

## 新疆西天山色勒特果勒还原性斑岩-矽卡岩 铜钼矿床中石榴子石分带及其成因\*

张 伟<sup>1,2</sup> 张兴春<sup>1\*\*</sup> 冷成彪<sup>1</sup> 苏文超<sup>1</sup> 秦朝建<sup>1</sup> 曹景良<sup>3</sup> 颜家辉<sup>3</sup>

(1 中国科学院地球化学研究所矿床国家重点实验室, 贵州 贵阳 550081; 2 中国科学院大学, 北京 100049;  
3 中国冶金地质总局中南地质勘查院, 湖北 武汉 430081)

**摘 要** 新疆色勒特果勒铜钼矿床是形成于晚古生代准噶尔洋向伊犁板块俯冲环境中的斑岩-矽卡岩型矿床。矿体主要产于闪长斑岩、石英闪长斑岩和斑岩体与围岩的接触带矽卡岩中。矿区发育大量的磁黄铁矿, 未见原生的磁铁矿、赤铁矿以及石膏等高氧逸度矿物。矿区内的矽卡岩呈层状、似层状产在石炭系东图津河组中。石榴子石在矽卡岩中大量发育, 是矽卡岩中最主要的造岩矿物, 根据其颜色和形态的变化, 主要可以分为3类: ① 内矽卡岩及岩体中的红色石榴子石; ② 岩体与灰岩接触带矽卡岩中的棕色石榴子石; ③ 靠近灰岩的灰绿色石榴子石。流体包裹体激光拉曼分析结果显示, 矿区内流体包裹体的气相成分大部分为甲烷( $\text{CH}_4$ ), 结合矿区内大量发育的低氧逸度矿物, 说明色勒特果勒是一个还原性的斑岩-矽卡岩型矿床。文章对不同类型的石榴子石从中心向边缘做了详细的电子探针分析。结果显示, 3种石榴子石成分都以钙铝榴石为主, 说明这些石榴子石是在酸性还原的条件下形成的。棕色石榴子石具有明显的振荡环带, 端员组分随着振荡环带的变化具有较明显差异, 其振荡环带有效的记录了成矿热液的演化过程, 为示踪成矿流体组成、性质和氧逸度变化提供了重要的信息。

**关键词** 地质学; 还原性斑岩矿床; 石榴子石; 环带; 流体; 色勒特果勒

中图分类号: P618.41; P618.65 文献标志码: A

### Zoning and genesis of garnets in the Seleteguole reduced porphyry-skarn deposit of West Tianshan Mountains, Xinjiang

ZHANG Wei<sup>1,2</sup>, ZHANG XingChun<sup>1</sup>, LENG ChengBiao<sup>1</sup>, SU WenChao<sup>1</sup>, QIN ChaoJian<sup>1</sup>,  
CAO JingLiang<sup>3</sup> and YAN JiaHui

(1 State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, Guizhou, China; 2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3 Central South Geo-exploration Institute, China, Metallurgical Geology Bureau, Wuhan 430081, Hubei, China)

#### Abstract

The Seleteguole Cu-Mo deposit in Xinjiang is formed in a continental arc setting caused by the subduction of subduction Junggar Ocean to Yili Block. The mineralization is mainly hosted in quartz diorite porphyry, diorite porphyry and the contact zone skarn between the porphyries and limestone rocks. Abundant pyrrhotites have been found in Seleteguole deposit but absence of primary high oxygen fugacity minerals such as magnetite, hematite and anhydrite. The skarn is layered in the Carboniferous Dongtulinhe Formation. The garnets are widely developed in

\* 本文得到国家自然科学基金面上项目(编号: 41272114)和西部之光项目基金(编号: SKLOGD-ZY125-03)联合资助

第一作者简介 张 伟,男,1988年生,博士研究生,研究方向为地球化学。Email: zhangwei@mail.gyig.ac.cn

\*\* 通讯作者 张兴春,男,1964年生,研究员,博士,主要从事矿床地质方面的研究。Email: zhangxingchun@vip.gyig.ac.cn

收稿日期 2016-11-07; 改回日期 2016-12-27。赵海杰编辑。

the skarn and can be divided into three categories based on their colour and shape: ① the red garnets which occurred in the endoskarn and the skarn near the porphyries; ② the brown garnets in the contact zone between the porphyries and the limestone and ③ the yellow-green garnets near the limestone. The laser Raman analysis show that the gas phase of the fluid inclusions is mainly methane ( $\text{CH}_4$ ), combined with low oxygen fugacity minerals. This suggests that the Seleteguole deposit is a reduced porphyry-skarn deposits. In this paper, detailed electronic probe analyses have been measured from center to the rim of the different types of representative garnets. All the three types of garnet are mainly composed of grossularite. Indicating that these garnet are formed in a reduced conditions. The brown garnet has oscillatory zone, composition of the garnet is obviously different with the variation of the oscillation zone. The oscillating zone effectively records the evolution of the hydrothermal fluids and provides important information of the composition, properties and oxygen fugacity of the fluid.

**Key word:** geology, reduced porphyry deposit, garnet, zone, fluid, Seleteguole

斑岩型矿床是指与地壳浅部具有斑状结构的中酸性侵入岩体有密切成因与空间联系的高-中温热液矿床(Sillitoe, 2010)。经典的斑岩型矿床都与高氧逸度、含磁铁矿的岩体有关,成矿流体为含 $\text{CO}_2$ 和 $\text{H}_2\text{O}$ 的高氧逸度的流体,并含有很多磁铁矿、赤铁矿、石膏等高氧逸度的矿物,如:智利的El Teniente (Stern et al., 2007),美国西部的Bingham (Landtwing et al., 2005),新墨西哥的Santa Rita (Audétat et al., 2004)等。然而Rowins(2000)提出了还原性斑岩矿床的概念。这类斑岩矿床在成因上与还原性的钛铁矿系列的I型花岗岩有关,成矿流体主要为富 $\text{CH}_4$ 的还原性流体,并且缺少原生的磁铁矿、赤铁矿和石膏等高氧逸度的矿物,但是含有大量的原生磁黄铁矿。近年来,这种具有低氧逸度特征的斑岩型矿床不断被发现并引起了学者们的关注,如加拿大的Catface斑岩型Cu-Mo-Au矿床(Smith et al., 2012)、云南中甸的普朗斑岩型Cu矿床(刘江涛等, 2013)、西准噶尔的包古图斑岩型Cu-Au矿床(Cao et al., 2014a)和宏远斑岩Cu-Mo矿床(吴楚等, 2015)。

新疆色勒特果勒是西天山新发现的斑岩-矽卡岩型铜钼矿床(Zhang et al., 2016),通过对其详细的地质调查,发现矿区内既有还原性含钛铁矿的岩体,又有富 $\text{CH}_4$ 的还原性流体,同时伴有大量磁黄铁矿的出现,表明色勒特果勒是一个典型的还原性斑岩-矽卡岩型矿床。石榴子石是矽卡岩矿床中重要的矽卡岩矿物,其基本化学式为 $\text{X}_3\text{Y}_2[\text{SiO}_4]_3$ ,其中X代表正2价阳离子如 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{Fe}^{2+}$ 、 $\text{Mn}^{2+}$ 等,Y代表正3价阳离子如 $\text{Al}^{3+}$ 、 $\text{Fe}^{3+}$ 、 $\text{Cr}^{3+}$ 等(Meinert et al., 2005)。石榴子石根据其成分的不同可以划分为不同的端员组分如:钙铝榴石、钙铁榴石、镁铝榴

石、锰铝榴石、铁铝榴石等。自然界大多数石榴子石为两个或者多个端员组分的固溶体系列。不同种类的石榴子石能够反映其不同的形成环境如:钙铁榴石通常在氧化的、碱性环境中形成;而钙铝榴石则通常在还原的、酸性环境中形成(艾永福等,1981;王伟等,2016)。石榴子石作为矽卡岩矿床中热液接触交代作用的产物,经常发育有韵律环带,这些环带能够有效的记录成矿热液的演化过程,为示踪成矿流体组成、性质和环境变化提供重要的信息(Jamtveit et al., 1993)。本文根据矿区内石榴子石矿物特征的变化,对石榴子石进行了详细的分带,并结合电子探针和包裹体激光拉曼分析,讨论了石榴子石的形态、成分和环带特征。根据石榴子石成分和环带的变化,探讨了石榴子石形成过程中的物理化学条件以及氧逸度的变化,进一步为还原性斑岩-矽卡岩矿床流体的演化提供了重要信息。

## 1 区域及矿床地质

### 1.1 区域地质背景

西天山造山带位于中亚增生性造山带的西南缘,是一个经历了复杂变形改造,多期次俯冲、碰撞和陆-陆叠覆造山而形成的复合造山带(Windley et al., 2007; Xiao et al., 2013)。高俊等(2009)在综合近年来的研究成果后,将西天山区域构造单元自北向南划分为北天山弧增生体、伊犁地块、中天山复合弧地体和塔里木北部陆缘弧。其中,北天山弧增生体是古准噶尔洋向伊犁板块俯冲消减的结果,巴音沟蛇绿岩是准噶尔洋向伊犁板块俯冲消减的证据(郭继易等,1989;徐学义等,2006)。该区域主要由依连哈比尔尕山主体组成,北与准噶尔盆地相邻,

南以博努科努山北缘断裂与伊犁地块北缘活动带相邻。区内出露元古宇、寒武系、奥陶系、志留系、泥盆系、石炭系、二叠系、侏罗系和第四系等地层(左国朝等 2008; 张作衡等 2012)。元古宇主要为古元古界温泉岩群二云斜长片麻岩、斜长角闪片岩、二云母片岩、角闪岩、大理岩和石英岩等。长城系哈尔滨群分布在别珍套山一带,由变质细碎屑岩夹大理岩组成。蓟县系库松木切克群为大理岩化灰岩、白云质硅质灰岩、灰岩、板岩和千枚岩等组成。寒武系为泥岩、灰岩、粉砂岩、砂岩和磷块岩等。奥陶系为一套浅海相碎屑岩、碳酸盐岩。志留系为泥岩、砂岩、粉砂岩、灰岩、凝灰岩和熔岩等。泥盆系为套砾岩、砂岩、粉砂岩、灰岩、凝灰岩和熔岩等。石炭系主要由大哈拉军山组、阿恰勒河组和东图津河组组成。大哈拉军山组为中酸性火山碎屑岩、中基性熔岩和砂砾岩等;阿恰勒河组为钙质长石石英砂岩、钙质砂岩、生物灰岩、泥质、硅质灰岩、砾岩;东图津河组为杂色砂岩、含砾砂岩、粗砂岩、钙质砂岩夹粉砂岩、灰岩、底部砾岩。区内侵入岩发育,从岩基、岩株到岩墙均有出露,呈近东西向带状分布,以中酸性岩体最为发育,侵入时代主要为加里东晚期和海西期(Wang et al., 2007; 龙灵利等 2008)。加里东期侵入岩主要分布于温泉县城南部,以岩株状产出,岩性为花岗闪长岩和二长花岗岩。海西早期侵入岩分布在伊连哈比尔尕和博罗科洛地区以岩株状产出,岩性主要为花岗斑岩、花岗闪长斑岩和闪长玢岩等;海西中期花岗岩主要分布于阿拉套和博罗科洛地区,多呈岩株和岩基状产出,岩性为二长花岗岩、花岗岩、花岗闪长岩、花岗斑岩和流纹斑岩等;海西晚期花岗岩主要分布于伊利板块北缘及阿吾拉勒地区,呈岩株和岩脉状产出,岩性为闪长玢岩、二长花岗岩、黑云母花岗岩、花岗斑岩和流纹斑岩等。

