

新疆西天山备战铁矿成矿作用初探

刘俊玉¹, 吴立新², 李大鹏³, 王树星¹, 董学¹

(1. 山东省第八地质矿产勘查院, 山东日照 276826; 2. 山东省地质调查院, 山东济南 250013; 3. 山东省地质科学研究所, 山东济南 250013)

摘要:该文在野外地质调查基础上,对备战铁矿区内的火山岩和矿石进行了详细的矿物学和岩石地球化学研究,并深入讨论了矿床成因。研究表明,该区的主要赋矿围岩为火山岛弧玄武岩,其与磁铁矿有着类似的稀土元素配分模式,说明二者有成因上的联系。成矿物质可能来源于北天山洋块向伊犁板块之下俯冲过程中软流圈上涌形成的富铁玄武质岩浆。受洋块俯冲作用影响,富铁玄武质岩浆沿北天山压扭性深大断裂底侵,并经历了一定的结晶分离或同化混染作用,最后在中地壳形成一套演化的玄武质(安山质)岩浆,并在岩浆晚期阶段发生富铁岩浆和硅酸盐岩浆的分离,此时,火山岩中的普通辉石受岩浆晚期的热液作用影响蚀变为透辉石,发生了Si, Ca, Mg的富集和Fe, Al, Ti的缺失,一定程度上促进了含铁矿浆的富集。

关键词:岩浆矿床; 结晶分离; 富铁岩浆; 备战铁矿; 阿吾拉勒; 新疆西天山

中图分类号: P618.31

文献标识码: A

0 引言

与火山岩有关的铁矿床种类繁多、分布广泛,而一直受到国内外地质科学工作者的重视。经过多年的研究,前人普遍认为此类矿床的形成与岩浆深部地质过程、岩浆与岩浆热液的演化作用、成矿元素富集作用、成矿岩浆-流体的形成以及富矿流体-岩浆侵位等一系列过程密切相关^[1-9]。在众多与火山岩有关的铁矿中,最受关注的当属赋存于中基性火山岩、次火山岩中的富铁矿床,在瑞典、北美、智利、环太平洋区域以及我国长江中下游宁芜地区和西天山阿吾拉勒成矿带均有产出。有关此类矿床成因认识的分歧由来已久,主要观点围绕在火山喷发-沉积变质成因,热液-(富矿)岩浆成因和流体不混溶作用成因等方面^[10,11]。

西天山阿吾拉勒铁矿带是一处近年来新发现的大型铁矿带,带内已探明铁资源储量达15.46亿t。由于区内区域构造活动复杂、岩浆-火山活动频繁、各矿点成矿特征略有差异、控矿条件各具特色,而成

为进行火山岩型铁矿床成矿作用研究的理想实验室。区内已有的研究工作主要集中在:综合地质研究,大陆动力学研究,区域构造学研究,火山岩岩石地球化学和同位素研究以及火山岩年代学研究等方面^[10,11]。遗憾的是关于成矿作用的研究较少,尤其是对该区岩浆深部过程与成矿作用的研究目前尚无。为此,该文以区内典型的备战铁矿为研究对象,在野外地质调查基础上进行详细的矿、岩相学观察,并结合矿物学和岩石地球化学分析,从大陆动力学背景、火山岩与成矿作用方面进行较为系统的研究,并在此基础上讨论了该矿床的成因。

1 地质背景与矿区地质特征

1.1 地质背景

阿吾拉勒裂谷带南临伊宁地块、伊什基里克裂谷带以及那拉提-红柳河缝合带,北面接博罗科努古生代岛弧带,总体呈东窄西宽状产出(图1A),莫霍面深度约为52~54 km^[12]。构造线总体为NWW—SEE向,发育的区域构造有伊犁山间拗陷、巩乃斯拗

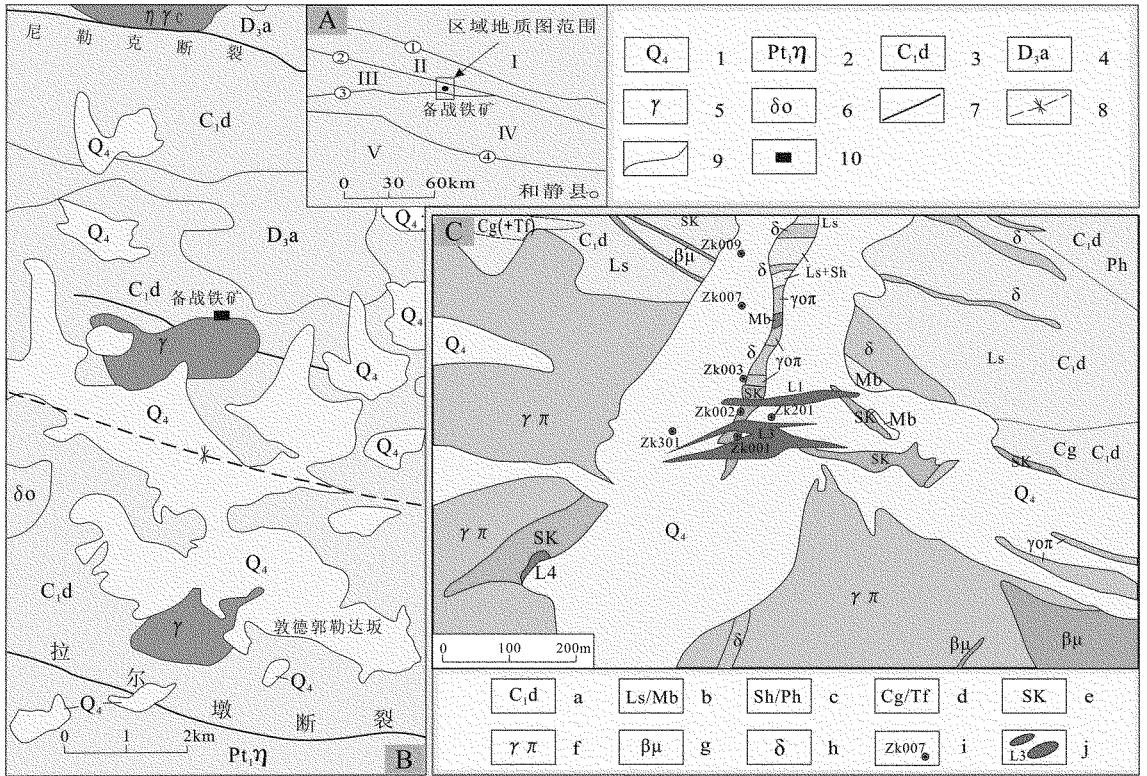
收稿日期:2014-02-21; 修订日期:2014-03-26; 编辑:曹丽丽

基金项目:中国地质调查局天山成矿带地质矿产调查评价项目(项目编号:1212011120497)、山东省金属矿产成矿地质过程与资源利用重点实验室开放基金(2013014)和山东省“泰山学者”建设工程专项经费联合资助的成果。

作者简介:刘俊玉(1964—),男,山东沂南人,高级工程师,主要从事地质矿产研究工作;E-mail:Liujunyu163@163.com。

褶、喀什河山间凹陷、阿吾拉勒复式背斜、则克台-坎苏断隆等,在宏观上控制了区域矿产的分布,为火山喷发和岩浆上侵提供了通道,并在其轴部或其他薄弱部位通过断裂-岩浆系统形成矿化集中区。阿吾

