

新疆东天山白石泉 Cu-Ni 硫化物矿床杂岩体的地球化学特征及其对矿床成因和构造背景的制约^{*}

李金祥¹, 秦克章¹, 徐兴旺¹, 孙 赫¹, 程松林², 吴 华², 莫新华²

(1 中国科学院矿产资源重点实验室, 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029 ; 2 新疆地质矿产勘查开发局地质六大队, 新疆 哈密 839000)

摘 要 新疆东天山白石泉 Cu-Ni 硫化物矿床位于中天山地块北缘, 阿齐库都克—沙泉子断裂带南侧。杂岩体 $\alpha(\text{SiO}_2)$ 为 40% ~ 59% , 具有高 Mg 的特征和拉斑系列的演化趋势。MgO、MnO 和 FeO 含量与 SiO_2 呈负相关, Al_2O_3 、 TiO_2 、 Na_2O 与 SiO_2 呈正相关, Co、Ni、Cr 与 SiO_2 呈负相关。稀土元素球粒陨石标准化配分曲线为轻稀土富集型, LREE/HREE 为 2.5 ~ 7.84, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 为 1.94 ~ 8.24, δEu 为 0.71 ~ 1.28。白石泉杂岩体稀土元素非常类似的配分型式, 表明其来自同一源区, 是同一原始岩浆分异演化的产物。杂岩体总体上富集大离子亲石元素 (LILE: Rb、Ba、Sr) 和活泼的不相容亲石元素 (HILE: U), 相对亏损高场强元素 (HFSE: Nb、Ta、Zr、Hf、Ti), 表明地幔源区可能受到俯冲板片脱水的交代。硫化物饱和可能是由于大量含 Fe、Mg 矿物的结晶而造成的, 地壳混染很弱。年代学和野外地质证据表明, 白石泉杂岩体形成于晚古生代末碰撞造山后期的伸展构造环境下。晚古生代末碰撞造山挤压-伸展转变期是大规模成矿的有利时期。

关键词 地球化学; 矿床成因; 构造背景; 白石泉 Cu-Ni 矿床; 东天山

中图分类号: P618.41; P618.63

文献标识码: A

Geochemistry of Baishiquan Cu-Ni-bearing mafic-ultramafic complex in East Tianshan, Xinjiang: Constraints on ore genesis and tectonic setting

LI JinXiang¹, QIN KeZhang¹, XU XingWang¹, SUN He¹, CHENG SongLin², WU Hua² and MO XinHua²

(1 Key Lab. of Mineral Resources, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China;

2 No.6 Geological Party, Xinjiang Bureau of Geology, Exploration and development for mineral Resources, Hami 839000, Xinjiang, China)

Abstract

The Baishiquan Cu-Ni sulfide deposit is located in the northern part of the Central Tianshan Massif, south of the Aqikuduke-Shaquanzi fault of the East Tianshan Mountains. The complex has high Mg and assumes a tholeiitic trend, with SiO_2 ranging from 41% to 59%. MgO, MnO, FeO, Co, Ni and Cr abundances exhibit a negative correlation with SiO_2 , whereas Al_2O_3 , TiO_2 and Na_2O exhibit a positive correlation with SiO_2 . Total REE concentration, in the range from 20.59×10^{-6} to 147.80×10^{-6} , increases from ultramafic to dioritic rocks. Chondrite-normalized REE patterns are LREE-rich, with LREE/HREE 2.5 ~ 7.84, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 1.94 ~ 8.24, and δEu 0.71 ~ 1.28. Similar REE patterns indicate that the magma sources of Baishiquan complex are the same, and it is the product of fractionation from the same primary magma. On the whole, all of the rocks are obviously enriched in large-ion lithophile elements (LILE: Rb, Ba, Sr) and mobile highly incompatible lithophile elements (HILE: U), and relatively depleted in high field strength elements (HFS: Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, P). These geochemical characteristics suggest that the source mantle may have been modified by previous

^{*} 本文得到中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-YW-107、KZCX3-SW-137)与国家科技攻关新疆 305 项目东天山东段铜镍矿专题(2003BA612A-06-07)的联合资助

第一作者简介 李金祥, 男, 1981 年生, 在读博士生, 矿床学专业。E-mail: ljx@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期 2006-07-31; 改回日期 2006-12-14。李 岩编辑。

subduction dehydration. The primary magma of such mafic-ultramafic intrusions was probably mantle-derived high Mg tholeiitic magma. The Baishiquan Cu-Ni deposit belongs to small intrusion related ore deposit under orogenic setting, and the mechanism of mineralization is the "injection of sulfide-bearing magmas segregated at depth". Sulfide saturation resulted from the fractionation of significant Fe, Mg-bearing minerals, with the contamination by a small amount of crustal material. Geochronology and field evidence indicate that it was formed in an extensional tectonic setting after the collision. The transitional periods from compression to extension were the most important periods for large-scale mineralization in the post-collisional regime during Late Carboniferous-Early Permian.

Key words: geochemistry, ore genesis, tectonic setting, Baishiquan Cu-Ni deposit, East Tianshan

新疆东天山是中国重要的 Cu-Au-Ni-Fe 成矿区带(毛景文等, 2002; 秦克章等, 2002; Qin et al., 2003a), 其东段哈密地区因发育众多的晚古生代基性-超基性岩及与其伴生的 Cu-Ni 矿而受到构造学家、岩石学家和矿床学家的关注(顾连兴等, 1994; 李华芹等, 1998; 王登红等, 2000; Xu et al., 2003; Qin et al., 2003a)。已发现的矿床有黄山东、香山、黄山、葫芦、马蹄和土墩基性-超基性岩体与 Cu-Ni 矿床, 其中黄山、黄山东 Cu-Ni 矿为大型矿床, 香山和葫芦为中型 Cu-Ni 矿床。近年来新疆有色地质 704 队在该带的北东端新发现了图拉尔根大型 Cu-Ni 矿床。上述 Cu-Ni 矿床均位于晚古生代变质火山沉积建造中, 皆受控于康古尔—黄山韧性剪切带及其分支断裂。新

疆地质六大队在 2002 年检查化探异常过程中新发现了白石泉铜镍矿床, 该矿床也是中天山地块东段发现的首个与基性-超基性岩有关的铜镍矿, 位于区域沙泉子断裂的南侧。本文在系统的野外地质调查基础上, 进行了系统采样和岩石地球化学分析, 以探讨白石泉 Cu-Ni 矿区的岩浆演化系列、成矿机制及其成矿构造背景。

1 矿区地质特征与岩浆杂岩体侵位期次划分

白石泉铜镍矿床位于哈密市东南 170 km 处, 位于中天山地块北缘, 阿齐库都克—沙泉子断裂带南侧(图 1)。其中阿齐库都克—沙泉子断裂是中天山

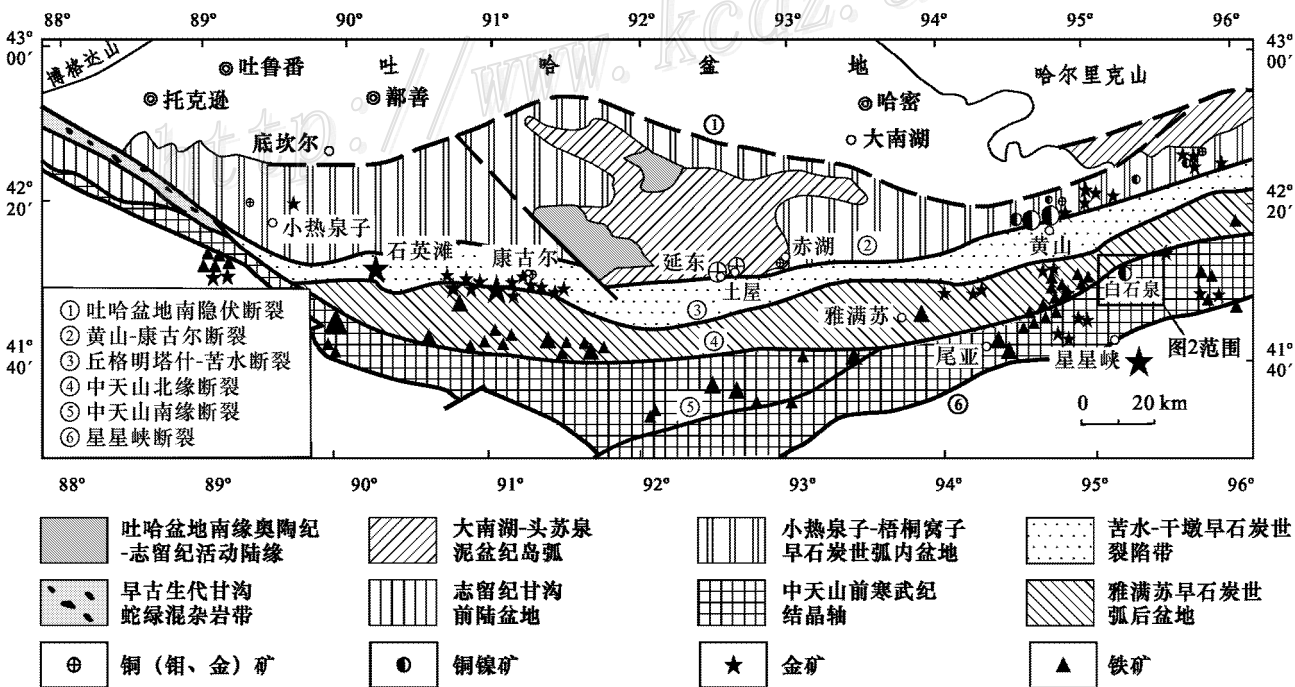


图 1 新疆东天山大地构造分区与矿床分布图(据秦克章等, 2003b 补充修改)

