of the western Bushveld Complex[J]. *Mineralogical Magazine*, 66(6):833–856.
- Pang Kwannang, Zhou MeiFu, Lindsley Donald, Zhao Donggao, Malpas John. 2008. Origin of Fe–Ti oxides ores in mafic intrusions: Evidence from the Panzhihua intrusion, SW China [J]. *Journal of Petrology*, 49: 295–313.
- Pang Kwan Nang. 2008. Origin of the Permian Panzhihua layered gabbroic intrusion and the hosted Fe–Ti–V oxide deposit, Sichuan Province, SW China[D]. The University of Hong Kong (Pokfulam, Hong Kong).
- Pang KwanNang, Li Chusi, Zhou MeiFu, Ripley Edward M. 2009. Mineral compositional constraints on petrogenesis and oxide ore genesis of the late Permian Panzhihua layered gabbroic intrusion, SW China[J]. *Lithos*, 110(1): 199–214.
- Philpotts A R. 1967. Origin of certain iron–titanium oxide and apatite rocks[J]. *Economic Geology*, 62: 303–315
- Reynolds I M. 1985. The nature and origin of titaniferous magnetite–rich layers in the upper zone of the Bushveld Complex: A review and synthesis[J]. *Economic Geology*, 80(4): 1089–1108.
- Shenyang Center of CGS. 2008. Geochemical Survey Report of Ambatondrazaka Area in Madagascar[R] (in Chinese).
- Shenyang center of CGS. 2011. Achievement Report of Researches on the Metallogenic Rules and Prospecting of Greenstone Belt in Northern Madagascar[R]. (in Chinese).
- Sun Jing, Luo Zhaohua, Zhang Changhou, Guo Shaofeng, Li Jian, Du Weihe, Wang Dezhong, Pan Yin, Zhou Jiulong, Li Xudong. 2009, Is the Damiao ore field a crisis mine or a potential giant iron base? [J]. *Geology in China*, 36: 255–267(in Chinese with English abstract).
- Vantongerren J A, Mathez E A. 2012, Large–scale liquid immiscibility at the top of the Bushveld Complex[J]. *Geology*, 40(6): 03.
- Wang Chenwen. 2009. Characteristics and tectonic evolution of mafic–ultramafic rocks of Ambatondrazaka area in Madagascar[D]. University of Jilin(in Chinese with English abstract).
- Wang Yan. 2008. Origin of the Permian Baimazhai magmatic Ni–Cu–(PGE) sulfide deposits, Yunnan: Implications for the relationship of crustal contamination and mineralization[J]. *Bulletin of Mineralogy Petrology & Geochemistry*, 27(4): 332–343.
- Yang Zongfeng, Luo Zhaohua, Lu Xinxiang, Huang Fan, Chen Bihe. 2011. Geological characteristics and prospecting potential of the Shanggusi Porphyry Molybdenum Deposit in the East Qinling[J]. *Geology and Exploration*, 47: 1077–1090(in Chinese with English abstract).
- Ye Donghu. 1986. Discussion on several problems of diagenesis and mineralization mechanism of plagioclase, Mineral source of Norite–vanadium–titanium magnetite apatite deposit—Monzonite from Chengde Damiao plagioclase area [C]/National Mafic – Ultramafic Rocks and Related Mineral Ophiolite Seminar(in

- Chinese)
- Yu Chongwen. 2006. Mineral Deposits in Chaotic Edge Fractal Growth[M]. Hefei: Anhui Education Press, 1-705(in Chinese with English abstract).
- Zhou Jiulong, Shao Shuai, Luo Zhaohua, Shao Jianbo, Wu Datian, Rasoamalala V. 2015. Geochronology and geochemistry of Cryogenian gabbros from the Ambatondrazaka area, east-central Madagascar: Implications for Madagascar-India correlation and Rodinia paleogeography[J]. *Precambrian Research*, 256(8): 256-270.
- Zhou Jiulong, Shao Shuai, Wu Datian, Luo Zhaohua, Shao Jianbo, Wang Kuiliang, Rasoamalala V. 2014. Response to the Neoproterozoic mantle plume(s) on the western margin of Rodinia: Preliminary evidence from the Malagasy Shield[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 30(11):3366-3374 (in Chinese with English abstract).
