

文章编号: 0258-7106(2014)04-0713-14

东昆仑夏日哈木镍矿床地质特征与成因*

杜 玮¹, 凌锦兰², 周 伟¹, 王子玺¹, 夏昭德^{1,3}, 夏明哲^{1,3},
范亚洲¹, 姜常义^{1,3,*}

(1 长安大学地球科学与资源学院, 陕西 西安 710054; 2 陕西核工业集团公司, 陕西 西安 710100;
3 西部矿产资源与地质工程教育部重点实验室, 陕西 西安 710054)

摘 要 夏日哈木超大型镍矿床位于东昆仑造山带昆中岛弧带内。I号含矿岩体主要由橄榄岩相、辉石岩相、辉长苏长岩相等多种岩石类型组成。其中,含矿岩石主要为橄榄岩相、辉石岩相和苏长岩相。矿石构造以准块状-块状、海绵陨铁状和浸染状为主,斑杂状次之,细脉状较少。岩石和矿石的铂族元素(PGE)丰度较低,岩石平均 6.45×10^{-9} ,矿石平均 456.91×10^{-9} 。岩石和矿石具有相似的PGE配分模式。矿石样品具有高的Ir丰度($0.284 \times 10^{-9} \sim 1.198 \times 10^{-9}$),低的Pd/Ir比值(9.12~22.34,平均值16.41),显示了岩浆型成矿作用特点。铂族元素(PGE)地球化学特征及岩石Ni/Cu-Pd/Ir关系表明,原生岩浆为高镁玄武质岩浆。母岩浆明显亏损PGE,而硫化物的深部熔离可能是导致母岩浆PGE亏损的主要原因。硫同位素特征显示有明显地壳硫的加入。根据铂族元素特征及矿相学、硫同位素特征分析,成矿母岩浆在深部岩浆房分异,为含少量硫化物的岩浆、含较多硫化物的岩浆和矿浆,分阶段脉动式上侵,在上侵过程中和进入终端岩浆房后硫化物继续熔离,是形成夏日哈木镍矿床的主导机制。

关键词 地球化学;矿相学;S同位素;铂族元素;成矿过程;夏日哈木;东昆仑

中图分类号: P618.63

文献标志码: A

Geological characteristics and genesis of Xiarihamu nickel deposit in East Kunlun

DU Wei¹, LING JinLan², ZHOU Wei¹, WANG ZiXi¹, XIA ZhaoDe^{1,3}, XIA MingZhe^{1,3},
FAN YaZhou¹ and JIANG ChangYi^{1,3}

(1 College of Earth Science and Resources, Chang'an University, Xi'an 710054, Shaanxi, China; 2 Shaanxi Nuclear Group, Xi'an 710100, Shaanxi, China; 3 Key Laboratory of Western China's Mineral Resources and Geological Engineering, Ministry of Education, Xi'an 710054, Shaanxi, China)

Abstract

The Xiarihamu superlarge nickel deposit is located in the island arc zone in the middle part of the western segment of the East Kunlun orogenic belt. The No. I intrusion is mainly composed of peridotite, pyroxenite and gabbro-norite. The sulfides occur in the peridotite, pyroxenite and norite. Submassive-massive, sideronitic and disseminated sulfide ores are dominant in the orebody besides a little taxitic and veinlet ores. The total concentrations of platinum-group elements (PGE) in rocks and ores are very low, with their average values being 6.45×10^{-9} and 456.91×10^{-9} respectively. Rocks and ores have similar mantle-normalized PGE patterns. The lower Pd/Ir ratios (9.12~22.34, 16.41 on average) and higher Ir content ($0.284 \times 10^{-9} \sim 1.198 \times 10^{-9}$)

* 本文得到中国地质调查局地质矿产调查专项(1212011121089)和国家自然科学基金资助项目(编号:41102045)的联合资助

第一作者简介 杜 玮,女,1991年生,硕士研究生,矿物学、岩石学、矿床学专业。Email: zachuwei@163.com

** 通讯作者 姜常义,男,1951年生,教授,主要从事岩石学和矿床学研究。Email: jiangchangyi001@163.com

收稿日期 2014-06-05; 改回日期 2014-07-04; 秦思婷编辑。

10^{-9}) in ores suggest the magmatic mineralization characteristics. The geochemical characteristics of platinum group elements and the diagram of Ni/Cu versus Pd/Ir indicate that the primary magma was high-MgO basaltic magma. Assuming the primary magma was similar to the continental tholeiite, the simulation result reveals that the parental magma was depleted in PGE obviously. Sulfur isotopic features indicate the obvious addition of the crust sulfur. The characteristics of PGE and ore microscopy as well as features of sulfur isotopes have led the authors to believe that the ore-forming parental magma differentiated into magma containing a small amount of sulfides and magma containing a higher amount of sulfides as well as ore pulp at the deep chamber. After pulsatory invasion and entering the terminal magma chamber, the sulfides continued liquation, which seems to have been the dominant mechanism of the nickel deposit.

Key words: geochemistry, ore microscopy, sulfur isotope, PGE, ore-forming process, Xiarihamu, East Kunlun

夏日哈木镍矿床是由青海省第五地质矿产勘查院于2011年发现的超大型矿床。李世金等(2012)论述了该矿床的地质背景、含矿岩体、矿床地质特征及成因,报导了夏日哈木I号岩体辉长岩的锆石 U-Pb 年龄为 393.5 Ma, 阐述了形成含矿岩体的地幔动力学机制。姜常义等(待刊)详细探讨了夏日哈木I号岩体的岩石成因,报导了辉长岩锆石 U-Pb 年龄为 439 Ma, 提出了该岩体形成于拉张型岛弧背景。当前,成矿作用、主要控矿因素及富集规律是该矿床规模扩大和深入勘查的关键。本文结合前人的研究资料,详细阐述了夏日哈木镍矿床地质特征,并以矿相学、硫同位素和 PGE 地球化学为基础,讨论了该矿床的成因。

1 区域地质背景

青海夏日哈木镍矿床位于昆中带内(图 1a)(李世金等, 2012; 王冠等, 2013)。姜春发等(1992)、刘增铁等(2003)、李荣社等(2008)和范丽琨等(2009)对青海省境内的东昆仑造山带在早古生代期间的构造格局与演化历史的观点大体相同。东昆仑造山带从北向南以昆北、昆中和昆南 3 条岩石圈断裂为界,划分为昆北带、昆中带和昆南带。在早古生代期间,昆北带的构造属性为弧后盆地,昆中带为岛弧带,昆南带为古洋盆(张雪亭等, 2007)。

东昆中早古生代岛弧带主要发育角闪岩相-麻粒岩相的古元古代金水口岩群和以早古生代为主的花岗岩体 2 类地质体。区域性断裂以近东西向为主,北北西向、北东向断裂次之。区内岩浆活动强烈,从元古宙到中生代间歇性火山喷发与岩浆侵入频繁交替,其中,以晚元古代和古生代的中-酸性侵

入岩为主(袁万明等, 2000)。

2 矿区和岩体地质特征

矿区出露地层为古元古代金水口岩群白沙河组,主要岩性有黑云斜长片麻岩、云母二长片麻岩、斜长角闪岩、大理岩等。区内断裂构造主要有近东西向、北西向、北东向和南北向 4 组。近东西向断裂形成时间早,北东向、南北向断裂形成时间晚(图 1b)。矿区岩浆岩较为发育,主要形成于古特提斯造山旋回的不同阶段,主要由早二叠世闪长岩、晚三叠世花岗岩等组成。矿区内有 4 个镁铁质-超镁铁质岩体,均侵入金水口岩群的白沙河组中;镍矿床赋存于 I 号岩体中,故下文仅对 I 号岩体进行讨论。

I 号岩体位于矿区中北部 HS26 号异常区。岩体呈椭圆状近东西向展布,长约 1.6 km,宽约 0.7 km,出露面积约 1.12 km²。岩体中段和东段出露于地表,西段处于隐伏状态,在剖面上呈一平缓的岩床状。笔者所在团队对夏日哈木矿区 I 号岩体的 18 个钻孔进行了详细编录,其中,取 0~26 勘探线中部的 13 个钻孔做一北东东向剖面,在该岩体西北部取 13~21 勘探线的 5 个钻孔做剖面(图 2)。通过编录,发现 I 号岩体显示出非常清晰的堆晶层序。纯橄岩-方辉橄岩-二辉橄岩-方辉辉石岩位于岩体的西段及中上部,各岩相呈韵律性互层。含长二辉岩-暗色辉长苏长岩及少量的方辉辉石岩位于岩体的东部和中下部。辉长岩-淡色辉长岩和少量的橄辉长岩位于杂岩体的西北部、东部及下部,形成最晚,常沿构造薄弱面侵入到橄辉岩相、辉石岩相、苏长岩相岩石中(图 3)。超镁铁质岩层和镍矿床主要位于岩体的中上部,镁铁质岩层主要位于岩体下