Fig. 1 Geological map of the East Tianshan area in Xinjiang, showing tectonic division and deposit distribution (modified after Qin et al., 2003b)

地块与觉罗塔格构造带的分界断裂,伴生有硅化等蚀变的逆冲断裂破碎带(Xu et al. 2003)。

矿区位于阿齐克库都克—沙泉子深大断裂南侧 1~3 km 处。北部为元古界卡瓦布拉克群(Ptk)的一套绢云母石英片岩、绿泥石英片岩、石英岩、大理岩,南部为元古界星星峡组中亚组(Ptx)的一套(绢、黑)云母斜长石英片岩、斜长角闪片岩、麻粒岩,以 F₂ 断层与北侧卡瓦布拉克群接触,其次在低洼地带及现代冲沟中有第四系冲洪积物覆盖。构造较简单,由卡瓦布拉克群第一岩性段绿泥石英片岩和第二岩性段绢云母石英片岩、石英岩、大理岩共同组成一单斜构造,倾向 200°,倾角 58~85°,断裂构造在矿区极为发育,均为沙泉子深大断裂及其派生的次级断裂,其中 F₁ 断层即沙泉子深大断裂,为高角度逆冲断层(图 2)。

矿区的侵入岩为华力西期产物,以中性(偏基性)岩为主,在其边部及中部有基性-超基性岩分布,并构成白石泉杂岩体,脉岩从基性到酸性均有分布,但一般规模较小(图 2)。

白石泉杂岩体主要由闪长岩、辉长岩、苏长岩、辉石岩、橄榄岩及其过渡岩石类型构成,其中,中性岩分布面积占主岩体面积的 95% 以上,面积约 3.2 km²。杂岩体中部主要为晚期侵位的石英闪长岩,其形态较完整,呈近似椭圆状产出,长 1.6 km,最宽 0.7 km,面积约 0.8 km²,长轴方向 65~70°。在其东南部的石英闪长岩-辉长闪长岩与中部的主体闪长岩相连,呈不规则岩枝状沿北东向延伸。在其北部的石英闪长岩-辉长闪长岩与主体闪长岩以星星峡群的地层相隔,呈岩脉状产出。超基性岩分布于杂岩体的中部、边部和南部。其中规模较大的超基性岩体位于矿区的南部(图 2),与中部主体闪长岩以星星峡群中亚组的地层相隔,呈近似圆形,东西长 150 m,南北宽 130~140 m,面积约 0.018 km²;球状风化现象普遍。岩体中有较多地层残留体,杂岩体的剥蚀程度较低。该杂岩体的锆石 SHRIMP 年龄为 280~290 Ma 年(吴华等,2005;毛启贵等,2006),属华力西中期岩浆活动的产物,与东天山的黄山和黄山东以及阿尔泰造山带南缘的喀拉通克含铜镍矿岩体的成岩时代(韩宝福等,2004)基本一致。

通过详细的野外地质调查,并基于白石泉矿区不同类型岩体的相互穿切关系与包裹关系(图 3、4),笔者将白石泉地区的基性-超基性岩浆活动分为 3

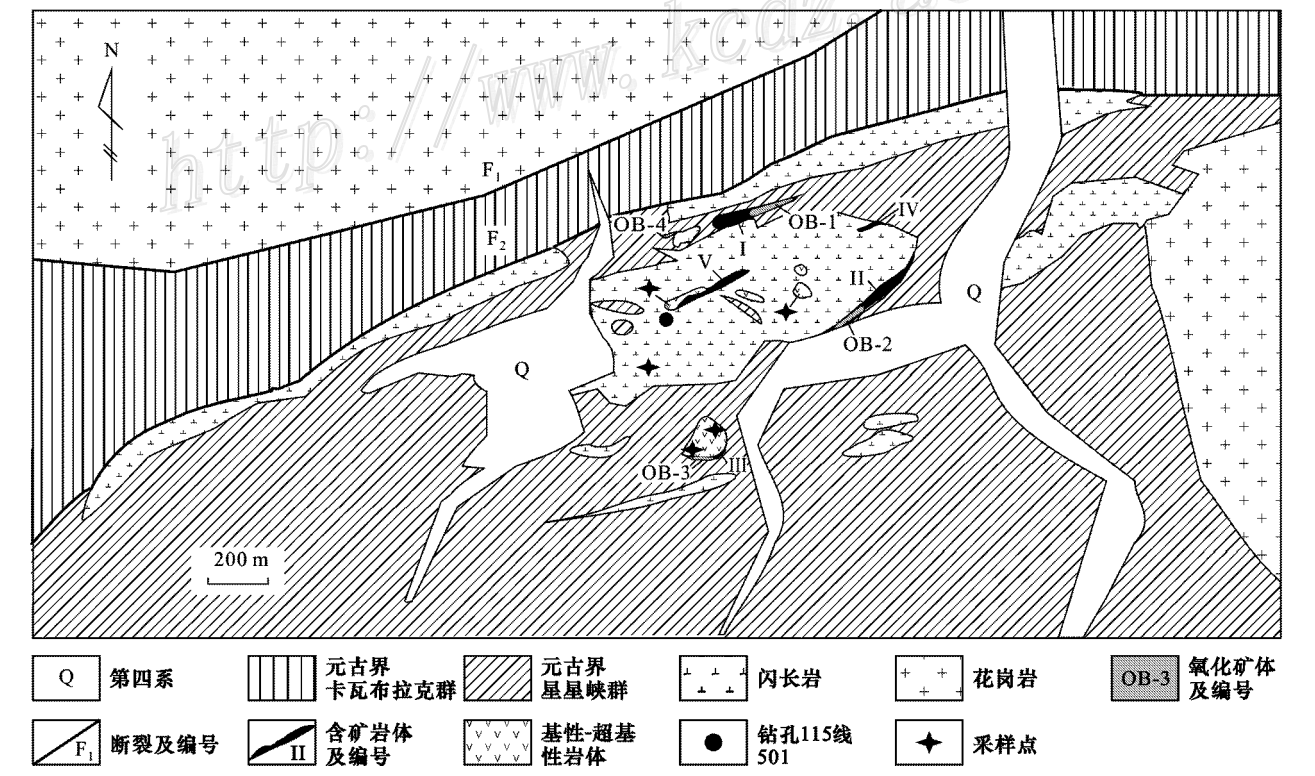


图 2 白石泉铜镍矿区地质图(据吴华等,2006 修改)

Fig. 2 Geological map of the Baishiquan Cu-Ni deposit(modified after Wu et al. 2006)

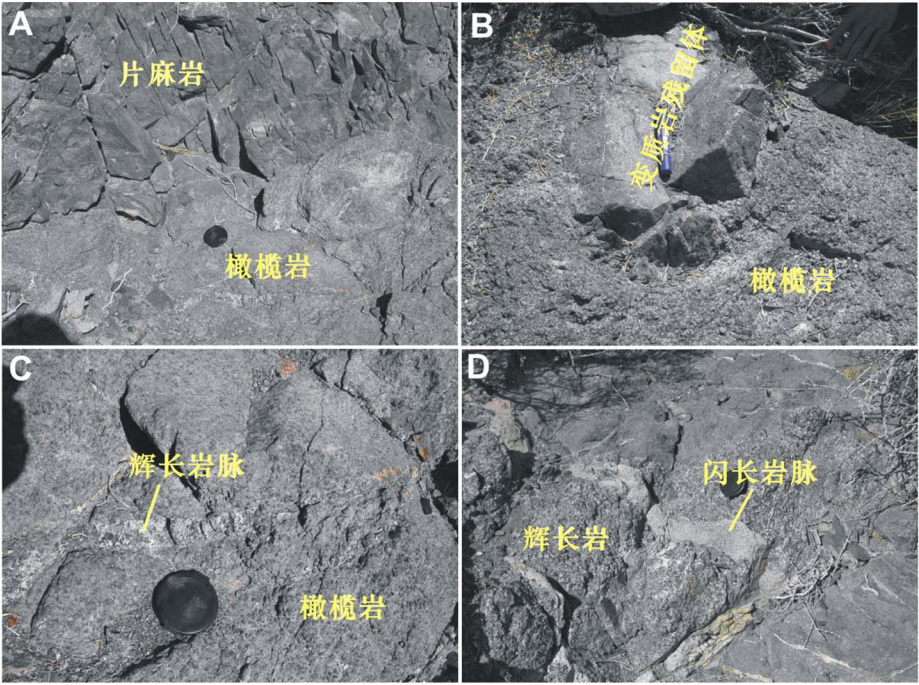


图 3 白石泉铜镍矿区早期岩浆系列岩体的相互穿插关系

A. 橄榄岩侵位于片麻岩中；B. 橄榄岩及其中的变质岩残留体；C. 橄榄岩及其中的辉长岩脉；D. 辉长岩及其中的闪长岩脉
Fig. 3 The crosscut relationship of early stage magmatic series stocks from the Baishiquan Cu-Ni deposit

A. Peridotite emplaced in gneiss; B. Metamorphic rock relicts in peridotite; C. Gabbro vein intruded in peridotite; D. Diorite vein intruded in gabbro

