

甘肃黑山铜镍硫化物含矿岩体的地质特征及橄榄石成因探讨*

颜炜^{1,2} 宋谢炎^{1**} 邓宇峰¹ 陈列锰¹ 张晓琪¹ 郑文勤¹ 位荀²

XIE Wei^{1,2}, SONG XieYan^{1**}, DENG YuFeng¹, CHEN LieMeng¹, ZHANG XiaoQi¹, ZHENG WenQin¹ and WEI Xun²

1. 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, 贵阳 550002

2. 中国科学院广州地球化学研究所 同位素地球化学国家重点实验室, 广州 510640

1. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang, 550002, China

2. State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou, 510640, China

2013-06-10 收稿, 2013-09-01 改回.

Xie W, Song XY, Deng YF, Chen LM, Zhang XQ, Zheng WQ and Wei X. 2013. Geology and olivine geochemistry of the Heishan Ni-Cu-(PGE) sulfide deposit, Gansu, NW China. *Acta Petrologica Sinica*, 29(10): 3487-3502

Abstract The Heishan intrusion hosting Ni-Cu-(PGE) sulfide deposit is located in the eastern of the Beishan Fold Belt at the southern margin of the Central Asian Orogenic Belt (CAOB). Studying the intrusion is helpful for learning the genesis of the orogenic-type Ni-Cu-(PGE) sulfide deposit. The detailed field geology indicates that only Neoproterozoic strata but no Cambrian occur in the Heishan area. The dominant rocks of the intrusion are harzburgite and lherzolite. Olivine gabbro and gabbro dyke occur only along the southern margin of the intrusion. The Heishan intrusion was originally sill-like and was tilted to the south east on the south limb of an anticline formed during following collisional orogeny. The Fo of olivine from the Heishan samples is from 80.5 to 87.0 with $1070 \times 10^{-6} \sim 3461 \times 10^{-6}$ Ni. We further improve the Heishan calculated parent magma is a high-Mg basaltic magma (12.81% MgO, 10.84% FeO, 430×10^{-6} Ni). The olivine data of Heishan indicate that they are controlled by 1) the composition of the parent magma; 2) mixed melt by latter ascending fresh magma; 3) the sulfide segregation; 4) the trapped liquid shift; 5) Fe-Ni exchange between olivines and sulfide liquids. Our calculation implies that sulfides began to segregate as the same time as olivine crystallization, and the minimum ratio of olivine : sulfide was 20 : 1. Olivines from No. 1 ore body and mineralization bodies contain richer Mg and Ni than those from No. 4 ore body, and show negative correlations between Ni and Fo. It indicates that not only the olivines from No. 1 ore body and mineralization bodies occur Fe-Ni exchange with sulfide liquids which contain more enriched Ni, but also the concomitant magmas with the sulfide liquids were more primitive. It is because the Heishan intrusion was formed in a magmatic plumbing system, the early sulfides reacted with the latter fresh magma and occurred upgrading and enrichment and formed the No. 1 ore body and mineralization bodies.

Key words Heishan intrusion; Ni-Cu-(PGE) sulfide deposit; Olivine; Parent magma; Sulfide segregation; Magmatic plumbing system

摘要 黑山铜镍硫化物含矿岩体位于中亚造山带南缘北山褶皱带东部,对该岩体的研究有助于正确理解造山带型铜镍硫化物的成矿作用。详细的野外基础地质特征表明黑山矿区仅出露单一的新元古代青白口系地层,无寒武纪地层出露。黑山含矿岩体由早期的方辉橄榄岩、二辉橄榄岩和橄榄辉长苏长岩,以及稍晚期的辉长岩脉组成。黑山岩体位于黑山背斜南翼,其初始产状应为一水平或近水平的岩床状岩体,因后期褶皱作用,岩体发生了倾斜形成现今的产状。黑山岩体中橄榄石 Fo 值为 80.5~87.0,其 Ni 含量为 $1070 \times 10^{-6} \sim 3461 \times 10^{-6}$ 。借助“MELTS”软件,我们进一步厘定了黑山母岩浆为高镁玄武岩浆(12.81% MgO, 10.84% FeO, 430×10^{-6} Ni)。研究表明,黑山橄榄石的主要控制因素为:1)母岩浆的成分;2)后续新鲜

* 本文受国家重点基础研究发展规划项目(2011CB808906)、国家自然科学基金项目(41172090、41003022)和矿床地球化学国家重点实验室“十二五”项目群(SKLOGD-ZY125-06)联合资助。

第一作者简介:颜炜,男,1985年生,博士后,地球化学专业,E-mail: Ni-Cu-PGE@QQ.com

** 通讯作者:宋谢炎,男,1962年生,研究员,岩石学与矿床地球化学专业,E-mail: songxieyan@vip.gyig.ac.cn

岩浆的补充混合作用; 3) 硫化物熔离作用; 4) 晶间硅酸盐熔浆作用; 5) 橄榄石与硫化物之间发生的 Fe-Ni 交换。模拟计算表明, 硫化物熔离与橄榄石结晶几乎同时发生, 橄榄石与硫化物的最小质量比约为 20: 1。1 号矿体及矿化体的橄榄石比 4 号矿体更富 Mg 和 Ni, 并且还呈现非常好的负相关关系, 表明这些橄榄石与硫化物发生了不同程度的 Fe-Ni 交换, 而与其发生 Fe-Ni 交换的硫化物更富 Ni 以及共生的岩浆更为原始。这很可能是因为黑山岩体形成于开放的岩浆通道系统, 早期融离的硫化物与后续的新鲜的硫不饱和岩浆发生反应, 使得该类硫化物含量减少但硫化物中的金属元素含量增高从而形成 1 号矿体及矿化体。

关键词 黑山岩体; 铜镍硫化物矿; 橄榄石; 母岩浆; 硫化物熔离; 岩浆通道系统

中图法分类号 P588.125

1 引言

目前, 世界上超大型岩浆硫化物矿床(如俄罗斯的 Noril'sk、中国金川和加拿大 Voisey's Bay) 多形成于与地幔柱或大陆裂谷有关的地质背景, 与成矿有关的幔源岩浆往往具有类似于洋岛玄武岩(OIB) 的地球化学特征(Naldrett *et al.*, 2004; Begg *et al.*, 2010; Maier and Groves, 2011; 宋谢炎等, 2010)。但近年来的研究发现也有一些矿床或矿化体的形成与受俯冲事件改造的交代地幔的部分熔融有关, 它们形成于造山带汇聚板块边缘环境, 如西班牙石炭纪造山带的 Aguablanca 矿床(Casquet *et al.*, 2001; Piña *et al.*, 2006)、非洲博茨瓦纳元古代 Tati-Selebi-Phikwe 造山带的一系列铜镍硫化物矿床(Maier *et al.*, 2008)、Alaska 地区的 Duke Island 硫化物矿化岩体(Thakurta *et al.*, 2008) 以及中亚造山带南缘一系列铜镍矿等(Wu *et al.*, 2004; Zhang *et al.*, 2009, 2011; Song and Li, 2009; Song *et al.*, 2011; Tang *et al.*, 2011; Wei *et al.*, 2013; 韩宝福等, 2004; 吴华等, 2005; 郝爱华等, 2005; 颜炳强等, 2007; 三金柱等, 2010; 颜炜等, 2011; 邓宇峰等, 2011a, b; 冯光英等, 2011; 吕林素等, 2012)。这些研究成果表明在造山带也可能发现有重要经济价值的岩浆硫化物矿床, 深入研究这些矿床形成的地质背景具有非常重要的意义。

自 20 世纪 70 年代以来, 新疆北部发现喀拉通克、黄山东、黄山、天宇、白石泉、坡北等铜镍硫化物含矿岩体(Zhang *et al.*, 2009, 2011; Song and Li, 2009; Song *et al.*, 2011; Tang *et al.*, 2011; 韩宝福等, 2004; 吴华等, 2005; 三金柱等, 2010; 颜炜等, 2011; 邓宇峰等, 2011a, b), 它们分别位于东准噶尔造山带西北部、北天山造山带东南部、中天山造山带北部和北山褶皱带西部。镍总储量 > 150 万吨, 铜总储量 > 120 万吨(图 1), 使天山及邻区成为颇具潜力的铜镍成矿远景区, 同时也成为我国仅次于金川的第二大 Ni 资源基地。这些含矿岩体所处的特殊的构造位置, 为我们丰富铜镍硫化物矿床的成因研究提供了非常宝贵的材料。黑山含铜镍硫化物矿床镁铁-超镁铁质岩体位于中亚造山带南缘北山褶皱带东部(图 1)。以国内标准划分, 黑山铜镍硫化物矿床 Ni 储量达到大型, Cu 储量小型, 平均品位: Ni 0.6%、Cu 0.27%, 其中以 1 号和 4 号矿体规模最大。我们通过锆石 U-

Pb 年龄(~ 357Ma), 以及具有 MORB 和岛弧双重特征的微量元素、Sr-Nd-Pb 同位素和单斜辉石的研究表明黑山岩体形成于板片俯冲环境, 并与俯冲板片拆离、软流圈上涌有关(Xie *et al.*, 2012)。因此, 对该岩体的研究有助于正确理解造山带型铜镍硫化物矿床的成矿作用。

由于黑山岩体是一新近发现的铜镍硫化物含矿岩体, 与新疆其他铜镍硫化物矿床(如喀拉通克、黄山东等) 相比, 对黑山含矿岩体的认识还处在资料积累阶段。目前, 前人从岩体地质特征、年代学、矿物学、岩浆源区及构造背景等方面对黑山含矿岩体进行了有益的探讨(Xie *et al.*, 2012; 邵小阳等, 2010; 杨建国等, 2012; 徐刚等, 2012; 张新虎等, 2012)。本文的工作主要聚焦在以下两个方面: 1) 着眼于详细的野外地质考察, 对黑山含矿岩体的岩相分带进行了重新划分; 2) 通过对橄榄石矿物成分的深度剖析, 运用建立在严格热力学原理和实验数据基础上的“MELTS”软件, 进一步限定了黑山岩体母岩浆的成分(Xie *et al.*, 2012), 并揭示了硫化物融离与岩浆分离结晶过程的关系。这对评价黑山含矿岩体和造山带型铜镍硫化物矿床的成矿成因和成矿潜力也具有一定的指导意义。