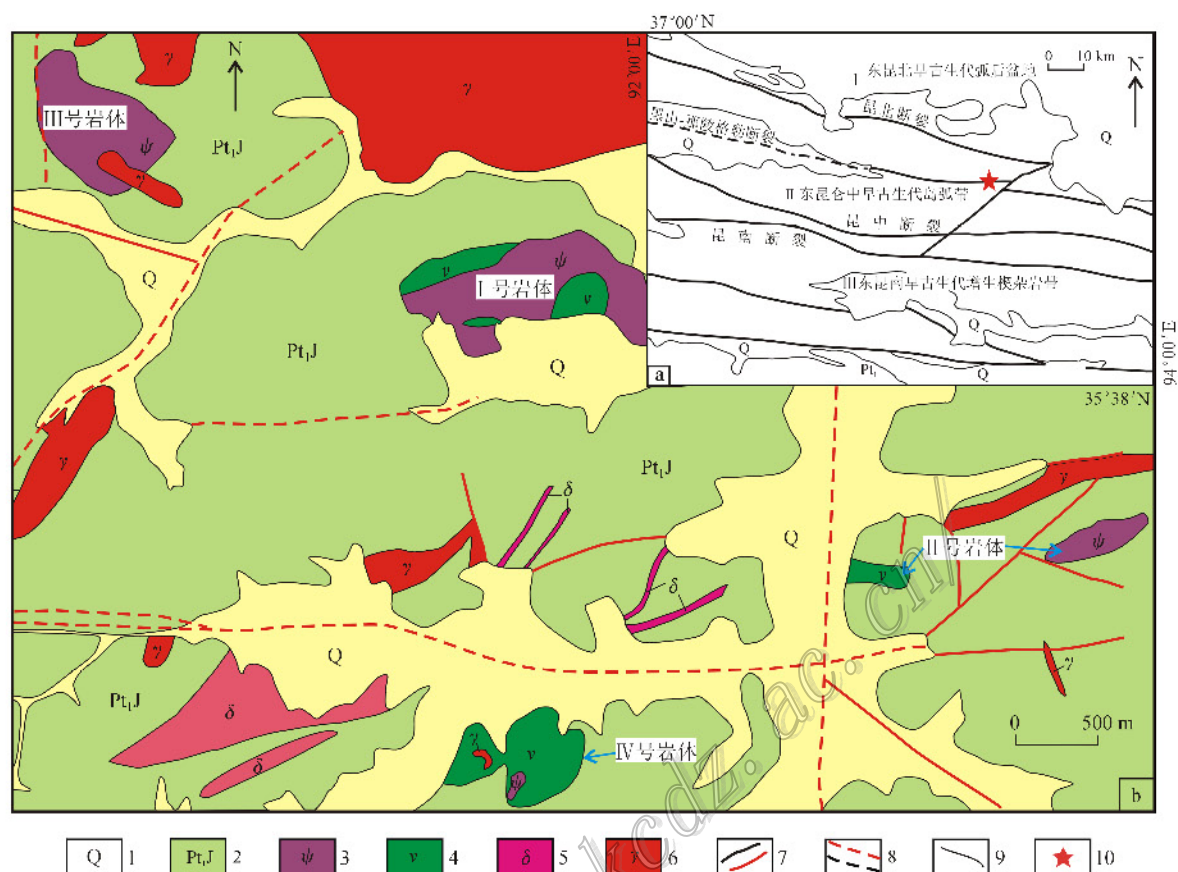


图1 夏日哈木镍矿床大地构造略图(a, 据张雪亭等, 2007 改绘)及岩体地质图(b, 据李世金等, 2012 修编)
1—第四纪冲积物; 2—古元古代金水口岩群白沙河组; 3—超镁铁质岩石; 4—镁铁质岩石; 5—早二叠世闪长岩; 6—晚三叠世花岗岩;
7—断层; 8—推测断层; 9—地层界线; 10—工作区

Fig. 1 Sketch geotectonic map (a, after Zhang et al., 2007) and geological map (b, modified after Li et al., 2012) of the Xiarihamu nickel deposit

1—Quaternary alluvium; 2—Baishahe Formation of Palaeoproterozoic Jinshuikou Group; 3—Ultramafic rocks; 4—Mafic rocks; 5—Early Permian diorite; 6—Late Triassic granite; 7—Fault; 8—Inferred fault; 9—Stratigraphic boundary; 10—Working area

部, 这种倒置堆晶层序不同于世界上绝大多数层状岩体, 如 Bushveld 岩体、Great Dyke、Stillwater 岩体等 (Premo et al., 1990; Naldrett, 1989; 1999; Maier et al., 2000)。

3 岩相学特征

橄榄岩相岩石的主要结构类型(图 4a~c)为正堆晶、中堆晶和补堆晶结构以及包橄结构, 全部橄榄石和少部分斜方辉石为堆晶相, 大部分斜方辉石和单斜辉石、褐色普通角闪石均为填隙相。辉石岩相的主要结构类型(图 4d~f)为堆晶结构、包含结构、粒状结构。橄榄石和自形柱状的斜方辉石为堆晶相, 他形斜方辉石、单斜辉石和少量的褐色普通角闪石、斜长石为填隙相。不透明矿物主要是硫化物, 均

属填隙相。在辉长-苏长岩相中, 暗色辉长苏长岩的主要结构类型(图 4g)为包含结构和堆晶结构, 辉长岩和浅色辉长岩的主要结构类型(图 4h、i)为辉长结构, 而橄榄辉长岩中既有辉长结构, 也有包橄结构。堆晶相为橄榄石和斜方辉石, 填隙相为单斜辉石和褐色普通角闪石、斜长石。

4 矿床地质特征

4.1 矿体地质特征

按照矿石的构造类型, 笔者依据钻孔编录资料, 圈出准块状-块状矿体 11 条, 浸染状和海绵陨铁状矿体 29 条(图 5)。矿体多呈厚大似层状、透镜状, 少数漏斗状和不规则状矿体呈上悬式位于岩体中上部, 矿体主要赋存于橄榄岩相、辉石岩相和苏长岩相

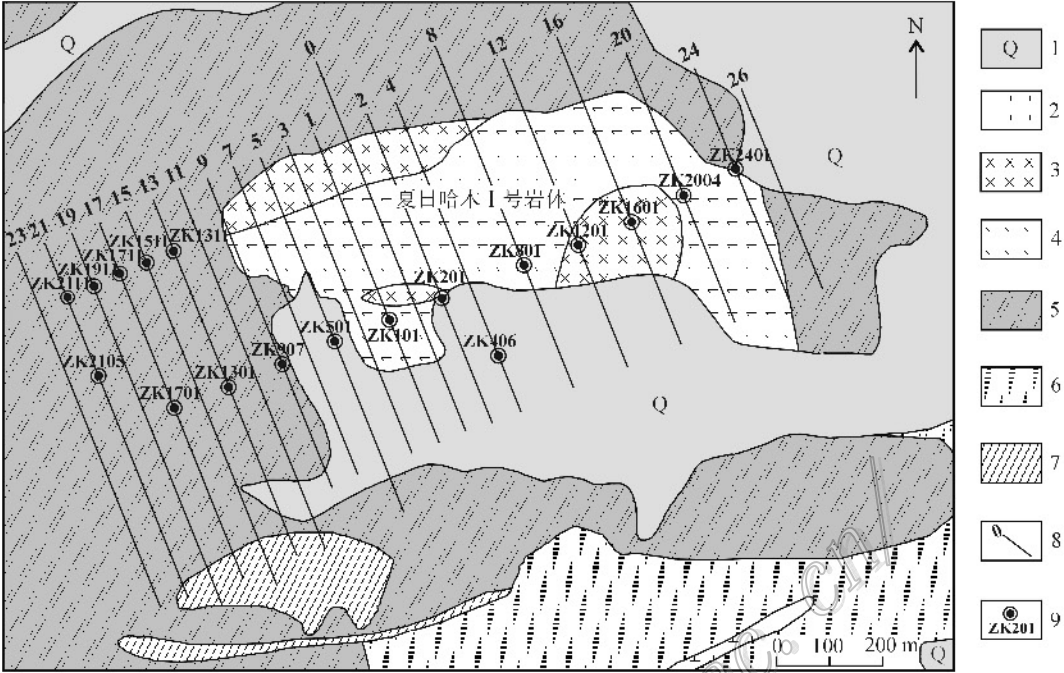


图 2 I 号岩体钻孔分布示意图(据李世金等,2012 改绘)

1—第四纪冲积物;2—早二叠世闪长岩;3—辉长岩;4—辉石岩;5—古元古代金水口岩群黑云母片岩;6—古元古代金水口岩群黑云斜长片麻岩;7—古元古代金水口岩群斜长角闪岩;8—勘探线及编号;9—钻孔及编号

Fig. 2 Schematic plot of drill hole distribution from No. I intrusion (modified after Li et al., 2012)

1—Quaternary alluvium; 2—Early Permian diorite; 3—Gabbro; 4—Pyroxenite; 5—Palaeoproterozoic Jinshui Kou Group biotite schist; 6—Palaeoproterozoic Jinshui Kou Group biotite plagioclase gneiss; 7—Palaeoproterozoic Jinshui Kou Group plagioclase amphibolites; 8—Exploration line and its serial number; 9—Drill hole and its serial number