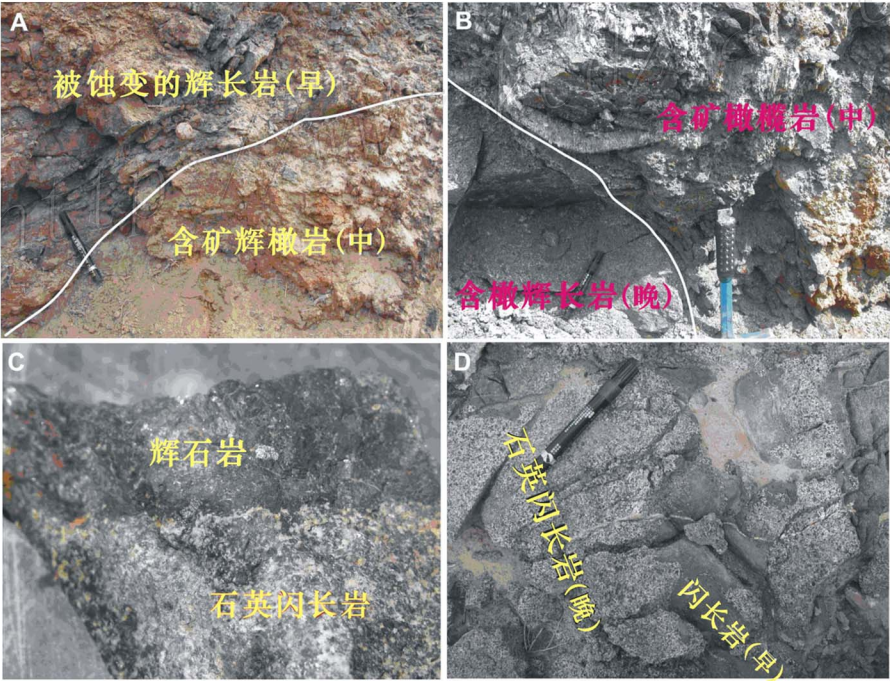


图 4 白石泉铜镍矿区不同期次岩体的相互穿插关系

A. 含矿的辉橄岩侵位于早期辉长岩中，并造成接触带蚀变；B. 不含矿含橄辉长岩（晚期）侵位于含矿的橄辉岩（中期）中；C. 石英闪长岩中的辉石岩包体；D. 石英闪长岩中的早期闪长岩残留体

Fig. 4 The crosscut relationship of different stages of stocks from the Baishiquan Cu-Ni deposit

A. Ore-forming pyroxene peridotite emplaced in early stage gabbro and contact zone alteration; B. Late stage barren olivine gabbro emplaced in ore-forming pyroxene peridotite; C. Pyroxenite enclave in quartz diorite; D. Early stage diorite relict in quartz diorite

大期：早期，先为橄榄岩侵位，后为辉石岩和辉长岩，最后为灰色细粒闪长岩，此期岩体为无矿化岩体，其主要特征是顺片理产出，并有不同程度的片理化；中期，先为矿化的橄榄岩-橄辉岩-角闪橄辉岩（矿体）侵位，后为贯入型块状硫化物矿体，最后为矿化辉石岩和辉长岩，本期岩体为成矿岩体，以岩体普遍矿化为特征；晚期，似斑状橄榄辉石岩、辉石岩、闪长岩，基本无矿化，且对早期侵入岩体及矿体有破坏。

通过地表地质填图和槽探揭露，新疆地矿局六大队在矿区发现了 5 条呈脉状的含矿超基性岩体（图 2），编号为Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ与Ⅴ。其中Ⅰ号岩体的西段沿杂岩体北接触带分布，东段侵位于片岩中；Ⅱ号和Ⅴ号岩体侵位于闪长岩体内；Ⅲ号和Ⅳ号岩体沿杂岩体接触带侵位。含矿超基性岩体长 85 m 至 300 m 不等，宽 16 m 至 46 m 不等，产状较陡；其岩性以辉橄岩、橄辉岩和辉石岩为主。岩石均有不同程度的纤闪石化，矿化以铜镍矿化为主，地表氧化矿石以强烈的褐铁矿化和孔雀石化为特征。原生的金属矿物有镍黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、自然铜、自然金、磁铁矿和黄铁矿，其中 w_{Cu} 0.01%~1.11%， w_{Ni} 0.03%~1.02%， w_{Co} 0.002%~0.062%。按镍和铜含量为 0.7% 圈定地表氧化矿体 3 个，分别编号为

OB-1、OB-2 和 OB-3（图 2，表 1）。其中Ⅲ号矿体宽 3 m，长 83 m，Cu 品位达 1.043%，Ni 品位达 0.897%。

另外，在杂岩体的北缘发现一以铜矿化为主的石英脉。其中 Cu 和 Ni 的品位分别为 0.85% 和 0.13%，为一达到工业品位的铜矿体，编号为 OB-4（图 2，表 1）。矿体长 27 m，宽约 1.1 m。在 TC115-3 探槽中，该石英脉沿大理岩和花岗质糜棱岩的接触带发育，北东走向，向南陡倾，倾角 85°。

白石泉矿床铜、镍、钴平均品位分别为 0.35%、0.54%、0.022%。从矿石的结构看，其为熔离分异成因，但从含矿岩体的产状看，其又应为贯入成矿。因此，总体而言该矿床应属于深部熔离-浅部贯入型矿床。

2 白石泉杂岩体的地球化学特征

通过详细的野外地质调查，采集了探槽里的若干典型样品（位置见图 2 所示）和 115 线 501 钻孔的数个样品（见表 2、图 2）进行了常量及微量元素成分测试。样品岩性镜下鉴定如下：

辉石橄榄岩：岩石呈黑色，半自形粒状结构、包橄结构、反应边结构。主要由橄榄石、辉石、角闪石

表 1 白石泉 Cu-Ni 矿床主要矿体特征
Table 1 Characteristics of main ore bodies in the Baishiquan Cu-Ni deposit

特征	Ⅰ矿体	Ⅱ矿体	Ⅲ矿体	Ⅳ矿体
产出部位	主体闪长岩北侧围岩	主体闪长岩北部接触带	主体闪长岩东部接触带	主体闪长岩南部接触带
长度/m	27	110	83	60
厚度/m	1.1	1.9	3	4
形态	条带状-脉状	脉状	条带状-脉状	条带状-脉状
围岩	南侧为大理岩、北侧为花岗质糜棱岩	南侧为辉长岩、北侧为花岗质糜棱岩	辉长岩	南侧为花岗质糜棱岩、北侧为辉石岩
围岩蚀变	硅化	弱纤闪石化、绿泥石化	弱纤闪石化、绿泥石化	强纤闪石化、绿泥石化
含矿岩石	石英脉	单辉橄辉岩	橄辉岩	辉石岩
产状				
倾向	155~180°	南	北西	333°
倾角/°	84~85	85~87	56~64	77
矿化特征				
氧化矿物	孔雀石	褐铁矿、孔雀石、蓝铜矿、铜兰	褐铁矿、孔雀石	褐铁矿、孔雀石、氯铜矿
原生矿物	黄铜矿、黄铁矿	镍黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、自然铜、磁铁矿、黄铁矿	磁黄铁矿、黄铜矿、镍黄铁矿、磁铁矿、黄铁矿	黄铜矿、镍黄铁矿、方铜矿、磁铁矿、黄铁矿、磁黄铁矿
平均品位/%				
Cu	0.85	0.57	1.043	0.45
Ni	0.13	0.91	0.807	0.87
Co	0.008	0.038	0.051	0.035

及少量黑云母、斜长石组成。橄榄石多呈半自形粒状,裂理较为发育,其边缘及裂理常发生蛇纹石化蚀变,多数具有斜方辉石反应边,并有铁质析出而成网状结构。斜方辉石均以包裹橄榄石存在,且与橄榄石接触处裂纹较为发育,多发生纤闪石化及绿泥石化蚀变。

橄榄辉石岩:岩石呈黑色,半自形粒状结构、包橄结构。主要由橄榄石(20%~30%)、辉石(35%~55%)组成。其中辉石多呈半自形柱状,且多已蚀变为纤闪石,偶见中部有辉石残留。橄榄石呈他形粒状,其边缘可见有绿泥石及蛇纹石化蚀变,该类型岩石为白石泉杂岩体中主要的含矿岩石。

辉长岩:岩石呈灰绿黑色,半自形粒状结构、嵌晶结构。主要由斜长石(40%~50%)、辉石(30%)、角闪石等组成。其中辉石多呈短柱状、长柱状及规则的八边形。斜长石主要为中、拉长石,多为板状晶体,且环带结构较为发育。

苏长岩:辉长结构,主要由斜方辉石和斜长石等矿物组成,其中斜方辉石主要为紫苏辉石和古铜辉石,斜长石主要为中、拉长石,环带结构较为发育。

闪长岩:岩石呈灰白色,具半自形粒状结构,主要由角闪石、斜长石等矿物组成,石英含量小于5%,斜长石一般为中长石,环带发育。

白石泉杂岩体常量和微量元素成分在中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室测定。常量元素的测定采用X-射线荧光光谱法(XRF):首先称取0.6 g样品,然后加入适量硼酸,高温熔融成玻璃片,最后在Shimadzu XRF-1700/1500上采用外标法测定氧化物含量,分析误差优于5%。微量元素测定采用ICP-MS法:首先称取40 mg样品及标样(GRS1、GRS2、GRS3),用酸溶法制成溶液,然后在ICP-MS Element II上进行测定。其精度为:元素含量大于 10×10^{-6} 的误差小于5%,而小于 10×10^{-6} 的误差小于10%。

2.1 主量元素

白石泉杂岩体的主量元素分析数据见表2,其 $w(\text{SiO}_2)$ 为40%~59%, $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 5.3%~17.9%, $w(\text{MgO})$ 2.3%~29.0%, $w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ 为6%~15%, $w(\text{CaO})$ 4.1%~12.0%。矿物分离结晶作用导致了杂岩体成分有规律的变化(图5)。MgO、MnO和FeO与 SiO_2 呈负相关,是由于橄榄石和铬铁矿矿物分离结晶造成的。 Al_2O_3 与 SiO_2 基本呈正相关,则是单斜辉石和基性斜长石结晶的结果。CaO与 SiO_2