## 1.2 矿床地质特征

色勒特果勒斑岩-矽卡岩矿床位于新疆省精河县南偏东约 60 km 处(图 1b)。位于冬吐劲弧间盆地与博罗科努岛弧近交汇部位。研究区以北为阿拉尔前弧隆起,阿拉尔深断裂以及查岗果勒巨大推覆体,以南为博罗科努岛弧及冬吐劲大断裂。矿区内出露的地层比较单一,为石炭系东图津河组,主要由灰白色薄层状、厚层夹薄层状硅质岩、变质粉砂岩、硅质粉砂岩、钙质粉砂岩、钙质长石砂岩以及薄层状灰岩组成。矿区内构造较发育,主要呈 NNE 向展布于色勒特果勒沟,构造多为成矿前构造,对深部含矿

岩浆及热液的上侵与交代成矿有利。矿区内岩浆活动强烈,出露的岩体主要为黑云母花岗岩、闪长斑岩和石英闪长斑岩(图 2)。黑云母花岗岩在矿区内出露范围较广,大面积侵位于东图津河组地层之中,锆石 LA-ICPMS 显示其年龄为  $(307 \pm 3)$  Ma (Zhang et al., 2016)。石英闪长斑岩(图 3a)和闪长斑岩(图 3b)具有相同的锆石 LA-ICPMS 年龄,均为  $(302 \pm 3)$  Ma,并且都呈脉状侵入于黑云母花岗岩及东图津河组地层中。

矿区内的矿石矿物主要有黄铜矿、斑铜矿、辉铜矿、辉钼矿、磁黄铁矿和白钨矿;脉石矿物主要是石榴子石、透辉石、符山石、绿帘石、绿泥石、角闪石、石英、方解石、绢云母等。

色勒特果勒围岩蚀变强烈,矿物种类繁多,蚀变以多期、多阶段和后期蚀变叠加为特征,主要分为斑岩型蚀变和矽卡岩型蚀变。斑岩型蚀变发育在斑岩体及其与花岗岩的接触带上,主要为石英-绢云母化、青磐岩化(绿泥石化、绿帘石化)和微弱的碳酸盐化,其中石英-绢云母化为早期蚀变,受到了晚期绿泥石化、绿帘石化和碳酸盐化的叠加。斑岩自身遭受了较强烈的热液蚀变,岩体中的斜长石已经大部分蚀变形成了绢云母,角闪石和黑云母等暗色矿物也大多蚀变形成了绿帘石或者绿泥石。矽卡岩型蚀变主要发育在斑岩与灰岩的接触带上,除了主要的矽卡岩化以外,还有大理岩化、硅化、绿泥石化、角岩化、碳酸盐化以及绢云母化的叠加。矿区矽卡岩可分为内矽卡岩和外矽卡岩。内矽卡岩呈几厘米到十几厘米的不规则脉体穿插于斑岩岩体之中(图 3c),局部可以见到内矽卡岩脉体之间的相互穿插。内矽卡岩主要由石榴子石、透辉石、符山石、硅灰石等无水矽卡岩以及石英组成,几乎不含金属矿物。外矽卡岩在斑岩体与灰岩之间广泛发育,主要矿物有石榴子石、透辉石、符山石、硅灰石、石英、绿帘石、绿泥石以及方解石。绿帘石和绿泥石等后期形成的含水矽卡岩矿物通常交代早期矽卡岩阶段形成的石榴子石和透辉石等无水矽卡岩矿物,并可以见到晚期石英脉穿插早期矽卡岩矿物形成的脉体(如石榴子石脉,图 3d)。

色勒特果勒斑岩-矽卡岩型矿床的矿体主要产于闪长斑岩、石英闪长斑岩和接触带矽卡岩中(图 2)。斑岩体中的矿化主要由浸染状黄铜矿和辉钼矿、石英-黄铜矿-辉钼矿脉以及片状的辉钼矿组成(图 3a、b)。

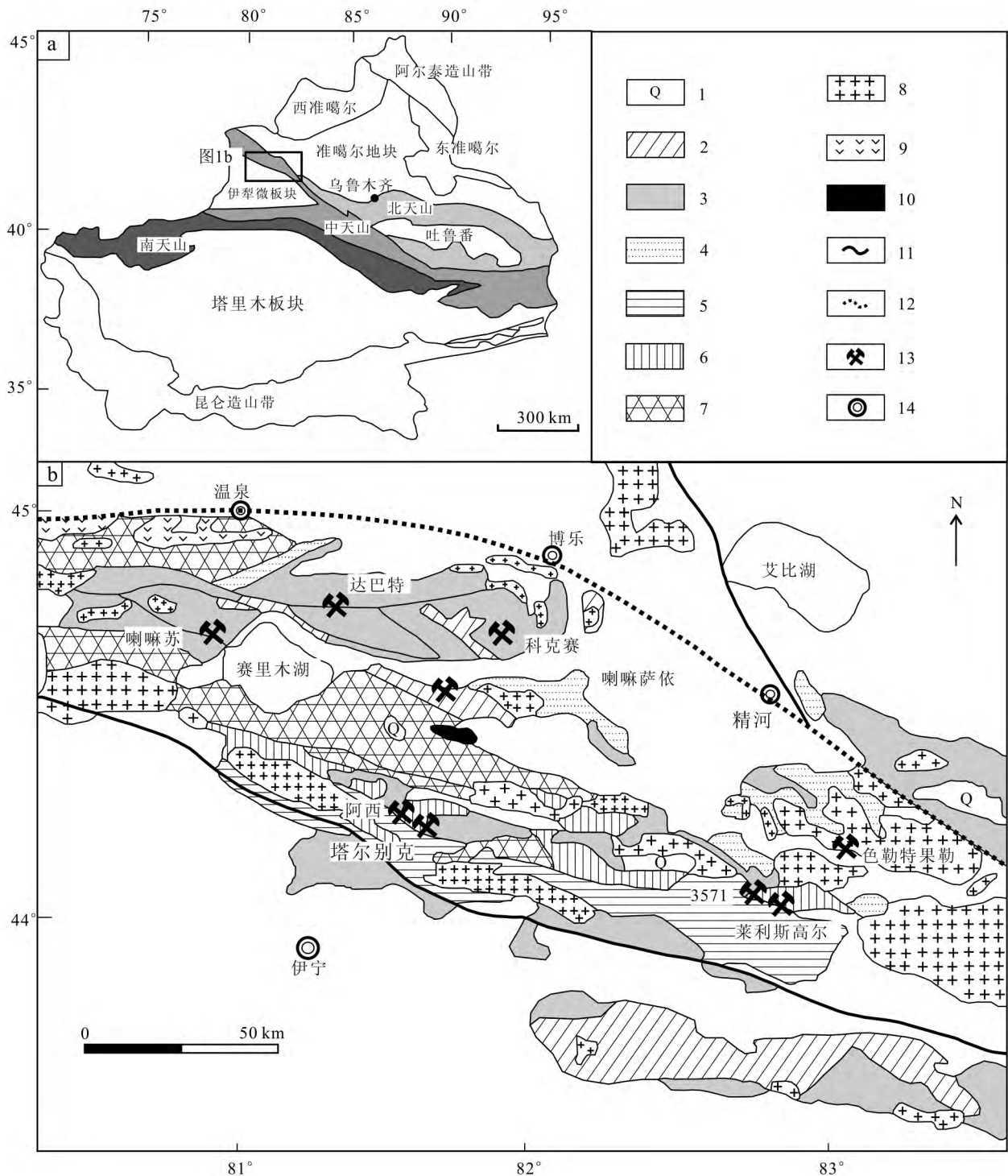


图 1 西天山地质简图与矿床分布图(修改自 Tang et al., 2010)

1—第四系; 2—二叠系; 3—石炭系; 4—泥盆系; 5—志留系; 6—寒武系—奥陶系; 7—前寒武结晶基底; 8—晚古生代花岗岩;  
9—早古生代花岗岩; 10—超基性岩石; 11—断层; 12—缝合线; 13—矿床; 14—城市

Fig. 1 Sketch geological map of the West Tianshan Mountains showing the distribution of ore deposits  
(modified after Tang et al., 2010)

1—Quaternary; 2—Permian; 3—Carboniferous; 4—Devonian; 5—Silurian; 6—Cambrian to Ordovician; 7—Precambrian basement;  
8—Late Paleozoic granite; 9—Early Paleozoic granite; 10—Ultra-basic rocks; 11—Fault; 12—Suture; 13—Deposit; 14—City