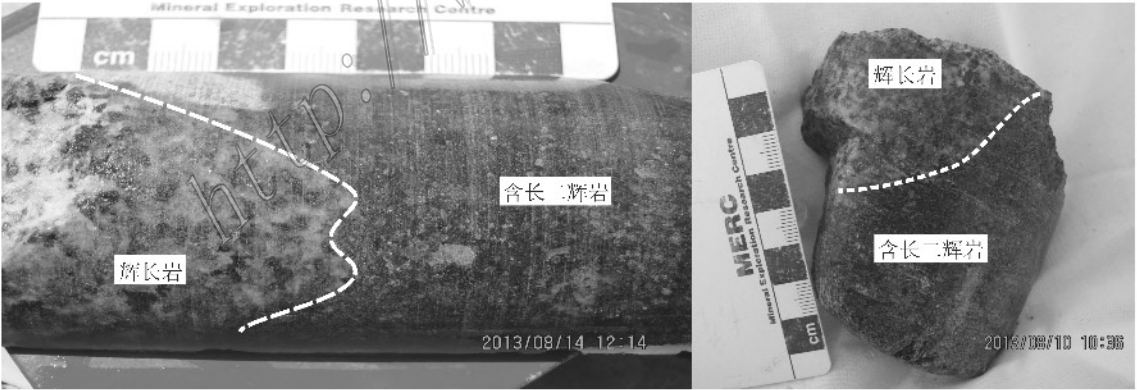


图 3 辉长岩与含长二辉岩接触部位

Fig. 3 Contact area between gabbro and plagioclase-websterite

中。矿体一般长约 100~700 m,平均宽约 1.5~80 m,沿走向方向,矿体中间厚、品位高,向两侧趋于尖灭。I 号岩体镍品位为 0.23%~3.48%,平均品位 0.7%;钴品位为 0.012%~0.079%,平均品位 0.028%(青海省第五地质矿产勘查院,2013)。初

步估算镍资源量已超过 100 万吨,钴 1.8 万吨,已达超大型矿床规模。

4.2 矿石特征

矿石矿物主要为磁黄铁矿、镍黄铁矿和黄铜矿,此外,还有少量的紫硫镍矿、马基诺矿、磁铁矿、黄铁

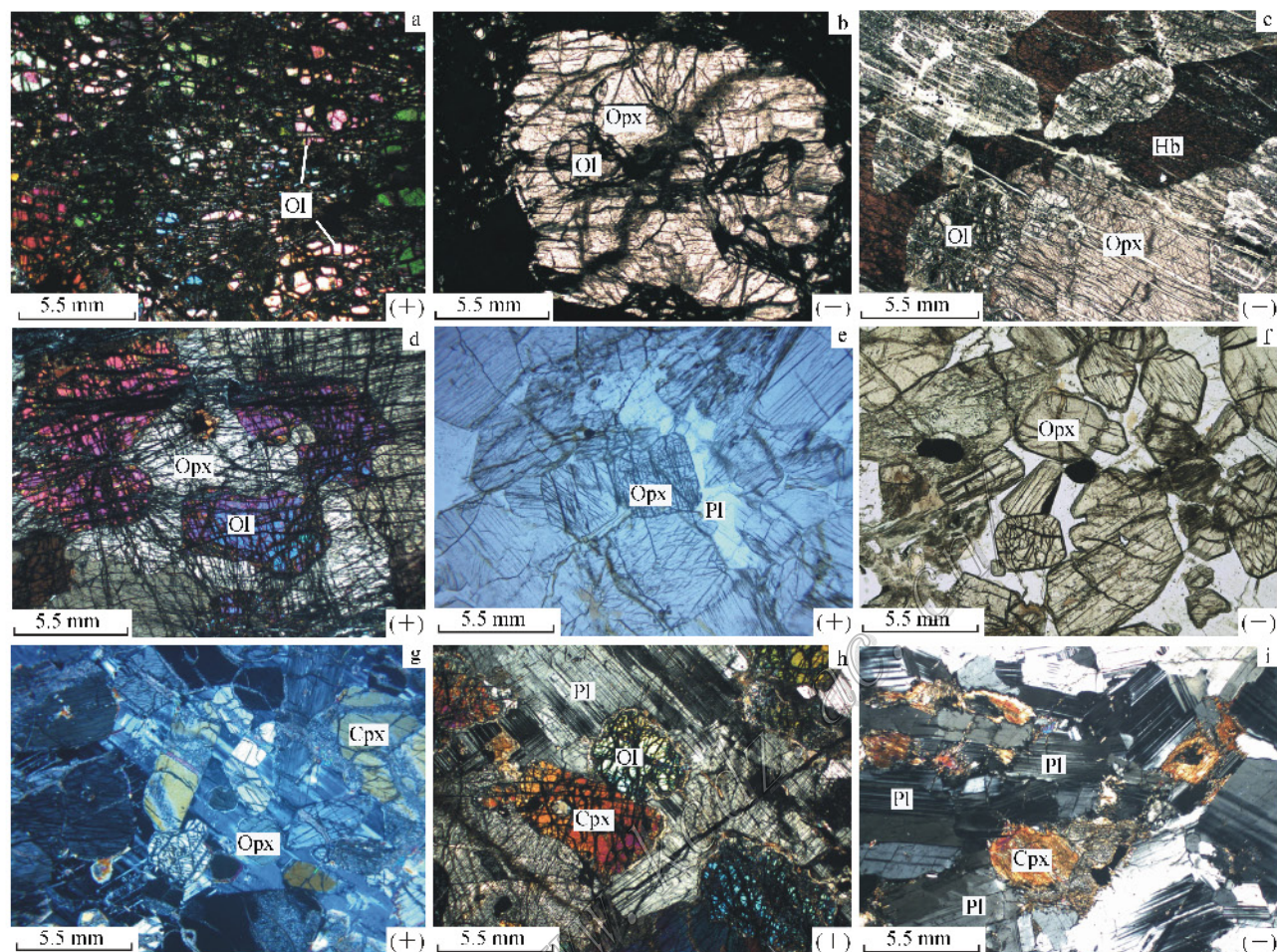


图4 夏日哈木矿区I号岩体岩石显微照片

a. 方辉橄榄岩中橄榄石堆晶; b. 方辉橄榄岩中包橄结构; c. 方辉橄榄岩中角闪石包裹橄榄石、斜方辉石; d. 橄榄方辉岩中斜方辉石包裹橄榄石; e. 方辉辉石岩中自形斜方辉石和填隙状斜长石; f. 含长二辉岩中辉石堆晶; g. 暗色辉长苏长岩中辉石堆晶; h. 橄榄辉长岩中斜长石、单斜辉石包裹橄榄石; i. 淡色辉长岩中辉长结构

Ol—橄榄石; Opx—斜方辉石; Cpx—单斜辉石; Pl—斜长石; Hb—角闪石

Fig. 4 Microphotographs of rocks from No. I intrusion in the Xiariharu ore district

a. Cumulus olivine in harzburgite; b. Olivine wrapped in orthopyroxene in harzburgite; c. Olivine and orthopyroxene wrapped in hornblende of harzburgite; d. Olivine wrapped in orthopyroxene in olivine orthopyroxenite; e. Euhedral orthopyroxene and intercumulus plagioclase in pyroxenite; f. Cumulus pyroxene in plagioclase bearing websterite; g. Cumulus pyroxene in gabbro-norite; h. Olivine wrapped in plagioclase and clinopyroxene in hudsonite; i. Gabbro texture in leucogabbro (crossed nicols)

Ol—Olivine; Opx—Orthopyroxene; Cpx—Clinopyroxene; Pl—Plagioclase; Hb—Hornblende

矿、尖晶石。脉石矿物主要为橄榄石、斜方辉石,少量单斜辉石和斜长石。矿石的结构类型主要为粒状结构、固溶体分离结构、交代溶蚀结构、乳滴状结构。矿石构造类型多样,其中以准块状-块状、海绵陨铁状和浸染状矿石为主,斑杂状、星点状矿石次之,细脉状矿石很少。根据各种矿石的成因类型及相带间的穿插交代关系,夏日哈木镍矿床成矿期主要为岩浆期,可分为熔离型、贯入型和岩浆后期热液型,下

面将分别叙述之。

4.2.1 熔离型矿石构造特征

海绵陨铁状矿石 海绵陨铁状构造(图6a),固溶体分离结构(图6b)、交代溶蚀结构。岩浆成矿期磁黄铁矿中出溶镍黄铁矿,形成固溶体分离结构(图6b),并以集合体形式分布于硅酸盐颗粒之间,后期有热液叠加,黄铜矿交代蚀变磁黄铁矿、镍黄铁矿。