2 黑山岩体的地质背景

中亚造山带是由多个微陆块、岛弧、残余洋壳、大陆活动边缘等组成的世界上最大的增生型造山带, 东西延伸 > 5000km。其北临西伯利亚克拉通, 南边与塔里木-华北克拉通相连(图 1a) (Şengör *et al.*, 1993; Windley *et al.*, 2007; Xiao *et al.*, 2004, 2010)。中亚造山带南缘新疆北部部分, 从北向南依次由阿尔泰造山带、西准噶尔造山带、准噶尔地块、东准噶尔造山带、北天山造山带、中天山地块、南天山造山带和北山褶皱带等构造单元组成(图 1b)。北山褶皱带位于中亚造山带最南缘, 东西横跨新疆、甘肃、内蒙古三省, 成 NE-SW 向, 南面与塔里木-敦煌克拉通连接, 并向西南方向延伸到塔里木-敦煌克拉通中(图 1b), 西北与天山地块相连, 并以星星峡大断裂和红柳河断裂为界, 其东南界代表性断裂尚不明确(图 1c) (甘肃地质矿产局, 1989; 新疆地质矿产局, 1993)。北山褶皱带像塔里木克拉通和中天山地块一样, 发育古老的元古代结晶基底, 并和上覆古生代地层不整合接触, 元古代基底出现在北山带中部和东部。北山带内的

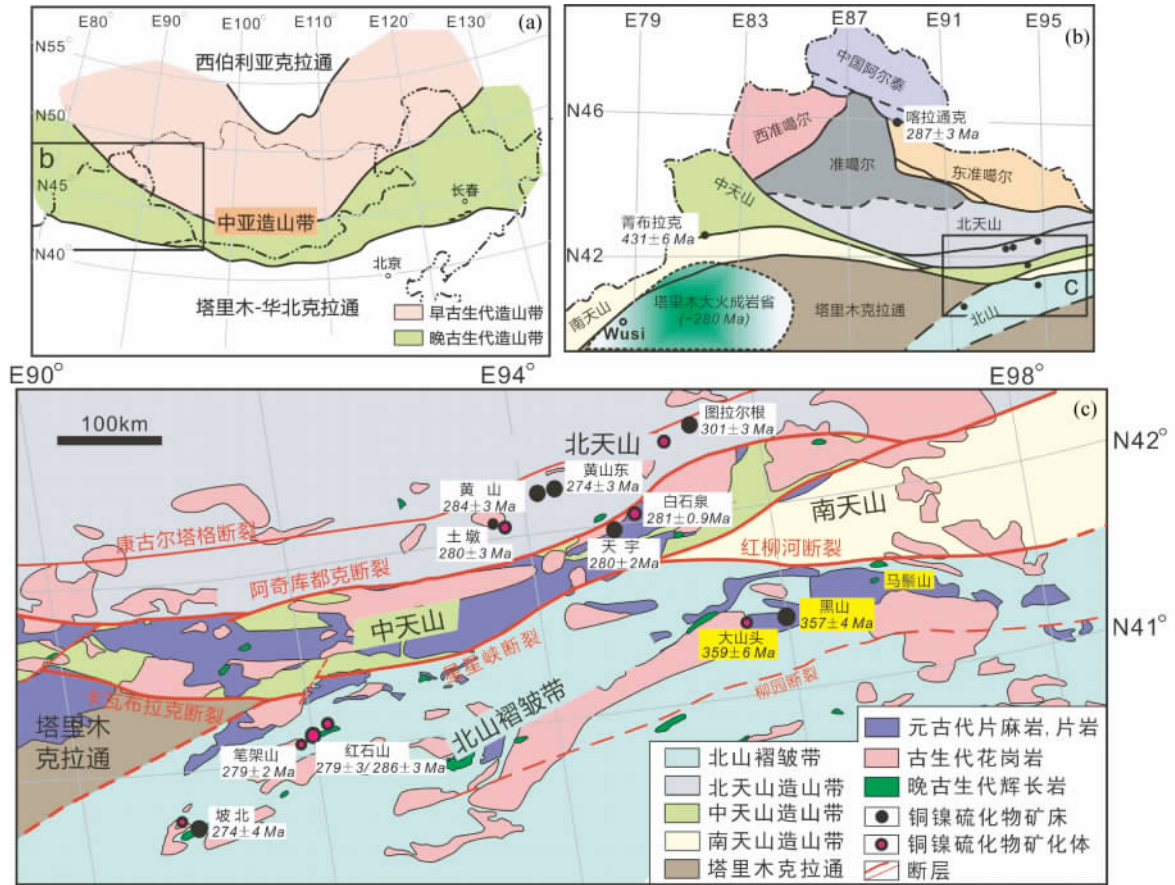


图1 中亚造山带(CAOB)地质略图(a 据 Song and Li, 2009 修改)、新疆及邻区构造略图(b)和北山褶皱带及邻区地质简图(c 据甘肃地质矿产局, 1989; 新疆地质矿产局, 1993 修改)

Fig.1 Schematic geological map of the Central Asian Orogenic Belt (a , after Song and Li , 2009) , tectonic units of northern Xinjiang , NW China (b) and simplified geological map of the Beishan Fold Belt (c , after BGMRG , 1989 ; BGMRX , 1993)

沉积地层主要包括寒武-志留纪浅海碎屑岩和火山岩沉积、泥盆-石炭纪海相碎屑-碳酸盐岩和火山岩沉积、二叠纪浅海碎屑岩和枕状玄武岩沉积。泥盆-石炭纪岛弧火山岩主要有安山岩、流纹岩和少量的玄武岩。北山带缺失下泥盆系、上石炭系, 并且火山活动非常发育, 在黑山地区缺失三叠纪地层, 并且古生代地层内部不整合接触非常发育, 说明古生代北山褶皱带的构造活动非常剧烈。侵入岩主要为晚古生代岩体, 以花岗岩最为发育, 镁铁-超镁铁质岩次之(甘肃地质矿产局, 1989; 新疆地质矿产局, 1993)。

黑山含矿岩体就侵位于青白口系大豁落山群地层中(图1c)。前人将黑山矿区地层划分为元古界青白口系大豁落山群(Qndh)和上寒武统西双鹰山组(εx), 并认为大豁落山群与西双鹰山组地层为断层接触(邵小阳等, 2010; 杨建国等, 2012; 张新虎等, 2012)。2009年我们在矿区依据地势从西向东依次布置了三条近南北向的地表剖面: A-B、C-D和E-F-G剖面(如图2a), 对矿区地层层序和岩性变化进行了系统的观察和剖析, 并对矿区地层分布和划分进行了重新厘定。通过详细的野外观察, 矿区地层南北向显示连续的地层岩性

变化, 东西向显示岩相的相变过渡, 反映出黑山矿区的层地为同一时代的地层。其沉积岩时代单一, 为新元古代青白口系大豁落山组地层, 而无寒武系地层发育。根据岩性变化可以将黑山矿区内的青白口系大豁落山组地层分为下、上两个岩组: 下岩组发育白云质大理岩、硅质板岩夹变质玄武岩、变质石英砂岩、重晶石岩及少量的干枚岩, 以硅质板岩为主; 上岩组发育厚层状硅质条带白云质大理岩、绢云硅质板岩夹变质英安岩, 以厚层状硅质条带白云质大理岩为主(图2、图3)。

根据野外三条地表剖面厘定了大豁落山群地层构成由一个走向近东西、向西倾覆的直立倾伏背斜——黑山背斜。下岩组的岩石构成黑山背斜的核部, 分布在矿区中部, 上岩组的岩石构成背斜的两翼(图2a、图3)。黑山背斜核部地层产状直立或近直立。由于F₁断层的破坏, 背斜的北翼已不完整, 仅出露下岩组地层。北翼倾角为40°~80°, 向北倾。背斜南翼地层出露较全, 上、下岩组均有出露, 地层南倾, 倾角为40°~75°。黑山岩体则位于背斜南翼, 地表和钻孔资料显示黑山岩体的侵入切穿了上岩组和下岩组的若干岩性(图3)。

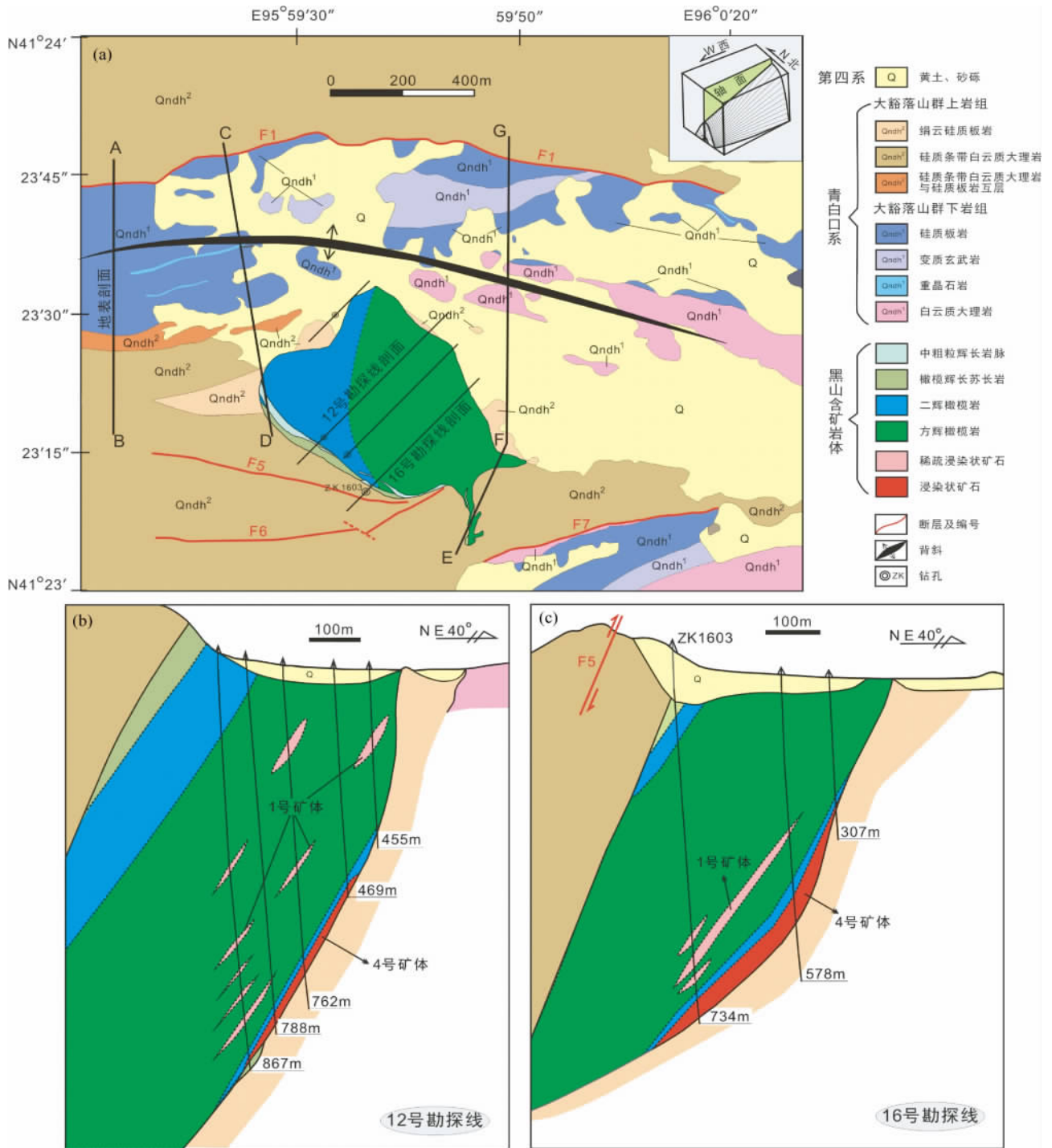


图2 黑山铜镍硫化物含矿岩体地质图(a)及勘探线剖面图(b、c)