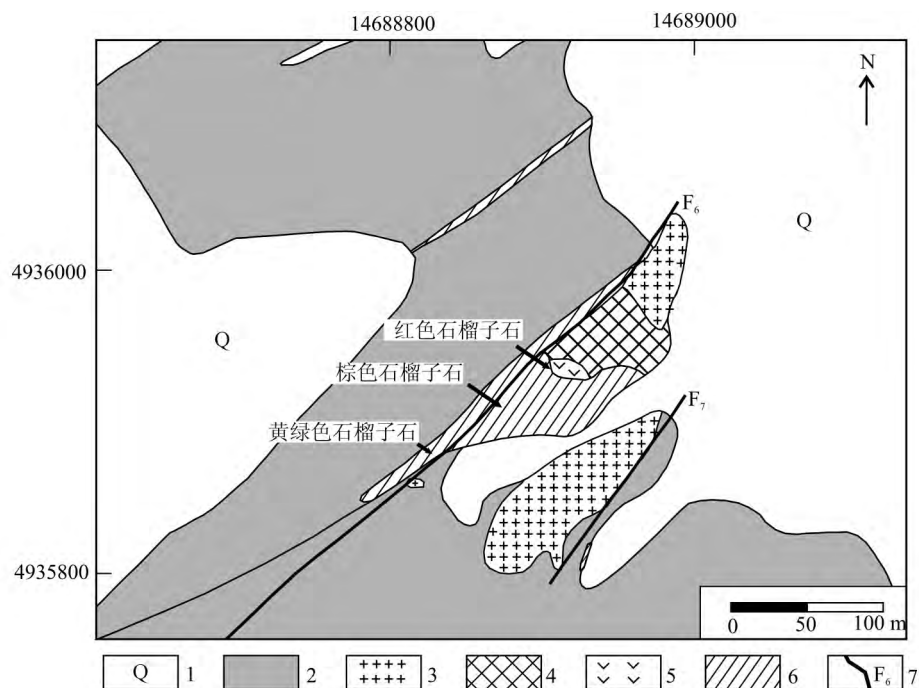


图2 色勒特果勒斑岩-矽卡岩矿床地质简图(据中国冶金地质总局中南地质勘查院,2015)

1—第四系;2—东图津河组;3—黑云母花岗岩;4—石英闪长斑岩;5—闪长斑岩;6—矽卡岩;7—断层

Fig. 2 Geological map of the Seleteguole porphyry-skarn deposit (after Central South Geo-Exploration Institute, 2015)

1—Quaternary; 2—Dongtujinhe Formation; 3—Biotite granite; 4—Quartz diorite porphyry; 5—Diorite porphyry; 6—Skarn; 7—Fault

矽卡岩中矿化主要以石英硫化物为主,局部可见块状的硫化物,金属矿物组合主要以黄铜矿和斑铜矿为主(图3e)。辉钼矿主要呈星点状在局部发育。矽卡岩中辉钼矿主要呈片状、浸染状以及石英硫化物脉(图3f)产出。白钨矿主要与石英共生,零星发育于矽卡岩之中。

## 2 石榴子石分带及特征

石榴子石在色勒特果勒矿区的矽卡岩中大量发育,是矽卡岩中最主要的造岩矿物。根据离岩体的距离,石榴子石会呈现出不同的颜色及分带。岩体周围的石榴子石主要为深红色,随着离岩体的距离变远,石榴子石的颜色也逐渐变浅(Meinert et al., 2005; Chang and Meinert, 2008)。根据其颜色和形态的变化,色勒特果勒的石榴子石主要为3类(图2):①内矽卡岩及岩体周围的红色石榴子石;②接触带矽卡岩中的棕色石榴子石;③靠近灰岩的黄绿色石榴子石。

红色石榴子石主要分布在斑岩体内矽卡岩及靠近岩体十几米的范围内。在内矽卡岩生长裂隙及晶

洞中的红色石榴子石常常呈半自形-自形的菱形十二面体或四角三八面晶体(图4a)。粒径一般在0.5~2.0 mm之间。靠近岩体的外矽卡岩中的红色石榴子石一般形态不规则,粒径也较小,有时呈浸染状分布。镜下红色石榴子石具有非均质性并可见较好的晶型,发育明显的锥状双晶,薄片表现为三连晶或者六连晶,锥顶多聚合在晶体中心,锥底面为其晶面(图4b)。

棕色石榴子石在外矽卡岩中大量出现,大小不一,形态各异。粒径多数在0.5~3.0 mm之间,个别较大的石榴子石粒径可达2 cm,镶嵌在其它矽卡岩矿物中间。棕色石榴子石多为致密块状,有时以半自形-自形粒状集合体产出,也可见到呈浸染状或脉状分布的石榴子石(图4c),呈脉状分布的石榴子石被晚期石英脉截穿(图3d)。镜下棕色石榴子石呈非均质性,干涉色灰到暗灰,具有明显的交代结构或者残余结构,常常被晚期的石英、绿帘石、绿泥石等含水矽卡岩矿物以及黄铜矿、辉钼矿等硫化物交代,有时绿帘石交代石榴子石呈假象产出。后期交代作用不明显的石榴子石中可以见到清晰的振荡环带(图4d),在正交偏光镜下光性异常明显,环带特性呈

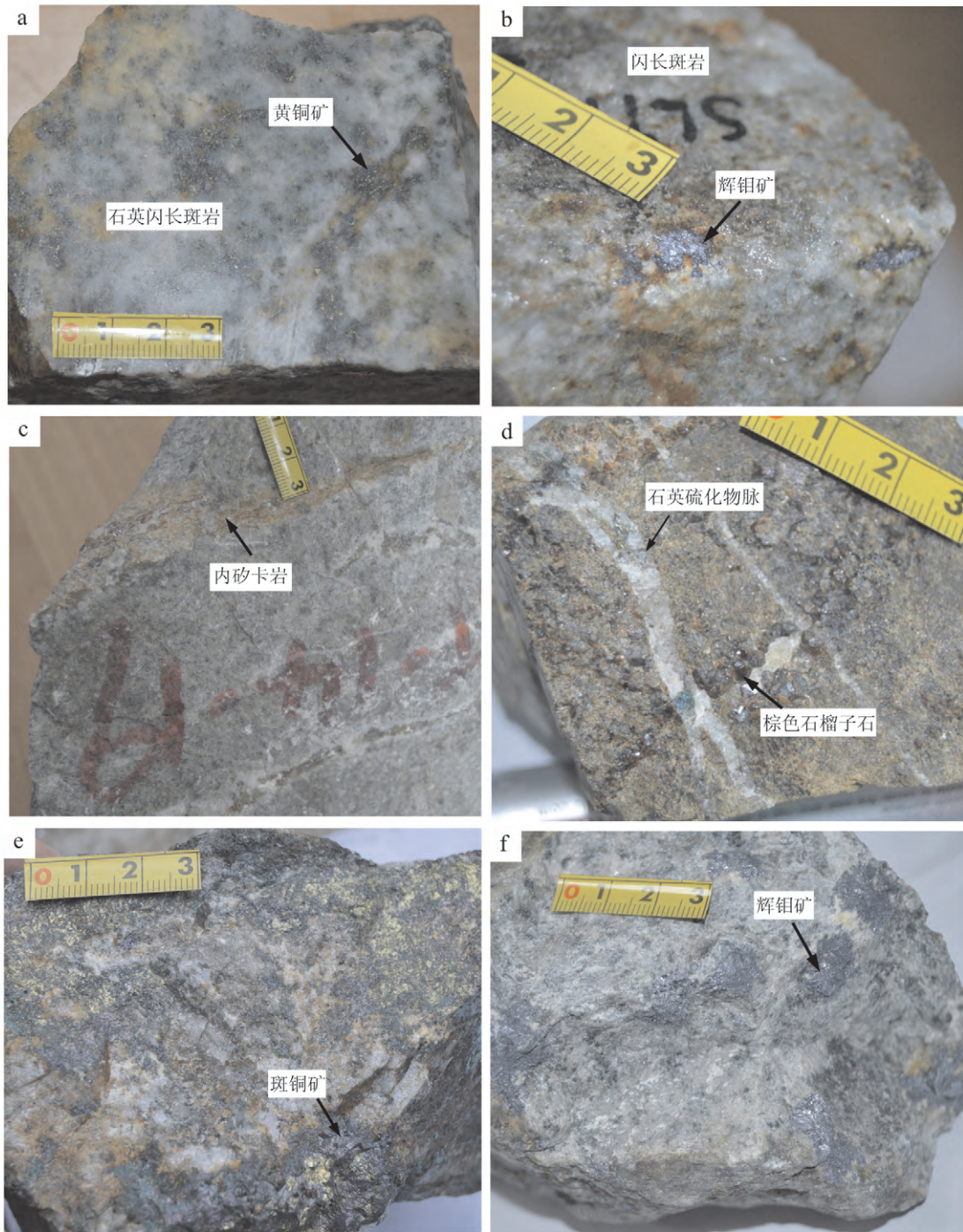


图 3 色勒特果勒铜钼矿床典型矿石照片

- a. 黄铜矿化石英闪长斑岩; b. 辉钼矿化石英闪长斑岩; c. 斑岩体中的内矽卡岩; d. 矽卡岩中石英脉穿过早期石榴子石脉;
- e. 黄铜矿和斑铜矿化的矽卡岩; f. 辉钼矿化的矽卡岩

Fig. 3 Photographs of typical ores in the Seleteguole Cu-Mo deposit

- a. Chalcopyrite mineralized quartz diorite porphyry; b. Molybdenite mineralized diorite porphyry; c. Endoskarn vein in the porphyry;
- d. Quartz vein cut across the early garnet vein in the skarn; e. Chalcopyrite mineralized skarn bornite f. Molybdenite mineralized skarn