拉勒铁矿带位于阿吾拉勒裂谷带 Fe - Au - Cu - Pb - Zn 矿带中,呈 EW 展布,长约 250 km,宽约 20 km。备战铁矿位于阿吾拉勒铁矿带中东部,构造上处于伊犁微板块之伊犁晚古生代裂谷带东端(图 1A)。



A: ①博罗科努-阿其克库都克断裂;②尼勒克斯断裂;③拉尔墩断裂;④那拉提-包尔图断裂; I—依连哈比尔晚古生代沟弧带; II—博罗科努早古生代陆缘; III—伊犁晚古生代裂谷; IV—那拉提-巴伦台地块; V—南天山艾尔宾晚古生代陆缘
 B: 1—第四纪坡积物; 2—古元古代那拉提岩群片麻岩; 3—早石炭世大哈拉军山组火山岩; 4—晚泥盆世艾尔肯组灰岩夹火山岩; 5—花岗岩; 6—石英闪长岩; 7—断裂; 8—向斜; 9—地质界线; 10—备战矿区
 C: a—早石炭世大哈拉军山组火山岩; b—灰岩/大理岩; c—页岩/千枚岩; d—砾岩/凝灰岩; e—透辉石(石榴石)砂卡岩; f—花岗斑岩; g—辉绿岩; h—闪长岩; i—钻孔位置及编号; j—矿体位置及编号

图1 新疆西天山阿吾拉勒铁矿带区域地质略图

(根据新疆地矿局地调所(1998)和十一队(2006)内部资料修改)

大哈拉军山组火山岩作为区内铁矿床的重要含矿层,与成矿关系密切,主要为一套流纹岩、粗面岩、中酸性凝灰岩及少量玄武岩为主的火山-沉积岩建造。迄今为至,学术界对大哈拉军山组的形成时代和大地构造背景仍存有争议。成岩时代方面,观点从晚泥盆世、早石炭世到三叠纪-侏罗纪。构造背景方面更是百家争鸣,钱青等归纳为3种:大陆裂谷-地幔柱说、活动大陆边缘(岛弧说)及大陆减薄说^[13]。

1.2 矿床地质

备战铁矿位于区域 NWW - SEE 向斜北翼(图 1B),区内出露的地层主要为石炭纪大哈拉军山

组火山碎屑岩夹中基性火山熔岩,火山熔岩主要为粗面玄武岩、玄武岩、玄武质粗安岩和安山岩等。侵入岩主要是矿区东南方向出露的花岗岩和辉绿岩(图 1C)。主矿体为 III 号矿体,呈近 EW 方向延伸,倾向 N,倾角 60°。主要有 3 种不同构造的矿石:①致密块状磁铁矿:是矿区主要的富矿石,矿石品位 54% ~ 76%, P₂O₅ 和 TiO₂ 含量相对较低,磁铁矿多与透辉石、阳起石和方解石共生,这类矿石主要分布于中基性富碱火山岩中,矿体局部可见与火山围岩成分相当的闪长岩脉。②浸染状磁铁矿:磁铁矿和黄铁矿呈浸染状分布于蚀变火山岩中,品位中等,为 20% ~ 40%。③角砾状磁铁矿:主要分布在主矿体

与火山岩的接触带附近,角砾成分多为透辉石化或者绿帘石化的火山岩,角砾粒径多为5~20 mm,部分结构保存完好,胶结物主要为磁铁矿^[10,11]。

主要矿体(Ⅲ号矿体)及相关岩石在水平方向上的矿化蚀变分带主要为:硅质岩→(粗面)玄武岩(图2A)→绿帘石化黄铁矿化(粗面)玄武岩→硅质岩→致密块状磁铁矿矿石→黄铁矿化绿帘石化的磁铁矿矿石→黄铁矿化绿帘石石榴石矽卡岩→绿帘石化石榴石矽卡岩(图2B)→(粗面)玄武岩。矿体下盘靠近矿体产出一套硅质岩(SiO₂>90%),与之相邻的矿体为致密块状矿石,二者接触截然。磁铁矿矿物颗粒较细,具贝壳状断口,局部晶洞构造发育,充填有微粒的方解石颗粒。矿体上盘为一套绿帘石化的石榴石矽卡岩,靠近矽卡岩的矿石黄铁矿化较强,并可见脉状的黄铁矿和石英。在垂向上,若干层矿体不规则的分布于大哈拉军山组的(粗面)玄武岩和粗安岩中,靠近矿体的火山岩部分绿帘石化、硅化较强,并有角砾状火山岩,裂隙被磁铁矿充填(图2C),在玄武岩和矽卡岩中发育有脉状的磁铁矿(图2D、图2E)。在ZK007钻孔300~400 m的大理岩中,发育3层较薄矿层,大理岩与矿体接触部位可见颗粒状的磁铁矿(图2F)。

2 岩相学和矿物学

矿区内的火山岩为(粗面)玄武岩,灰绿色,粒状结构,块状构造,斑晶以斜长石(16%~32%)和单斜辉石(4%~15%)为主(图2G)。单斜辉石多已发生绿泥石化和透辉石化。作为岩浆岩岩石的重要造岩矿物,多种硅酸盐矿物会保存了大量结晶时周围岩浆介质物化信息,因而可以反映岩浆元素地球化学性质和成岩温、压条件。为此在中国地质大学(北京)电子探针实验室对主要硅酸盐矿物进行了矿物学分析。仪器型号为EPMA-1600,工作条件是:束流7×10⁻⁸ A,束斑1 μm,加速电压15 kV,修正方法为ZAF,分析测试中铁离子全部视为三价铁。硅酸盐矿物依据郑巧荣的分配方法原理对Fe²⁺和Fe³⁺进行调整^[14]。

2.1 长石

斜长石斑晶多呈半自形—自形板状、柱状结构,粒径为0.5~1 mm,主要由奥长石(An₁₃~An₂₆, Ab₇₂~Ab₈₆)组成。具有低TiO₂(0.00%~0.17%),高

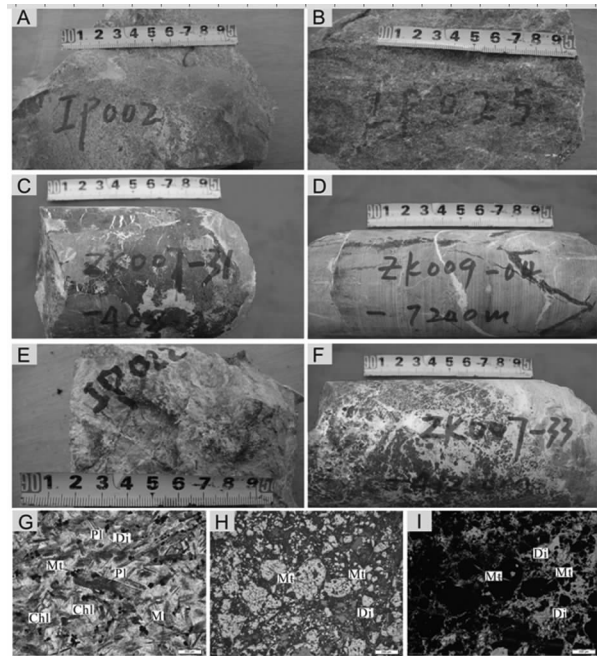


图2 阿吾拉勒铁带手标本和显微照片
A—玄武岩;B—绿帘石石榴石矽卡岩;C—角砾状的火山岩被磁铁矿充填;D—玄武岩中的磁铁矿脉;E—矽卡岩化火山岩中的磁铁矿脉;F—颗粒状的磁铁矿分布于大理岩中;G—玄武岩中的主要矿物;H,I—磁铁矿矿物与溶蚀状的辉石紧密共生