Fig.2 Simplified geological map of the Heishan intrusion hosting Ni-Cu-(PGE) sulfide deposit (a) and cross sections of the prospecting lines No.12 and No.16 showing the lithological units and sulfide ore bodies (b, c)

黑山矿区主要发育 F₁、F₅、F₆ 和 F₇ 断层(图2、图3) 这些断层呈近东西向为主,与褶皱轴线方向基本一致,规模较大的断层为 F₁ 和 F₇ 东西向展布较远,为区域性断层。F₁ 为逆断层,出露于整个矿区北部(图4b),断层破碎带局部宽可达 2~5m,可见红色断层泥和断层破碎带,断层面北倾,倾角

45°~60°。F₇ 为正断层,出露于矿区东南部,为矿区东南部青白口系上岩组与下岩组的接触断层,断层面北倾 65°。F₅ 和 F₆ 为青白口系上岩组内的逆断层,规模较大,断层面北倾约 70°。F₅、F₆ 断层向西撒开,向东收敛于黑山镁铁-超镁铁质岩体与白云质大理岩的接触带部位。

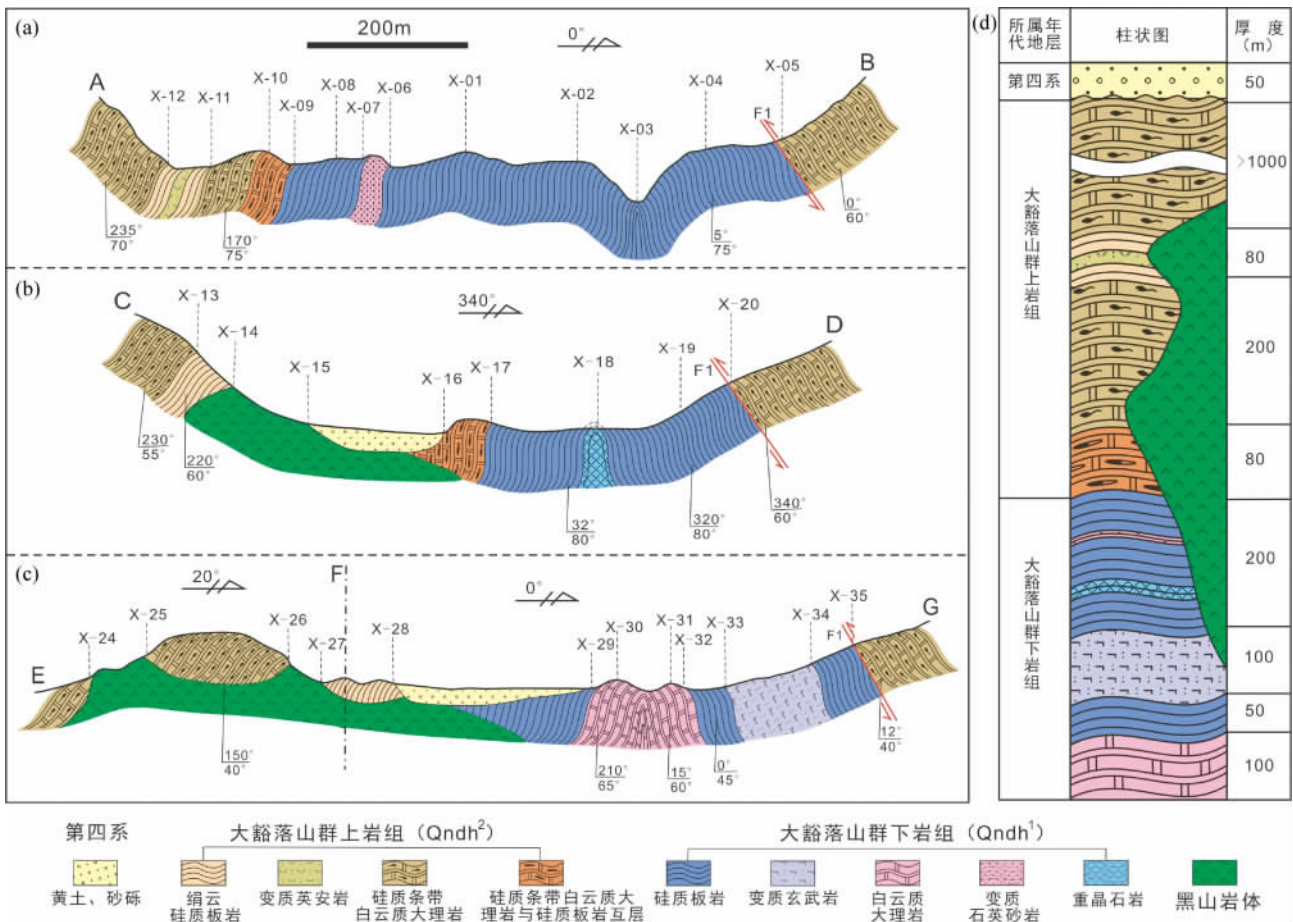


图3 黑山野外地表路线剖面图及地层柱状图

Fig.3 Geological cross-sections on the surface and stratigraphic diagram showing the Heishan intrusion intruded into the south limb of the Heishan anticline

含矿侵入岩体的岩相和矿体的分布是判别岩体产状与矿区构造格架关系的重要标志。随着岩浆的分离结晶、硫化物熔离和堆积, 矿物晶体的堆积和熔离硫化物的沉降由于重力分异作用, 都会形成近水平的分层。黑山岩体的岩相带和矿体均向南倾斜一定的角度, 表明黑山含矿岩体的初始产状应为一水平或近水平的岩床状岩体, 因后期构造活动发生了显著的变动, 而这种变动必然与后期的构造活动有关系。故我们推断矿区褶皱和断层的时代应晚于黑山岩体的形成, 黑山岩体产状的倒转很可能与其有关。

3 黑山岩体的岩相学特征

黑山镁铁-超镁铁质岩体位于黑山背斜南翼, 在平面上呈“鸭梨”状, 在横剖面上, 总体产状为向南西倾斜的岩株状单斜岩体。岩体长约 800m, 宽约 470m, 地表出露面积仅约 0.25km² (图 2a)。据钻探资料, 岩体延伸深度已超过 1300m。矿区东南端有岩体呈岩枝状产出。黑山岩体的直接围岩为大豁落山群上岩组白云质大理岩和硅质板岩 (图 2、图 3)。

岩体与围岩的接触带由于后期构造活动往往因构造滑动出现构造破碎, 局部发育围岩与岩体的交代混染作用 (图 4c, d)。在钻孔中, 在岩体中下部我们还发现围岩的捕虏体 5~20m 不等, 主要为大理岩和硅质板岩。

黑山岩体主要岩相为中细粒方辉橄榄岩和二辉橄榄岩 (图 5)。方辉橄榄岩主要由橄榄石 (40%~75% Ol)、斜方辉石 (15%~40% Opx) 和少量斜长石 (<10% Pl)。随着橄榄石和斜方辉石含量的降低, 单斜辉石 (Cpx) 的出现, 岩体从下至上逐渐变为二辉橄榄岩 (35%~60% Ol, 20%~30% Opx, 10%~25% Cpx, 5%~20% Pl) 到岩体顶部过渡为橄榄辉长苏长岩 (图 6)。根据所采集的 4 个钻孔观察, 二辉橄榄岩的分布在平面上自东向西逐渐增大 (图 2)。方辉橄榄岩、二辉橄榄岩和橄榄辉长苏长岩组成黑山岩体超镁铁质岩相。黑山超镁铁质岩相中都发育铬尖晶石 (Cr-spinel), 铬尖晶石绝大部分被包裹在橄榄石中。橄榄石一般呈自形或浑圆状, 粒径 0.5~3mm, 通常呈粒状镶嵌结构, 或被斜方辉石和单斜辉石包裹呈包橄结构, 又或者被硫化物包裹 (图 5); 斜方辉石和单斜辉石多呈半自形或他形, 粒度大, 可包裹一