中等-稠密浸染状矿石 中等-稠密浸染状构造,

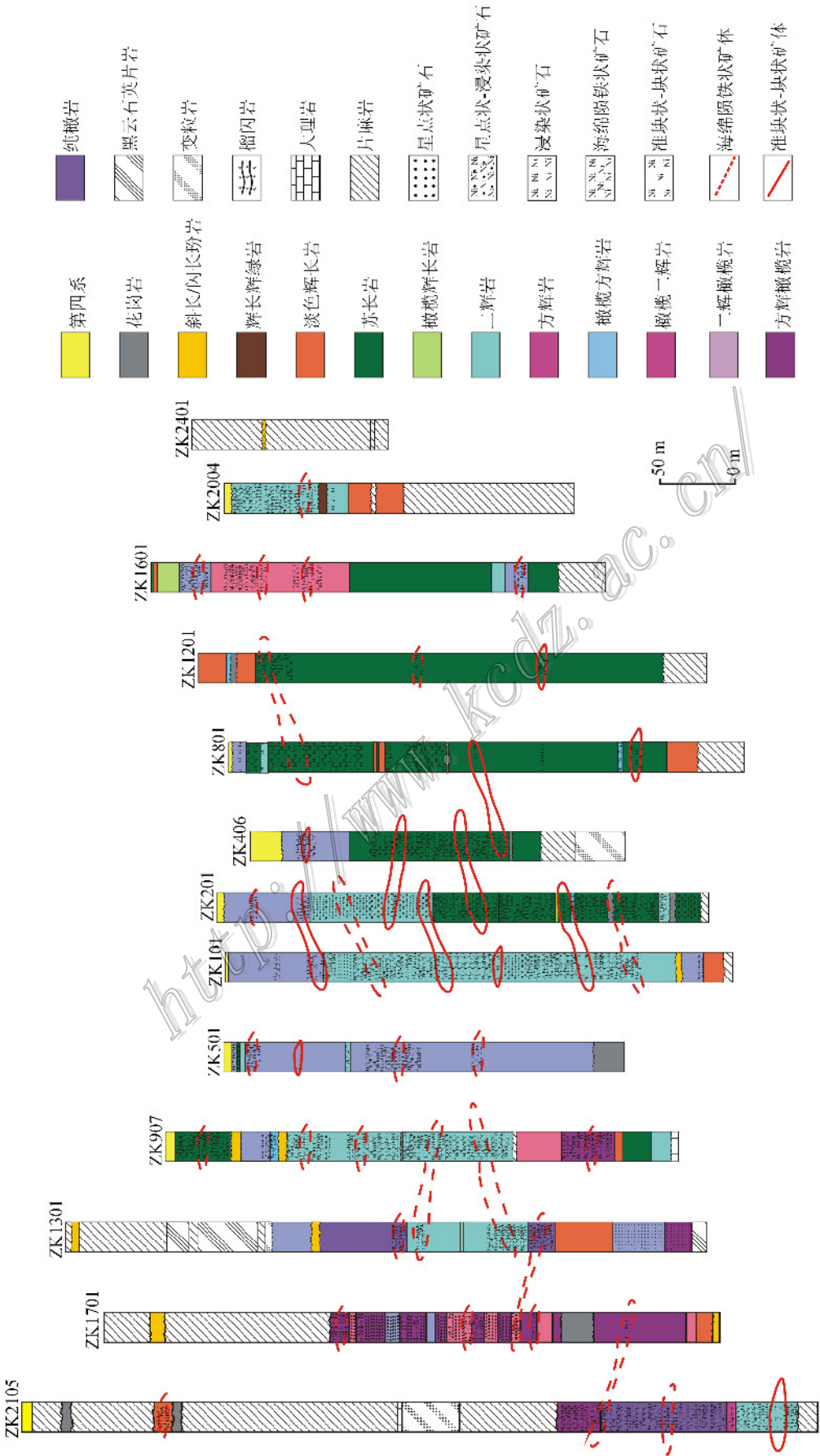


图 5 夏日哈木矿区 I 号岩体钻孔柱状图

Fig. 5 Columnar section of No. I intrusion in the xiaohamu ore district

固溶体分离结构(图 6c)、交代溶蚀结构(图 6d)。磁黄铁矿与镍黄铁矿集合体粒度 0.1~1.5 mm 不等。呈浸染状分布于硅酸盐矿物之间,说明熔离不完全,未聚集成更富集的矿浆就已经结晶。后期有热液叠加,形成了少量黄铜矿、黄铁矿。成矿晚期先后经历微弱的热液硫化物→磁铁矿→赤铁矿蚀变(图 6d)。

星点状-稀疏浸染状矿石 星点状构造、稀疏浸染状构造,粒状结构(图 6e)、乳滴状结构(图 6f)、交代溶蚀结构、固溶体分离结构。磁黄铁矿集合体可分为 2 类:一类呈微细粒滴状分布(图 6f),基本由磁黄铁矿集合体组成,直径为 0.1~0.2 mm;另一类呈胶结物状分布,呈半自形粒状,直径为 1~2 mm,其中可见黄铜矿和镍黄铁矿。镍黄铁矿被微细粒磁黄铁矿取代(图 6g),保留了裂开和三角形凹穴。黄铜矿有交代磁黄铁矿的迹象(图 6h)。

含上述 3 种类型矿石的矿体主要呈层状、透镜状、不规则状赋存于纯橄岩、方辉橄岩、橄辉方辉岩、方辉辉石岩、含长二辉岩及暗色辉长苏长岩中,少量赋存在橄辉长岩和辉长岩中。

斑杂状矿石 呈斑杂状构造(图 6i),固溶体分离结构、交代溶蚀结构。金属硫化物分布不均,富硫化物部位含较多硅酸盐角砾,贫硫化物部位具他形粒状结构,这种现象可能与岩浆结晶过程中的扰动有关。该类型矿体主要呈透镜状赋存于方辉橄岩和方辉辉石岩中,数量不多。

4.2.2 贯入型矿石构造特征

准块状-块状矿石 呈块状-准块状构造,交代溶蚀结构(图 6j)、固溶体分离结构(图 6k)。该类型矿体主要呈似层状、透镜状赋存于橄辉岩相(纯橄岩、方辉橄岩)、辉石岩相(橄辉方辉岩、方辉辉石岩、含长二辉岩)和暗色辉长苏长岩相中。橄辉岩相与辉石岩相、暗色辉长苏长岩相的接触部位该类型矿石较多,且该部位岩石已破碎,应为矿浆沿该构造薄弱面贯入形成。常见不规则状岩石、非块状矿石和硅酸盐矿物角砾。岩石角砾多为二辉岩,粒径 1~2 cm,界线明显,说明在矿浆贯入前岩石已破碎(图 6l)。矿石角砾多为浸染状矿石,直径多为 2 cm,部分具微弱定向(图 6m)。硅酸盐矿物角砾主要为橄辉石和斜方辉石,细粒者 0.1~0.2 mm,粗粒者 1~3 mm(图 6n),具蚀变边,粗粒者多位于硫化物富集部位。另外,可明显看出矿浆贯入到早期形成的岩石和熔离型矿石中(图 6o),界线截然。后期有脉状、网脉状磁铁矿、黄铜矿细脉,局部黄铜矿含量可达

25%,形成于岩浆热液期。

4.2.3 热液型矿石构造特征

硫化物呈细脉状、条带状分布于岩石裂隙中(图 7),宽度均小于 10 mm,交代溶蚀结构。该类型矿体在岩体中普遍存在,但是总的矿石量很少。与岩浆后期热液活动有关,且受构造裂隙控制,可分为 3 个阶段:第一阶段为细脉状磁黄铁矿+黄铜矿+镍黄铁矿沿岩石裂隙交代充填,该阶段矿物组合有 4 种类型:① 磁黄铁矿+黄铜矿,呈星点状-细脉状交代、充填于岩石或矿物裂隙中;② 磁黄铁矿,多呈星点-细脉状穿插于辉长岩和含长二辉岩中;③ 黄铜矿+镍黄铁矿,呈细脉状充填于矿物裂隙中;④ 黄铜矿,多呈脉状或假象交代、叠加早期形成的硫化物。第二阶段为星点状黄铜矿、黄铁矿交代溶蚀早期硫化物,在辉长岩中可见黄铁矿交代溶蚀磁黄铁矿,另见黄铜矿交代溶蚀磁黄铁矿,部分保留残晶;第三阶段为晚期热液蚀变交代,主要是磁铁矿沿边部和裂隙交代溶蚀早期硫化物和硅酸盐矿物。

4.3 分析方法

夏日哈木镍矿床 S 同位素分析在美国印第安纳大学地球科学系实验室完成。样品采用原位微钻取样,以 Cu_2O 作氧化剂制备测试样品,用 MAT-251 质谱仪测定,采用 VCDT 国际标准,分析精度好于 $\pm 0.2\%$ 。铂族元素测试分析在中国科学院贵阳地球化学研究所,使用仪器为 Bruker Aurora M90 ICP-MS,具体操作过程参照 Qi 等(2005)。

4.4 S 同位素特征

由表 1 可见,所有样品的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围较窄,介于 $+4.44\%$ ~ $+6.45\%$ 。一般认为自然界硫同位素组成最稳定的载体是陨石,其 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围为 $\pm 3\%$ (Larimer et al., 1967),通常以陨石硫同位素的组成代表地球原始硫同位素的组成。若上地幔中的硫仍保持地球硫的原始状态,未发生明显分馏,则硫同位素成分应与陨石硫相近。本矿体硫化物样品值明显高于幔源硫的 $\delta^{34}\text{S}$ 值范围,说明有地壳硫的加入。

4.5 铂族元素特征

本文主要选择超镁铁质岩石及浸染状-海绵陨铁状矿石进行 PGE 测试(表 2)。其中,岩石中的 ΣPGE 丰度很低,介于 0.52×10^{-9} ~ 18.97×10^{-9} 之间,平均 6.45×10^{-9} ,远低于原始地幔的 ΣPGE 值(23.75×10^{-9} ; McDonough et al., 1995),整体显示岩石 PGE 丰度随岩石基性程度降低而变小。换算