现黑白相间的干涉色,环带一般为几条,且环带宽度不等,一般内带较宽外带较窄,反映石榴子石在形成

时流体成分以及氧逸度等条件有所变化(Jamtveit et al., 1993; 1995; Gaspar et al., 2008)。

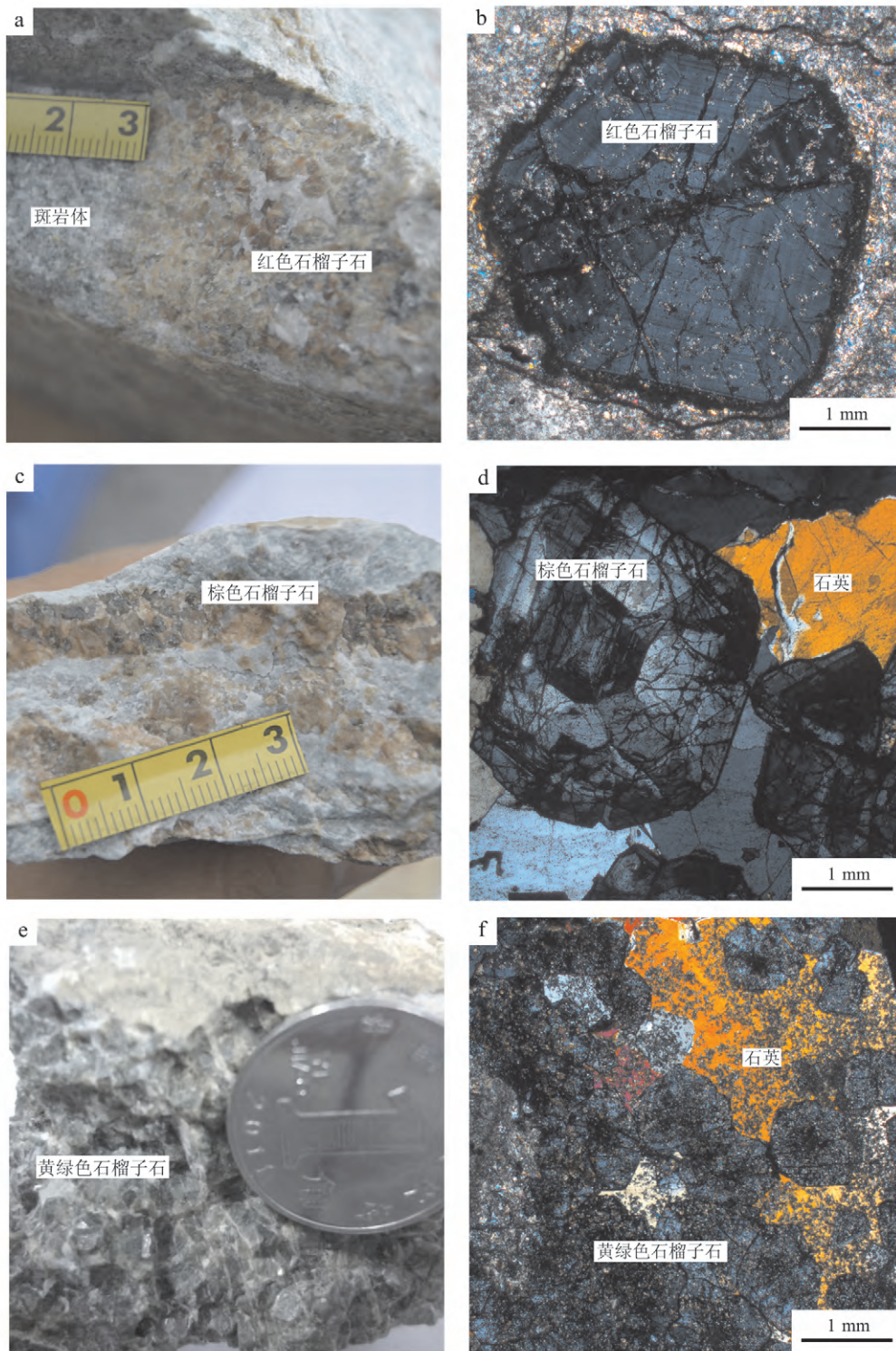


图4 色勒特果勒铜钼矿床石榴子石岩相学特征

a. 内砂卡岩中红色石榴子石; b. 红色石榴子石镜下照片; c. 砂卡岩中棕色石榴子石; d. 棕色石榴子石镜下照片; e. 靠近灰岩的黄绿色石榴子石; f. 黄绿色石榴子石镜下照片

Fig. 4 The petrology of garnet in the Seleteguole Cu-Mo deposit

a. Red garnet in the endokarn; b. Microphotograph of the red garnet; c. Brown garnet in the skarn; d. Microphotograph of the brown garnet; e. Green-yellow garnet Close to the limestone f. Microphotograph of the green-yellow garnet.

黄绿色石榴子石出现在矽卡岩的外带,靠近灰岩或者角岩的位置。一般在晶洞中或者矿物颗粒间以自形的菱形十二面体或四角三八面晶体的粒状集合体产出(图4e),粒径较均匀,在1 mm左右,也有少数呈浸染状分布于矽卡岩之中。该阶段的石榴子石常常与晚矽卡岩阶段的石英、绿帘石、绿泥石、方解石等共生,具有明显的溶蚀结构。镜下黄绿色石榴子石具有非均质性,干涉色一级灰白,无明显的环带及双晶(图4f)。

### 3 实验方法与结果

本次研究的样品为采自色勒特果勒矿区内不同阶段的石榴子石、符山石、石英和方解石。将采集的石榴子石以及石英等样品磨制成光薄片,经过详细的显微镜下鉴定,选择不同类型有代表性的石榴子石进行电子探针测试分析,并对薄片包裹体进行了激光拉曼分析。

#### 3.1 流体包裹体激光拉曼分析

流体包裹体激光拉曼在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完成。激光拉曼分析仪器为Renishaw inVia Reflex型显微激光拉曼光谱仪,Ar<sup>+</sup>激光器,激光波长514.5 nm,激光功率60 mW,空间分辨率1~2 μm,光谱分辨率1.4波数/cm。

色勒特果勒斑岩-矽卡岩中很多矿物中都发育有流体包裹体,包括斑岩体中的石英斑晶和石英脉,早期无水矽卡岩中的石榴子石、符山石以及晚期矽卡岩中的石英脉。激光拉曼分析测试显示斑岩体里的石英、矽卡岩成矿早期的石榴子石(图5a)、以及成矿阶段的石英硫化物脉(图5b)中流体包裹体的气相成分大部分都是以CH<sub>4</sub>为主,说明形成矿床的

成矿热液是富CH<sub>4</sub>的还原性流体。

#### 3.2 石榴子石成分特征

石榴子石主量元素的测试在中国科学院地球化学研究所矿床国家重点实验室完成,分析仪器为EP-MA 1600型电子探针。首先在显微镜下仔细观察,确定要做探针分析的石榴子石颗粒,然后对薄片进行喷碳制样,最后在探针仪上对矿物进行成分分析。波谱分析时的测试条件为加速25 kV,电流10 nA,电子束束斑10 μm。对石榴子石的电子探针波谱分析遵循从中心向边缘打点的规律,对没有环带的红色石榴子石与绿色石榴子石,打点较少,并且点与点之间的间距较宽(1个石榴子石颗粒少于10个点),而对于有明显振荡环带的棕色石榴子石,为了准确判断石榴子石之间的成分变化,打点较多且点与点之间的间距较窄(一个石榴子石多于20个点)。色勒特果勒石榴子石样品电子探针分析结果见表1及图6。

红色石榴子石的成分稳定,μ(SiO<sub>2</sub>)的变化范围在38.86%~40.12%之间,μ(CaO)的变化不大,在36.40%~36.69%之间,μ(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)较高,在20.04%~21.00%之间,μ(FeO)较低,在3.52%~3.93%之间,MnO、TiO<sub>2</sub>和MgO的含量较低且变化范围不大。石榴子石从中心向边缘的成分含量几乎没有变化(图7a)。端员组分主要为钙铝榴石(86%~88%),其次为钙铁榴石(8%~11%),以及极少量的钛榴石、锰铝榴石、镁铝榴石和铁铝榴石。

棕色石榴子石的成分变化极大,主要是受到振荡环带的影响,不同环带间的成分具有明显的差异。w(SiO<sub>2</sub>)变化范围在35.80%~39.09%之间,w(CaO)变化范围在31.87%~34.18%之间,w(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)的变化范围在9.69%~17.02%之间,

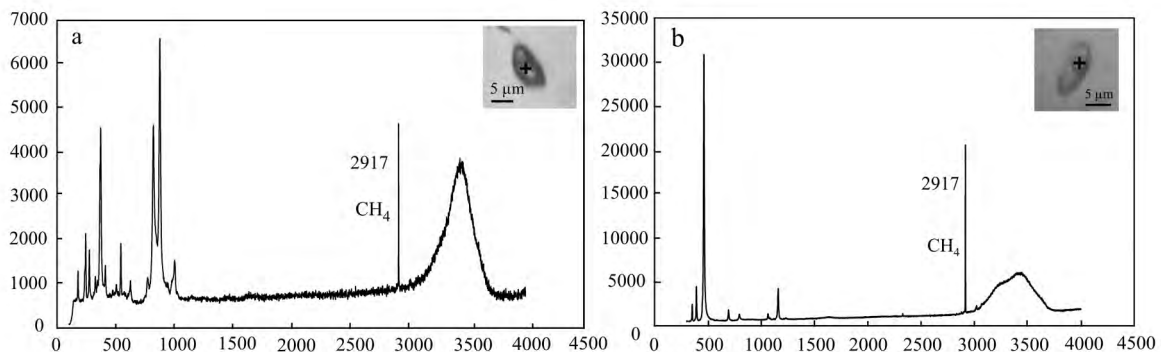


图5 石榴子石(a)与石英(b)中包裹体的激光分析拉曼分析

Fig. 5 Laser Raman analyses of the fluid inclusions in garnet (a) and quartz (b)



表1 色勒特果勒矿床石榴子石的电子探针分析结果  
Table 1 The EPMA result of the garnets in Seletegnele deposit

样品	棕色石榴子石从核部到边缘成分变化(w(B)/%)																			
	14_1	14_2	14_3	14_4	14_5	14_6	14_7	14_8	14_9	14_10	14_11	14_12	14_13	14_14	14_15	14_16	14_17	14_18	14_19	14_20
SiO <sub>2</sub>	37.77	38.65	38.83	37.70	37.82	38.12	37.55	38.24	37.79	37.55	37.29	36.57	38.34	37.64	38.27	36.87	36.66	37.28	35.80	37.85
TiO <sub>2</sub>	0.87	0.11	0.11	0.07	0.10	0.06	0.09	0.14	0.16	0.62	0.03	0.42	0.60	0.72	0.94	1.00	0.24	0.13	0.29	0.74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.93	15.65	15.52	15.40	15.58	15.24	13.41	13.45	13.31	13.24	11.81	15.03	15.12	14.88	14.51	13.90	11.01	10.97	10.45	14.83
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0	0	0.01	0.02	0	0.01	0.01	0.01	0	0.01	0.01	0	0.01	0	0.01	0	0	0.01
FeO	11.52	11.38	11.83	11.83	11.27	11.81	13.29	13.32	14.54	14.22	15.32	11.33	11.11	11.48	11.81	12.52	16.14	16.97	16.45	11.23
MnO	1.57	2.72	2.69	2.62	2.69	2.56	2.02	2.12	1.76	2.28	1.52	1.54	1.77	1.83	1.85	2.10	1.76	1.61	1.48	1.37
MgO	0	0	0.02	0	0.02	0.02	0	0.03	0.03	0.02	0.02	0	0.02	0.01	0.03	0.01	0.01	0	0.01	0.02
CaO	34.12	32.24	32.32	31.87	32.13	32.29	33.06	32.71	32.98	32.47	33.28	34.06	33.58	33.43	33.33	32.30	32.83	32.95	33.11	34.18
总和	99.78	100.75	101.32	99.49	99.62	100.12	99.42	100.02	100.58	100.41	99.27	98.96	100.55	99.99	100.75	98.70	98.66	99.91	97.59	100.23
Fe <sup>2+</sup>	0.64	2.26	2.35	1.65	1.39	1.65	0.58	1.73	1.24	1.51	0.41	0	1.54	0.95	1.97	1.46	0.18	0.85	0	0.74
Fe <sup>3+</sup>	12.09	10.13	10.54	11.32	10.98	11.29	14.12	12.88	14.78	14.13	16.56	12.59	10.63	11.70	10.93	12.28	17.74	17.91	18.28	11.66
锰铝榴石	0.03	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.04	0.05	0.04	0.05	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.03
镁铝榴石			0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
铁铝榴石	0.01	0.05	0.05	0.04	0.03	0.04	0.01	0.04	0.03	0.03	0.01	0.03	0.03	0.02	0.04	0.03	0	0.02		0.02
钙铝榴石	0.57	0.60	0.59	0.59	0.60	0.59	0.54	0.53	0.52	0.49	0.48	0.63	0.60	0.59	0.57	0.53	0.44	0.43	0.45	0.60
钙铁榴石	0.36	0.29	0.30	0.30	0.29	0.31	0.38	0.38	0.40	0.39	0.46	0.31	0.31	0.32	0.32	0.35	0.49	0.50	0.50	0.32