基本呈线性相关,在辉长质岩石中达到最高值,这是随着岩浆的演化,单斜辉石和基性斜长石结晶的结果,而之后的CaO降低是由于单斜辉石含量减少和斜长石成分向富K、Na演化造成的。 TiO_2 和 Na_2O 、 K_2O 与 SiO_2 呈正相关,是由于它们的地球化学不相容性造成的。BSQ 115-686 m角闪辉长岩的高 TiO_2 含量可能是有钛磁铁矿的结晶所致。

在全碱- SiO_2 (TAS)图解上(图6a),样品全部落在亚碱性系列区域。在AFM图解($(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ - TFeO - MgO)图(图6b)上投点表明,大多数样品落在拉斑玄武岩范围里,只有少数 SiO_2 较高的样品落在钙碱性系列范围内;岩浆总体具有拉斑系列的演化趋势,具有与喀拉通克和黄山杂岩体(张招崇等,2003;Zhou et al., 2004)一致的岩浆演化特征。

2.2 微量元素

岩浆分离结晶作用对微量元素有很大的影响。如图7所示, Co 、 Ni 和 Cr 与 SiO_2 基本呈负相关,而且MgO与 Co 、 Ni 和 Cr 的相关系数分别为0.96、0.71和0.89,呈正相关,表明可能是由于在岩浆演化过程中橄榄石、辉石的结晶,使得 Co 、 Ni 和 Cr 进入矿物中造成的。而BSQ 115-349 m橄榄辉石岩较高的镍含量(2274×10^{-6}),可能是由于含有Ni的硫化物造成的,如镍黄铁矿等。V和CaO与 SiO_2 的关系基本是一样的,在辉长质岩石中达到最大值,这可能是岩浆中辉石和磁铁矿分离结晶所造成的。

需要指出的是,BSQ-1辉石橄榄岩和BSQ-2橄榄辉石岩烧失量达5%,岩矿鉴定表明相应样品岩浆自变质作用-蛇纹石化较普遍,故引起含水矿物增加,从而烧失量增加。但是,在图5、6、7中,其基本符合岩浆演化的趋势,因此,在此作为岩浆岩组合的端员成分一并用作探讨其岩浆演化趋势。

白石泉杂岩体的稀土元素总含量 ΣREE 为 $20.59 \times 10^{-6} \sim 147.80 \times 10^{-6}$,从超基性岩到中性岩 ΣREE 逐渐增大。稀土元素球粒陨石标准化配分曲线为轻稀土富集型(图8), LREE/HREE 为2.2~13.7($[\text{La}/\text{Yb}]_N$ 为2.1~8.5)BSQ 115-134 m辉长闪长岩为18.7) δEu 为0.7~1.1。样品中高 δEu 值与斜长石的堆积有关,而低 δEu 值则与斜长石的亏损有关。稀土元素非常类似的分配型式,表明白石泉杂岩体来自同一源区,是同一原始岩浆分异演化的产物。

样品的原始地幔标准化微量元素配分曲线图(图9)基本相似,总体上富集大离子亲石元素(LILE):

表 2 白石泉铜镍矿Ⅰ区基性-超基性杂岩体常量、微量元素组成
Table 2 Major and trace element composition of the Baishiquan Cu-Ni-bearing mafic-ultramafic complexes

成分	BSQ-1 辉石橄榄岩	BSQ-2 橄榄辉石岩	BSQ115-349m 橄榄辉石岩	BSQ-3 橄榄辉石岩	BSQ115-193m 苏长岩	BSQ115-213m 苏长岩	BSQ-4 橄榄辉长岩	BSQ115-686m 角闪辉长岩	BSQ115-545m 橄榄辉长岩	BSQ115-95m 角闪辉长岩	BSQ115-134m 辉长闪长岩	BSQ-5 闪长岩
	$w(B)/\%$											
SiO ₂	40.47	41.39	46.30	45.21	51.27	49.73	47.73	48.67	49.76	50.82	53.01	59.06
TiO ₂	0.63	0.34	0.91	1.03	0.47	0.89	0.80	1.76	1.11	0.72	0.53	1.21
Al ₂ O ₃	6.37	5.23	9.97	15.53	6.71	14.78	10.29	17.43	11.61	17.53	17.36	17.92
TF ₂ O ₃	14.72	12.36	10.50	12.58	13.76	10.34	9.54	9.16	10.51	5.94	5.95	6.42
MnO	0.25	0.25	0.14	0.26	0.22	0.15	0.24	0.13	0.17	0.10	0.10	0.13
MgO	27.01	28.96	20.31	11.12	18.69	8.74	15.26	6.88	14.81	7.32	7.45	2.30
CaO	4.06	5.43	5.72	10.73	4.55	10.98	11.97	9.42	6.11	11.00	10.21	4.99
Na ₂ O	1.05	0.51	0.63	1.27	0.41	2.23	1.35	4.44	2.51	4.24	3.79	4.48
K ₂ O	0.19	0.05	0.38	0.73	0.78	0.33	0.51	0.65	1.06	0.42	0.40	1.50
P ₂ O ₅	0.13	0.06	0.13	0.04	0.12	0.07	0.11	0.16	0.09	0.06	0.12	0.38
LOI	5.27	5.96	4.48	1.48	2.71	1.23	1.76	0.97	1.85	1.40	1.15	1.50
总和	100.15	100.53	99.47	99.96	99.69	99.47	99.55	99.67	99.59	99.55	100.07	99.90
	$w_B/10^{-6}$											
La	5.50	4.05	11.20	4.63	9.72	7.52	7.43	12.99	9.71	13.59	25.47	27.00
Ce	12.75	8.60	27.04	10.03	20.75	15.55	17.70	27.60	20.01	24.50	43.25	56.95
Pr	1.97	1.22	3.97	1.47	3.20	2.42	2.71	4.28	3.12	3.43	5.37	7.46
Nd	8.70	5.55	17.63	6.77	14.26	10.72	12.37	18.92	13.62	13.63	18.69	30.60
Sm	2.07	1.43	3.94	1.92	3.24	2.70	3.16	4.59	3.20	2.74	2.82	6.23
Eu	0.60	0.41	1.18	0.70	0.76	0.97	0.90	1.59	1.02	0.95	0.92	1.73
Gd	1.91	1.42	3.83	2.12	3.45	2.97	3.18	4.94	3.20	2.56	2.36	5.53
Tb	0.33	0.27	0.59	0.39	0.56	0.50	0.56	0.76	0.49	0.40	0.35	0.87
Dy	1.85	1.52	3.10	2.34	3.29	3.03	3.19	4.32	2.89	2.25	1.82	4.73
Ho	0.35	0.32	0.59	0.50	0.68	0.63	0.66	0.85	0.55	0.45	0.35	0.90
Er	0.99	0.91	1.54	1.43	1.89	1.72	1.83	2.22	1.47	1.14	0.95	2.54
Tm	0.17	0.16	0.22	0.25	0.30	0.26	0.31	0.32	0.22	0.18	0.15	0.43

续表 2

Table 2 Cont.

成分	BSQ-1 辉石橄榄岩	BSQ-2 橄榄辉石岩	BSQ115-349m 橄榄辉石岩	BSQ-3 橄榄辉石岩	BSQ115-193m 苏长岩	BSQ115-213m 苏长岩	BSQ-4 橄榄辉长岩	BSQ115-686m 角闪辉长岩	BSQ115-545m 橄榄辉长岩	BSQ115-95m 角闪辉长岩	BSQ115-134m 辉长闪长岩	BSQ-5 闪长岩
Yb	0.96	0.96	1.34	1.49	1.90	1.59	1.96	1.89	1.34	1.08	0.92	2.51
Lu	0.15	0.13	0.20	0.21	0.28	0.23	0.28	0.28	0.20	0.15	0.14	0.36
Rb	6.60	2.45	11.89	28.40	30.37	4.15	12.87	18.02	29.14	12.83	10.40	52.50
Ba	42.00	14.10	51.16	141.00	96.68	78.50	85.50	122.27	148.66	120.07	147.18	409.25
Th	0.39	0.42	1.57	1.07	1.07	0.52	1.03	1.55	0.92	1.34	1.59	4.04
U	0.15	0.21	0.35	0.60	0.31	0.19	0.99	0.36	0.29	0.39	0.35	1.53
Nb	2.80	1.70	2.51	3.87	3.04	2.78	4.07	3.62	2.91	2.46	3.85	12.70
Ta	0.30	0.28	0.19	0.64	0.20	0.16	0.56	0.25	0.21	0.26	0.34	1.00
Sr	208.95	84.85	46.45	265.23	64.07	327.84	242.93	597.85	400.97	606.32	657.09	587.00
Zr	69.50	34.95	44.44	37.13	125.16	40.42	47.33	88.84	70.76	47.17	48.66	595.00
Hf	1.76	1.31	1.43	1.40	3.00	1.37	2.14	2.49	1.89	1.35	1.36	21.73
Y	9.00	8.95	16.02	13.20	19.87	16.07	17.20	22.89	14.90	12.14	9.99	23.80
Co	103.95	93.90	80.81	59.03	78.94	53.97	50.33	36.68	64.24	29.84	30.81	12.25
Cr	1182.10	1449.55	1028.26	306.13	919.75	193.28	740.03	341.84	742.16	421.29	211.25	16.10
Cu	74.35	60.95	709.81	40.53	320.89	215.72	41.40	28.70	59.60	114.73	94.42	26.65
Ni	606.95	438.50	2273.28	164.93	987.65	143.59	170.63	44.28	492.24	115.09	91.39	9.35
V	75.29	81.38	120.53	292.38	158.35	298.74	213.71	175.00	156.52	98.58	87.54	65.33
ΣREE	38.26	26.93	76.34	20.59	64.29	50.80	56.24	85.55	61.03	67.03	103.55	147.80
LREE/HREE*	4.76	3.75	5.70	2.18	4.20	3.65	3.61	4.49	4.89	7.17	13.73	7.35
(La/Yb) _N *	3.86	2.84	5.66	2.10	3.44	3.19	2.56	4.63	4.88	8.50	18.69	7.40
δEu	0.91	0.86	0.92	0.82	0.69	1.05	0.87	1.02	0.96	1.08	1.06	0.90
La/Sm*	2.66	2.80	2.85	2.28	3.00	2.79	2.27	2.83	3.04	4.95	9.03	4.38