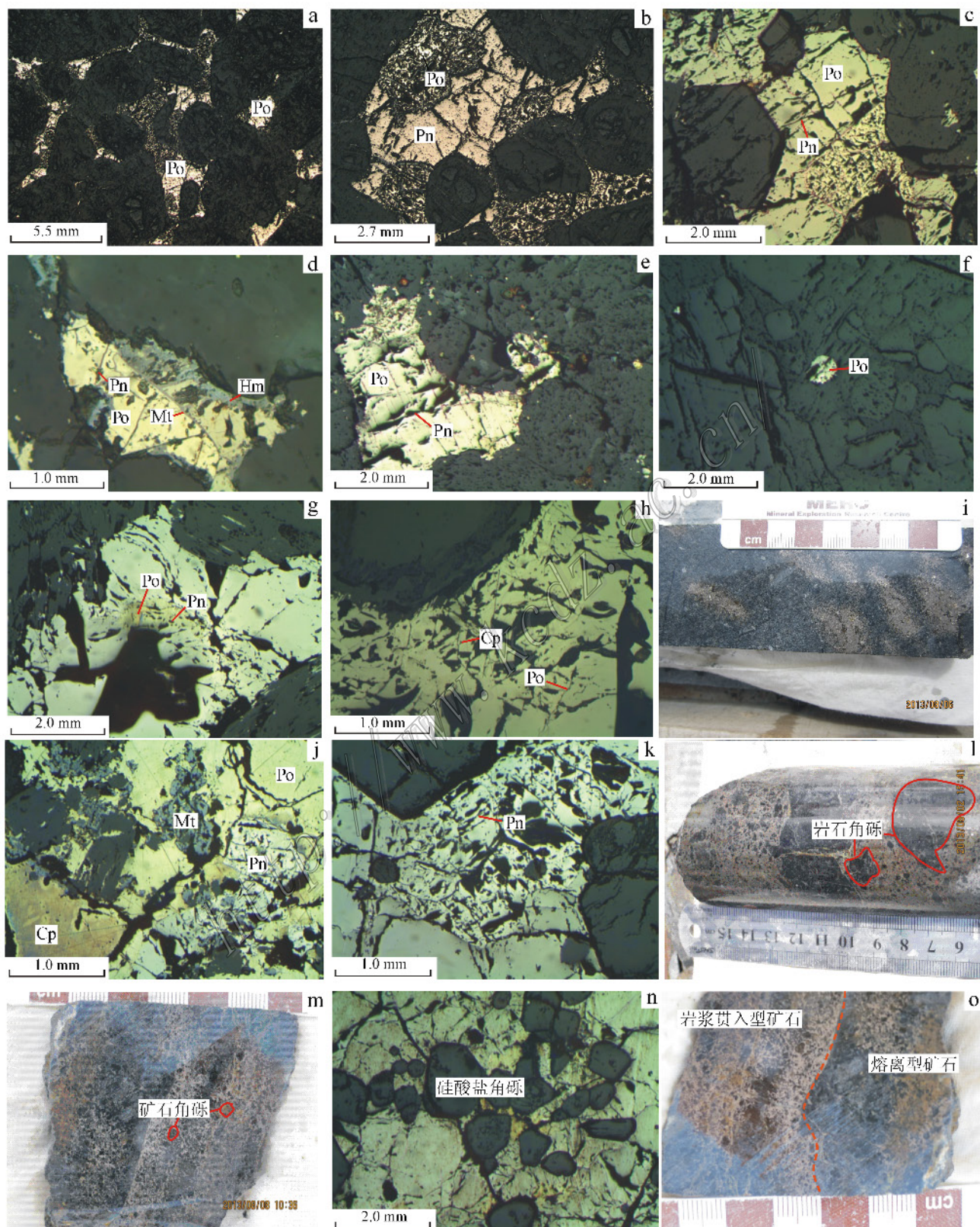


图6 夏日哈木矿区矿石显微照片

a. 硫化物集合体的海绵陨铁状构造; b. 磁黄铁矿出溶镍黄铁矿(固溶体分离结构); c. 磁黄铁矿出溶镍黄铁矿, 呈胶结物状分布; d. 磁黄铁矿与镍黄铁矿可被磁铁矿交代, 后者又被赤铁矿交代; e. 硫化物浸染体呈星点状分布(粒状结构); f. 乳滴状磁黄铁矿; g. 镍黄铁矿已经被细

粒磁黄铁矿取代；h. 黄铜矿和微细粒磁黄铁矿沿微裂隙取代磁黄铁矿；i. 斑杂状矿石；j. 磁黄铁矿、镍黄铁矿、磁铁矿残留在黄铜矿中；k. 镍黄铁矿出溶体有趋向角砾富集趋势；l,m. 块状矿石中矿石角砾；n. 硫化物集合体中硅酸盐角砾粒度多在 0.2 mm 以下；o. 矿浆贯入到熔离型矿石中

Po—磁黄铁矿；Pn—镍黄铁矿；Hm—赤铁矿；Mt—磁铁矿；Cp—黄铜矿

Fig. 6 Microphotographs of ores from the Xiarihamu ore district

a. Sideronitic structure of sulfide assemblage; b. Pyrrhotite-exsolution pentlandite; c. Pyrrhotite-exsolution nickel pyrite; d. Magnetite replacing pyrrhotite and pentlandite, hematite replacing magnetite; e. Starry form of sulfide disseminated body; f. Dropwise structure pyrrhotite; g. Pentlandite replaced by fine-grained pyrrhotite; h. Chalcopyrite and micro-fine grained pyrrhotite replacing pyrrhotite along the crack; i. Textitic structure of ore; j. Pyrrhotite, pentlandite and magnetite residues in chalcopyrite; k. Pentlandite tending to be enriched in rubble; l,m. Rock rubble in massive ore; n. Silicate rubble in sulfide assemblage, grain size below 0.2 mm mostly; o. Ore pulp pouring into liquated ore

Po—Pyrrhotite; Pn—Pentlandite; Hm—Hematite; Mt—Magnetite; Cp—Chalcopyrite

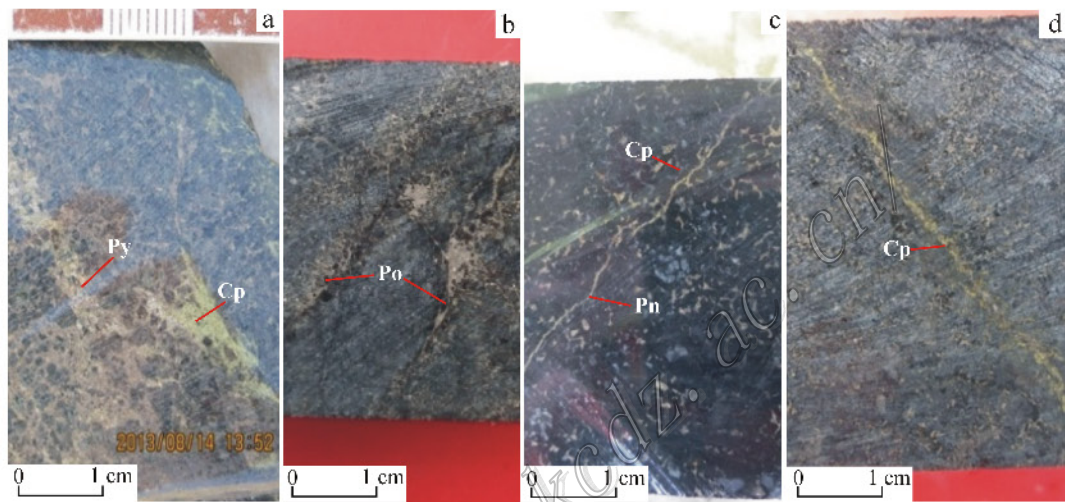


图 7 夏日哈木镍矿床的热液型矿化

a. 黄铜矿+黄铁矿,沿裂隙充填; b. 细脉状磁黄铁矿; c. 黄铜矿+镍黄铁矿细脉; d. 黄铜矿细脉沿裂隙充填在早期矿石中

Py—黄铁矿；Po—磁黄铁矿；Pn—镍黄铁矿；Cp—黄铜矿

Fig. 7 Microphotographs of ore minerals of the Xiarihamu nickel deposit

a. Chalcopyrite and pyrite filled along fissure; b. Pyrrhotite veins; c. The veins of chalcopyrite and pentlandite; d. Chalcopyrite veins filled in early ore along fissure

Py—Pyrite; Po—Pyrrhotite; Pn—Pentlandite; Cp—Chalcopyrite

表 1 夏日哈木镍矿床硫同位素组成

Table 1 Sulfur isotopic composition of Xiarihamu nickel deposit

样品编号	$\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$	矿石类型	含矿岩石
2105-13 Po	4.44	海绵陨铁状	纯橄岩
2105-5 Po	4.77	斑杂状	含长二辉岩
2105-2 Po	4.92	浸染状	含长二辉橄辉岩
501-4	4.99	网脉状	方辉辉石岩
2105-11	5.22	稀疏浸染状	方辉橄辉岩
2004-2 Po	6.45	贯入型块状	含长二辉岩