图2 阿吾拉勒铁带手标本和显微照片

Al₂O₃(21.91%~24.26%),CaO(3.42%~5.89%),Na₂O(9.00%~11.16%)的特点。SiO₂含量为59.42%~63.38%(表1)。

表1 备战铁矿玄武岩中斜长石的电子探针分析数据 wt%

| 样品号 | ZK009-08-2 | ZK009-08-3 | ZK009-08-4 | ZK009-08-5 | IP002-8 | IP002-9 | IP002-10 |
|--------------------------------|------------|------------|------------|------------|---------|---------|----------|
| SiO ₂ | 62.74 | 63.38 | 62.76 | 62.75 | 59.42 | 59.81 | 55.03 |
| Al ₂ O ₃ | 22.26 | 22.59 | 22.25 | 21.91 | 24.26 | 24.51 | 27.45 |
| CaO | 3.42 | 3.46 | 3.68 | 3.09 | 5.86 | 5.89 | 9.43 |
| Na ₂ O | 11.03 | 10.65 | 10.64 | 11.16 | 9.00 | 9.23 | 6.70 |
| K ₂ O | 0.18 | 0.10 | 0.14 | 0.11 | 0.30 | 0.12 | 0.24 |
| MgO | 0.02 | 0.05 | 0.09 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.07 |
| TiO ₂ | 0.04 | 0.00 | 0.06 | 0.16 | 0.06 | 0.17 | 0.18 |
| MnO | 0.08 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.00 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.00 | 0.15 | 0.33 | 0.18 | 0.30 | 0.25 | 0.52 |
| Si | 2.80 | 2.80 | 2.80 | 2.81 | 2.69 | 2.68 | 2.51 |
| Al | 1.17 | 1.18 | 1.17 | 1.16 | 1.29 | 1.30 | 1.48 |
| Ca | 0.16 | 0.16 | 0.18 | 0.15 | 0.28 | 0.28 | 0.46 |
| Na | 0.95 | 0.91 | 0.92 | 0.97 | 0.79 | 0.80 | 0.59 |
| K | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 |
| Ba | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| An | 14.50 | 15.14 | 15.93 | 13.20 | 26.04 | 25.91 | 43.18 |
| Ab | 84.60 | 84.34 | 83.35 | 86.24 | 72.37 | 73.46 | 55.51 |
| Or | 0.91 | 0.52 | 0.72 | 0.56 | 1.59 | 0.63 | 1.31 |
| 类型 | Ol | Ol | Ol | Ol | Ol | Ol | An |

Ol:奥长石;An:中长石。测试时间为2012年2月;测试单位为中国地质大学(北京)。

斜长石中 Al 的含量与压力的大小有一定关系。前人研究表明,玄武岩岩浆在高压结晶时,Al 易于进入单斜辉石中,所以高压结晶的辉石富铝,低压结晶时 Al 易进入斜长石,因而低压结晶的斜长石富铝^[15,16]。该区玄武岩中的斜长石含有相对较高的铝 (>21.91%),暗示了其可能结晶于相对低压的岩浆环境。斜长石中 TiO₂ 较低,这说明斜长石应结晶于岩浆分异作用的晚期^[17],或是由于晚期热液蚀变导致其 TiO₂ 含量的降低^[10,11]。

2.2 辉石

磁铁矿与溶蚀状、港湾状辉石(透辉石)的密切伴生(图2H、图2I),指示了二者可能具有成因上的联系。由于备战矿区岩浆岩中辉石多已发生蚀变,为了对比研究辉石在参与成矿过程中发生的化学变化,选取智博矿区同时代、同层位大哈拉军山组的玄武岩中的较为新鲜的辉石,一并做了矿物学分析。

表2 备战铁矿辉石的电子探针分析数据 wt%

| 样品号 | IP013 -2-6 | IP013 -2-7 | IP013 -2-8 | IP013 -2-9 | IP013 -1-5 | IP013 -1-6 | ZK3601 -4-5 | ZK3601 -4-12 | ZK3601 -4-14 |
|--------------------------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|-------------|--------------|--------------|
| 类型 | 与磁铁矿共生的辉石 | | | | | | 玄武质粗安岩中的辉石 | | |
| Na ₂ O | 0.14 | 0.34 | 2.32 | 1.09 | 0.07 | 0.03 | 0.52 | 0.69 | 0.69 |
| MgO | 17.63 | 17.33 | 17.46 | 17.59 | 17.82 | 18.15 | 11.74 | 12.65 | 11.89 |
| Al ₂ O ₃ | 0.66 | 0.24 | 0.00 | 0.42 | 0.40 | 0.05 | 4.46 | 3.76 | 4.70 |
| SiO ₂ | 55.21 | 55.60 | 54.67 | 54.83 | 55.31 | 56.67 | 48.40 | 49.07 | 48.97 |
| K ₂ O | 0.00 | 0.00 | 0.27 | 0.27 | 0.03 | 0.02 | 0.00 | 0.01 | 0.00 |
| CaO | 24.93 | 24.33 | 24.35 | 24.44 | 24.62 | 24.91 | 19.28 | 18.53 | 19.52 |
| TiO ₂ | 0.02 | 0.00 | 0.11 | 0.10 | 0.01 | 0.00 | 1.92 | 1.34 | 1.83 |
| MnO | 0.00 | 0.31 | 0.10 | 0.23 | 0.09 | 0.04 | 0.32 | 0.41 | 0.08 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.16 | 1.65 | 0.59 | 1.20 | 0.80 | 0.42 | 13.43 | 13.11 | 11.84 |
| Total | 99.76 | 99.80 | 99.89 | 100.2 | 99.13 | 100.3 | 100.08 | 99.58 | 99.52 |
| Si | 1.99 | 2.01 | 1.99 | 1.98 | 2.01 | 2.03 | 1.80 | 1.82 | 1.82 |
| Al | 0.03 | 0.01 | 0.00 | 0.02 | 0.02 | 0.00 | 0.20 | 0.16 | 0.21 |
| Fe _(iii) | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.06 | 0.00 |
| Cr | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Ti | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.05 | 0.04 | 0.05 |
| Fe _(ii) | 0.06 | 0.08 | 0.00 | 0.00 | 0.07 | 0.10 | 0.36 | 0.32 | 0.34 |
| Mn | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 |
| Mg | 0.95 | 0.93 | 0.95 | 0.95 | 0.96 | 0.97 | 0.65 | 0.70 | 0.66 |
| Ca | 0.97 | 0.94 | 0.95 | 0.95 | 0.96 | 0.95 | 0.77 | 0.74 | 0.78 |
| Na | 0.01 | 0.02 | 0.16 | 0.08 | 0.00 | 0.00 | 0.04 | 0.05 | 0.05 |
| K | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Total | 3.98 | 3.97 | 4.09 | 4.03 | 3.98 | 3.97 | 3.89 | 3.91 | 3.90 |
| Wo | 49.33 | 48.20 | 45.66 | 47.08 | 49.06 | 49.28 | 41.44 | 39.29 | 42.50 |
| En | 48.55 | 47.78 | 45.56 | 47.16 | 49.42 | 49.96 | 35.11 | 37.33 | 36.02 |
| Fs | 1.62 | 2.80 | 0.91 | 1.96 | 1.27 | 0.65 | 21.42 | 20.73 | 18.76 |
| Ac | 0.50 | 1.22 | 7.87 | 3.80 | 0.25 | 0.11 | 2.02 | 2.65 | 2.72 |
| P(GP) | | | | | | | 0.9 | 0.6 | 1 |
| T(°C) | | | | | | | 1237 | 1201 | 1246 |
| D(km) | | | | | | | 30 | 19 | 33 |