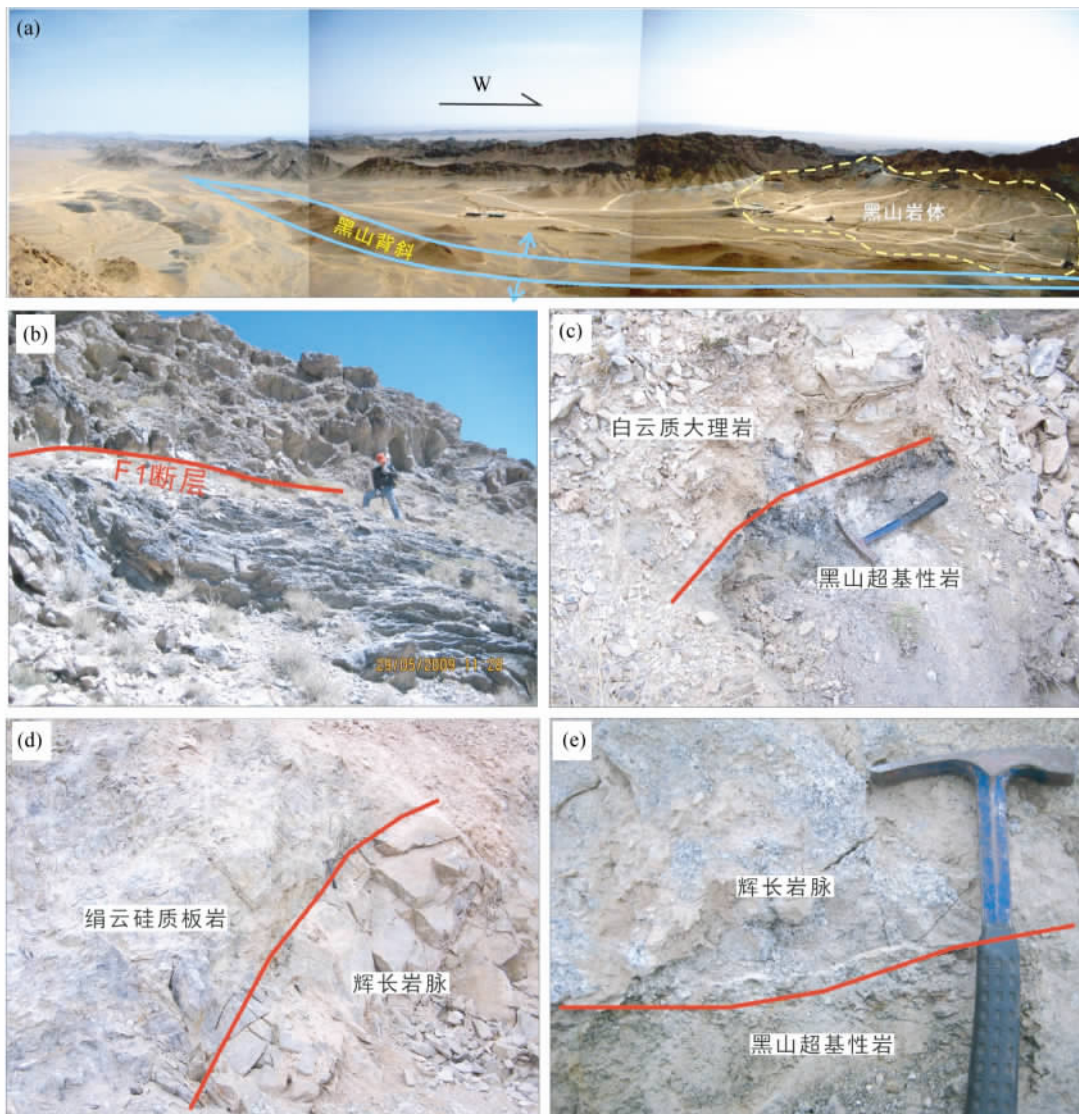


图4 黑山野外照片

(a) 黑山岩体全景图; (b) 黑山地区北部 F1 断层发育处; (c、d) 黑山岩体与围岩的侵入接触关系; (e) 超镁铁质岩与辉长岩脉的侵入接触关系

Fig. 4 Field photos in the Heishan area

(a) -panorama of the Heishan intrusion; (b) -F1 fault occurs at the northern part of the Heishan area; (c, d) -the intrusive contact relationship between the Heishan intrusion and wall-rocks; (e) -the sharp contact between the ultramafic rocks and gabbro dyke

个或多个橄榄石;斜长石呈半自形长板状产出,聚片双晶和卡纳复式双晶常见;方辉橄榄岩和二辉橄榄岩中还含有少量的含水矿物(角闪石 Hbl 和黑云母 Bt, $Hbl + Bt = 5\% \sim 10\%$)。黑云母多呈自形片状,角闪石多以辉石反应边出现。根据镜下观察可知各矿物的大致结晶顺序为: Cr-spinel \rightarrow Ol \rightarrow Opx \rightarrow Cpx \rightarrow Pl \rightarrow Hbl + Bt。

中粗粒辉长岩脉,与黑山超镁铁质岩呈侵入接触关系,主要分布在岩体的西南缘,出露宽度 1~6m,不连续延伸长约 500m,局部可见辉长岩脉呈脉状侵入超镁铁质岩体(图 2)。前人认为辉长岩脉的侵入应该早于黑山超镁铁质体(邵小阳等, 2010; 杨建国等, 2012; 张新虎等, 2012; 徐刚等,

2012)。但我们在野外观察到辉长岩脉在形态上呈脉状侵入到黑山超镁铁质岩体中,并且从中心到边缘,矿物结晶粒度从大变小,结构由辉长结构转变为辉绿结构,局部还发育辉长岩脉冷凝边(图 5e, f)。这些现象表明辉长岩脉的形成应稍晚于黑山超镁铁质岩体。

黑山铜镍硫化物矿体主要呈透镜状发育在岩体底部和方辉橄榄岩中下部,其中以 1 号和 4 号矿体规模最大(图 2b, c)。1 号矿体以稀疏浸染状矿石为主,4 号矿体以浸染状矿石为主,硫化物主要为雌黄铁矿、镍黄铁矿和黄铜矿,多呈不规则状集合体填充在橄榄石晶间空隙中,局部发育海绵陨铁结构(图 5d)。

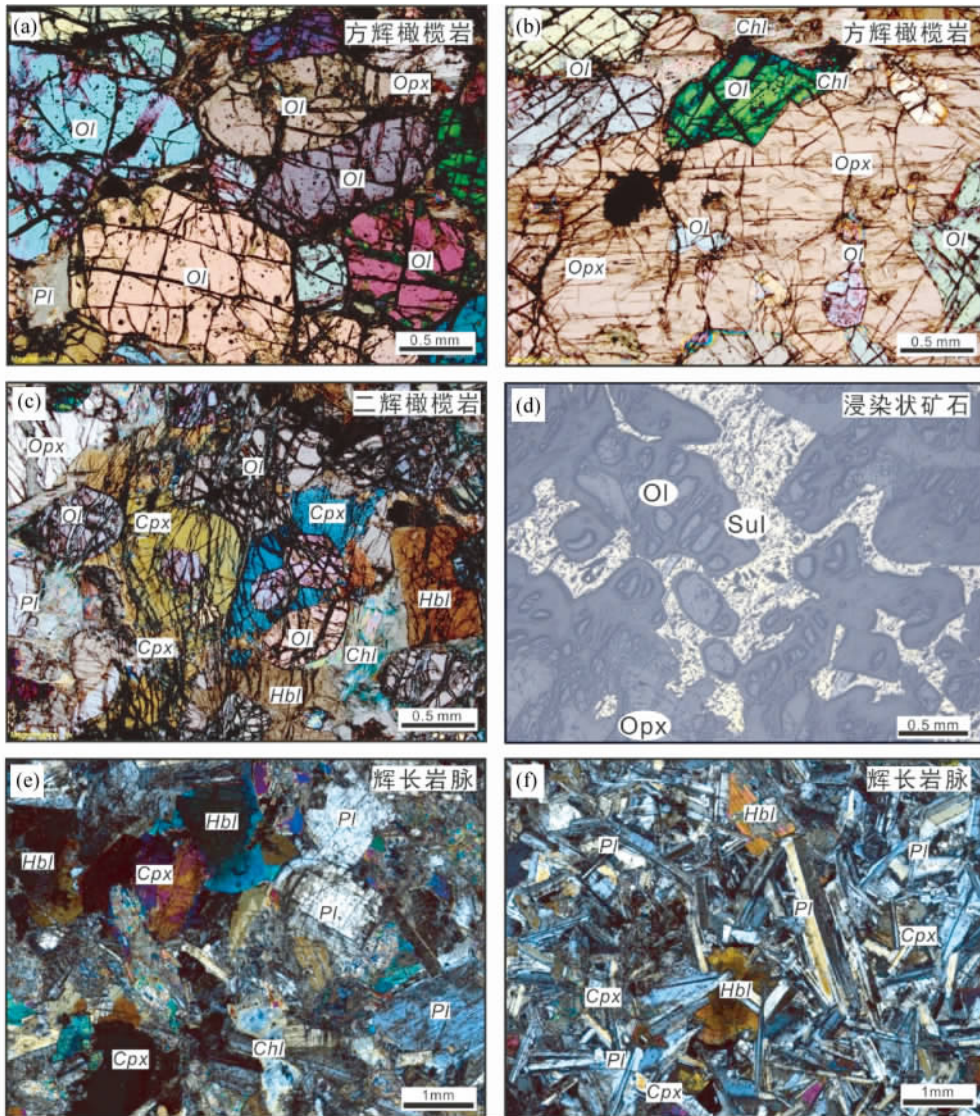


图5 黑山岩体镜下照片

(a) 岩体底部中细粒方辉橄榄岩,发育橄榄石粒状镶嵌结构,正交偏光;(b) 岩体中上部中细粒方辉橄榄岩,发育斜方辉石包橄结构,正交偏光;(c) 岩体上部中细粒二辉橄榄岩,发育单斜辉石包橄结构、角闪石反应边结构,正交偏光;(d) 岩体底部浸染状矿石,发育海绵陨铁结构、硫化物包橄结构,反射光;(e、f) 中粗粒辉长岩脉,以辉长结构为主,边缘发育辉绿结构,正交偏光。Ol-橄榄石;Opx-斜方辉石;Cpx-单斜辉石;Pl-斜长石;Hbl-角闪石;Bt-黑云母;Chl-绿泥石;Sul-硫化物

Fig. 5 Photomicrographs in orthogonal and reflected light showing typical textures of samples from the Heishan intrusion

(a) -olivine granular and netted texture in middle-fine grained harzburgite at the base of the Heishan intrusion; (b) -olivine poikilitic texture in middle-fine grained harzburgite in the mid-upper part of the intrusion; (c) -poikilitic texture and hornblende reaction rim texture in middle-fine grained lherzolite; (d) -interstitial sulfides between the olivine crystals and olivine poikilitic texture in disseminated sulfide at the base of the Heishan intrusion; (e, f) -gabbroic and diabasic textures in middle-coarse grained gabbro dyke. Ol-olivine; Opx-orthopyroxene; Cpx-clinopyroxene; Pl-plagioclase; Hbl-hornblende; Bt-biotite; Chl-chlorite; Sul-sulfide

4 分析方法及结果

橄榄石分析样品采自 ZK1603 钻孔(图 2a)。橄榄石因后期热液蚀变均蛇纹石化呈网状结构。我们则选取蚀变相对较弱的新鲜橄榄石颗粒进行分析测试。分析测试在中国

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,分析仪器为日本岛津公司生产的 EMPA-1600 电子探针,分析条件为:加速电压 15kV,电流 20nA,分析束斑直径 10μm,主要氧化物的计数时间为 20~40s,次要氧化物的计数时间为 40~60s。仪器检出限为 0.02%,分析精度优于 5%,分析所用标样为加拿大 SPI 公司生产的标样 SPI#2753。分析结