为 100% 硫化物后(表 3)(据 Barnes et al., 2005),矿石 PGE 丰度为 $102.24 \times 10^{-9} \sim 980.45 \times 10^{-9}$, 平均 456.91×10^{-9} , 比金川矿床的矿石的 PGE 丰度平均值

(3248×10^{-9} , 据汤中立等, 1995 资料计算)低一个数量级, 比俄罗斯 Noril'-Talnakh 矿床的矿石丰度平均值($82\,290 \times 10^{-9}$, 据 Naldrett, 2004 数据计算)低 2 个数量级。从浸染状-海绵陨铁状矿石分离的硫化物 PGE 丰度明显高于岩石中的 PGE 丰度。本次矿石样品中, $w(\text{Cu})$ 为 $0.10\% \sim 4.77\%$, $w(\text{Ni})$ 为 $0.245\% \sim 3.430\%$, 除 2 件样品外, 矿石 Ni/Cu 比值均大于 1(表 2), 反映了矿石中 $w(\text{Ni})$ 大于 $w(\text{Cu})$ 的特征。在原始地幔标准化图解(图 8)上, 岩石、矿石具有基本相似的 PGE 配分模式, 均具有 IPGE 分馏弱, 而 PPGE 分馏较强的特征, 并且矿石样品具有明显的 Pt 负异常。

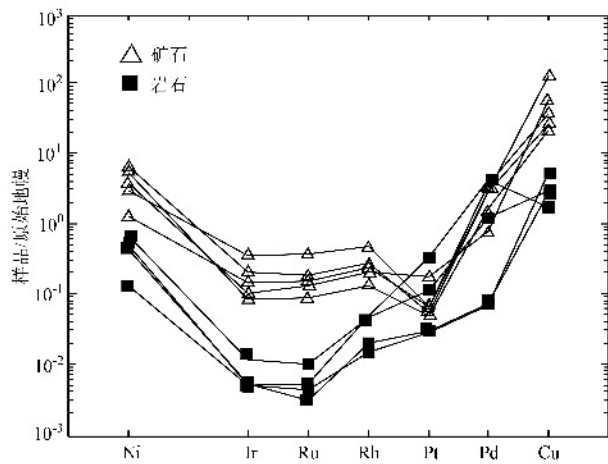


图8 夏日哈木矿区岩石和矿石原始地幔标准化PGE配分曲线图

Fig.8 Primitive mantle-normalized PGE patterns of rocks and sulfides from the Xiarihamu ore district

5 讨论

5.1 热液作用

夏日哈木镍矿床岩石样品的Ir丰度为 $0.017 \times 10^{-9} \sim 0.039 \times 10^{-9}$, Pd/Ir比值为16.06~993.87, 平均值为287.57; 矿石的Ir丰度为 $0.284 \times 10^{-9} \sim 1.198 \times 10^{-9}$, Pd/Ir比值为9.12~22.34, 平均值为16.41。由于Pd和Ir在热液蚀变过程中会发生分馏, 使得热液硫化物矿床具有极低的Ir丰度和高的

Pd/Ir比值(Pd/Ir比值一般大于100), 而岩浆硫化物矿床则具有相对高的Ir丰度和低的Pd/Ir比值(Keays, 1995; Maier et al., 1996)。岩石样品具有低的Ir丰度和高的Pd/Ir比值, 而矿石具有较高的Ir丰度和较低的Pd/Ir比值, 表示岩浆成矿过程中热液作用对矿石中PGE丰度影响较小, 而对岩石的影响较大。Ir与Ru、Pt、Pd均为正相关, 进一步说明硫化物主要形成于岩浆阶段(图9)。

5.2 原生岩浆与硫化物的深部熔离

一般认为, 与镁铁质-超镁铁质岩浆有关的铜镍硫化物矿床的原生岩浆是成矿作用的关键。亲铜元素(Cu、Ni、PGE)的丰度基本不会受到陆壳同化混染和分离结晶作用的影响, 因此, 它们的丰度比值可以用来讨论原生岩浆的性质。PGE主要赋存在地幔橄榄岩的硫化物中(Barnes et al., 1985; Shirey et al., 1998)。在地幔熔融过程中, Os、Ir、Ru和Ni是相容的, 而Rh、Pt、Pd和Cu是不相容的。因此, 不同程度的部分熔融可导致Pd/Ir和Ni/Cu比值的交代, 低程度部分熔融生成的岩浆具有低的Ir丰度, 高的Pd/Ir比值和低的Ni/Cu比值; 高程度部分熔融生成的岩浆具有高的Ir丰度, 低的Pd/Ir比值(接近原始地幔值, Pd/Ir=1)和高的Ni/Cu比值(Barnes et al., 1999)。在Ni/Cu-Pd/Ir图解(图10)中, 岩石和硫化物样品多落入高镁玄武岩区, 由此证明了形成镍矿床的原生岩浆为高镁玄武质岩浆。

表2 夏日哈木镍矿床铂族元素和其他金属元素分析数据

Table 2 Concentrations of metals and platinum-group elements in the Xiarihamu nickel deposit

样品编号	岩性	$w(B)/10^{-9}$					$w(B)/\%$				$w(B)/10^{-9}$
		Ir	Ru	Rh	Pd	Pt	Ni	Cu	Co	S	PGE
X01	二辉橄榄岩	0.018	0.015	0.019	0.291	0.202	0.083	0.01	0.009	0.21	0.55
X02	二辉橄榄岩	0.017	0.021	0.014	0.276	0.190	0.100	0.02	0.010	0.21	0.52
X09	含橄方辉辉石岩	0.039	0.050	0.043	4.837	0.788	0.128	0.01	0.008	0.16	5.76
05-12	斜长二辉岩	0.017	0.026	0.045	16.546	2.334	0.026	<0.01	0.007	0.19	18.97
XR-2	稀疏浸染状硫化物矿石	1.198	1.784	0.452	14.060	0.447	0.581	0.10	0.018	1.58	17.94
XR-4	斑点状-稀疏浸染状硫化物矿石	0.670	0.901	0.253	11.076	0.367	1.290	0.35	0.035	4.30	13.27
XR-5	星点状硫化物矿石	0.490	0.744	0.218	10.959	0.457	0.245	0.07	0.015	1.42	12.87
XR-7	海绵陨铁状硫化物矿石	0.339	0.638	0.188	3.091	1.197	0.732	0.16	0.028	3.28	5.45
XR-8	斑杂状矿石	0.284	0.435	0.125	6.332	0.328	1.040	0.06	0.060	9.95	7.50
XR-9	准块状矿石	—	—	—	—	—	1.350	4.77	0.078	12.73	—
XR-10	块状矿石	—	—	—	—	—	3.430	0.55	0.185	24.13	—
XR-11	准块状矿石	—	—	—	—	—	1.190	1.68	0.076	10.63	—

注: “—”为未检测。

表 3 夏日哈木矿床矿石金属 100%硫化物计算
Table 3 Concentrations of metals in recalculated 100% sulfide in ore from the Xiarihamu nickel deposit

样品编号	岩性	$w(B)/10^{-9}$					$w(B)/\%$				$w(B)/10^{-9}$
		Ir	Ru	Rh	Pd	Pt	Ni	Cu	Co	S	PGE
XR-2	稀疏浸染状硫化物矿石	53.33	79.38	20.11	625.68	19.89	21.60	4.45	0.80	25.85	798.39
XR-4	斑点状-稀疏浸染状硫化物矿石	12.39	16.67	4.68	204.86	6.79	22.23	6.47	0.65	23.86	245.38
XR-5	星点状硫化物矿石	37.37	56.68	16.61	834.98	34.80	11.35	5.33	1.14	18.67	980.45
XR-7	海绵陨铁状硫化物矿石	9.82	18.50	5.45	89.59	34.68	18.58	4.64	0.81	21.21	158.04
XR-8	斑杂状矿石	3.87	5.92	1.70	86.27	4.47	13.19	0.82	0.82	14.17	102.24