* 单位为1。

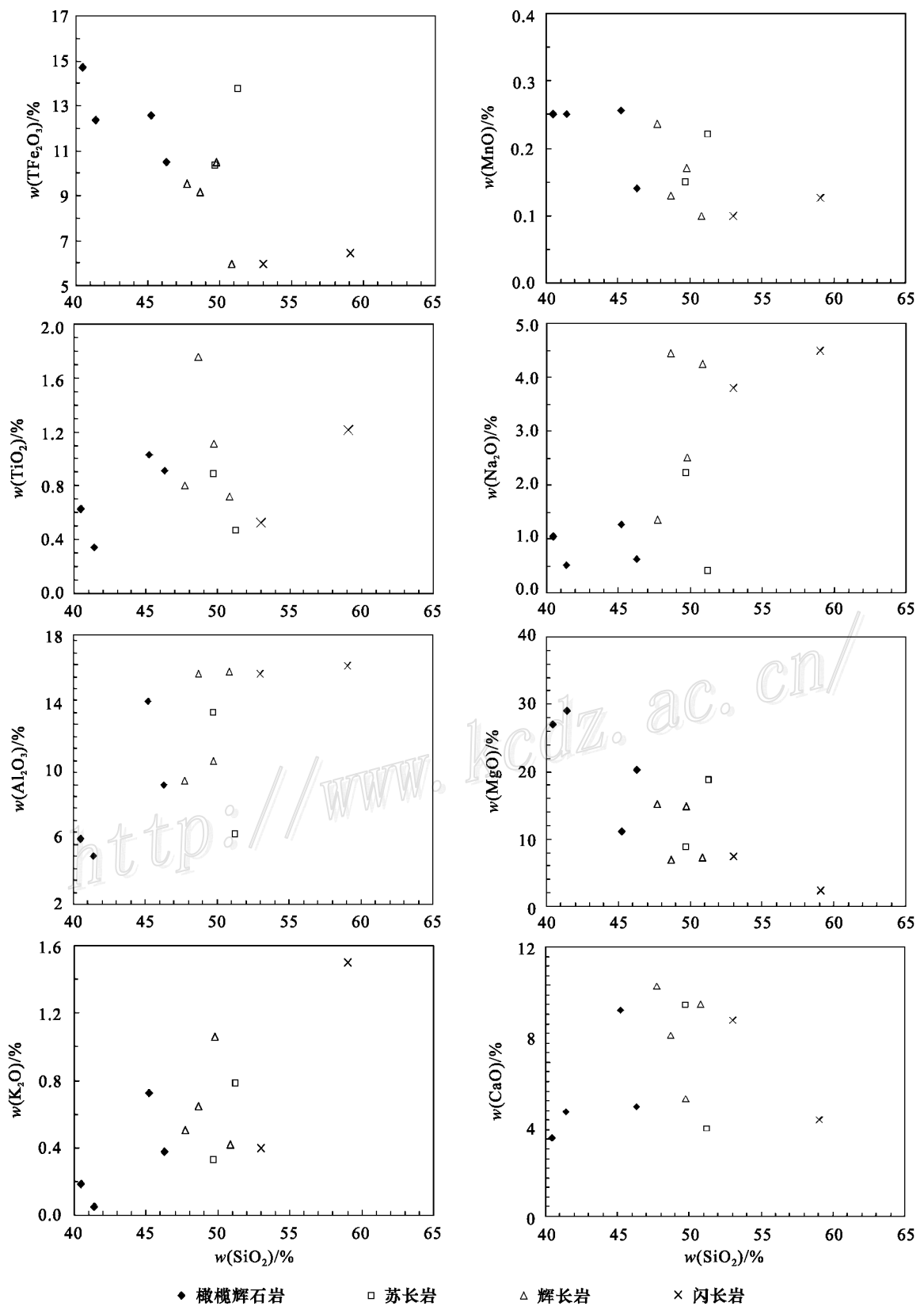


图 5 白石泉杂岩体常量元素氧化物与 SiO₂ 相关图

Fig. 5 Binary harker diagrams of oxide versus SiO₂ for rocks from the Baishiquan mafic-ultramafic complex

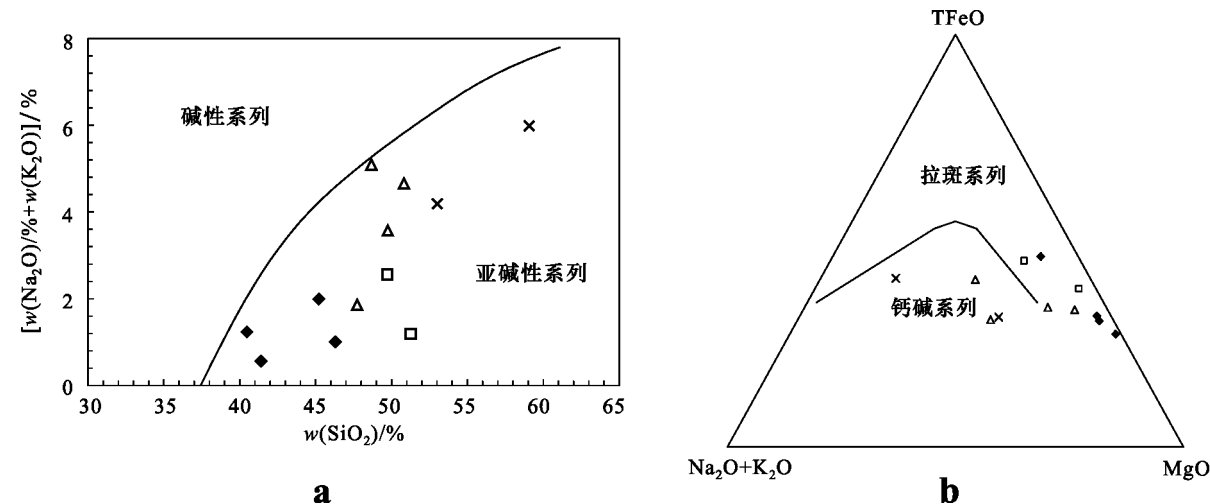


图 6 白石泉杂岩体 TAS (a) 和 AFM (b) 图

Fig. 6 TAS diagram (a) and AFM (b) diagram for the Baishiquan complex

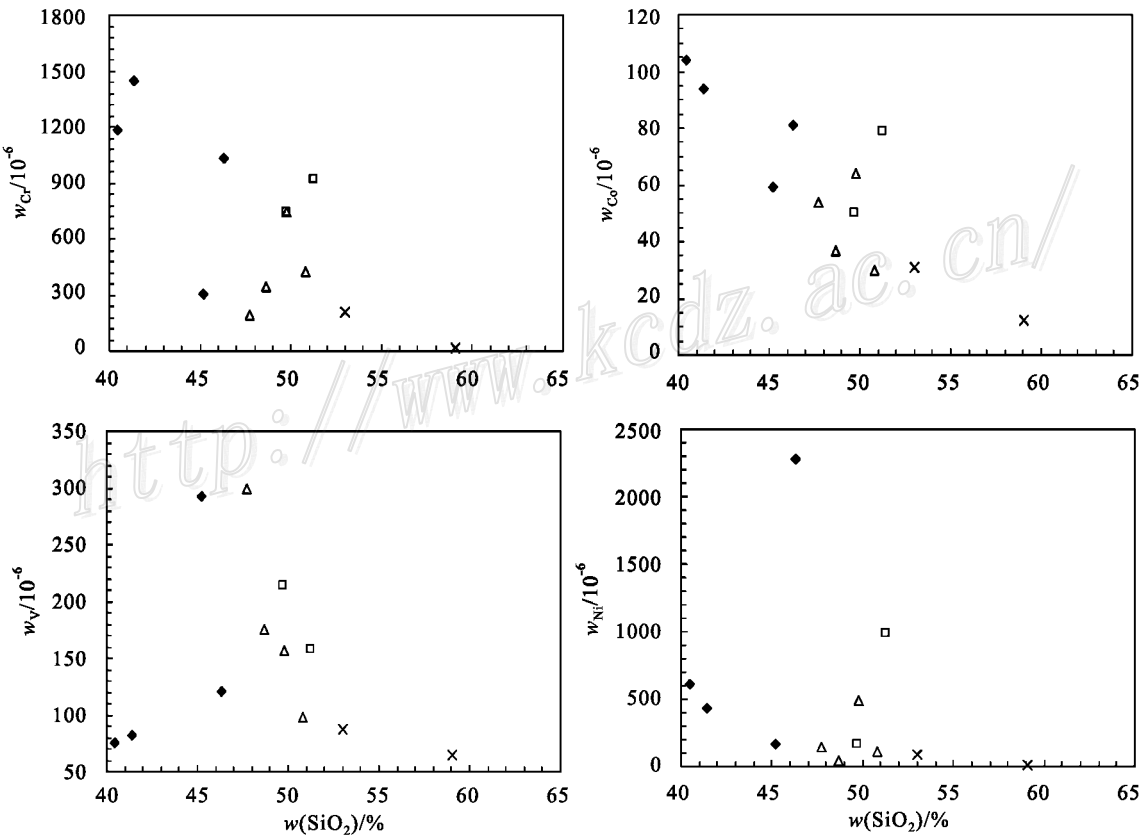


图 7 白石泉杂岩体微量元素 Cr、V、Ni 和 Co 与 SiO_2 相关图解

Fig. 7 Plots of SiO_2 versus Cr, V, Ni and Co for rocks from the Baishiquan complex