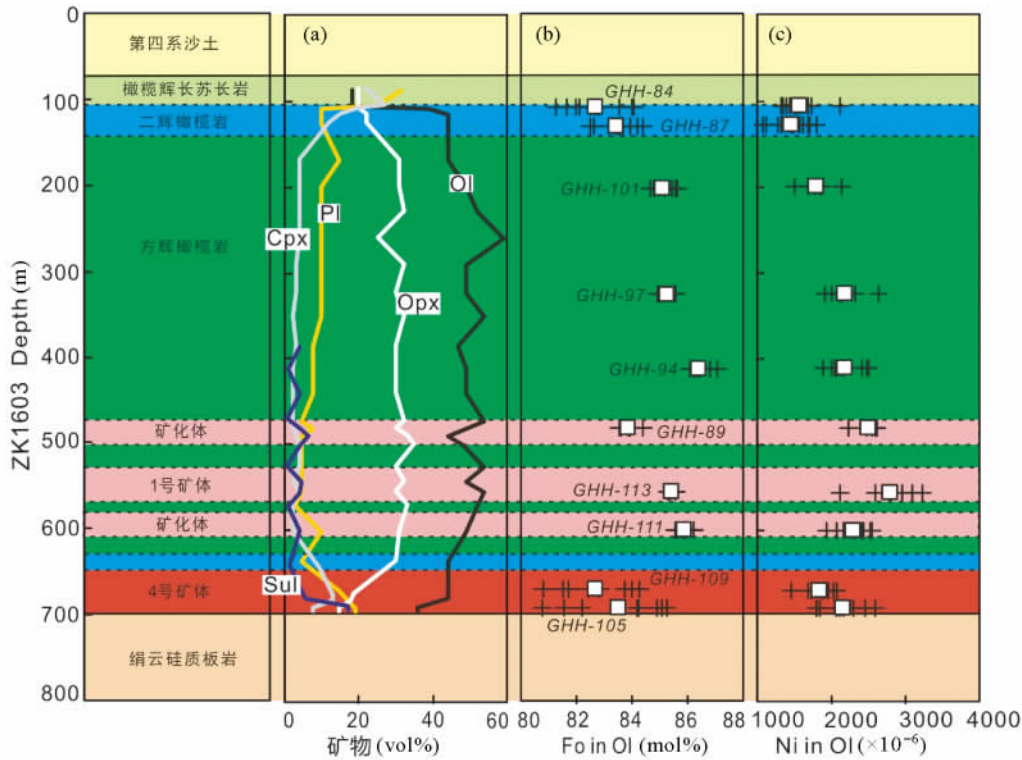


图6 黑山 ZK1603 钻孔(见图2)矿物含量(a)及橄榄石 Fo 值(b)、Ni 含量(c)变化柱状图

黑色十字标记代表各样品测试点;白色方格代表每个样品的平均值。Ol-橄榄石;Opx-斜方辉石;Cpx-单斜辉石;Pl-斜长石;Sul-硫化物

Fig. 6 Stratigraphic variations of major rock-forming mineral modal percentage (a), olivine forsterite content (Fo) (b), nickel content (c) of the olivine from the drill hole ZK1603 in the Heishan intrusion (in Fig. 2)

Black cross represent analytical data and white boxes are for the average value of every sample. Ol-olivine; Opx-orthopyroxene; Cpx-clinopyroxene; Pl-plagioclase; Sul-sulfide

果如表1所示。

橄榄石 Fo 介于 80.5 ~ 87.0 之间,属贵橄榄石,其中无矿层方辉橄榄岩含有最高 Fo 值(84.1 ~ 86.9)以及较高的 Ni 含量($1495 \times 10^{-6} \sim 2635 \times 10^{-6}$)。含矿层 1 号矿体及矿化体稀疏浸染状矿石含有最高的 Ni 含量($1935 \times 10^{-6} \sim 3461 \times 10^{-6}$)以及较高的 Fo 值(81.6 ~ 86.1)。无矿层中,二辉橄榄岩和橄榄辉长苏长岩的 Fo 值分别介于 82.3 ~ 84.2 和 81.1 ~ 83.9 之间,Ni 含量分别介于 $1070 \times 10^{-6} \sim 1794 \times 10^{-6}$ 和 $1322 \times 10^{-6} \sim 2124 \times 10^{-6}$ 之间;含矿层中 4 号矿体浸染状矿石的 Fo 值在 80.5 和 85.1 之间变化,Ni 含量变化范围为 $1455 \times 10^{-6} \sim 2588 \times 10^{-6}$,其 Fo 值和 Ni 含量均低于 1 号矿体及矿化体的矿石。与黑山橄榄石成分相比,金川橄榄石(82.1 ~ 85.7 Fo, $1396 \times 10^{-6} \sim 2485 \times 10^{-6}$ Ni)成分相似,但具有更集中的 Fo 值和 Ni 含量(Li *et al.*, 2004; 陈列锰等, 2009a),Noril'sk 橄榄石(44.6 ~ 82.9 Fo, $456 \times 10^{-6} \sim 2281 \times 10^{-6}$ Ni)则具有较低且非常广的 Fo 值和 Ni 含量变化范围(Li *et al.*, 2003),而 Duke Island 的橄榄石则具有较低的 Fo 值(74.5 ~ 83.9)和非常低的 Ni 含量($63 \times 10^{-6} \sim 1189 \times 10^{-6}$)(Thakurta *et al.*, 2008)。

5 讨论

5.1 黑山母岩浆的成分和性质

母岩浆的性质决定了岩浆岩的矿物组合和岩体的分异序列,还决定了岩浆硫化物中各种金属元素的组合和比例关系。因此,准确获取岩体母岩浆的成分对深入认识岩浆矿床的成因具有重要的意义。由于黑山岩体缺乏可代表其最初母岩浆成分的冷凝边,故我们根据橄榄石-熔体平衡以及质量平衡原理,依据 Chai and Naldrett (1992) 所提出的方法计算出黑山母岩浆成分为高镁玄武岩浆(11.3% MgO, 10.0% FeO^T)(Xie *et al.*, 2012)。黑山矿石的 Ni/Cu (1.06 ~ 1.65) 和 Pd/Ir (7.5 ~ 35.6) 也指示黑山成矿母岩浆为高镁玄武岩浆(Xie *et al.*, 2013)。然而早期结晶的橄榄石与晶间硅酸盐熔浆发生再平衡或橄榄石内部发生物质扩散会导致橄榄石 Fo 值的降低,现测的最高 Fo 值(86.9)并不能代表黑山母岩浆最早结晶出来的橄榄石成分。因此,仅仅根据橄榄石和全岩氧化物厘定的母岩浆的 MgO 含量通常稍低于其真实值。

建立在严格热力学原理和实验数据基础上的 MELTS 软

表1 黑山 ZK1603 钻孔橄榄石主要氧化物 (wt%) 及 Ni (× 10⁻⁶) 的含量

Table 1 Major oxide (wt%) and Ni (× 10⁻⁶) contents of olivine from the drill core ZK1603 of the Heishan intrusion

样品号/岩性	点样	深度(m)	SiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	Total	Fo	Ni
GHH-84 橄榄辉长苏长岩	OL-1	105	39.5	15.3	0.212	43.6	0.13	99.0	83.4	1322
	OL-2		40.5	16.1	0.233	43.4	0.144	100.5	82.6	1345
	OL-3		40.2	16.6	0.232	42.4	0.128	99.7	81.8	1385
	OL-4		39.9	16.9	0.256	42.2	0.137	99.7	81.4	1440
	OL-5		40.8	16.0	0.211	42.1	0.128	99.5	82.3	1534
	OL-6		39.3	17.0	0.235	41.4	0.105	98.3	81.1	1683
	OL-7		40.2	16.0	0.213	43.0	0.156	99.8	82.5	1495
	OL-8		39.8	16.1	0.201	41.5	0.147	98.0	81.9	1581
	OL-9		39.2	14.8	0.198	44.0	0.128	98.6	83.9	1723
	OL-10		40.4	15.0	0.191	44.1	0.134	100.2	83.8	2124
GHH-87 二辉橄榄岩	OL-1	126	39.3	15.2	0.189	43.4	0.106	98.4	83.4	1565
	OL-2		40.2	15.6	0.193	43.3	0.147	99.6	83.0	1621
	OL-3		39.7	14.6	0.194	43.7	0.132	98.6	84.0	1794
	OL-4		40.1	15.3	0.241	43.4	0.103	99.4	83.2	1125
	OL-5		39.5	15.0	0.172	43.9	0.138	98.9	83.8	1455
	OL-6		40.2	15.2	0.203	43.0	0.144	99.0	83.3	1070
	OL-7		40.5	15.9	0.224	42.3	0.158	99.2	82.4	1282
	OL-8		40.9	15.0	0.212	43.0	0.13	99.4	83.5	1329
	OL-9		40.4	15.3	0.24	43.5	0.112	99.8	83.3	1487
	OL-10		40.9	14.4	0.236	43.9	0.192	99.9	84.2	1691
	OL-11		39.9	16.2	0.212	42.7	0.209	99.6	82.3	1707
GHH-101 方辉橄榄岩	OL-1	199	40.3	13.5	0.184	44.5	0.118	98.9	85.3	1841
	OL-2		40.4	13.7	0.201	44.0	0.069	98.6	85.0	1864
	OL-3		40.2	13.6	0.17	44.0	0.096	98.4	85.0	1660
	OL-4		40.4	13.3	0.215	44.3	0.131	98.6	85.4	2148
	OL-5		41.3	13.5	0.208	45.0	0.142	100.5	85.4	1495
	OL-6		40.3	14.1	0.2	43.5	0.127	98.5	84.4	1841
	OL-7		40.5	13.9	0.202	43.5	0.115	98.6	84.6	1786
	OL-8		40.7	14.1	0.162	44.1	0.109	99.4	84.7	1691
	OL-9		40.5	14.0	0.197	43.8	0.119	98.8	84.6	1683
GHH-97 方辉橄榄岩	OL-1	323	40.6	13.6	0.211	45.2	0.133	100.1	85.4	2635
	OL-2		40.0	13.6	0.194	44.1	0.111	98.3	85.1	2140
	OL-3		40.4	13.5	0.187	44.8	0.087	99.3	85.4	2329
	OL-4		40.4	14.0	0.209	44.4	0.147	99.4	84.7	1912
	OL-5		40.8	13.9	0.192	44.3	0.124	99.7	84.8	1998
	OL-6		40.5	14.0	0.181	44.8	0.124	99.9	84.9	2124
	OL-7		40.6	14.5	0.188	44.3	0.118	100.1	84.3	2313
	OL-8		40.1	14.6	0.212	44.1	0.093	99.4	84.1	2061
GHH-94 方辉橄榄岩	OL-1	410	40.6	12.1	0.186	45.8	0.129	99.1	86.9	1888
	OL-2		40.7	12.4	0.19	45.8	0.113	99.5	86.6	1998
	OL-3		40.0	12.8	0.169	45.6	0.153	99.1	86.3	2171
	OL-4		40.1	13.0	0.175	46.1	0.136	99.8	86.2	2037
	OL-5		40.7	12.8	0.181	45.7	0.157	99.8	86.3	2069
	OL-6		40.2	13.1	0.179	45.6	0.088	99.5	86.0	2124
	OL-7		41.1	13.2	0.211	46.1	0.146	101.0	86.0	2502
	OL-8		39.7	13.1	0.195	45.8	0.14	99.3	86.0	2415
	OL-9		40.2	13.2	0.169	45.7	0.129	99.8	86.0	2470
	OL-10		40.9	12.4	0.161	46.0	0.093	99.9	86.7	2163
GHH-89 稀疏浸染状矿石	OL-1	480	40.5	15.3	0.214	43.8	0.066	100.3	83.4	2604
	OL-2		39.9	15.1	0.186	44.3	0.079	99.9	83.8	2620
	OL-3		40.8	15.5	0.229	44.1	0.076	101.0	83.3	2541
	OL-4		40.1	14.6	0.267	44.5	0.139	100.0	84.2	2486
	OL-5		40.5	15.0	0.207	43.8	0.122	99.9	83.7	2226