石榴子石端员成分/%

续表 1\_1  
Continued Table 1\_1

组分	棕色石榴子石从核部到边缘成分变化(w(B)/%)																			
	15_1	15_2	15_3	15_4	15_5	15_6	15_7	15_8	15_9	15_10	15_11	15_12	15_13	15_14	15_15	15_16	15_17	15_18	15_19	15_20
SiO <sub>2</sub>	37.43	37.71	37.54	37.06	36.47	38.31	38.34	37.80	38.68	38.69	38.25	39.09	36.49	38.79	38.55	38.65	38.68	38.14	38.68	38.13
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.12	0.11	0.02	0.05	0.17	0.42	0.60	0.30	0.27	0.06	0.16	0.38	0.49	0.73	0.40	0.64	0.30	0.44	0.23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.70	13.06	13.67	11.48	11.35	14.63	15.80	15.35	12.96	12.90	15.62	16.65	16.95	14.49	14.90	16.39	17.02	16.35	16.07	14.23
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0	0.02	0	0	0	0	0.01	0	0	0	0	0	0	0.02	0.01	0	0.05	0.01	0.01
FeO	13.42	13.54	13.47	15.73	15.49	12.03	10.53	10.68	15.26	15.37	10.91	10.12	9.75	12.06	11.78	9.64	8.72	10.48	10.34	12.43
MnO	2.39	2.29	2.20	1.41	1.40	1.72	1.98	2.17	2.37	2.37	2.15	2.35	1.72	2.40	2.36	1.72	1.95	2.35	2.13	2.14
MgO	0.01	0.02	0.02	0.01	0	0.01	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.05	0.01	0	0.04	0.02	0.01
CaO	32.11	32.02	32.02	33.44	33.38	33.72	33.26	32.70	32.16	32.20	32.77	32.83	33.78	32.24	32.66	32.68	33.72	32.62	32.96	33.03
总和	99.11	98.76	99.05	99.15	98.14	100.59	100.35	99.34	101.75	101.83	99.79	101.22	99.10	100.49	101.05	99.50	100.73	100.33	100.65	100.21
Fe <sup>2+</sup>	1.22	1.81	1.70	0.04	0	1.01	1.56	1.60	2.90	2.78	1.58	2.42	0	3.04	2.43	2.94	1.66	1.63	2.23	1.30
Fe <sup>3+</sup>	13.56	13.04	13.08	17.44	17.21	12.25	9.96	10.09	13.74	13.99	10.37	8.55	10.83	10.02	10.39	7.45	7.84	9.83	9.02	12.37
石榴子石端员成分/%																				
钛榴石	0	0	0	0	0	0	0.01	0.02	0	0	0	0	0.01		0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
锰铝榴石	0.05	0.05	0.05	0.03	0	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05		0.05	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05
镁铝榴石	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
铁铝榴石	0.03	0.04	0.04	0		0.02	0.03	0.03	0.06	0.06	0.03	0.05		0.05	0.05	0.05	0.03	0.04	0.05	0.03
钙铝榴石	0.54	0.52	0.53	0.47	0.50	0.59	0.63	0.60	0.48	0.47	0.62	0.65	0.70	0.56	0.57	0.66	0.68	0.63	0.63	0.56
钙铁榴石	0.37	0.39	0.37	0.47	0.46	0.34	0.28	0.29	0.40	0.41	0.29	0.25	0.23	0.29	0.30	0.22	0.23	0.26	0.26	0.35

续表 1\_2  
Continued Table 1\_2

样品	棕色石榴子石从核部到边缘								红色石榴子石从核部到边缘(u(B)/%)								黄绿色石榴子石从核部到边缘(u(B)/%)							
	15_21	15_22	15_23	15_24	108_1	108_2	108_3	108_4	108_5	108_6	108_7	108_8	42_1	42_2	42_3	42_4	42_5	42_6						
SiO <sub>2</sub>	37.05	37.98	37.34	37.56	39.83	40.12	39.87	38.86	39.39	39.53	39.53	39.94	38.53	39.71	39.52	39.14	39.22	38.86						
TiO <sub>2</sub>	0	0	0.18	0.07	0.48	0.55	0.53	0.56	0.67	0.53	0.49	0.58	0.69	0.63	0.64	0.64	0.59	0.54						
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.78	13.52	10.42	9.69	20.85	20.97	20.96	20.57	20.15	21.00	20.71	20.04	18.33	18.45	17.89	17.08	16.98	16.12						
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0	0	0	0	0.01	0.01	0	0	0.03	0.02	0	0	0.01	0	0.01	0						
FeO	14.30	13.29	16.23	17.26	3.52	3.77	3.80	3.85	3.93	3.74	3.72	3.75	6.41	6.80	7.22	7.71	8.30	8.17						
MnO	2.36	2.23	1.68	1.59	0.09	0.10	0.08	0.07	0.08	0.09	0.09	0.07	0.21	0.19	0.21	0.17	0.18	0.18						
MgO	0.03	0.02	0.01	0.01	0.22	0.24	0.19	0.17	0.17	0.18	0.18	0.22	0.06	0.07	0.06	0.03	0.06	0.07						
CaO	32.58	32.15	33.53	33.49	36.48	36.43	36.69	36.60	36.53	36.65	36.40	36.68	36.07	36.07	36.14	36.26	35.98	36.03						
总和	99.10	99.19	99.39	99.67	101.47	102.18	102.13	100.69	100.92	101.72	101.15	101.30	100.30	101.92	101.69	101.03	101.32	99.97						
Fe <sup>2+</sup>	0.11	1.94	0.14	0.43	0.83	1.27	0.73	0	0.51	0.37	0.65	0.81	0.16	1.51	1.20	0.69	1.05	8.52						
Fe <sup>3+</sup>	15.77	12.61	17.88	18.70	2.99	2.78	3.42	4.28	3.81	3.75	3.41	3.27	6.95	5.87	6.70	7.80	8.06	0.18						
石榴子石端员成分/%																								
钛榴石	0		0.01	0	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0						
锰铝榴石	0.05	0.05	0.04	0.04	0	0	0		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0						
镁铝榴石	0	0	0	0	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0	0	0	0	0	0						
铁铝榴石	0	0.04	0	0.01	0.02	0.02	0.02		0.01	0.01	0.01	0.01	0	0.03	0.02	0.01	0.02	0						
钙铝榴石	0.51	0.53	0.43	0.40	0.88	0.87	0.87	0.87	0.86	0.88	0.87	0.86	0.78	0.78	0.76	0.74	0.72	0.72						
钙铁榴石	0.41	0.37	0.52	0.55	0.08	0.08	0.09	0.09	0.11	0.08	0.09	0.09	0.18	0.17	0.19	0.22	0.23	0.25						

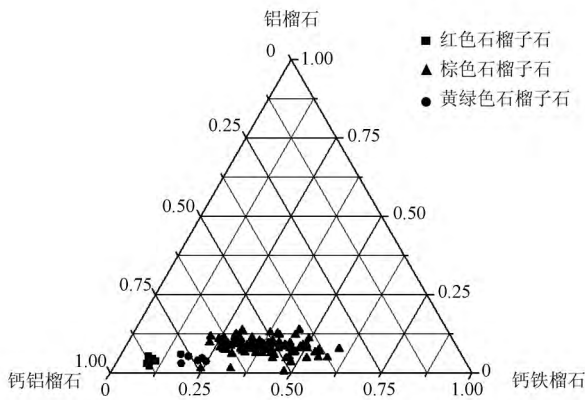


图 6 石榴子石成分图解  
Fig. 6 Compositional plot of the garnets

$w(\text{FeO})$  的变化范围 8.72% ~ 17.26% 之间,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  与  $\text{FeO}$  变化范围较大且具有明显的负相关性(图 7b), 即富  $\text{Al}_2\text{O}_3$  的环带  $\text{FeO}$  含量较低。而富  $\text{FeO}$  的环带  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量较低。据此特征, 可将石榴子石的环带分为富铝环带和富铁环带。值得注意的是,  $\text{TiO}_2$  的值虽然较低(小于 1), 但是变化范围较大, 在电子探针扫描图像上可以明显看出  $\text{TiO}_2$  含量随环带变化而变化的特征(图 8),  $\text{TiO}_2$  和  $\text{Al}_2\text{O}_3$  具有明显的正相关性, 反映石榴子石在形成过程中  $\text{TiO}_2$  的含量也随着流体成分、氧逸度等条件的不同而变化。棕色石榴子石的端员组分随着振荡环带的变化具有较明显的差异, 属于钙铝榴石-钙铁榴石固溶体系列, 以钙铝榴石为主(40% ~ 70%), 其次是钙铁榴石(22% ~ 55%) 以及极少量的钛榴石、锰铝榴石、镁铝榴石和铁铝榴石(图 6)。

黄绿色石榴子石的成分相对稳定,  $w(\text{SiO}_2)$  的变化范围在 38.53% ~ 39.71% 之间,  $w(\text{CaO})$  的变化范围在 35.98% ~ 36.26% 之间,  $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$  为 16.12% ~ 18.45%,  $w(\text{FeO})$  为 6.41% ~ 8.30%。其他元素含量较低且无明显变化。虽然变化范围不大, 但是从图中可以明显看出从中心向边缘黄绿色石榴子石的  $\text{Al}_2\text{O}_3$  逐渐降低, 而  $\text{FeO}$  逐渐升高(图 7c), 显示形成黄绿色石榴子石的流体成分逐渐变化的一个过程。黄绿色石榴子石主要为钙铝榴石(71.68% ~ 78.24%) 和钙铁榴石(16.60% ~ 24.67%), 以及少量其他端员组分。