如 Rb、Ba、K、Sr) 和活泼的高场强元素(如 U), 相对亏损高场强元素(HFSE :如 Nb、Ta、Zr、Hf、Ti), 而 BSQ-5 闪长岩具相对高的 Zr、Hf 正异常。并且 P 相对亏损, Sr 总体相对富集, 只有几个橄榄辉石岩样品是相对亏损的。

3 讨论与结论

3.1 原始岩浆的成因探讨

白石泉基性-超基性杂岩体具有高 MgO 、Cr 的

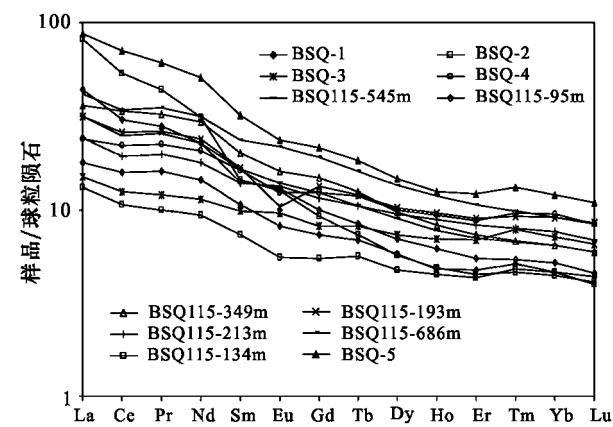


图 8 白石泉杂岩体稀土 (REE) 球粒陨石标准化配分图 (球粒陨石标准值引自 Boynton, 1984)

Fig. 8 Chondrite-normalized REE patterns for rocks from the Baishiquan complex (Chondrite values after Boynton, 1984)

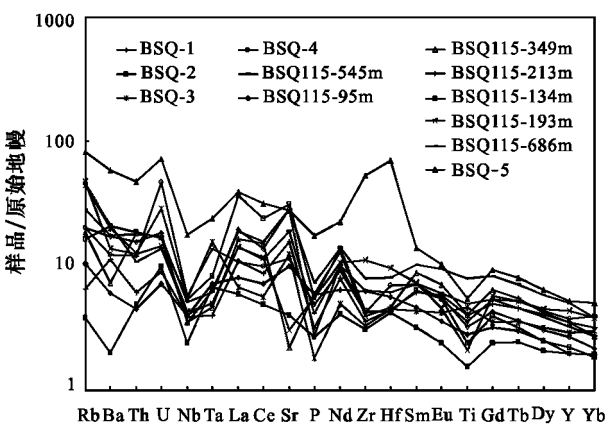


图 9 不相容元素原始地幔标准化蛛网图 (原始地幔标准值引 Sun et al., 1989)

Fig. 9 Primitive-mantle normalized spider diagrams of trace elements for the Baishiquan complex (PM values after Sun et al., 1989)

特征 (表 2) 表明白石泉含铜镍矿杂岩体具有幔源特征 (Wilson, 1989; Cox et al., 1980), 同时 Chai 等 (2005) 获得岩体氧同位素比值为 $2.5‰ \sim 6.0‰$, 也证实了这一点 (Ripley et al., 1999)。岩石富集大离子亲石元素 (Rb、Ba、K、Sr) LREE 和活泼高场强元素 (U) 亏损高场强元素 (Nb、Ta、Zr、Hf、Ti) 的特征 (图 8、9) 和低 TiO_2 (一般 $< 1\%$) (表 2), 表明白石泉含矿杂岩体具有幔源特征和岛弧岩浆特征。杂岩体中钙质角闪石、单斜辉石和橄榄石的成分分析表明, 白石泉矿区的镁铁-超镁铁质岩体的原始岩浆为高镁玄武质岩浆 ($MgO = 14.05\%$) (柴凤梅, 2006), 这种高 Mg 的岩浆提供了对形成岩浆 Cu-Ni 硫化物矿床有利的岩浆条件 (Keays, 1995)。

阿尔泰山南缘喀拉通克 Cu-Ni 硫化物矿床黑云母苏长岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 (287 ± 5) Ma; 东天山地区黄山东杂岩体黑云母橄榄苏长岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 (274 ± 3) Ma (韩宝福等, 2004); 白石泉 Cu-Ni 硫化物矿床的矿化辉长岩中锆石 U-Pb 年龄为 (281.2 ± 0.9) Ma (毛启贵等, 2006), 表明其成岩成矿时代基本一致, 暗示它们可能具有相同的地球动力学背景和岩浆来源。喀拉通克岩体低 $^{87}Sr/^{86}Sr$ ($0.70326 \sim 0.70442$) 比值和高 $\epsilon_{Nd}(t)$ (7.1) (王润民等, 1991; 李华芹等, 1998), 黄山东杂岩体高 $\epsilon_{Nd}(t)$ ($6.37 \sim 9.3$) 值和低 $^{87}Sr/^{86}Sr$ ($0.7025 \sim 0.7053$) 比值 (Zhou et al., 2004) 的地球化学特征表明, 源区为亏损的软流圈地幔。从图 8 和图 9 可知, 岩浆是富集轻稀土元素和 LILE 的, 显示出同位

素地球化学和微量元素地球化学的不一致性。并且, 源区为亏损地幔的实验模拟表明, 只有在部分熔融程度 $< 1\%$ 时, 才能产生富集型的稀土元素配分模式, 但是根据地幔动力学熔融模式, 在熔融程度 $< 1\%$ 时, 熔体是不可能从地幔中分凝出来的 (McKenzie et al., 1988)。白石泉杂岩体的 HILE 元素的富集地球化学特征可能是由于亏损的软流圈地幔和交代岩石圈地幔 (被早期的俯冲所交代) 之间相互作用或者有地壳物质的混染而产生的 (张招崇等, 2003)。

3.2 白石泉 Cu-Ni 矿床成因探讨

Naldrett (1999) 总结了世界上大型 Cu-Ni 硫化物矿床具有的共同特征: ①能够结晶大量橄榄石的岩浆; ②明显的地壳缝合带 (切穿地壳的深大断裂); ③围岩中含足够的硫; ④相关的岩浆具有明显的亲铜元素亏损; ⑤与围岩相互作用; ⑥矿化产生在岩浆运移通道附近或者其中, 主要定位于含矿岩浆通道突然变宽或变缓的部位。但是, 这 5 个特征并不是必须完全都满足才能形成世界级的镍铜硫化物矿床。岩石地球化学和野外地质观察表明, 白石泉岩浆 Cu-Ni 硫化物矿床具有高 Mg 的岩浆特征 (柴凤梅等, 2006)。邻近阿齐克库都克—沙泉子深大断裂带、发生硫化物的分离和矿体大多产在杂岩体的底部, 这些共有的特征提供了形成岩浆 Cu-Ni 硫化物矿床的有利条件。

研究表明, 高 Mg 的岩浆在形成之初离开地幔时硫都是不饱和的 (Keays, 1995), 并且需要较高级度的部分熔融, 所以其可以携带大量成矿元素上升

到地壳。但是,要形成岩浆 Cu-Ni 硫化物矿床,原始岩浆必须产生硫化物的熔离,而引起硫化物熔体熔离的机制主要包括:①岩浆分异(Haughton et al., 1974),富 Fe 矿物的分异(橄榄石、辉石、磁铁矿)可能导致 S 溶解度的降低,而产生 S 的饱和;②不同成分的 S 不饱和岩浆的混合导致 S 的饱和(Li et al., 2001);③围岩混染,通过熔体的液化作用或者含硫化物围岩的混染导致外来硫的加入,而产生 S 饱和(Ripley, 1999; Leshner et al., 1993);也可能是围岩 Si 加入,降低了岩浆硫的溶解度(Irvine, 1975; Li et al., 1993; 张招崇等, 2003)。许多地壳混染证据分别已在诺里尔斯克、肖德伯里、金川等地区得到了广泛的同位素、稀土元素、痕量元素等资料的证实(Naldrett, 1999; 张招崇等, 2003)。

但是,在白石泉 Cu-Ni 硫化物矿床,地壳混染可能不是硫化物熔体熔离的机制。通常认为高 La/Sm (>4.5) 值指示了地壳物质的混染(Lassiter et al., 1997),由表 2 可知,只有 2 个 SiO_2 含量高的岩石样品 La/Sm 大于 4.5,说明地壳物质的混染很弱,其高的 La/Sm 比值可能是随着 SiO_2 含量的升高,岩石发生强烈的结晶分异作用造成的。而且,没有地壳物质混染的岩浆氧同位素比值一般在 6‰ 以下,白石泉岩体氧同位素比值(2.5‰~6.0‰)同样也表明,地壳混染程度很弱(Chai et al., 2005)。所以,围岩混染可能不是白石泉 Cu-Ni 硫化物矿床硫化物熔体熔离的主要机制。图 5 和图 7 表明,随着岩浆成分向中性的演化,橄榄石、辉石,可能还有磁铁矿的结晶分离,降低了岩浆中 FeO 的含量,可能是硫化物熔体熔离的机制。