测试时间:2012年2月;测试单位:中国地质大学(北京)。

由表2可见,与玄武岩中的辉石相比,矿石中的辉石 SiO₂ (54.67% ~ 56.67%), MgO (17.33% ~

18.15%) 和 CaO (24.33% ~ 24.93%) 相对含量较高,而 Fe₂O₃^T (0.42% ~ 1.65%), TiO₂ (0.00% ~ 0.11%) 和 Al₂O₃ (0.00% ~ 0.66%) 相对较低。玄武岩中的辉石则表现出富 Fe₂O₃^T (11.84% ~ 13.43%) 低 MgO (11.74% ~ 12.65%) 的特点。这反映了在成矿过程中,玄武岩中的辉石发生了蚀变作用,造成 Si, Ca, Mg 的富集和 Fe, Al, Ti 的缺失,矿物学资料表明玄武岩母岩浆应为亚碱性-碱性系列。

根据玄武岩中单斜辉石结晶温度和压力计^[18],得出玄武岩中单斜辉石结晶的温度为 1 201 ~ 1 246°C,压力为 0.6 ~ 1 GPa,相应的结晶深度为 19 ~ 33 km。

3 地球化学

主、微量元素的分析测试工作是在核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成的。主量元素分析使用 PhilipsPW2404 型 X 荧光光谱仪(XRF)完成,分析精度优于 1%, FeO 采用化学容量法测定;微量元素分析使用 Finnigan MAT Element I 型电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)完成,分析精度多小于 3%。DZ/T0223-2001 电感耦合等离子体质谱方法通则。温度 20°C,湿度 30%。测试过程中分别使用国际标准进行监控。表3列出了备战区内玄武岩类火山岩和磁铁矿矿石的主微量元素地球化学数据。

3.1 主量元素地球化学

矿区内的火山岩主要有玄武岩、粗玄岩和玄武质粗面安山岩(图3)。其中玄武岩表现为富 Al₂O₃ (14.63% ~ 15.49%) 和 MgO (5.71% ~ 7.47%), SiO₂ 和 TiO₂ 的含量分别为 49.25% ~ 51.01%, 1.60% ~ 1.83%, 全碱 AIK 值为 4.65 ~ 5.54, Mg[#] 值为 0.45 ~ 0.51, 低于原生岩浆 (Mg[#] = 0.68 ~ 0.75), 这反映了岩浆可能经历了一定程度的结晶分离作用。玄武质粗面安山岩的常量元素含量分别为: SiO₂ 54.17%, TiO₂ 1.11%, Al₂O₃ 15.62%, MgO 4.53%, 全碱 AIK = 5.95, Mg[#] 值 = 0.46。致密块状铁矿石中, Fe₂O₃ 的含量为 38.76% ~ 57.83%, FeO 含量为 18.35% ~ 24.05%, TiO₂ 含量为 0.07% ~ 0.18%, 相对较低。MgO 的含量为 5.08% ~ 8.77%, P₂O₅ 的含量为 0.04% ~ 0.06%。与 Kiruna

-type 铁矿相比(0~2%)^[19], 铁矿石中 P₂O₅ 含量要低得多, TiO₂ 含量均较少。

表3 备战铁矿火山岩与铁矿石岩石化学分析结果(%)
与微量元素分析结果(10⁻⁶)