续表 1

Continued Table 1

样品号/岩性	点样	深度(m)	SiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	Total	Fo	Ni
GHH-89 稀疏浸染状矿石	OL-6	480	40.1	16.5	0.187	43.0	0.097	100.3	82.1	3068
	OL-7		40.4	16.3	0.242	43.2	0.086	100.8	82.3	3343
	OL-8		40.3	16.0	0.242	43.4	0.122	100.5	82.6	2761
	OL-9		40.3	15.9	0.203	43.2	0.126	100.2	82.7	2541
	OL-10		40.0	17.0	0.211	42.6	0.07	100.3	81.6	3367
GHH-113 稀疏浸染状矿石	OL-1	555	41.0	13.6	0.175	45.0	0.082	100.5	85.4	3233
	OL-2		40.5	13.5	0.171	44.2	0.085	99.0	85.2	3084
	OL-3		40.2	13.7	0.2	44.7	0.135	99.4	85.2	2801
	OL-4		40.8	13.7	0.175	45.5	0.102	100.5	85.4	2124
	OL-5		41.2	13.9	0.177	45.5	0.139	101.2	85.2	2604
	OL-6		40.0	13.9	0.187	45.3	0.111	100.0	85.1	2958
	OL-7		40.5	13.7	0.141	45.0	0.143	99.8	85.3	2572
	OL-8		39.9	13.4	0.175	45.2	0.131	99.2	85.6	2470
	OL-9		40.4	13.6	0.218	45.3	0.151	100.1	85.3	2620
	OL-10		40.3	13.8	0.216	44.6	0.106	99.4	85.1	2934
	OL-11		40.8	13.3	0.174	45.4	0.146	100.1	85.7	2502
	OL-12		40.2	14.4	0.204	44.8	0.11	100.2	84.6	3084
	OL-13		40.0	14.1	0.208	44.6	0.13	99.5	84.7	3461
	OL-14		40.4	14.0	0.167	44.9	0.136	100.1	84.9	2706
	OL-15		39.7	13.8	0.189	44.8	0.133	99.1	85.1	3257
GHH-111 稀疏浸染状矿石	OL-1	600	40.5	12.9	0.158	45.3	0.09	99.3	86.1	2423
	OL-2		40.4	12.8	0.182	45.2	0.059	98.9	86.1	2077
	OL-3		39.8	13.4	0.181	44.7	0.147	98.6	85.4	1935
	OL-4		40.9	13.2	0.229	45.1	0.154	99.9	85.7	2329
	OL-5		40.4	13.3	0.224	44.6	0.12	99.0	85.5	2439
	OL-6		39.8	13.1	0.188	44.8	0.139	98.5	85.8	2533
	OL-7		40.8	13.3	0.203	45.4	0.154	100.1	85.7	2171
	OL-8		39.8	13.5	0.175	44.9	0.102	98.7	85.4	2297
	OL-9		40.6	13.2	0.192	44.8	0.138	99.2	85.7	2541
	OL-10		40.0	13.5	0.181	44.3	0.133	98.5	85.2	2785
	OL-11		40.3	13.7	0.193	44.7	0.137	99.4	85.2	2321
	OL-12		40.2	14.2	0.131	43.9	0.103	98.9	84.5	2934
	OL-13		40.4	13.9	0.193	43.6	0.115	98.8	84.6	3178
	OL-14		39.9	13.9	0.213	44.6	0.111	99.2	85.0	2832
GHH-109 浸染状矿石	OL-1	669	39.1	17.0	0.217	42.1	0.154	98.9	81.3	2014
	OL-2		40.0	17.7	0.274	41.6	0.132	99.9	80.5	1880
	OL-3		39.2	16.6	0.226	41.4	0.137	97.8	81.5	1683
	OL-4		39.9	15.8	0.202	42.7	0.166	99.1	82.7	1723
	OL-5		40.6	16.0	0.222	42.3	0.141	99.6	82.3	1455
	OL-6		39.9	15.1	0.211	43.5	0.167	99.2	83.5	2069
	OL-7		39.0	15.0	0.186	44.1	0.192	98.8	83.9	1880
	OL-8		39.2	14.6	0.213	43.8	0.179	98.3	84.0	1959
	OL-9		39.1	15.7	0.245	42.4	0.184	98.0	82.6	2077
	OL-10		39.9	15.5	0.236	43.0	0.156	99.3	83.0	2352
	OL-11		40.0	17.0	0.219	42.6	0.154	100.3	81.5	2266
GHH-105 浸染状矿石	OL-1	690	39.9	14.8	0.176	44.0	0.227	99.3	84.0	2447
	OL-2		41.0	13.9	0.196	44.9	0.163	100.4	85.1	1849
	OL-3		39.0	13.8	0.194	43.7	0.153	97.3	84.7	2305
	OL-4		38.7	17.7	0.217	41.6	0.143	98.6	80.6	2171
	OL-5		40.6	13.9	0.177	44.5	0.13	99.5	84.9	2077
	OL-6		40.1	14.7	0.182	44.1	0.163	99.6	84.1	2124
	OL-7		39.9	16.4	0.215	42.5	0.18	99.4	82.0	1801
	OL-8		40.1	17.1	0.259	42.3	0.099	100.2	81.3	2588

表 2 黑山母岩浆及辉长岩脉冷凝边的主要氧化物成分 (wt%)

Table 2 Major oxide contents (wt%) of calculated parent magma and the gabbro chilled margin of the Heishan intrusion

主量元素	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	NiO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	Total
计算母岩浆 (本文)	49.04	0.91	13.01	0.25	10.84	1.695	0.17	12.81	0.055	8.01	1.40	0.80	0.02	1.00	100.00
计算母岩浆 (Xie <i>et al.</i> , 2012)	50.8	0.914	14.20		10.00		0.167	11.3		7.56	1.90	0.901	0.112		97.85
辉长岩脉冷凝边 (GHS-86)	51.9	0.951	14.1	0.10	8.35		0.157	12.7	0.038	7.10	3.20	0.596	0.093		99.21

注: Xie *et al.* (2012) 计算的以及辉长岩脉冷凝边的 FeO 成分均为全铁成分 FeO^T; 辉长岩脉冷凝边的 Cr₂O₃ 和 NiO 成分是根据 ICP-MS 测的微量元素 Cr 和 Ni 的成分反算得出的

件 (Ghiorso and Sack, 1995; Asimow and Ghiorso, 1998; Smith and Asimow, 2005) 为我们根据橄榄石、斜方辉石和单斜辉石成分重新界定母岩浆成分提供了新的重要方法。MELTS 可以模拟计算 500 ~ 2000°C、0 ~ 2Gbar 和多种氧逸度条件下, 岩浆的分离结晶过程。在一定的温度、压力和氧逸度条件下, 赋予一个母岩浆成分, 通过“MELTS”软件计算可得出岩浆分离结晶的矿物顺序、矿物成分和结晶出来的矿物含量, 以及残余岩浆的成分。不同的母岩浆成分模拟计算得到的矿物成分、顺序不一样, 因此, 当模拟计算结果回归到满足以下三个条件: 1) 矿物结晶顺序与岩相学观察一致; 2) 矿物成分与实际电子探针分析数据一致; 3) 计算结果应与相关研究相吻合 (如橄榄石 Fo-Ni 关系等) (陈列锰等, 2009b), 我们认为给定的母岩浆成分为更接近实际的母岩浆成分。

在 Xie *et al.* (2012) 计算的黑山母岩浆基础上, 利用该母岩浆成分 MgO、FeO、SiO₂ 等成分以及辉长岩冷凝边的 Cr₂O₃、NiO 等成分, 在压力 (1 ~ 4kbar)、氧逸度 (QFM = -1 ~ +3)、温度 (900 ~ 1400°C) 条件下, 用 MELTS 软件 (Code Release 5.0) 不断调整母岩浆中各氧化物含量, 向上述三个限制条件回归。经过大量模拟计算最终在压力为 2kbar、氧逸度为 QFM 的条件下, 得出最为合理的黑山新的母岩浆成分为: 12.81% MgO, 10.84% FeO, 0.055% NiO, 均稍高于 Xie *et al.* (2012) 计算的母岩浆成分 (11.3% MgO, 10% FeO) 以及辉长岩脉冷凝边的成分 (12.7% MgO, 8.35% FeO, 0.038% NiO; 表 2)。该母岩浆成分稍低于 Barnes *et al.* (2013) 提出的高镁玄武岩岩浆成分 (14% MgO, 12% FeO, 0.06% NiO)。模拟计算得出橄榄石、斜方辉石、单斜辉石和斜长石的矿物成分与电子探针成分基本完全一致。该新的母岩浆成分模拟计算得出的矿物结晶顺序为: Cr-spinel (1359°C) → Ol (1331°C) → Opx (1162°C) → Cpx (1153°C) → Pl (1115°C) → Bt (913°C) (图 7)。最早结晶的橄榄石 Fo 值为 87.4, 稍高于黑山所测最高 Fo 值 (86.9) 的橄榄石。

5.2 黑山橄榄石的特征及成因

对于含铜镍硫化物镁铁-超镁铁质岩体, 橄榄石是主要的造岩矿物之一。成矿元素 Ni 在橄榄石中为相容元素

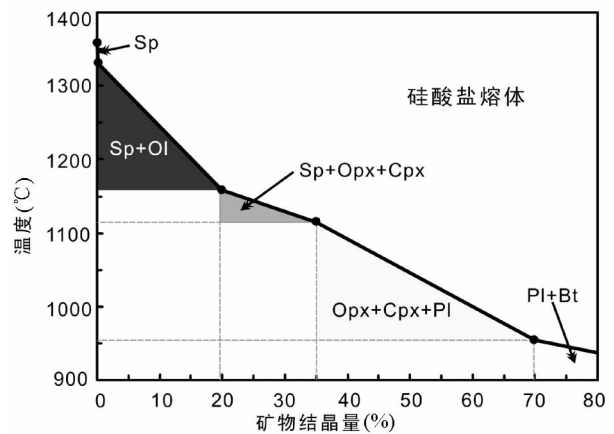


图 7 MELTS 模拟计算黑山母岩浆的矿物结晶量与温度的相图解

Sp-铬尖晶石; Ol-橄榄石; Opx-斜方辉石; Cpx-单斜辉石; Pl-斜长石; Bt-黑云母

Fig. 7 Phase relations of fractional crystallization of a hypothetical parental magma by MELTS for the Heishan intrusion

Sp-Cr-spinel; Ol-olivine; Opx-orthopyroxene; Cpx-clinopyroxene; Pl-plagioclase; Bt-biotite