## 4 讨 论

### 4.1 还原性斑岩型矿床

Rowins (2000) 认为还原性斑岩型矿床相对于氧化性斑岩型矿床具有以下特征: ① 空间上和成因

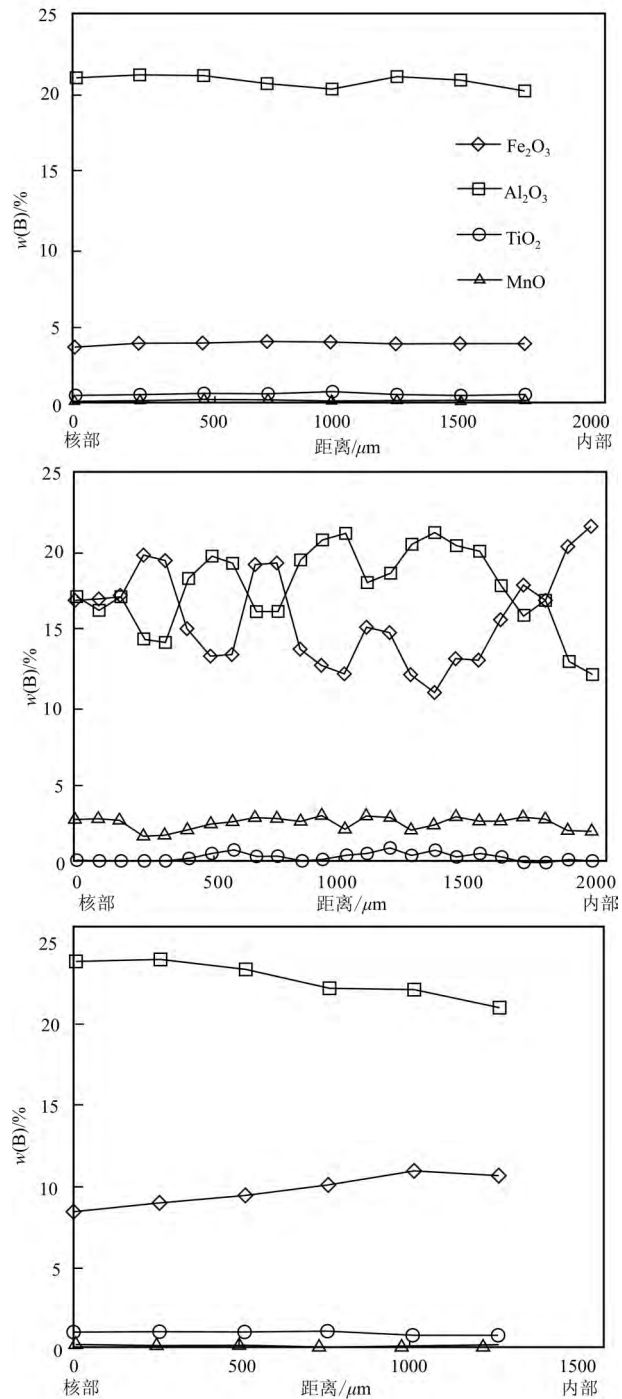


图 7 色勒特果勒矿床不同石榴子石中心到边缘成分变化图  
a. 红色石榴子石; b. 棕色石榴子石; c. 黄绿色石榴子石

Fig. 7 The composition variation diagrams of the garnet from core to rim

a. Red garnet; b. Brown garnet; c. Green-yellow garnet

上与含钛铁矿的还原性岩体有关; ② 成矿流体为含  $\text{CH}_4$  的还原性流体; ③ 缺少原生的磁铁矿、赤铁矿以及石膏等高氧逸度矿物, 却发育有大量的原生磁

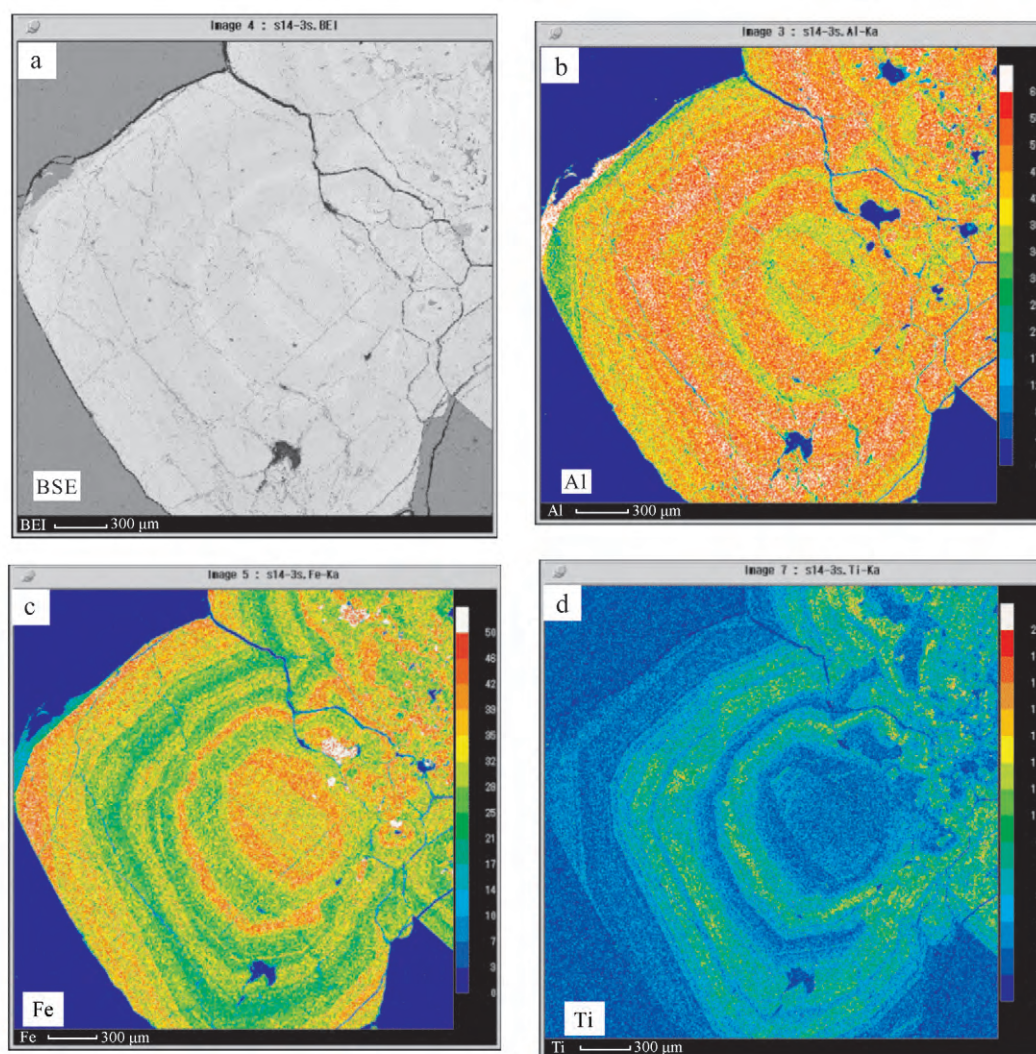


图8 含环带石榴子石的背散射图像(BSE)以及电子扫描图像

Fig. 8 BSE and electronic scanning image of the zoned brown garnets

黄铁矿。

色勒特果勒矿区出露的岩体主要有黑云母花岗岩、石英闪长斑岩和闪长斑岩。这些岩体中都发现了角闪石,而没有发现堇青石或者白云母等矿物,说明这些花岗岩都是I型花岗岩(Zhang et al., 2016)。在蚀变较弱的黑云母花岗岩中发现了大量的钛铁矿而没有发现磁铁矿,钛铁矿大多呈自形晶镶嵌于黑云母中,也有一些钛铁矿自形分布于矿物颗粒之间。黑云母新鲜无蚀变,且钛铁矿大多呈自形,说明钛铁矿是直接由岩浆结晶形成,而不是后期热液形成。在矿化的石英闪长斑岩和闪长斑岩中未见钛铁矿,然而在斑岩中发现了很多的榍石。最近Cao等(2015)发现包古图还原性斑岩矿床中一些钛铁矿的边缘被榍石交代,他们认为这些榍石是在低氧逸度

的环境中由钛铁矿蚀变形成。因此,笔者认为与色勒特果勒斑岩铜钼矿相关的岩体均为还原性的钙碱性的I型花岗岩,在蚀变严重的斑岩体中可见钛铁矿被蚀变形成榍石。

激光拉曼数据显示色勒特果勒包裹体的气相成分除了少部分低温包裹体为 $H_2O$ 外,大部分为 $CH_4$ ,说明这些流体都是富 $CH_4$ 的还原性流体。关于还原性斑岩型矿床中 $CH_4$ 的来源一直是一个备受争议的问题。徐文刚等(2012)认为还原性斑岩矿床流体中的 $CH_4$ 可能来自临近的S型花岗岩的混染作用,但也不排除是经地球排气作用从地幔进入到地壳的可能性。Shen等Pan(2013)通过对比包古图斑岩型矿床的岩体与围岩的关系,认为 $CH_4$ 是在岩浆上升和侵位过程中与含碳质的围岩发生水岩反应形