| 元素 | 粗玄武岩 | | | | 磁铁矿矿石 | | | |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|--------|--------|--------|--------|
| | ZK09-10 | ZK09-11 | ZK09-15 | ZK09-19 | IP-013 | IP-014 | IP-018 | IP-017 |
| SiO ₂ | 50.50 | 49.25 | 51.01 | 54.17 | 24.73 | 7.56 | 8.72 | 18.46 |
| Al ₂ O ₃ | 15.42 | 15.49 | 14.63 | 15.62 | 1.41 | 1.37 | 2.92 | 1.80 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.54 | 2.17 | 2.51 | 2.20 | 38.76 | 57.83 | 53.70 | 39.62 |
| FeO | 5.10 | 4.45 | 4.70 | 3.25 | 18.35 | 23.50 | 24.05 | 23.40 |
| MgO | 7.47 | 6.76 | 5.71 | 4.53 | 8.77 | 5.08 | 5.51 | 6.72 |
| CaO | 8.43 | 11.00 | 10.25 | 11.34 | 6.34 | 3.93 | 2.08 | 6.94 |
| Na ₂ O | 3.85 | 3.65 | 3.52 | 3.24 | 0.17 | 0.09 | 0.05 | 0.13 |
| K ₂ O | 1.12 | 1.00 | 2.02 | 2.71 | 0.05 | 0.15 | 0.55 | 0.86 |
| MnO | 0.10 | 0.08 | 0.09 | 0.14 | 0.46 | 0.24 | 0.13 | 0.10 |
| TiO ₂ | 1.60 | 1.63 | 1.83 | 1.11 | 0.07 | 0.12 | 0.14 | 0.18 |
| P ₂ O ₅ | 0.42 | 0.43 | 0.53 | 0.31 | 0.06 | 0.04 | 0.18 | 0.45 |
| LOI | 3.41 | 4.02 | 3.13 | 1.36 | 0.82 | <0.10 | 0.93 | 0.52 |
| Mg# | 0.50 | 0.51 | 0.45 | 0.46 | 0.14 | 0.06 | 0.07 | 0.10 |
| Alk | 4.97 | 4.65 | 5.54 | 5.95 | 0.22 | 0.23 | 0.59 | 0.99 |
| La | 20.60 | 32.20 | 26.10 | 17.60 | 1.58 | 1.23 | 3.51 | 5.62 |
| Ce | 43.20 | 78.00 | 61.70 | 38.40 | 3.19 | 3.76 | 9.28 | 14.40 |
| Pr | 5.89 | 10.90 | 9.11 | 5.45 | 0.49 | 0.56 | 1.30 | 1.98 |
| Nd | 25.30 | 45.60 | 38.80 | 21.60 | 1.94 | 2.01 | 4.28 | 7.22 |
| Sm | 5.24 | 9.84 | 8.90 | 5.40 | 0.42 | 0.56 | 0.69 | 1.20 |
| Eu | 1.58 | 3.17 | 2.29 | 1.48 | 0.05 | 0.02 | 0.07 | 0.13 |
| Gd | 4.68 | 7.59 | 7.49 | 5.05 | 0.47 | 0.60 | 0.67 | 1.38 |
| Tb | 0.99 | 1.44 | 1.37 | 0.91 | 0.10 | 0.11 | 0.13 | 0.25 |
| Dy | 5.47 | 7.25 | 7.53 | 4.70 | 0.46 | 0.64 | 0.72 | 1.16 |
| Ho | 1.11 | 1.37 | 1.61 | 1.15 | 0.13 | 0.15 | 0.15 | 0.28 |
| Er | 2.93 | 3.72 | 4.35 | 3.47 | 0.41 | 0.49 | 0.42 | 0.69 |
| Tm | 0.45 | 0.58 | 0.73 | 0.46 | 0.06 | 0.07 | 0.05 | 0.12 |
| Yb | 2.48 | 3.15 | 3.93 | 2.98 | 0.43 | 0.58 | 0.29 | 0.60 |
| Lu | 0.38 | 0.50 | 0.60 | 0.51 | 0.10 | 0.08 | 0.04 | 0.09 |
| ΣREE | 120.30 | 205.31 | 174.50 | 109.16 | 9.83 | 10.86 | 21.59 | 35.11 |
| LR/HR | 5.51 | 7.02 | 5.32 | 4.68 | 3.54 | 2.99 | 7.76 | 6.70 |
| Eu/Eu* | 0.98 | 1.12 | 0.86 | 0.87 | 0.33 | 0.11 | 0.31 | 0.31 |
| Nd/Nd* | 1.17 | 1.13 | 1.11 | 1.02 | 1.11 | 0.93 | 1.16 | 1.20 |
| (La/Yb) _N | 5.60 | 6.89 | 4.48 | 3.98 | 2.50 | 1.44 | 8.30 | 6.28 |
| (La/Sm) _N | 2.47 | 2.06 | 1.84 | 2.05 | 2.38 | 1.38 | 3.21 | 2.95 |
| Li | 25.40 | 25.60 | 23.20 | 21.20 | 4.17 | 2.88 | 2.55 | 2.96 |
| Be | 216.00 | 225.00 | 201.00 | 180.00 | 0.60 | 0.23 | 0.31 | 0.95 |
| Sc | 285.00 | 277.00 | 171.00 | 73.20 | 1.10 | 1.32 | 2.54 | 5.71 |
| V | 22.50 | 17.00 | 19.70 | 14.60 | 78.90 | 156.00 | 68.90 | 66.30 |
| Cr | 150.00 | 112.00 | 72.50 | 44.10 | 3.69 | 9.32 | 16.20 | 21.20 |
| Co | 15.00 | 17.30 | 85.20 | 22.20 | 36.40 | 31.70 | 51.00 | 30.30 |
| Ni | 65.90 | 59.30 | 54.50 | 48.60 | 9.68 | 12.40 | 10.20 | 11.50 |
| Cu | 23.40 | 22.00 | 14.00 | 8.51 | 230.00 | 225.00 | 283.00 | 485.00 |
| Zn | 2.84 | 2.15 | 1.78 | 0.75 | 176.00 | 537.00 | 245.00 | 51.10 |
| Ga | 15.50 | 15.20 | 13.80 | 14.20 | 7.46 | 16.10 | 8.15 | 6.44 |
| Rb | 71.80 | 66.90 | 114.00 | 74.30 | 5.42 | 17.90 | 61.10 | 101.00 |
| Sr | 397.00 | 421.00 | 398.00 | 466.00 | 4.16 | 6.43 | 8.14 | 8.52 |
| Y | 29.00 | 34.90 | 39.80 | 27.40 | 4.20 | 5.02 | 3.91 | 7.80 |
| Nb | 10.20 | 10.40 | 5.81 | 5.85 | 1.45 | 1.59 | 3.27 | 1.90 |
| Mo | 1.23 | 0.11 | 0.00 | 1.27 | 0.10 | 0.16 | 0.33 | 0.10 |
| Cd | 0.04 | 0.12 | 0.12 | 0.01 | 0.19 | 0.33 | 0.22 | 0.04 |
| In | 0.16 | 0.27 | 0.18 | 0.12 | 0.36 | 1.11 | 0.38 | 0.31 |
| Sb | 3.93 | 3.80 | 3.37 | 2.39 | 0.76 | 0.94 | 0.61 | 0.60 |
| Cs | 1.36 | 1.79 | 0.80 | 0.89 | 0.55 | 0.90 | 2.93 | 4.93 |
| Ba | 111.00 | 67.30 | 286.00 | 373.00 | 5.30 | 14.80 | 67.90 | 66.50 |
| Ta | 0.72 | 0.71 | 0.12 | 0.43 | 0.09 | 0.11 | 0.30 | 0.15 |
| W | 1.46 | 1.92 | 0.37 | 1.28 | 0.32 | 4.93 | 0.32 | 0.51 |
| Re | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Tl | 0.24 | 0.23 | 0.36 | 0.23 | 0.05 | 0.05 | 0.12 | 0.20 |
| Pb | 1.54 | 1.99 | 3.00 | 4.48 | 2.79 | 0.69 | 1.69 | 1.49 |
| Bi | 0.17 | 0.14 | 0.12 | 0.35 | 0.46 | 0.18 | 0.57 | 1.15 |
| Th | 2.17 | 2.10 | 2.79 | 5.85 | 1.25 | 1.93 | 5.54 | 3.23 |
| U | 0.58 | 2.40 | 0.80 | 1.66 | 0.99 | 0.58 | 1.56 | 1.23 |
| Zr | 117.00 | 221.00 | 223.00 | 128.00 | 14.70 | 15.70 | 39.60 | 74.00 |
| Hf | 2.69 | 5.80 | 5.30 | 3.50 | 0.48 | 0.49 | 1.08 | 1.84 |

注:2011年度新疆西天山阿吾勒勒铁矿带火山建造-构造综合调查研究立项书,新疆自治区地质调查院,中国地质大学(北京)。

3.2 微量(稀土)元素地球化学

火山围岩稀土元素总量 ΣREE 变化较大,为

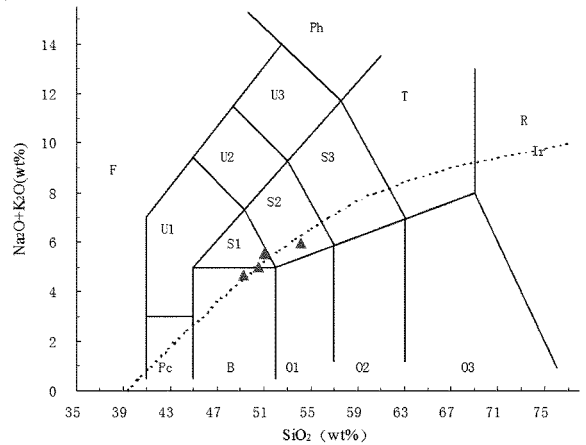


图3 备战矿区玄武岩 TAS 图解
(据 Le Bas et al., 1986)