($D_{Ni}^{Ol/Sil} = 1.35 \sim 13$, Puchtel and Humayun, 2001; Righter *et al.*, 2004) 但相容性明显低于硫化物 ($D_{Ni}^{Sul/Sil} = 315 \sim 1300$, Francis, 1990; Peach *et al.*, 1990; Ripley *et al.*, 2002; Sattari *et al.*, 2002)。当岩浆与橄榄石和硫化物处于平衡状态时, 橄榄石中 Ni 含量变化能示踪硫化物熔离作用。因此, 橄榄石成分不仅有助于探讨岩浆结晶演化过程, 而且能提供丰富的成矿信息 (Li *et al.*, 2007; 陈列锰等, 2009a)。除了后期热液蚀变对橄榄石的成分有影响外, 控制橄榄石成分的因素主要有以下 3 个因素: 1) 母岩浆成分; 2) 岩浆结晶分异作用和硫化物融离作用; 3) 橄榄石与晶间硅酸盐熔浆的 Fe-Mg 交换和硫化物熔体的 Fe-Ni 交换 (Li *et al.*, 2007; 陈列锰等, 2009a; 邓宇峰等, 2012)。而导致橄榄石高 Ni 的原因主要有以下 4 个因素: 1) 地幔橄榄岩的高程度部分熔融; 2) 源区辉石岩 + 橄榄岩的部分熔融 (Sobolev *et al.*, 2005, 2007;

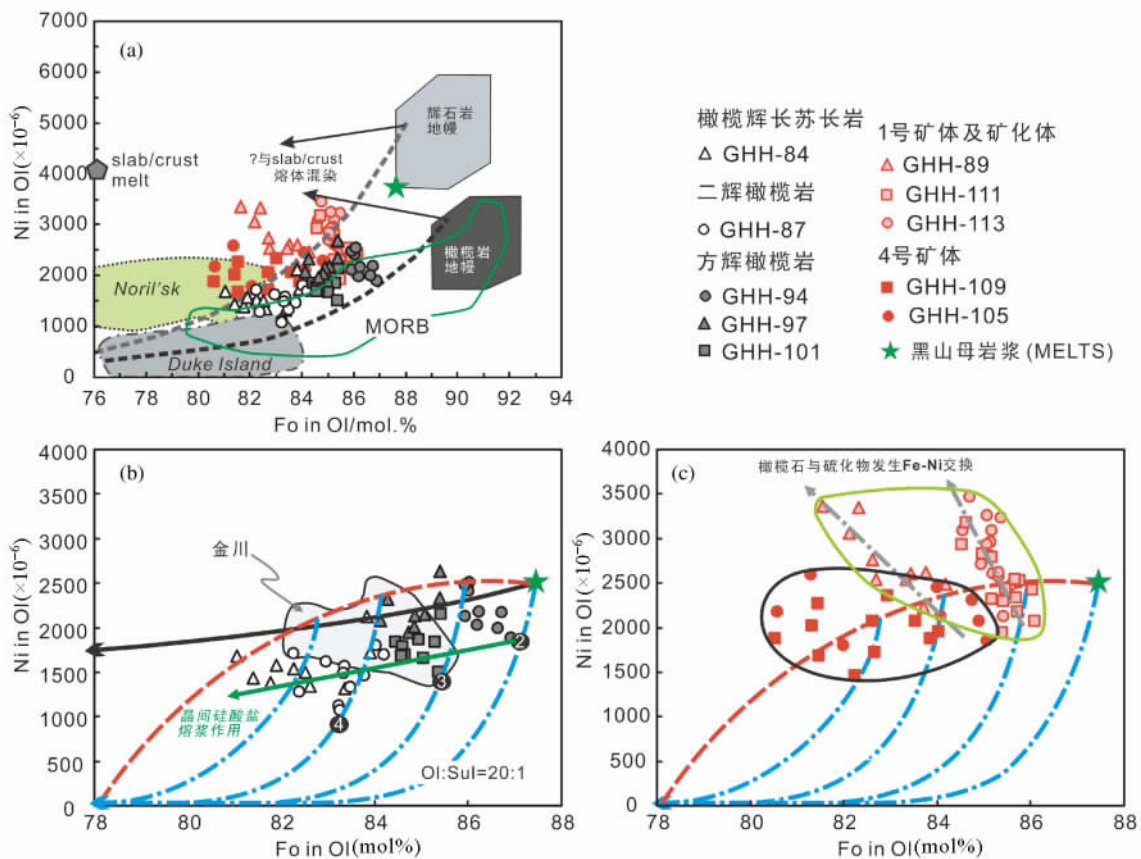


图8 黑山样品橄榄石 Fo vs. Ni 相关二元图解

MORB 数据引自 Sobolev *et al.* (2007); 橄榄岩地幔、辉石岩地幔以及 slab/crust 熔体数据引自 Straub *et al.* (2011); Noril'sk 橄榄石数据引自 Li *et al.* (2003); 金川橄榄石数据引自 Li *et al.* (2004) 和陈列锰等 (2009a); Duke Island 数据引自 Thakurta *et al.* (2008). 图 a 中虚线代表橄榄石分离结晶曲线. 图 b, c 中黑色实线代表黑山母岩浆在 S 不饱和和下橄榄石的结晶曲线, 红虚线代表先期已发生结晶分异的岩浆与后期补充的新鲜岩浆的混合曲线, 蓝色虚线代表母岩浆在 S 饱和条件下, 橄榄石结晶和硫化物熔离 (Ol: Sulfide = 20: 1) 同时发生的模拟曲线, 曲线上的数字代表橄榄石的结晶量

Fig. 8 Plot of Ni vs. forsterite contents (Fo) of olivine of the Heishan intrusion

The data of MORB is from Sobolev *et al.* (2007); the fields of the peridotite mantle, pyroxene mantle and slab/crust melt are from Straub *et al.* (2011); the data of Noril'sk and Duke Island are from Li *et al.* (2003) and Thakurta *et al.* (2008), respectively; the data of Jinchuan are from Li *et al.* (2004), Chen *et al.* (2009a). In Fig. 8a, the dotted lines represent the fractional crystallization of olivine. In Fig. 8b, c, the black curve represents the fractional crystallization of olivine from S unsaturated magma; the red dotted lines represent the mixing curve with the latter ascending fresh magma in the magma plumbing systems; the blue dotted lines represent the olivine fractional crystallization and sulfide segregation with the ratio of 20: 1 between olivine and sulfide liquid. The Number on the curves is the amount of olivine crystals

Straub *et al.*, 2008, 2011) 由于辉石岩具有低的熔点和相对橄榄石低了近三倍的配分系数 $D_{Ni}^{Py/Sil}$, 辉石岩的低部分熔融可产出高 Ni 的母岩浆, 从而形成高 Ni 的橄榄石 (图 8a) (Sobolev *et al.*, 2007; Straub *et al.*, 2008); 3) 后期补充的新鲜岩浆的混合, 当后期补充的新鲜岩浆注入已发生过橄榄石结晶的残余岩浆发生混合时, 混合后的岩浆又具有较高的 Ni 含量, 从而可形成高 Ni 的橄榄石 (图 8b, c, Straub *et al.*, 2008); 4) 与硫化物发生 Fe-Ni 交换, 也可形成高 Ni 的橄榄石. 当橄榄石和硫化物熔浆发生 Fe-Ni 交换后, FeO 含量高的橄榄石比 FeO 含量低的将容纳更多的 Ni, 从而在橄榄石中出现 Ni-Fo 负相关关系 (图 8c) (Barnes and Naldrett, 1985;

Li *et al.*, 2004, 2007; 陈列锰等, 2009a)。

位于黑山岩体上部的无矿层的橄榄石受硫化物 Fe-Ni 交换影响最小 (特别是 Fo 值在 84 以下的橄榄石), 且部分落在 MORB 的范围内, 部分橄榄石 Ni 含量比 MORB 高 (图 8a)。假设黑山母岩浆 NiO 为 0.055% ($Ni\ 430 \times 10^{-6}$), 稍高于 MORB 的含量 (Langmuir *et al.*, 1992; Straub *et al.*, 2008), 用 MELTS 模拟的曲线很好地拟合了黑山岩体中无硫化物样品的橄榄石成分 (图 8b)。黑山母岩浆高 Ni 很可能是因为地幔源区有辉石岩的部分熔融的参与形成黑山高 MgO (12.81%) 玄武岩浆所致。但也不排除地幔源区地幔橄榄岩的高程度部分熔融。我们通过具有 MORB 和岛弧双重特

征的微量元素、Sr-Nd-Pb 同位素以及单斜辉石的研究提出黑山含矿岩体形成于板片俯冲环境,并与俯冲板片拆离、软流圈上涌有关,其源区为软流圈地幔和交代地幔楔共同熔融的源区(Xie *et al.*, 2012);同时也提出黑山矿体的具有高的Cu/Pd 比值和低的PGE 含量,其富Cu 的原因很可能是有俯冲洋壳熔体的Cu 的加入(Xie *et al.*, 2013)。Sobolev *et al.* (2007) 报道许多大火成岩省中苦橄岩中橄榄石中的Ni 含量均比MORB 中的高,推测地幔柱源区普遍存在再循环洋壳熔体与橄榄石反应形成的辉石岩。在俯冲环境中,俯冲洋壳向下俯冲,其地幔源区有洋壳熔体的加入则更为容易。然而现今的研究很难证实地幔源区有辉石岩部分熔融的参与,与俯冲有关的地幔源区的Ni、Cu 以及PGE 的地球化学行为还有待进一步的研究。

黑山岩体上部无矿层的大部分橄榄石成分落在MELTS 模拟的分离结晶曲线以下,表明这些橄榄石是从S 饱和的岩浆中结晶出来的(图8b)。因为MELTS 只能模拟计算S 不饱和条件下岩浆的分离结晶作用,故我们单独用简易的分离结晶模式来模拟计算。我们假设Ni 在硫化物熔体与硅酸盐熔浆之间的分配系数为 $D_{Ni}^{Sul/Sil} = 600$,在橄榄石与硅酸盐熔浆之间的分配系数则用Li *et al.* (2001) 发表的公式来厘定:

$$\ln D_{Ni} = 5.67 - 1.38 \times \ln MgO - 0.25 \times (FeO/MgO)$$

其中MgO 和FeO 代表与橄榄石平衡的岩浆中MgO 和FeO 的含量,单位为wt%。我们利用MELTS 计算出来的残余岩浆成分,以0.1%的橄榄石结晶为最小结晶单元。每结晶0.1%的橄榄石,MELTS 都会给出矿物和残余岩浆的成分,根据该成分我们可以通过上述公式计算出Ni 在橄榄石与硅酸盐熔浆之间的分配系数。计算结果表明这些落在MELTS 模拟的分离结晶曲线以下的橄榄石可以在橄榄石与硫化物的最小质量比约为20:1 的条件下形成(图8b)。该模拟计算也表明橄榄石结晶约1% 之后,硫化物开始发生熔融,硫化物熔离与橄榄石结晶几乎为同时发生。部分橄榄石落在岩浆混合曲线上或者附近,表明黑山岩体形成于开放体系,并有后续新鲜岩浆的补充注入,图6 也很好地反映了这一特征(见后述)。而落在岩浆混合曲线以下的橄榄石除了受S 饱和条件下,橄榄石的分离结晶和硫化物熔离的共同作用外,还应受到晶间硅酸盐熔浆的Fe-Mg 交换的影响(图8b)。