成。Cao 等(2014b)发现包古图矿床晚期岩浆流体除了大量的  $\text{CH}_4$  还有一定的  $\text{CO}_2$ , 并认为这些甲烷是由  $\text{CO}_2$  通过费托合成而形成。Cao 等(2016)通过对岩体 Sr-Nd-Pb 以及锆石 Hf-O 同位素研究认为包古图岩体是来自地幔与新生下地壳的混合, 而甲烷则是通过板片窗从下部还原的软流圈地幔直接进入岩浆的。色勒特果勒位于西天山北缘博罗霍洛古生岛弧带, 是准噶尔洋向伊犁板块俯冲时形成的斑岩的矿床, 准噶尔洋最后的闭合发生在早二叠世(Charvet et al., 2011; Shu et al., 2011), 西天山石炭纪之前的花岗岩都是钙碱性的 I 型花岗岩(童英等 2010), 因此可以排除甲烷是来自临近 S 型花岗岩的混染。色勒特果勒的围岩主要是石炭统东图津河组, 为一套碳酸盐岩夹碎屑岩建造, 虽然有实验证明碳酸岩分解能够形成甲烷(Mccollom, 2003), 但是生成气体是以  $\text{CO}_2$  为主, 只有极少量的甲烷, 不到 0.001%, 因此甲烷也不会来自于围岩。虽然, 费托合成能够将  $\text{CO}_2$  还原成  $\text{CH}_4$ , 但是同时也会生成许多乙烷、丙烷等高级烃类(Potter et al., 2004), 这与色勒特果勒矿床检测到的气体全部为甲烷不符, 即使在包古图矿床也只有很少一部分的乙烷(0.22%)(Shen et al., 2010), 因此色勒特果勒的甲烷也不可能形成于费托合成。包古图和色勒特果勒矿床在晚期岩浆阶段都发现了高温的富  $\text{CH}_4$  的包裹体, 说明这些甲烷可能是直接从岩浆中分异出来的。大量的实验数据表明,  $\text{CH}_4$  无论在酸性岩浆还是基性岩浆中都具有很高的溶解度, 在还原性的岩浆中 C 的主要赋存形式就是  $\text{CH}_4$ (Mysen et al., 2009; Dasgupta et al., 2013)。说明还原性的岩浆可以携带大量的  $\text{CH}_4$ , 在岩浆上升过程中, 随着温度压力的降低和岩浆的结晶, 还原性的流体可直接从岩浆中分异出来, 形成还原性的斑岩型矿床, 如包古图、宏远、色勒特果勒等。

综上所述, 色勒特果勒在空间上和成因上都与还原性、含钛铁矿的岩体有关, 而且成矿流体都是富  $\text{CH}_4$  的还原性的流体, 再加上色勒特果勒矿区没有发现原生的磁铁矿、赤铁矿以及石膏等高氧逸度矿物, 而出现了大量的磁黄铁矿, 笔者认为色勒特果勒是一个典型的还原性斑岩-矽卡岩型矿床。

#### 4.2 石榴子石成因

石榴子石的化学成分能够反映其形成时的物理化学条件, 具有标型特征指示意义, 尤其是发育振荡环带的石榴子石, 其不同环带间成分的变化是流体

演化的直接证据(Jamtveit et al., 1993; Gaspar et al., 2008; Baghban et al., 2016)。Jamtveit 等(1993)提出矽卡岩中石榴子石成分环带的变化能够记录成矿热液连续变化的过程。Clechenko 等(2003)通过对石榴子石不同环带做氧同位素分析, 认为石榴子石的振荡环带的形成主要是由于不同流体交替作用的结果。色勒特果勒矿床的石榴子石属于钙铝榴石-钙铁榴石系列, 与大部分钙矽卡岩中的石榴子石成分相似, 属于典型的接触交代成因。实验研究表明, 在偏酸性的还原条件下, 容易形成钙铝榴石, 而且流体的 pH 值越低, 越有利于碳酸盐矿物从围岩中萃取更多的  $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{Mg}^{2+}$ , 因此进一步降低了出溶热液中  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  的浓度; 反之, 在碱性且相对氧化的条件下, 则易形成钙铁榴石, 溶液的 pH 值越高, 制约了碳酸盐矿物萃取成矿溶液中的  $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{Mg}^{2+}$ , 却为 Fe 的富集提供了条件(艾永福等, 1981; 王伟等 2016)。

色勒特果勒红色石榴子石的成分以钙铝榴石(>85%)为主, 其次为钙铁榴石(8%~11%), 以及极少量的钛榴石、锰铝榴石、镁铝榴石和铁铝榴石。说明这些石榴子石是在酸性还原的条件下形成的。这与石榴子石中含有大量富  $\text{CH}_4$  的还原性流体包裹体相吻合。由于红色石榴子石主要分布在内矽卡岩及岩体的周围, 在矽卡岩阶段最早形成, 其形成以后并没有受到后期岩浆热液的叠加, 所以石榴子石的成分较稳定。

棕色石榴子石的成分随着振荡环带的变化具有较明显差异, 主要还是以钙铝榴石为主(40%~70%), 其次是钙铁榴石(22%~55%), 以及少量的其他端员成分。从石榴子石电子扫描图像(图8)中可以看出, 棕色石榴子石核部钙铝榴石含量高于钙铁榴石, 说明形成石榴子石的早期流体是较还原的流体。然后从核部向边缘 Al 含量逐渐降低, 而 Fe 含量逐渐升高, 形成一个富铁的环带。可能是由于还原性的流体在形成富铝的环带以后, 流体里面的  $\text{CH}_4$  等挥发分逐渐流失导致流体氧逸度升高,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  含量增高, 形成相对富 Fe 的环带。随着岩浆的再次活动, 富  $\text{CH}_4$  的还原性流体的叠加会再次导致富 Al 的环带的形成, 随着流体中  $\text{CH}_4$  的流失再次形成富 Fe 的环带, 周而复始, 就会形成具有振荡环带的石榴子石。此外, 从棕色石榴子石电子扫描图像(图8)中可以看出  $\text{TiO}_2$  和  $\text{Al}_2\text{O}_3$  具有明显的正相关性, 说明棕色石榴子石在形成过程中, Ti 也是随着岩浆的活

动而升高,这与岩体中发育大量的钛铁矿和榍石相吻合。

黄绿色石榴子石与红色石榴子石一样,主要为钙铝榴石(72%~78%)和少量钙铁榴石(17%~25%)。说明这些石榴子石也是在酸性、还原的条件下形成的。从图中(图7)可以明显看出,石榴子石从核部向边缘 $Al_2O_3$ 逐渐降低,而FeO逐渐升高,可能是由于形成黄绿色石榴子石的流体中 $CH_4$ 逐渐流失,从而导致流体氧逸度逐渐升高。黄绿色石榴子石主要分布在矽卡岩与灰岩的接触部位,是离岩体最远的区域。后期的岩浆活动形成的流体可能没有到达该石榴子石的位置,导致其并没有形成振荡环带。

## 5 结论

(1) 色勒特果勒斑岩-矽卡岩型矿床中出露的岩体都是含钛铁矿、还原性的岩体,形成矿床的流体也都是富含 $CH_4$ 的还原性流体,此外,大量磁黄铁矿的出现,均说明这是一个典型的还原性的斑岩-矽卡岩矿床。

(2) 石榴子石是色勒特果勒重要的矽卡岩矿物,具有明显的分带性:内矽卡岩及岩体周围的红色石榴子石、接触带矽卡岩中棕色石榴子石和靠近灰岩的灰绿色石榴子石。

(3) 不同类型的石榴子石成分都以钙铝榴石为主,其次为钙铁榴石、以及少量的钛榴石、锰铝榴石、镁铝榴石和铁铝榴石,说明这些石榴子石都是在酸性还原的条件下形成的。棕色石榴子石具有振荡环带并含有相对富Fe的环带,可能是在岩浆活动的间歇期,流体中 $CH_4$ 的流失导致氧逸度升高,形成相对富Fe的环带。随着岩浆的再次活动,富 $CH_4$ 的还原性流体的叠加会再次导致富Al环带的形成。黄绿色石榴子石从核部向边缘 $Al_2O_3$ 逐渐降低,FeO逐渐升高,可能是因为流体中 $CH_4$ 的逐渐流失导致流体氧逸度逐渐升高而形成。

志 谢 感谢中国冶金地质总局中南地质勘查院、郝志强工程师及其他工作人员对野外工作的大力支持和帮助;感谢郑文勤老师对电子探针工作的指导;感谢蔡佳丽老师对包裹体工作的指导和帮助。

## References

- Ai Y F and Jin L N. 1981. The study of the relationship between the mineralization and the garnet in the skarn ore deposits [J]. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinesis*, 9(1): 83-90 (in Chinese with English abstract).
- Audétat A, Pettke T and Dolejš D. 2004. Magmatic anhydrite and calcite in the ore-forming quartz-monzodiorite magma at Santa Rita, New Mexico (USA): Genetic constraints on porphyry-Cu mineralization [J]. *Lithos*, 72(3): 147-161.
- Baghban S, Hosseinzadeh M R, Moayyed M, Mokhtari M A A, Gregory D D and Nia H M. 2016. Chemical composition and evolution of the garnets in the Astamal Fe-LREE distal skarn deposit, Qara-Dagh-Sabalan metallogenic belt, Lesser Caucasus, NW Iran [J]. *Ore Geology Reviews*, 78: 166-175.
- Cao M J, Qin K Z, Li G M, Jin L Y, Evans N J and Yang X R. 2014a. Baogutu: An example of reduced porphyry Cu deposit in western Junggar [J]. *Ore Geology Reviews*, 56(1): 159-180.
- Cao M J, Qin K Z, Li G M, Evans N J and Jin L Y. 2014b. Abiogenic Fischer-Tropsch synthesis of methane at the Baogutu reduced porphyry copper deposit, western Junggar, NW-China [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 141: 179-198.
- Cao M J, Qin K Z, Li G M, Evans N J and Jin L Y. 2015. In situ LA-(MC)-ICP-MS trace element and Nd isotopic compositions and genesis of polygenetic titanite from the Baogutu reduced porphyry Cu deposit, western Junggar, NW China [J]. *Ore Geology Reviews*, 65: 940-954.
- Cao M J, Qin K Z, Li G M, Evans N J, Hollings P and Jin L Y. 2016. Genesis of ilmenite-series I-type granitoids at the Baogutu reduced porphyry Cu deposit, western Junggar, NW-China [J]. *Lithos*, 246-247: 13-30.
- Chang Z S and Meinert L D. 2008. The Empire Cu-Zn Mine, Idaho: Exploration Implications of unusual skarn features related to high fluorine activity [J]. *Econ. Geol.*, 103(5): 909-938.
- Charvet J, Shu L S, Laurent-Charvet S, Wang B, Faure M, Cluzel D, Chen Y and De Jong K. 2011. Palaeozoic tectonic evolution of the Tianshan belt, NW China [J]. *Science China Earth Sciences*, 54(2): 166-184.
- Clechenko C C and Valley J W. 2003. Oscillatory zoning in garnet from the Willsboro Wollastonite Skarn, Adirondack Mts, New York: A record of shallow hydrothermal processes preserved in a granulite facies terrane [J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 21(8): 771-784.
- Dasgupta R, Chi H, Shimizu N, Buono A S and Walker D. 2013. Car-