109.16 × 10⁻⁶ ~ 205.31 × 10⁻⁶, 平均值为 152.31 × 10⁻⁶; LREE/HREE 比值变化较小, 4.68 ~ 7.02, 平均值为 5.63, 显示轻稀土富集的特点。稀土元素含量 La/Yb 比值(3.98 ~ 6.89) 变化较大, La/Sm 比值则较为稳定(1.84 ~ 2.47)。相比之下, 铁矿石的稀土元素总量较低, ΣREE 仅为 9.83 × 10⁻⁶ ~ 35.11 × 10⁻⁶, 明显低于火山围岩。铁矿石 LREE/HREE 比值为 3.54 ~ 7.76, 显示轻稀土富集特点。(La/Yb)_N 和 (La/Sm)_N 与火山岩基本一致, 分别为 1.44 ~ 8.30 和 1.38 ~ 3.21。球粒陨石标准化配分曲线上(图4)表明, 火山岩与磁铁矿有着类似的配分模式, 二者均都表现为右倾轻稀土相对富集, 暗示了他们形成的密切相关。磁铁矿矿石 Eu 的负异常, 可能是由于在深部低氧逸度的情况下形成的^[20], Taylor 和 Mclennon 则认为这种负 Eu 异常是受岩浆结晶分异或富铁岩浆熔离过程中的矿物(熔体)稀土元素分配系数改变影响的^[21]。与 BIF 型铁矿的稀土元素配分模式(图4)完全不同, 不仅总量不一致, 且在轻重稀土富集程度及单独元素的配分模式方面都有较大差异^[22]。但与 Kiruna-type 铁矿相比具有一定的相似性^[23,24]。

同样, 微量元素原始地幔“蛛网图”(图5)显示火山岩与磁铁矿也有类似的曲态, 表现为大离子亲石元素富集, Nb, Ta 和 Ti 的亏损, 这些特征类于俯冲带火山岩^[25]。磁铁矿的 Ba 和 Sr 较为亏损。该区火山岩的 Cr, Ni 和 Co 含量分别平均为 94 × 10⁻⁶, 56 × 10⁻⁶ 和 34 × 10⁻⁶, 明显低于 MORB 的玄武岩, 指示了该区玄武岩的源区或者原生岩浆可能受到地壳的混染作用。

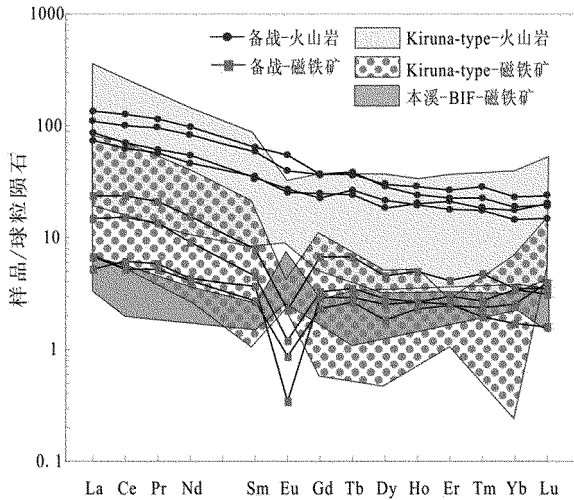


图4 火山岩和磁铁矿球粒陨石

标准化稀土元素配分模式图

(标准化值引自 Sun and McDonough, 1989)

Kiruna-type 铁矿火山岩与矿石稀土元素数据引自 Frietsch & Perdahl, 1995; 本溪 BIF 磁铁矿矿石稀土元素数据引自翟明国等, 1989

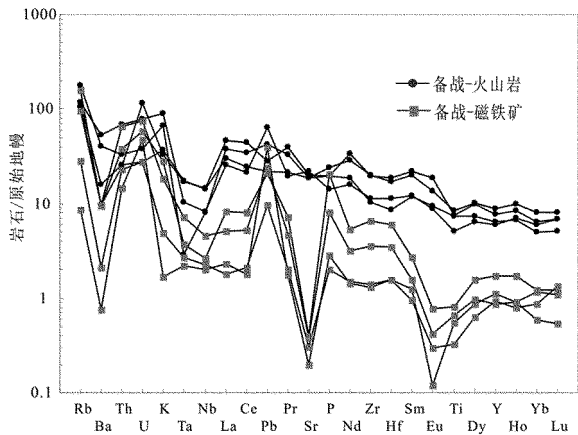


图5 微量元素原始地幔蛛网图

(标准化值引自 Sun and McDonough, 1989)

4 讨论

阿吾拉勒铁矿带的矿床成因研究是一个尚未展开但极具意义的科学问题。该矿带的成矿特征与火山沉积变质型铁矿或岩浆热液型铁矿极具差异。但在构造背景、赋矿围岩、矿石构造和地球化学等方面和 Kiruna-type 铁矿颇为相同,可与之对比讨论研究。

Kiruna-type 型矿床来源于瑞典的富磷高品位磁铁矿床,这类铁矿床普遍产于古元古代-中元古代的火成岩中。其主要特征为:在矿石矿物组合方面,以磁铁矿+(赤铁矿)+磷灰石+阳起石为主;

矿体产出方面,矿体赋存于中基性火山岩中;近矿围岩交代蚀变方面,靠近矿体的围岩局部被呈脉状的矽卡岩矿物交代;矿石化学方面,以高磷低钛为特征。关于这类矿床成因的讨论开始于20世纪初期, Crane 和 Geijer 研究了位于瑞典和美国的 Kiruna-type 型矿床,认为此类富铁-磷的矿床形成于岩浆后期热液作用^[26]。与此观点相反, Parák 认为 Kiruna-type 铁矿与侵入-岩浆作用无关,而是火山喷出-变质沉积作用形成的,主要论据是宏观上的局部层状矿体和主要岩石(矿石)的沉积(层状)结构^[27-29]。然而类似的层状结构在 Great Bear 岩浆带以及 St. Francois 山地区的 Kiruna-type 型矿区内都有发现, Hildebrand 指出矿体的这种似层状产出是由于矿体替换了古老的(火山)沉积岩^[30]。针对于 Parák 的观点, Frietsch 从 Kiruna-type 型铁矿的赋矿岩石、围岩交代蚀变、矿石和围岩的接触关系以及矿石中的磷灰石等方面对其进行了反驳,他认为此类矿床应为岩浆成因^[18]。Fiske 等研究了位于塔图许岛的磁铁矿-磷灰石-阳起石型铁矿石,认为其形成于塔图许深成岩体的挥发流体^[31]。Mackin 指出美国犹他州的 Iron Springs 铁矿床形成于岩浆后期基性岩盘的蚀变作用^[2]。Hildebrand 通过地球化学研究,认为位于加拿大西北的 Great Bear 岩浆带内的 Kiruna-type 铁矿是由于安山质火山岩快速的脱水作用和挥发作用造成了铁和磷的富集而形成的^[30]。后来, Frietsch 和 Perdahl 又通过详细的微量元素地球化学资料补充证明了 Kiruna-type 铁矿的岩浆成因,并认为 Kiruna-type 铁矿的形成经历了从古元古代到第三纪的漫长过程,元古宙的矿体总体上主要产于克拉通地块中,而后期发育于褶皱带中的主要矿体是富铁岩浆沿构造线侵位形成的^[24]。至此,终止了此类矿床的火山喷出-变质沉积假说,后续科学家已普遍接受了其为岩浆成因。和 Kiruna-type 铁矿相比,备战铁矿不管是在构造背景(裂谷带)、赋矿围岩(碱性火山岩),还是围岩蚀变(阳起石化、透辉石化、绿帘石化)或矿石品位(约为65%)方面都有着一致性,只不过在成矿时代和矿石矿物组合上略有不同(Kiruna-type: 磁铁矿+(赤铁矿)+磷灰石+阳起石;备战铁矿: 磁铁矿+透辉石+阳起石)。