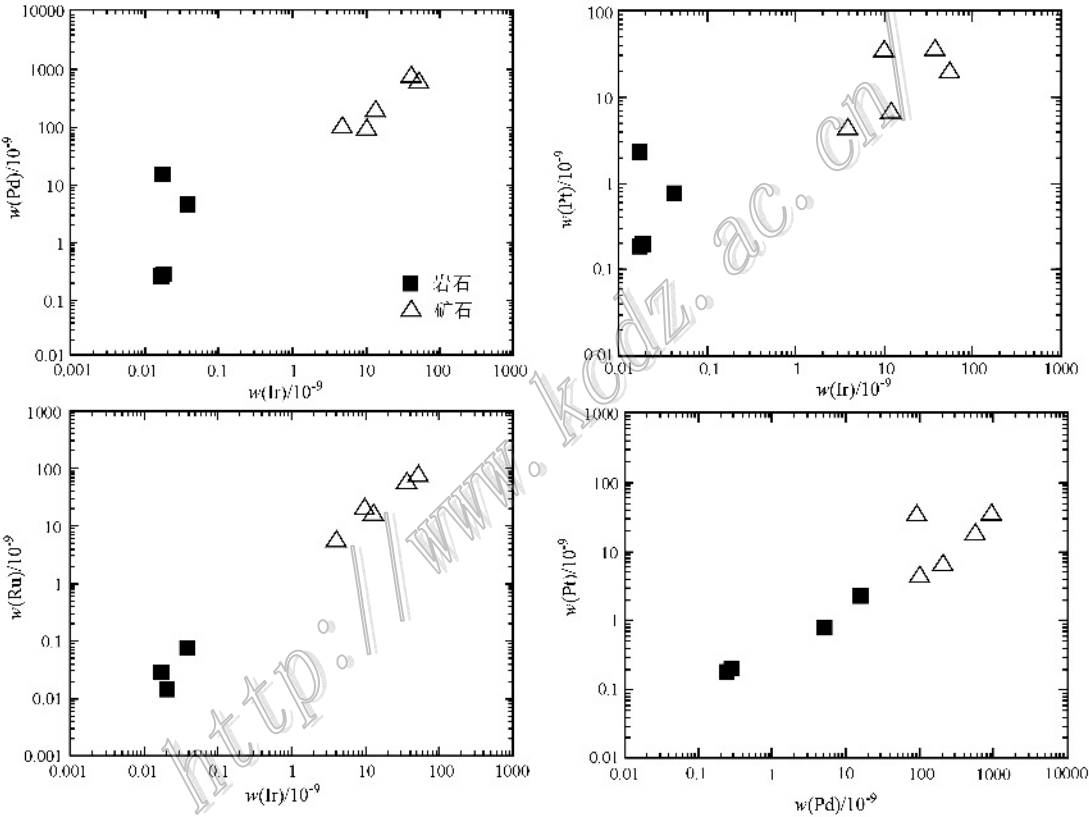


图 9 夏日哈木矿区岩石及矿石中 Ir 与 Pd、Pt、Ru 和 Pd 与 Pt 相关图

Fig. 9 Diagrams of Ir versus Pd, Pt, Ru and Pd versus Pt in rocks and sulfides from the Xiarihamu ore district

夏日哈木矿区岩石和矿石具有相似的 PGE 配分模式, Ir 与 Pd、Pt、Ru 以及 Pt 与 Pd 的显著相关性特征,表明它们是同源岩浆演化的产物。矿石样品的 S 与 Ni、Cu、Co 元素之间具有良好的正相关性(图 11),且矿石中的 PGE 丰度比岩石中要高,说明这些元素主要受硫化物控制。通常 Pd 在硫化物/硅酸盐熔体中的分配系数为 20 000,远大于 Cu 的分配系数(1000)(Francis, 1990)。因此,若早期岩浆经历过 S 饱和,硫化物熔离过程将使 Pd 相对于 Cu 被带走

更多,使得剩余岩浆中 Cu/Pd 比值明显增高,且高于相应的原始地幔值。本文样品中,除 1 件 Cu/Pd 比值较小外,其余样品的 Cu/Pd 比值在 71 123 ~ 725 523, 平均 268 634, 都远高于原始地幔的 Cu/Pd 比值(7690, McDonough et al., 1995),表明原生岩浆在早期演化过程中曾发生过硫化物深部熔离作用。夏日哈木矿区岩体原生岩浆为高镁玄武岩浆。假设原生岩浆为类似于大陆拉斑玄武岩 PGE 不亏损的玄武质岩浆,其 $w(Pt)$ 为 4.3×10^{-9} , $w(Pd)$ 为

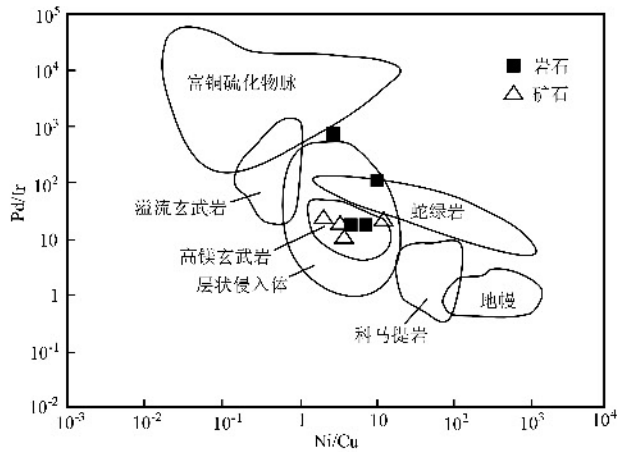


图 10 夏日哈木矿区 I 号岩体 Ni/Cu-Pd/Ir 关系图
(据 Barnes et al., 1988)

Fig. 10 Diagram of Ni/Cu versus Pd/Ir in the xiarhamu ore district (after Barnes et al., 1988)

4.7×10^{-9} , $w(\text{Ir})$ 为 0.1×10^{-9} 和 $w(\text{Cu})$ 为 90×10^{-6} (Brügmann et al., 1993; Fryer et al., 1995)。PGE 在硫化物熔体/硅酸盐熔体中的分配系数分别为 $D(\text{Ir}) = 51\ 000$, $D(\text{Ru}) = 7000$, $D(\text{Pt}) = 16\ 500$, $D(\text{Pd}) = 20\ 000$ (Crocket et al., 1997), 以及 $D(\text{Cu})$ 为 1000 (Francis, 1990)。根据硫化物中 Cu 的平均值 ($18\ 438.67 \times 10^{-6}$), 利用 Campbell 等 (1979) 提出的公式:

$$C_i^{\text{sil}} = C_i^{\text{sil}} \times D_i \times (R + 1) / (R + D_i)$$

其中, C_i^{sil} 是元素 i 在硫化物熔体中的浓度; C_i^{sil} 是元素 i 在硅酸盐熔体中的浓度; D_i 是元素 i 在硫化物熔体/硅酸盐熔体中的分配系数; R 是硅酸盐熔体与硫化物熔体间的质量比。利用该式可以求出夏日哈木岩体的 R 因子值为 178, 由 R 值可以推算出形成岩体的母岩浆中 PGE 及 Cu 丰度分别为: Pt 为 0.196×10^{-9} , Pd 为 4.7×10^{-9} , Ir 为 0.048×10^{-9} 。与上述假定的 PGE 不亏损大陆拉斑玄武岩的原始岩浆相比, I 号岩体母岩浆中的 PGE 明显亏损。由此推断出成矿母岩浆 PGE 亏损是造成岩石和硫化物中 PGE 丰度很低的主要原因。PGE 不亏损的原生岩浆若在上升过程中发生早期硫化物深部熔离, 会造成成矿母岩浆亏损 PGE。

5.3 成矿作用

根据岩石、矿石结构构造以及矿石与岩石的关系、矿石类型等分析, 夏日哈木镍矿床主要由 3 期成矿作用形成。第一期为含矿岩浆上侵就位后结晶分异形成的星点状-浸染状矿石和海绵陨铁结构矿石。主要发育于橄榄岩相、辉石岩相。铜镍硫化物呈星点状-浸染状分布于橄榄石、辉石等造岩矿物粒间, 为含矿岩浆随温度下降相继结晶出橄榄石、辉石等造岩矿物后, 含铜镍硫化物是最后结晶形成的; 海绵陨铁状矿石为含丰富硫化物的岩浆结晶而形成, 多位于同期岩浆体的下部。这些岩石与矿石为同期形成, 矿石与岩石呈渐变过渡关系。第二期为深部熔离

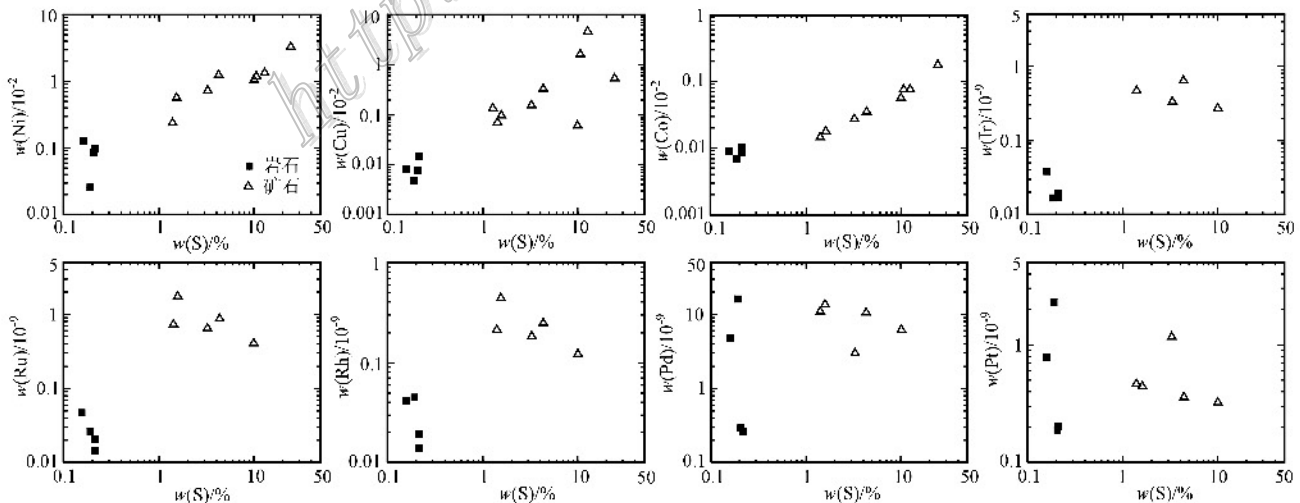


图 11 夏日哈木矿区岩石及矿石中 S 元素与 Ni、Cu、PGE 相关性图解

Fig. 11 Correlation diagram of sulfur, Ni, Cu and PGE in rocks and ores from the Xiarhamu ore district