- bon solution and partitioning between metallic and silicate melts in a shallow magma ocean: Implications for the origin and distribution of terrestrial carbon[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 102( 102) : 191-212.
- Gao J, Qian Q, Long L L, Zhang X, Li J L and Su W. 2009. Accretionary orogenic process of Western Tianshan, China[J]. *Geological Bulletin of China*, 28( 12) : 1804-1816 ( in Chinese with English abstract ).
- Gaspar M, Knaack C, Meinert L D and Moretti R. 2008. REE in skarn systems: A LA-ICP-MS study of garnets from the Crown Jewel gold deposit [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 72( 1) : 185-205.
- Jamtveit B, Wogelius R A and Fraser D G. 1993. Zonation patterns of skarn garnets: Records of hydrothermal system evolution[J]. *Geology*, 21( 2) : 113-116.
- Jamtveit B, Ragnarsdottir K V and Wood B J. 1995. On the origin of zoned grossular-andradite garnets in hydrothermal systems[J]. *European Journal of Mineralogy*, 7: 1399-1410.
- Landtwing M R, Pettke T, Halter W E, Heinrich C A, Redmond P B, Einaudi M T and Kunze K. 2005. Copper deposition during quartz dissolution by cooling magmatic-hydrothermal fluids: The Bingham porphyry[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 235( 1-2) : 229-243.
- Liu J T, Yang L Q and Lu L. 2013. Pulang reduced porphyry copper deposit in the Zhongdian area, Southwest China: Constrains by the mineral assemblages and the ore-forming fluid compositions [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 29( 11) : 3419-3424 ( in Chinese with English abstract ).
- Long L L, Gao J, Qian Q, Xiong X M, Wang J B, Wang Y W and Gao L M. 2008. Geochemical characteristics and tectonic settings of Carboniferous volcanic rocks from Yili region western Tianshan[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 24( 4) : 699-710 ( in Chinese with English abstract ).
- Mccollom T M. 2003. Formation of meteorite hydrocarbons from thermal decomposition of siderite ( FeCO<sub>3</sub>) [J]. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 67( 2) : 311-317.
- Meinert L D, Dipple G M and Nicolescu S. 2005. World skarn deposits[J]. *Economic Geology*. 100<sup>th</sup> Anniversary Volume, 299-336.
- Mysen B O, Fogel M L, Morrill P L and Cody G D, 2009. Solution behavior of reduced C-O-H volatiles in silicate melts at high pressure and temperature[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73( 6) : 1696-1710.
- Potter J, Rankin A H and Treloar P J. 2004. Abiogenic Fischer-Tropsch synthesis of hydrocarbons in alkaline igneous rocks; fluid inclusion, textural and isotopic evidence from the Lovozero complex, N. W. Russia[J]. *Lithos*, 75( 3-4) : 311-330.
- Rowins S M. 2000. Reduced porphyry copper-gold deposits: A new variation on an old theme[J]. *Geology*, 28( 6) : 491-494.
- Shen P, Shen Y C, Wang J B, Zhu H P, Wang L J and Meng L. 2010. Methane-rich fluid evolution of the Baogutu porphyry Cu-Mo-Au deposit, Xinjiang, NW China[J]. *Chemical Geology*, 275( 1-2) : 78-98.
- Shen P and Pan H D. 2013. Country-rock contamination of magmas associated with the Baogutu porphyry Cu deposit, Xinjiang, China [J]. *Lithos*, 177( 3) : 451-469.
- Shu L S, Wang B, Zhu W B, Guo Z J, Charvet J and Zhang Y. 2011. Timing of initiation of extension in the Tianshan, based on structural, geochemical and geochronological analyses of biotite volcanism and olivine in the Bogda Shan ( NW China) [J]. *International Journal of Earth Sciences*, 100( 7) : 1647-1663.
- Sillitoe R H. 2010. Porphyry Copper Systems[J]. *Econ. Geol.*, 105: 3-41.
- Smith C M, Canil D, Rowins S M and Friedman R. 2012. Reduced granitic magmas in an arc setting: The Catface porphyry Cu-Mo deposit of the Paleogene Cascade Arc[J]. *Lithos*, 154( 6) : 361-373.
- Stern C R, Funk J A, Skewes M A and Arevalo A. 2007. Magmatic anhydrite in plutonic rocks at the El Teniente Cu-Mo deposit, Chile, and the role of sulfur- and copper-rich magmas in its formation [J]. *Econ. Geol.*, 102( 7) : 1335-1344.
- Tang G J, Wang Q, Derek A W, Sun M, Li Z X, Zhao Z H, Sun W D, Jia X H and Jiang Z Q. 2010. Geochronology and geochemistry of Late Paleozoic magmatic rocks in the Lamasu-Dabate area, northwestern Tianshan ( west China) : Evidence for a tectonic transition from arc to post-collisional setting [J]. *Lithos*, 119( 3-4) : 393-411.
- Tong Y, Wang T, Hong D W, Han B F, Zhang J J, Shi X J and Wang C. 2010. Spatial and temporal distribution of the Carboniferous-Permian granitoids in northern Xinjiang and adjacent areas, and its tectonic significance [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 29( 6) : 619-641 ( in Chinese with English abstract ).
- Wang B, Shu L S, Cluzel D, Faure M and Charvet J. 2007. Geochemical constraints on Carboniferous volcanic rocks of the Yili Block ( Xinjiang, NW China) : Implication for the tectonic evolution of western Tianshan [J]. *Journal of Asian Earth Science*, 29( 1) : 148-159.
- Wang W, Wang M F, Liu K and Guo X N. 2016. The current status and prospects of the study of garnet in skarn for hydrothermal fluid evolution tracing and mineralization zoning [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 35( 1) : 147-161 ( in Chinese with English abstract ).
- Windley B F, Alexeiev D, Xiao W J, Kröner A and Badarch G. 2007. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt [J]. *Journal of the Geological Society*, 164( 12) : 31-47.
- Wu C, Liu Y, Cao M J, Hong T, Xu X W and Dong L H. 2015. Characteristics and formation mechanism of reduced porphyry Cu and Mo-Cu deposit [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 31( 2) : 617-638 ( in Chinese with English abstract ).
- Wu J Y and Liu C D. 1989. Geological features of Bayingou ophiolitic suite of North Tianshan, Xinjiang [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2: 76-87 ( in Chinese with English abstract ).
- Xu W G and Zhang D H. 2012. An interpretation of the role of reduced fluid in porphyry metallogenesis [J]. *Acta Geologica Sinica*, 86( 3) :



- 495-502 ( in Chinese with English abstract ) .
- Xu X Y , Xia L Q , Ma Z P , Wang Y B , Xia Z C , Li X M and Wang L S. 2006. SHRIMP zircon U-Pb geochronology of the plagiogranites from Bayingou ophiolite in North Tianshan Mountains and the petrogenesis of the ophiolite [J]. *Acta Petrologica Sinica* , 22( 1) : 83-94 ( in Chinese with English abstract ) .
- Xiao W J , Windley B F , Allen M B and Han C. 2013. Paleozoic multiple accretionary and collisional tectonics of the Chinese Tianshan orogenic collage [J]. *Gondwana Research* , 23( 4) : 1316-1341.
- Zhang W , Leng C B , Zhang X C , Su W C , Tang H F , Yan J H and Cao J L. 2016. Petrogenesis of the Seleteguole granitoids from Jinhe county in Xinjiang ( West China) : Implications for the tectonic transformation of Northwest Tianshan [J]. *Lithos* , 256-257: 148-164.
- Zhang Z H , Hong W , Jiang Z S , Duan S G , Wang Z H , Li F M , Shi F P , Zhao J and Zheng R Q. 2012. Geological features , mineralization types and metallogenic setting of Late Paleozoic iron deposits in western Tianshan Mountains of Xinjiang [J]. *Mineral Deposits* , 31( 5) : 941-964 ( in Chinese with English abstract ) .
- Zuo G C , Zhang Z H , Wang Z L , Liu M and Wang L S. 2008. Tectonic division , stratigraphical system and the evolution of western Tianshan Mountains , Xinjiang [J]. *Geological Review* , 54( 6) : 748-767 ( in Chinese with English abstract ) .
- 附中文参考文献
- 艾永福,金玲年. 1981. 石榴子石成分与矿化关系的初步研究 [J]. *北京大学学报* 9( 1) : 83-90.
- 高俊,钱青,龙灵利,张喜,李继磊,苏文. 2009. 西天山的增生造山过程 [J]. *地质通报* 28( 12) : 1804-1816.
- 刘江涛,杨立强,吕亮. 2013. 中甸普朗还原性斑岩型通矿床: 矿物组合与流体组成约束 [J]. *岩石学报* 29( 11) : 3914-3924.
- 龙灵利,高俊,钱青,熊贤明,王京彬,王玉往,高立明. 2008. 西天山伊犁地区石炭纪火山岩地球化学特征及构造环境 [J]. *岩石学报* 24( 4) : 699-710.
- 董英,王涛,洪大卫,韩宝福,张建军,史兴俊,王超. 2010. 北疆及邻区石炭-二叠纪花岗岩时空分布特征及其构造意义 [J]. *岩石矿物学杂志* 29( 6) : 619-641.
- 王伟,王敏芳,刘坤,郭晓南. 2016. 砂卡岩中石榴子石在示踪热液流体演化和矿化分带中的研究现状及展望. *岩石矿物学杂志* [J]. 35( 1) : 147-161.
- 吴楚,刘妍,曹明坚,洪涛,徐兴旺,董连慧. 2015. 还原性斑岩 Cu 与 Mo-Cu 矿特征与形成机制 [J]. *岩石学报* 31( 2) : 617-638.
- 郭继易,刘成德. 1989. 新疆北天山巴音沟蛇绿岩的地质特征 [J]. *岩石学报* 2: 76-87.
- 徐文刚,张德会. 2012. 还原性流体与斑岩型矿床成矿机制探讨 [J]. *地质学报* 86( 3) : 495-502.
- 徐学义,夏林圻,马中平,王彦斌,夏祖春,李向明,王立社. 2006. 北天山巴音沟蛇绿岩斜长花岗岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及蛇绿岩成因研究 [J]. *岩石学报* 22( 1) : 83-94.
- 张作衡,洪为,蒋宗胜,段士刚,王志华,李凤鸣,石福品,赵军,郑仁桥. 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 [J]. *矿床地质* 31( 5) : 941-964.
- 左国朝,张作衡,王志良,刘敏,王龙生. 2008. 新疆西天山地区构造单元划分、地层系统及其构造演化 [J]. *地质评论* 54( 6) : 748-767.