阿吾拉勒铁矿带位于阿吾拉勒裂谷带东端的两组基底断裂结合部(尼勒克断裂与拉尔墩断裂),带

内次级褶断和破火山口异常发育。铁矿床主要沿构造线分布,与多个 Kiruna - type 铁矿床产出的构造背景一致。从矿体的产出位置来看,矿体主要赋存于玄武质火山岩中,偶见闪长岩和花岗斑岩与磁铁矿+火山岩呈侵入接触关系(钻孔 ZK009 底部, -760 ~ -860m)。近矿围岩多被呈脉状或不规则团块状的矽卡岩矿物所交代,主要矽卡岩矿物为阳起石、透辉石、(钙铁)石榴子石和绿泥石等,这说明在岩浆晚期阶段经历了强烈的热液蚀变作用。在矿体边部可见围岩角砾,裂隙多被矿脉或矽卡岩矿物所穿插,这个现象在 Kiruna - type 铁矿中也较为常见(如瑞典北部的托鲁瓦拉矿床)。Parák 指出这种含矿角砾岩是由于火山沉积的含矿物质经过再活化作用形成的^[28]。但从稳定性方面来讲,铁矿石的稳定性极高,在变质程度较低的火山岩中活化是几乎不可能的。笔者认为这可能是由于矿脉沿火山围岩解理面发育而使其破裂成不规则碎块。角砾岩应为原生的岩浆构造,而含矿物质是喷涌侵入的而非简单地填充作用的^[19]。通过火山岩与磁铁矿矿石稀土元素配分模式的研究,可以为认识成矿物质的来源提供线索。也有研究发现岩浆成因的火山岩型矿床,其磁铁矿在稀土元素的配分模式上与火山岩围岩往往表现出一定的相似性^[24]。正如前文所述,备战矿区的玄武岩与磁铁矿有着相似的稀土元素配分模式,这说明二者在成因上有着必然的联系,也支持了备战铁矿的岩浆成因。另外,阿吾拉勒矿带查岗诺尔铁矿矿石的 $\delta O^{18} \times 10^{-3}$ 为 1.6 ~ 3.3,其同位素组成和典型的岩浆型铁矿床一致,说明铁元素来源于岩浆^[32]。

以上论述指示了备战铁矿的岩浆成因,但富铁岩浆的演化机制目前尚不明确。Philpotts 认为富铁岩浆可以由富铁硅酸盐岩浆经过熔离作用形成^[33]。深部岩浆系统中, Cr, Ni, Co 具有与 Fe 类似的地球化学性质,备战矿区内玄武岩中这些元素亏损一定程度上反映了可能经历了富铁岩浆与硅酸盐岩浆的分离过程。喻学惠指出,高温高压下一些硅酸盐矿物有利于铁矿浆的熔离(如:透辉石或金云母)^[34]。前文所述,相对于玄武岩中的辉石,与矿石共生的辉石明显富 SiO_2 , CaO 和 MgO , 贫 Fe_2O_3 , Al_2O_3 和 TiO_2 , 这说明在岩浆晚期的辉石蚀变作用过程中,火山岩中的普通辉石经历了 Si, Ca, Mg 的富集和 Fe, Al, Ti 缺失的过程,而蚀变为透辉石。由此看来,Fe

的熔离和富集一定程度上是和辉石的演化密切相关的。考虑到该区的构造背景、火山岩地球化学特征以及磁铁矿矿石的矿物组合特点,笔者认为区内的玄武岩浆来源于晚泥盆世一早石炭世北天山洋向伊犁板块之下俯冲过程中的软流圈上涌。可能是由于深部变质北天山洋壳的榴辉岩在特定的温压条件下(3.5GPa, 1300℃)^[35]会与上地幔软流圈发生部分同熔,在上地幔形成富镁、富钠和铁的橄榄岩,继而上地幔岩石圈发生部分熔融,而形成富钠、铁的玄武质岩浆,该区玄武岩的高 Cr, Ni 则佐证了这个过程。后受洋块俯冲影响,富钠富铁的玄武质岩浆沿北天山压扭性深大断裂底侵,并在上侵的过程中发生同化混染和分离结晶作用,至中地壳形成一套演化的玄武质-安山质的硅酸盐岩浆,在岩浆晚期发生富铁矿浆的熔离。与此同时,岩浆热液作用使得玄武-安山质火山岩中的普通辉石发生热液蚀变作用而形成透辉石,释放出 Fe, 从而促进了含铁矿浆的富集作用。在构造背景发生变化时,硅酸盐岩浆以火山岩或次火山岩的形式产出,富铁矿浆则沿断裂或者火山通道侵入,并最终参与区域成矿系统。

5 结语

火山岩与磁铁矿有着近似的稀土元素、微量元素配分模式,这说明二者在成因上有着必然的联系;在岩浆晚期的辉石蚀变作用过程中,火山岩中的普通辉石经历了 Si, Ca, Mg 的富集和 Fe, Al, Ti 缺失过程,而蚀变为透辉石,促进了含铁矿浆的富集作用;备战铁矿的成矿类型为岩浆成因,富铁岩浆主要来源于玄武岩浆的熔离作用。

致谢:中国地质大学(北京)王根厚教授认真阅读了该文并提出若干修改意见。电子探针和扫描电镜测试分别得到了中国地质大学(北京)尹京武教授的热情帮助。野外工作得到了新疆自治区地质调查院总工程师王磊,教授级高级工程师屈迅、李凤鸣,工程师雷红民以及新疆地矿局、第三地质大队和十一地质大队同志们的大力相助。在此,作者一并致以诚挚的谢意。

参考文献:

- [1] Wager L R, Brown G M and Wadsworth W J. Types of igneous cumulates[J]. Jour. Petrology, 1960, (1): 73 - 85.
- [2] Mackin, J. H. Iron ore deposits of the Iron Springs district, South-