- Zhai Yusheng. 1965. The meaning of endogenous mineralization with the discordant face [J]. *Geological Review*, 23(5): 359-364. (in Chinese).
- Zhao Taiping, Chen Wei, Zhou Meifu. 2009. Geochemical and Nd-Hf isotopic constraints on the origin of the ~1.74 Ga Damiao anorthosite complex, North China Craton[J]. *Lithos*, 113: 673-690.
- Zhou Meifu, Robinson Paul T, Leshner C Michael, Keays Reid R, Zhang Chengjiang, Malpas John. 2005. Geochemistry, Petrogenesis and Metallogenesis of the Panzihua Gabbroic Layered Intrusion and Associated Fe-Ti-V Oxide Deposits, Sichuan Province, SW China[J]. *Journal of Petrology*, 46(11): 2253-2280.
- 附中文参考文献**
- 卢记仁, 张承信, 张光弟, 顾光先, 刘玉书, 黄与能. 1988. 攀西地区钒钛磁铁矿床的成因类型[J]. *矿床地质*, (1): 3-15.
- 罗照华, 莫宣学, 卢欣祥, 陈必河, 柯珊, 侯增谦, 江万. 2007. 透岩浆流体成矿作用—理论分析与野外证据[J]. *地学前缘*, 14: 165-183.
- 罗照华, 卢欣祥, 陈必河, 黄凡, 杨宗锋, 王秉璋. 2008a. 碰撞造山带斑岩型矿床的深部约束机制[J]. *岩石学报*, 24: 447-456.
- 罗照华, 卢欣祥, 郭少丰, 孙静, 陈必河, 黄凡, 杨宗锋. 2008b. 透岩浆流体成矿体系[J]. *岩石学报*, 24: 2669-2678.
- 罗照华, 卢欣祥, 陈必河, 李明立, 梁涛, 黄凡, 杨宗峰. 2009. 透岩浆流体成矿作用导论[M]. 北京: 地质出版社, 177.
- 罗照华, 卢欣祥, 许俊玉, 刘翠, 李德东. 2010. 成矿侵入体的岩石学标志[J]. *岩石学报*, 26: 2247-2254.
- 罗照华, 周久龙, 黑慧欣, 刘翠, 苏尚国. 2014. 超级喷发(超级侵入)后成矿作用[J]. *岩石学报*, 30(11): 3131-3154.
- 孙静, 罗照华, 张长厚, 郭少丰, 李健, 杜维河, 王德忠, 潘颖, 周久龙, 李旭东. 2009. 大庙铁矿田——危机矿山还是潜在的超大型铁矿基地[J]. *中国地质*, 36: 255-267.
- 王成文. 2009. 马达加斯加阿巴通德拉扎卡地区基性-超基性特征及其构造演化[D]. 吉林大学.
- 於崇文. 2006. 矿床在混沌边缘分形生长[M]. 合肥: 安徽教育出版社, 1-705.
- 杨宗锋, 罗照华, 卢欣祥, 黄凡, 陈必河. 2011. 东秦岭尚古寺斑岩铜矿地质特征及成矿潜力分析[J]. *地质与勘探*, 47: 1077-1090.
- 叶东虎. 1986. 关于承德大庙斜长岩区斜长岩、矿源苏长岩—钒钛磁铁矿床—二长岩成岩成矿机制几个问题的探讨[C]//全国基性岩-超基性岩蛇绿岩及有关矿产讨论会.
- 中国地质调查局沈阳地质调查中心. 2008. 马达加斯加阿巴通德拉扎卡地区 1:50000 水系沉积物测量成果报告[R].
- 中国地质调查局沈阳地质调查中心. 2011. 马达加斯加北部地区绿岩带成矿规律与找矿方法研究成果报告[R].
- 周久龙, 邵帅, 吴大天, 罗照华, 邵俭波, 王奎良, 赵院冬, Rasoamalala V. 2014. 新元古代地幔柱事件在Rodinia超大陆西缘的响应:来自马达加斯加的初步证据[J]. *岩石学报*, 30(11): 3366-3374.
- 翟裕生. 1965. 不整合面对内生成矿作用的意义[J]. *地质论评*, 23(5): 359-364.