作用形成的准块状-块状矿石。该类型矿石为矿浆沿构造薄弱面贯入形成。矿石呈脉状主要贯入到橄榄岩相与辉石岩相和暗色辉长苏长岩相的接触部位,说明超镁铁质岩浆与铜镍矿浆在深部岩浆房熔融状态下基本分离,区域性构造活动驱使矿浆沿断裂构造或裂隙上侵,随着温度下降,镍铜钴硫化物随之结晶沉淀形成了贯入的脉状-块状矿石。该类矿石主要沿活动带或先期复活断裂分布,受构造裂隙控制,常见早期岩(矿)石破碎以及被胶结现象。岩浆后期热液成矿作用发生于矿床形成的最后阶段,主要形成细脉状矿石,数量较少,多发育于早期形成的岩石、矿石的裂隙中。

由此可见,成矿母岩浆在深部岩浆房分异为含少量硫化物的岩浆、含较多硫化物的岩浆和矿浆,这些含矿岩浆和矿浆分阶段脉动式上侵,在上侵过程中和进入终端岩浆房后,硫化物继续熔离,是形成夏日哈木镍矿床的主导机制。

6 结 论

(1) 夏日哈木矿区 I 号岩体中,矿体多呈厚大似层状、透镜状,少数呈漏斗状和不规则状赋存于橄榄岩相、辉石岩相和苏长岩相中。矿体呈上悬式位于岩体中上部。准块状-块状、海绵陨铁状和浸染状矿石为主要矿石类型,斑杂状、星点状次之,少量细脉状矿石。

(2) 夏日哈木矿区 I 号岩体含矿岩体岩石和矿石的 PGE 总量偏低,以 PPGE(Pt、Pd)为主,IPGE(Ir、Ru、Rh)含量较低;岩石和矿石具有相似的 PGE 分配模式,显示二者应属于同一岩浆演化的产物。

(3) 岩石 Ni/Cu-Pd/Ir 关系及 PGE 地球化学特征显示,该矿区的原生岩浆为高镁玄武质岩浆。根据 PGE 不亏损的大陆拉斑玄武岩初始岩浆推算,夏日哈木矿床的母岩浆明显亏损 PGE,而硫化物的深部熔离可能是导致母岩浆亏损 PGE 的主要原因。

(4) 成矿母岩浆在深部岩浆房分异为含少量硫化物的岩浆、含较多硫化物的岩浆和矿浆,它们分阶段脉动式上侵,在上侵过程中和进入终端岩浆房后,硫化物继续熔离,是形成夏日哈木镍矿床的主导机制。

志 谢 诚挚感谢青海省第五地质矿产勘查院和夏日哈木项目组在野外工作期间给予笔者的大力

帮助。匿名审稿人对本文提出了宝贵的意见。在此深表感谢!

参考文献/References

- 范丽琨,蔡岩萍,梁海川,李宏录. 2009. 东昆仑地质构造及地球动力学演化特征[J]. 地质调查与研究, 33(3): 181-186.
- 姜常义,凌锦兰,周伟,王于玺,杜玮,范亚洲,宋艳芳,宋忠宝. 东昆仑夏日哈木镍铁质-超镁铁质含镍矿层状岩体岩石成因与拉张型岛弧背景[J]. 岩石学报, 待刊.
- 姜春发,杨经绥,冯秉贵. 1992. 昆仑开合构造[M]. 北京:地质出版社, 154-168.
- 李荣社,计文化,杨永成. 2008. 昆仑山及邻区地质[M]. 北京:地质出版社, 15-309.
- 李世金,孙丰月,高永旺,赵俊伟,李连松,杨启安. 2012. 小岩体成大矿理论指导与实践——青海东昆仑夏日哈木铜镍矿找矿突破的启示及意义[J]. 西北地质, 45(4): 185-191.
- 刘增铁,任家琪,杨永征. 2003. 青海金矿[M]. 北京:地质出版社, 1-27.
- 青海省第五地质矿产勘查院. 2013. 青海省夏日哈木超大型铜镍硫化物矿床[R].
- 汤中立,李文渊. 1995. 金川铜镍硫化物(含铂)矿床成矿模式及地质对比[M]. 北京:地质出版社, 1-209.
- 王冠,孙丰月,李碧乐,李世金,赵俊伟,杨启安,奥琮. 2013. 东昆仑夏日哈木矿区早泥盆世正长花岗岩锆石 U-Pb 年代学、地球化学及其动力学意义[J]. 大地构造与成矿学, 37(4): 685-697.
- 袁万明,莫宜学,喻学惠,罗照华. 2000. 东昆仑印支期区域构造背景的花岗岩记录[J]. 地质论评, 46(2): 203-211.
- 张雪亭,杨生德. 2007. 青海省板块构造研究 1:100 万青海省大地构造图说明书[M]. 北京:地质出版社, 1-178.
- Barnes S J, Naldrett A J and Gorton M P. 1985. The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas[J]. Chemical Geology, 53: 303-323.
- Barnes S J, Boyd R, Korneliussen A, Nilsson L P, Oftin M, Pedersen R B and Robins B. 1988. The use of mantle normalization and metal ratios in discriminating between the effects of partial melting, crustal fractionation and sulphide segregation on platinum group elements, gold, nickel and copper: Examples from Norway[M]. Berlin: Springer Netherlands, 113-143.
- Barnes S J and Maier W D. 1999. The fractionation of Ni, Cu, and the noble metals in silicate and sulphide liquids[J]. Geological Association Canada, Short Course Notes, 13: 69-106.
- Barnes S J and Lightfoot P C. 2005. Formation of magmatic nickel sulphide ore deposits and processes affecting their copper and platinum-

- group element content[A]. In: Hedenquist J W, Thompson J F H, Goldfarb R J and Richards J P, eds. Ore Deposit Types[C]. 100th Anniversary Volume. Colorado School of Mines: Richards. 179-214.
- Brügmann G E, Naldrett A J, Asif M, Lightfoot P C, Gorbachev N S and Fedorenko V A. 1993. Siderophile and chalcophile metals as tracers of the evolution of the Siberian trap in the Noril'sk region, Russia[J]. *Geochim et Cosmochim Acta*, 57: 2001-2018.
- Cambell I and Naldrett A J. 1979. The influence of silicate: Sulfide ratios on the geochemistry of magmatic sulfides[J]. *Economic Geology*, 74: 1503-1506.
- Crocket J H, Fleet M E and Stone W E. 1997. Implications of composition for experimental partitioning of platinum-group elements and gold between sulfide liquid and basalt melt: the significance of nickel content[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(19): 4139-4149.
- Francis R D. 1990. Sulfide globules in mid-ocean ridge basalts (MORB) and the effect of oxygen abundance in Fe-S-O liquids on the ability of those liquids to partition metals from MORB and komatiitic magmas [J]. *Chemical Geology*, 85: 199-213.
- Fryer B J and Greentough J D. 1995. Search results for Evidence for mantle heterogeneity from platinum-group element abundances in Indian Ocean basalts[J]. *Earth-Science Reviews*, 29: 2329-2339.
- Keays R R. 1995. The role of komatiitic and picritic magmatism and S-saturation in the formation of the ore deposits[J]. *Lithos*, 34: 1-18.
- Larimer J W and Anders E. 1967. Chemical fractionations in meteorites-II Abundance patterns and their interpretation[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31(8): 1239-1270.
- Maier W D, Barnes S J and Deklerk W J. 1996. Cu/Pd and Cu/Pt of silicate rocks in the Bushveld complex: Implications for platinum-group element exploration[J]. *Economic Geology*, 91: 1151-1158.
- Maier W D, Arndt N T and Curl E A. 2000. Progressive crustal contamination of the Bushveld complex: Evidence from Nd isotopic analyses of the cumulate rocks[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140: 316-327.
- McDonough W W and Sun S S. 1995. The composition of the Earth [J]. *Chemical Geology*, 120: 223-253.
- Naldrett A J. 1989. *Magmatic sulfide deposits*[M]. New York: Oxford University Press. 1-186.
- Naldrett A J. 1999. World-class Ni-Cu-PGE deposits: Key factors in their genesis[J]. *Mineralium Deposita*, 34: 227-240.
- Naldrett A J. 2004. *Magmatic Sulfide Deposits: Geology, geochemistry and exploration*[J]. Springer, 43: 1177-1250.
- Premo W R, Hels R T and Zientek M L. 1990. U-Pb and Sm-Nd ages for the Stillwater Complex and its associated dikes and sills, Beartooth Mountains, Montana: Identification of a parent magma [J]. *Geology*, 18: 1065-1068.
- Qi L, Hu J and Gregoire D C. 2005. Determination of trace elements in granites by inductively coupled plasma mass spectrometry[J]. *Talanta*, 51: 07-513.
- Shirey S B and Walker R J. 1998. The Re-Os isotope system in cosmochemistry and high-temperature geochemistry[J]. *Earth Planet Science*, 26: 423-500.