- wester Utah, in Ridge, J. D., ed., Ore deposits of the United States, 1933-1967 (Graton-Sales vol.); New York, Am. Inst. Mining, Metall [J]. Petroleum Engineers, 1968, (2): 992-1019.
- [3] Taylor R P. Rare earth element lithochemistry of granitoid mineral deposits: Canadian [J]. Mining Metall. Bull., 1983, 76 (12): 74-84.
- [4] Nystroem, J. O & Henriquez, F. Magmatic features of iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden; ore textures and magnetite geochemistry [J]. Economic Geology, 1994, 89(4): 820-839.
- [5] Kontak, D. J., Michelle Y. De Wolfe De Young & Jaroslav Dostal. Late-stage crystallization history of the Jurassic North Mountain Basalt, Nova Scotia, Canada. I. Textural and chemical evidence for pervasive development of silicate-liquid immiscibility [J]. Canada Mineralogist, 2002, (40): 1287-1311
- [6] Jiang N, Chu X L, Toshio M, Daizo I and Mi J G. A magnetite-apatite deposit in the Fanshan alkaline ultramafic complex, Northern China [J]. Economic Geology, 99: 397-408.
- [7] Torab F M and Lehmann B. Magnetite-apatite deposits of the Bafq district, Central Iran: apatite geochemistry and monazite geochronology Mineral Mag, 2007, (71): 347-363.
- [8] Chen H Y, Clark A H and Kyser T K. The Marcona Magnetite Deposit, Ica, South-Central Peru: A Product of Hydrous, Iron Oxide-Rich Melts [J]. Economic Geology, 2010, (105): 1441-1456.
- [9] Valley P M. Hanchar J M and Whitehouse M J. 2011. New insights on the evolution of the Lyon Mountain Granite and associated Kiruna-type magnetite-apatite deposits, Adirondack Mountains, New York State [J]. Geosphere, 2011, (7): 357-389 (Peter M. Valley).
- [10] 李大鹏, 杜杨松, 庞振山, 等. 西天山阿吾拉勒石炭纪火山岩年代学和地球化学研究 [J]. 地球学报, 2013, 34(2): 176-192.
- [11] 李大鹏. 新疆西天山阿吾拉勒铁矿带叠加成矿作用 [D]. 中国地质大学(北京), 2012.
- [12] 聂凤军, 江思宏, 白大明. 中天山及邻区金属矿床成矿规律和找矿方向 [M]. 北京: 地质出版社, 2005.
- [13] 钱青, 高俊, 熊贤明, 等. 西天山昭苏北部石炭纪火山岩的岩石地球化学特征、成因及形成环境 [J]. 岩石学报, 2006, 22(5): 1307-1323.
- [14] 郑巧荣. 由电子探针分析值计算 Fe^{3+} 和 Fe^{2+} [J]. 矿物学报, 1983, (1): 55-62.
- [15] Kushiro I. Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks [J]. American Journal of Science, 1960, (258): 518-551.
- [16] Thompson R N. Some high-pressure pyroxenes [J]. Mineralogical Magazine, 1974, (39): 768-787.
- [17] Keer A C. Chemistry of mull-morren tertiary lava succession, Western Scotland [J]. Mineralogical Magazine, 1998, 62(3): 295-312.
- [18] 周新民, 陈图华, 刘昌实, 薛纪越. 我国东南沿海碱性玄武质岩石中辉石和角闪石巨晶 [J]. 矿物学报, 1982, (1): 13-20.
- [19] Frietsch, R. On the magmatic origin of iron ores of the Kiruna type [J]. Economic Geology, 1978, 73(4): 478-485.
- [20] 袁家铮, 张峰, 殷纯斌, 邵宏翔. 梅山铁矿矿浆成因的系统探讨 [J]. 现代地质, 1997, 11(2): 170-176.
- [21] Taylor S R and McLennan S M. The continental crust: its composition and evolution [M]. Oxford: Blackwell. 1985: 312.
- [22] Pickard, A. L. Genetic stratigraphy and composition of the Dales Gorge Member, Brockman Iron Formation in Western Australia, and the correlation of the Paleoproterozoic Brockman and Kuruman iron formations using high-precision geochemistry and U-Pb SHRIMP geochronology. Ph. D. Thesis. University of Western Australia, 2003.
- [23] Frietsch R and Perdahl L-A. REE distribution in magnetite and apatite in some Early Proterozoic ore types in Norrbotten, northern Sweden. Res. Rep. TULEA 1989: 26, Luleå University, 1989: 37 pp.
- [24] Frietsch R and Perdahl L-A. REE in apatite and magnetite in Kiruna-type iron ores and some other iron ore types [J]. Ore Geology Reviews, 1995, (9): 489-510.
- [25] McCulloch M T and Gamble J A. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. Earth and Planetary Science Letters, 1991, (102): 358-374.
- [26] Geijer P and Odman O H. The emplacement of the Kiruna iron ores and related deposits. Sveriges Geol. Undersökningar, ser. C, 1974, (700): 48.
- [27] Parátk, T. Rare earths in the apatite iron ores of Lapland together with some data about the Sr, Th and U content of these ores [J]. Economic Geology, 1973, (68): 210-221.
- [28] Parátk, T. Kiruna iron ores are not "intrusive-magmatic ores of the Kiruna type" [J]. Economic Geology, 1975, (70): 1242-1258.
- [29] Parátk T. Phosphorus in different types of ore, sulfides in the iron deposits, and the type and origin of ores at Kiruna [J]. Economic Geology, 1985, (80): 646-665.
- [30] Hildebrand R S. Kiruna-type deposits: their origin and relationship to intermediate subvolcanic plutons in the Great Bear magmatic zone, Northwest Canada [J]. Economic Geology, 1986, 81(3): 640-659.
- [31] Fiske R S, Hopson C A and Waters A C. Geology of Mount Rainier National Park, Washington; U. S. Geol. Survey Prof, 1963, (444): 93.
- [32] 冯金星, 石福品, 汪帮耀, 等. 西天山阿吾拉勒成矿带火山岩型铁矿 [M]. 北京: 地质出版社, 2010: 1-177.
- [33] Philpotts, A. R. Origin of certain iron-titanium oxide and apatite rocks [J]. Economic Geology, 1967, (62): 303-315.
- [34] 喻学惠. 常压高温下方铁矿 (FeO)-氟云母 [$KMg_3(AlSi_3O_{10})F_2$]-透辉石 ($CaMgSi_2O_6$) 熔融体系相平衡实验及地质意义 [J]. 地球科学, 1984, (1): 12-18.

Primary Study on Mineralization of Beizhan Iron Deposit in Xitianshan Area

LIU Junyu¹, WU Lixin², LI Dapeng³, WANG Shuxing¹, DONG Xue¹

(1. No. 8 Exploration Institute of Geology and Mineral Resources, Shandong Rizhao 276826, China; 2. Shandong Geological Surveying Institute, Shandong Jinan 250013, China; 3. Shandong Institute of Geological Sciences; Shandong Key Laboratory of Geological Processes and Resource Utilization in Metallic Minerals; Key Laboratory of Gold Mineralization Processes and Resources Utilization Subordinated to the Ministry of Land and Resources, Shandong Jinan 250013, China)

Abstract: On the basis of geological field survey, mineralogy and rock geochemistry of magmatic rocks and ore bodies have been studied in detail, and the origin of this deposit has been discussed as well. It is showed that main ore-hosting rocks are volcanic island arc basalts, which have similar REE patterns with magnetite. It indicates that there is a relation between them. Ore-forming materials may be iron-rich basaltic magma which were formed by asthenosphere during the subduction period of Beitianshan ocean to Yili plate. Affected by the subduction of oceanic blocks, iron-rich basaltic magma intruded along Beitianshan deep shear belt, and experienced a certain amount of separation or crystallization assimilation effect. Finally, a series of evolved basaltic crust(andesitic) magma has been formed in the middle crust, and the separation of iron-rich silicate magma and lava magma occurred in the late stage. Meanwhile, augite in magmatic rocks turned into diopside affected by late magmatic hydrothermal alteration impact, occurred the absence of Si, Ca, Mg and enrichment of Fe, Al, Ti. It has promoted the enrichment of iron ore-bearing magma in a certain extent.

Key words: Magmatic deposit; crystallization and separation; iron-rich silicate magma; Beizhan iron deposit; Awulale area