白石泉中性-基性-超基性岩体(3.2 km²)出露面积较小(<10 km² 称为小岩体),但在东天山含 Cu-Ni 矿岩体中尚属较大,属于造山带小侵入体成矿(汤中立, 2002)。由于岩体小,矿体相对大而富,这种矿体不可能从这个岩体自身产生出来,不像国外许多大型层状杂岩体的岩浆 Cu-Ni 硫化物那样直接就地熔离成矿。因此,矿体在就位现存空间之前或在就位过程中,发生了预富集成矿作用。其预富集机制为:深部熔离-贯入成矿机制,即母岩浆侵入现存空间之前,在深部就发生了熔离作用和部分结晶作用,使母岩浆分离为不含矿岩浆、含矿岩浆、富矿岩浆、矿浆几部分,然后沿构造通道一次或多次上侵贯入成矿。

因而,白石泉岩浆 Cu-Ni 硫化物矿床可能是由

地幔较高级度的部分熔融产生高 Mg 拉斑玄武质岩浆,携带大量成矿物质上升,岩浆从源区上升到就位至少经历了 2 次岩浆房的分离结晶过程,结晶大量的铁镁矿物而导致发生硫化物熔体的分离,并且发生预富集,然后侵入到上部地壳而成矿。

3.3 成岩成矿构造背景探讨

东天山地区的基性-超基性岩体主要包括沿康古尔—黄山断裂带展布的黄山—镜儿泉基性-超基性杂岩带和沿阿齐克库都克—沙泉子断裂带展布的白石泉基性-超基性杂岩体带。前人在这些基性-超基性岩体的成因和形成环境的认识上仍存在较大差异,如①蛇绿岩型(马瑞士等, 1993; 白云来, 2000); ②造山后伸展(秦克章等, 2002; 毛景文等, 2002; Qin et al., 2003; Zhou et al., 2004; 韩宝福等, 2004; 吴华等, 2005; 孙赫等, 2006); ③增生弧背景之上的阿拉斯加型岩体(Xiao et al., 2004; 毛启贵等, 2006)。

本文认为,白石泉杂岩体形成于碰撞造山后期的伸展构造环境。白石泉岩浆 Cu-Ni 硫化物矿床属于造山带小侵入体成矿,这类矿床发育在造山带内,一般形成于碰撞造山后的弛张时期(汤中立, 2002)。并且,已有的东天山基性-超基性杂岩体的测年结果显示,香山矿区辉长岩单颗粒锆石 U-Pb 蒸发年龄为(285 ± 1.2) Ma(秦克章等, 2002),黄山岩体黄铁矿 Re-Os 等时线年龄为(282 ± 20) Ma(毛景文等, 2002),黄山东岩体黑云母橄榄苏长岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为(274 ± 3) Ma(韩宝福等, 2004),白石泉 Cu-Ni 硫化物矿床的矿化辉长岩中锆石 U-Pb 年龄为(281.2 ± 0.9) Ma(毛启贵等, 2006),白石泉石英闪长岩锆石 SHRIMP 微区原位 U-Pb 年龄为(285 ± 10) Ma,辉长闪长岩年龄为(284 ± 9) Ma 和辉长岩年龄为(284 ± 8) Ma(吴华等, 2005),黄山闪长岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为(269 ± 2) Ma(Zhou et al., 2004)和新疆葫芦铜镍矿床的 Re-Os 等时线年龄值(283 ± 13) Ma(陈世平等, 2005),显示在东天山地区早中二叠世有一次大规模的时代基本一致的幔源岩浆侵入。而晚石炭世碰撞造山过程已经结束(Yakubchuk et al., 2002),进入克拉通演化阶段,并且没有发现晚石炭世以及更年轻的蛇绿岩。石炭纪末,北疆各海盆相继关闭,转入上磨拉石沉积。当汇聚阶段结束,碰撞刹车,强大的挤压应力撤除时,由于应力反弹,产生弛张效应。在石炭纪末空前巨大的碰撞事件之后,由于弛张效应,导致在新疆境内发育有大量上叠裂陷及弛张性深断

裂 幔源岩浆沿其上升侵位而形成 Cu-Ni 矿化(秦克章等 2002)。

近年来,越来越多的同位素年代学资料表明,整个北疆地区陆相环境中金、铜、镍、锡、银等矿床主要就位于晚古生代末碰撞造山挤压-伸展转变期(李华芹等,1998;毛景文等,2002;Zhou et al.,2004;吴华等 2005)。块体边缘与缝合带是大规模成矿的有利地带,造山带由挤压到伸展的转变期是大规模成矿的有利时期(秦克章等,2003b;王京彬等,2006)。从这个角度看,侵位于中天山前寒武纪基底的白石泉杂岩体拥有北侧侵位于古生代变质地层中的黄山—香山—图拉尔根含铜镍杂岩体的共同特征。

致 谢 感谢新疆地质矿产勘查开发局第六地质大队对野外工作的大力支持。在测试分析过程中得到中国科学院地质与地球物理研究所靳新娣、李禾及李红艳的帮助。承蒙审稿人提出建设性修改意见,在此一并表示衷心的感谢。

References

Bai Y L. 2000. Geotectonic setting of Huangshan-Jingerquan nickel-copper mineralization system in Hami, Xinjiang[J]. Acta Geologica Gansu, 9(2): 1~7(in Chinese with English abstract).

Boynton W V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: Meteorite study[A]. In: Henderson P, ed. Rare earth element geochemistry [C]. Elsevier. 63~114.

Chai F M, Zhang Z C, Mao J W, Dong L H, Wu H and Mo X H. 2005. Geology, petrology and geochemistry of the Baishiquan Cu-Ni-bearing mafic-ultramafic intrusions in Xinjiang, NW China[A]. In: Mao J W and Bierlein F R, ed. Mineral deposit research: Meeting the global challenge[C]. Springer. 12: 1293~1296.

Chai F M, Zhang Z C, Mao J W, Dong L H, Zhang Z H, Ye H S, Wu H and Mo X H. 2006. Petrography and mineralogy of Baishiquan Cu-Ni-bearing mafic-ultramafic intrusions in Xinjiang[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 25(1): 1~12(in Chinese with English abstract).

Chen S P, Wang D H, Qu W J, Chen Z H and Gao X L. 2005. Geological features and ore formation of the Hulu Cu-Ni sulfide deposit, eastern Tianshan, Xinjiang[J]. Xinjiang Geol., 23(3): 230~233(in Chinese with English abstract).

Cox K G. 1980. A model for flood basalt volcanism[J]. J. Petrol., 21: 629~650.

Gu L X, Chu J L, Guo J C, Liao J J, Yan Z F and Yan H. 1994. The east Xinjiang-type mafic-ultramafic complexes in orogenic environments[J]. Acta Petrologica Sinica, 10(4): 339~356(in Chinese with English abstract).

Han B F, Ji J Q, Song B, Chen L H and Li Z H. 2004. SHRIMP zircon U-Pb ages of Kalatongke No. 1 and Huangshandong Cu-Ni-bearing mafic-ultramafic complexes, North Xinjiang, and geological implication[J]. Chinese Sci. Bull., 49: 2324~2328(in Chinese with English abstract).

Haughton D R, Roeder P L and Skinner B J. 1974. Solubility of sulfur in mafic magma[J]. Econ. Geol., 69: 451~467.

Irvine T N. 1975. Crystallisation sequence of the Muskox intrusion and other layered intrusions: Origin of the chromitite layers and similar deposits of other magmatic ores[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 39: 991~1020.

Keays R R. 1995. The role of komatiitic and picritic magmatism and S-saturation in the formation of ore deposits[J]. Lithos, 34: 1~18.

Lassiter J C and Depaolo D J. 1997. Plume-lithosphere interaction in the generation of continental and oceanic flood basalts: Chemical and isotope constraint[A]. In: Mahoney J, ed. Large igneous provinces: Continental, oceanic, and planetary flood volcanism[C]. Geophys. Mono., 100. American Geophys. Union. 335~355.

Leshner C M and Campbell H. 1993. Geochemical and fluid dynamic controls on the composition of Komatiite-hosted nickel sulphide ores in Western Australia[J]. Econ. Geol., 88: 804~816.

Li C S and Naldrett A J. 1993. Sulfide capacity of magma: A quantitative model and its application to the formation of the sulfide ores at Sudbury[J]. Econ. Geol., 88: 1253~1260.

Li C S, Maier W D and Waal S A. 2001. The role of magma mixing in the genesis of PGE mineralization in the Bushveld complex: Thermodynamic calculations and new interpretations[J]. Econ. Geol., 96: 653~662.

Li H Q, Xie C F and Chang H L, Cai H, Zhu J P and Zhou S. 1998. Study on metallogenic chronology of nonferrous and precious metallic ore deposits in northern Xinjiang[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 263p(in Chinese with English abstract).

Ma R S, Wang C Y and Ye S F. 1993. The tectonic framework and crust evolution in Eastern Tianshan[M]. Nanjing: Press of Nanjing University. 225p(in Chinese with English abstract).

Mao J W, Yang J M, Qu W J, Du A D, Wang Z L and Han C M. 2002. Re-Os dating of Cu-Ni sulfide ores from Huangshandong deposit in Xinjiang and its geodynamic significance[J]. Mineral Deposits, 21(4): 323~330(in Chinese with English abstract).

Mao Q G, Xiao W J, Han C M, Sun M, Yuan C, Yan Z, Li J L, Yong Y and Zhang J E. 2006. Zircon U-Pb age and the geochemistry of the Baishiquan mafic-ultramafic complex in the Eastern Tianshan, Xinjiang: Constraints on the closure of the Paleo-Asian Ocean[J]. Acta Petrologica Sinica, 22(1): 153~162(in Chinese with English abstract).

Mckenzie D and Bickle M J. 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere[J]. J. Petrol., 29: 53~72.

Naldrett A J. 1999. World-class Ni-Cu-PGE deposits: Key factors in their genesis[J]. Mineralium Deposita, 34: 227~240.

Qin K Z, Fang T H, Wang S L, Zhu B Q, Feng Y M, Yu H F and Xiu

- Q Y. 2002. Plate tectonics division, evolution and metallogenic settings in eastern Tianshan mountains, NW-China[J]. Xinjiang Geol., 20(4): 302~308(in Chinese with English abstract).
- Qin K Z, Zhang L C, Xiao W J, Xu X W, Yan Z and Mao J W. 2003a. Overview of major Au, Cu, Ni and Fe deposits and metallogenic evolution of the eastern Tianshan Mountains, Northwestern China[A]. In: Mao J W, Goldfarb R and Seltman, ed. Tectonic evolution and metallogeny of the Chinese Altay and Tianshan[C]. London: Geological Society London Special Publication. 227~249.
- Qin K Z, Peng X M, San J Z, Xu X W, Fang T H, Wang S L and Yu H F. 2003b. Types of major ore deposits, division of metallogenic belts in eastern Tianshan, and discrimination of potential prospects of Cu-Au-Ni mineralization[J]. Xinjiang Geol., 21(2): 143~150(in Chinese with English abstract).
- Ripley E M, Park Y R, Li C and Naldrett A J. 1999. Sulfur and oxygen isotopic evidence of country rock contamination in the Voisey's Bay Ni-Cu-Co deposits, Labrador, Canada[J]. Lithos, 47: 53~68.
- Sun H, Qin K Z, Li J X, Xu X W, San J Z, Ding K S, Hui W D and Xu Y X. 2006. Petrographic, petro-geochemical characteristics in the Tulargen Cu-Ni-Co sulfide deposit, Eastern Tianshan, and its tectonic background[J]. Geol. in China, 33(3): 606~617(in Chinese with English abstract).
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implications for mantle composition and process[A]. In: Saunders A D and Norry M J, ed. Magmatism in ocean basin[C]. London: Geological Society London Special Publication. 42: 313~345.
- Tang Z L. 2002. Magmatic ore deposits in small intrusions in China[J]. Engineering Sci., 4(6): 9~12(in Chinese with English abstract).
- Wang D H, Chen Y C, Xu Z G and Lin W W. 2000. Cu-Ni(PGE) sulfide metallogenic series in North Xinjiang[J]. Mineral Deposits, 19(2): 147~155(in Chinese with English abstract).
- Wang J B and Xu X. 2006. Post-collisional tectonic evolution and metallogenesis in Northern Xinjiang, China[J]. Acta Geologica Sinica, 80(1): 23~31.
- Wang R M and Zhao C L. 1991. Kalatongke Cu-Ni sulfide No. 1 ore deposit in Xinjiang[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1~298(in Chinese with English abstract).
- Wilson M. 1989. Igneous petrogenesis[M]. London: Unwin Hyman. 464p.
- Wu H, Li H Q, Mo X X, Chen F W, Lu Y F, Mei Y P and Deng G. 2005. Age of the Baishiqun mafic-ultramafic complex, Hami, Xinjiang and its geological significance[J]. Acta Geologica Sinica, 79(4): 498~502(in Chinese with English abstract).
- Wu H, Xu X W, Mo X H, Liang G H, Cheng S L, Qin K Z, Li J, Zhang B L, Wang J, Xiao Q B, Han Z J, Jin C M and Li J X. 2006. Exploration by combined geophysical methods and location prediction of buried Cu-Ni deposits in the Baishiquan area, eastern Tianshan, Xinjiang[J]. Geol. in China, 33(3): 672~681(in Chinese with English abstract).
- Xiao W J, Zhang L C, Qin K Z, Sun S and Li J L. 2004. Paleozoic accretionary and collisional tectonics of the eastern Tianshan(China): Implications for the continental growth of central Asia[J]. American J. Sci., 304: 370~395.
- Xu X W, Ma T L, Sun L Q and Cai X P. 2003. Characteristics and dynamic origin of the large-scale Jiaoluoage ductile compressional zone in the eastern Tianshan Mountains, China[J]. J. Structural Geol., 25: 1901~1915.
- Yakubchuk A, Cole A and Sletmann R. 2002. Tectonic setting, characteristics, and regional exploration criteria for gold mineralization in the Altaid orogenic collage: The Tien Shan province as a key example[A]. In: Goldfarb R and Nielsen R L, ed. Integrated methods for discovery: Global exploration in the Twenty First Century[C]. Littleton: Society of Economic Geologists, INC. 177~201.
- Zhang Z C, Yan S H, Chen B L, He L X, He Y S and Zhou G. 2003. Geochemistry of the Kalatongke basic complex in Xinjiang and its constraints on genesis of the deposit[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 22: 217~224(in Chinese with English abstract).
- Zhou M F, Leshner C M, Yang Z X, Li J W and Sun M. 2004. Geochemistry and petrogenesis of 270 Ma Ni-Cu(PGE) sulfide-bearing mafic intrusions in the Huangshan district, eastern Xinjiang, north-west China: Implications for the tectonic evolution of the central Asian orogenic belt[J]. Chem. Geol., 209: 233~257.

附中文参考文献

- 白云来. 2000. 新疆哈密黄山-镜儿山镍铜成矿系统的地质构造背景[J]. 甘肃地质学报, 9(2): 1~7.
- 柴凤梅, 张招崇, 毛景文, 董连慧, 张作衡, 叶会寿, 吴华, 莫新华. 2006. 中天山白石泉镁铁-超镁铁质岩体岩石学与矿物学研究[J]. 岩石矿物学杂志, 25(1): 1~12.
- 陈世平, 王登红, 屈文俊, 陈郑辉, 高晓理. 2005. 新疆葫芦铜镍硫化物矿床的地质特征与成矿时代[J]. 新疆地质, 23(3): 230~233.
- 顾连兴, 建林, 郭继春, 廖静娟, 严正富, 杨浩. 1994. 造山带环境中的东疆型镁铁-超镁铁杂岩[J]. 岩石学报, 10(4): 339~356.
- 韩宝福, 宋彪, 陈立辉. 2004. 新疆喀拉通克和黄山东含铜镍矿镁铁-超镁铁杂岩体的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义[J]. 科学通报, 49: 2324~2328.
- 李华芹, 谢才富, 常海亮. 1998. 新疆北部有色贵金属矿床成矿作用年代学[M]. 北京: 地质出版社. 263 页.
- 马瑞士, 叶尚夫, 王赐银. 1993. 东天山构造格架和演化[M]. 南京: 南京大学出版社. 225 页.
- 毛景文, 杨建民, 屈文俊, 杜安道, 王志良, 韩春明. 2002. 新疆黄山东铜镍硫化物矿床 Re-Os 同位素测定及其地球化学意义[J]. 矿床地质, 21(4): 323~330.
- 毛启贵, 肖文交, 韩春明, 孙敏, 袁超, 闫臻, 李继亮, 雍拥, 张继恩. 2006. 新疆东天山白石泉铜镍矿床基性-超基性岩体锆石 U-Pb 同位素年龄、地球化学特征及其对古亚洲洋闭合时限的制约[J]. 岩石学报, 22(1): 153~162.
- 秦克章, 方同辉, 王书来, 朱宝清, 冯益民, 于海峰, 修群业. 2002.

东天山板块构造分区、演化与成矿地质背景研究[J]. 新疆地质, 20(4):302~308.

秦克章, 彭晓明, 三金柱, 徐兴旺, 方同辉, 王书来, 于海峰. 2003b. 东天山主要矿床类型、成矿区带划分与成矿远景区优选[J]. 新疆地质, 21(2):143~150.

孙 赫, 秦克章, 李金祥, 徐兴旺, 三金柱, 丁魁首, 惠卫东, 许英霞. 2006. 东天山图拉尔根铜镍钴硫化物矿床岩相、岩石地球化学特征及其形成的构造背景[J]. 中国地质, 33(3):606~617.

汤中立. 2002. 中国的小岩体岩浆矿床[J]. 中国工程科学, 4(6):9~12.

王登红, 陈毓川, 徐志刚, 林文蔚. 2000. 新疆北部 Cu-Ni-PGE 硫化物矿床成矿系列探讨[J]. 矿床地质, 19:147~155.

王京彬, 徐 新. 2006. 新疆北部后碰撞构造演化与成矿[J]. 地质学报, 80(1):23~31.

王润民, 赵昌龙. 1991. 新疆喀拉通克一号铜镍硫化物矿床[M]. 北京:地质出版社. 1~298.

吴 华, 李华芹, 莫新华, 陈富文, 路远发, 梅玉萍, 邓 刚. 2005. 新疆哈密白石泉铜镍矿区基性-超基性岩的形成时代及其地质意义[J]. 地质学报, 79(4):498~502.

吴 华, 徐兴旺, 莫新华, 梁光河, 程松林, 秦克章, 李 军, 张宝林, 王 杰, 肖骑彬, 韩照举, 金长明, 李金祥. 2006. 东天山白石泉矿区地球物理多方法联合探查与隐伏铜镍矿定位预测[J]. 中国地质, 33(3):672~681.

张招崇, 闫升好, 陈柏林, 何立新, 何永胜, 周 刚. 2003. 新疆喀拉通克基性杂岩体的地球化学特征及其对矿床成因的约束[J]. 岩石矿物学杂志, 22(3):217~224.

<http://www.kcdz.ac.cn/>