1 号和4 号矿体及矿化体(含矿层)的橄榄石明显比无矿层的橄榄石含有更高的Ni,其中1 号矿体及矿化体的橄榄石比4 号矿体更富Mg 和Ni,并且还呈现非常好的负相关关系,表明这些橄榄石与硫化物发生了不同程度的Fe-Ni 交换,而与其发生Fe-Ni 交换的硫化物更富Ni 以及共生的岩浆更为原始。这很可能是因为黑山岩体形成于开放的岩浆通道系统(见后述),早期融离的硫化物与后续的新鲜的硫不饱和岩浆发生反应,使得该类硫化物含量减少但硫化物中的金属元素含量增高从而形成1 号矿体及矿化体,这也可以解释为什么1 号矿体及矿化体硫化物含量少却比4 号矿体更富

PGE 的现象(Xie *et al.*, 2013)。4 号矿体的橄榄石则分布较散,橄榄石与硫化物发生Fe-Ni 交换的趋势不明显,这是因为4 号矿体中的硫化物是先期岩浆通道中形成的块状或网状硫化物遭后期上涌的岩浆搅碎成硫化物泥浆所形成的(Xie *et al.*, 2013)。

5.3 岩浆通道系统成矿

近十年来的研究表明含矿岩体都形成与岩浆通道系统,是岩浆通道系统的一部分,正是岩浆通道这个特殊的开放体系为大规模硫化物融离和堆积创造了各种有利的条件(Naldrett, 1999; Naldrett *et al.*, 2004; Arndt *et al.*, 2005; Barnes and Lightfoot, 2005; 宋谢炎等, 2010)。如金川超大型岩浆Ni-Cu-(PGE) 矿床、俄罗斯的Noril'sk 和Pechenga 超大型Ni-Cu-(PGE) 矿床、加拿大的Voisey's Bay 超大型Ni-Cu-Co 矿床等(Li and Naldrett, 1999; Li *et al.*, 2004; Naldrett *et al.*, 1999, 2004; Lightfoot *et al.*, 2012; Song *et al.*, 2012)。

由于在封闭体系中一次岩浆发生分离结晶时,先结晶的橄榄石和辉石会因重力作用沉降到岩体底部,导致上部岩浆基性程度降低,先结晶的橄榄石先沉降到底部堆积,从而形成橄榄石成分随着深度的减小而降低。但黑山ZK1603 钻孔中橄榄石的成分却呈现多次“间歇式”降低的趋势(图6),表明黑山岩体应该是形成于开放的岩浆通道系统。在岩浆通道系统中,后期新鲜的基性程度高的岩浆的不断补充可形成如此特征。黑山样品相对变化小的Fo 值(80.5~87) 以及>90 的超镁铁质岩的比例也表明黑山岩体形成于岩浆通道系统,应属于一开放的岩浆通道系统的一部分。如图6 所示,黑山超镁铁质岩体至少由3 个脉期次的岩浆呈脉状上涌形成。

岩浆通道系统中多次岩浆呈脉状上涌形成的橄榄石、辉石等矿物含量会成一定规律变化。如前所述,黑山岩体的初始产状是近水平的,我们假设黑山岩体橄榄石的橄榄石、辉石以及硫化物与岩浆通道的几何形态变化有关,黑山岩体为一岩浆通道变宽或变缓的部位,当含橄榄石/辉石或者硫化物的岩浆流过该处,流速会突然变缓,密度大的矿物(如橄榄石、辉石、不混溶的硫化物乳滴等)因为重力作用而沉降,最后形成层状或透镜状的矿体。

6 结论

详细的野外基础地质特征表明黑山矿区仅出露单一的新元古代青白口系地层,无寒武纪地层出露。黑山含矿岩体由早期的超镁铁质岩体和稍晚期的辉长岩脉组成,位于黑山背斜南翼,其初始产状应为一水平或近水平的岩床状岩体,因后期褶皱作用,岩体发生了倾斜形成现今的产状。借助“MELTS”软件,进一步厘定了黑山母岩浆为高镁玄武岩浆(12.81% MgO、10.84% FeO、 430×10^{-6} Ni)。并且通过模拟

计算认为 黑山橄榄石的主要控制因素为: 1) 母岩浆的成分; 2) 后续新鲜岩浆的补充混合作用; 3) 硫化物熔离作用; 4) 晶间硅酸盐熔浆作用; 5) 橄榄石与硫化物之间发生的 Fe-Ni 交换。模拟计算表明, 硫化物熔离与橄榄石结晶几乎同时发生 橄榄石与硫化物的最小质量比约为 20 : 1。1 号矿体及矿化体的橄榄石比 4 号矿体更富 Mg 和 Ni, 并且还呈现非常好的负相关关系, 表明这些橄榄石与硫化物发生了不同程度的 Fe-Ni 交换, 而与其发生 Fe-Ni 交换的硫化物更富 Ni 以及共生的岩浆更为原始。这很可能是因为黑山岩体形成于开放的岩浆通道系统, 早期融离的硫化物与后续的新鲜的硫不饱和岩浆发生反应, 使得该类硫化物含量减少但硫化物中的金属元素含量增高从而形成 1 号矿体及矿化体。

致谢 野外工作得到了金川集团股份有限公司的大力支持和协助, 特别是王玉山高级工程师、把多恒矿长、尹茂红矿长的全力支持; 在野外同时得到了马波、张超波、俞军真、周河、周亚鹏等金川的朋友的细心协助; 承蒙两位论文评审专家给予了非常宝贵的修改意见和建议; 在此一并致以衷心的感谢!

References

- Arndt N, Leshner CM and Czamanske GK. 2005. Mantle-derived magmas and magmatic Ni-Cu-(PGE) deposits. *Economic Geology*, 100: 5 - 24
- Asimow PD and Ghiorso MS. 1998. Algorithmic modifications extending MELTS to calculate subsolidus phase relations. *American Mineralogist*, 83: 1127 - 1132
- Barnes SJ and Naldrett AJ. 1985. Geochemistry of the JM (Howland) Reef of the Stillwater Complex, Minneapolis Adit area, I. sulfide chemistry and sulfide-olivine equilibrium. *Economic Geology*, 80: 627 - 645
- Barnes SJ and Lightfoot PC. 2005. Formation of magmatic nickel sulfide ore deposits and processes affecting their copper and platinum group element contents. In: Hedenquist JW, Thompson JFH, Goldfarb RJ and Richards JP (eds.). *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 179 - 213
- Barnes SJ, Godel B, Gürer D, Brenan JM, Robertson J and Paterson D. 2013. Sulfide-olivine Fe-Ni exchange and the origin of anomalously Ni-rich magmatic sulfides. *Economic Geology*, in press
- Begg GC, Hronsky JAM, Arndt NT, Griffin WL, O'Reilly SY and Hayward N. 2010. Lithospheric, cratonic, and geodynamic setting of Ni-Cu-PGE sulfide deposits. *Economic Geology*, 105(6): 1057 - 1070
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Gansu Province (BGMRG). 1989. *Regional Geology of Gansu Province*. Beijing: Geological Publishing House, 1 - 692 (in Chinese)
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Xinjiang Uygur Autonomous Region (BGMRX). 1993. *Regional Geology of Xinjiang Autonomous Region*. Beijing: Geological Publishing House, 1 - 841 (in Chinese)
- Casquet C, Galindo C, Tornos F, Velasco F and Canales A. 2001. The Aguablanca Cu-Ni ore deposit (Extremadura, Spain), a case of synorogenic orthomagmatic mineralization: Age and isotope composition of magmas (Sr, Nd) and ore (S). *Ore Geology Reviews*, 18(3-4): 237 - 250
- Chai G and Naldrett AJ. 1992. The Jinchuan ultramafic intrusion: Cumulate of a high-Mg basaltic magma. *Journal of Petrology*, 33(2): 277 - 303
- Chen LM, Song XY, Danyushevsky LV, Xiao JF, Li SB and Guan JX. 2009a. Correlation between Ni and MgO contents of olivine in Segment I of the Jinchuan intrusion, NW China, and its geological implication. *Acta Petrologica Sinica*, 25(12): 3369 - 3378 (in Chinese with English abstract)
- Chen LM, Song XY, Danyushevsky LV, Xiao JF, Zhu D, Zhou GF, Guan JX, Liu SR and Zheng WQ. 2009b. Parental magma compositions of the Jinchuan intrusion, Gansu Province and MELTS thermodynamic modelling of fractional crystallization. *Acta Petrologica Sinica*, 83(9): 1302 - 1315 (in Chinese with English abstract)
- Deng YF, Song XY, Chen LM, Cheng SL, Zhang XL and Li J. 2011a. Features of the mantle source of the Huangshanxi Ni-Cu sulfide-bearing mafic-ultramafic intrusion, eastern Tianshan. *Acta Petrologica Sinica*, 27(12): 3640 - 3652 (in Chinese with English abstract)
- Deng YF, Song XY, Xie W, Cheng SL and Li J. 2011b. Petrogenesis of the Huangshandong Ni-Cu sulfide-bearing mafic-ultramafic intrusion, northern Tianshan, Xinjiang: Evidence from major and trace elements and Sr-Nd isotope. *Acta Geologica Sinica*, 85(9): 1435 - 1451 (in Chinese with English abstract)
- Deng YF, Song XY, Zhou TF, Yuan F, Chen LM and Zheng WQ. 2012. Correlations between Fo number and Ni content of olivine of the Huangshandong intrusion, eastern Tianshan, Xinjiang, and the genetic significances. *Acta Petrologica Sinica*, 28(7): 2224 - 2234 (in Chinese with English abstract)
- Feng FY, Liu S, Feng CX, Jia DC, Zhong H, Yu XF, Qi YQ and Wang T. 2011. Zircon U-Pb age, Sr-Nd-Hf isotope geochemistry and the petrogenesis of the ultramafic pluton in Hongqiling, Jiling Province. *Acta Petrologica Sinica*, 27(6): 1594 - 1606 (in Chinese with English abstract)
- Francis RD. 1990. Sulfide globules in mid-ocean ridge basalts (MORB), and effect of oxygen abundance in Fe-S-O liquids on the ability of those liquids to partition metals from MORB and komatiite magmas. *Chemical Geology*, 85(3-4): 199 - 213
- Ghiorso MS and Sack RO. 1995. Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119(2-3): 197 - 212
- Han BF, Ji JQ, Song B, Chen LH and Li ZH. 2004. Zircon SHRIMP U-Pb age and geology of Kalatongke-Huangshan mafic-ultramafic complex, Xinjiang, China. *Chinese Science Bulletin*, 49(22): 2324 - 2328 (in Chinese)
- Langmuir CH, Klein EM and Plank T. 1992. Petrological systematics of mid-ocean ridge basalts: Constraints on melt generation beneath ocean ridges. In: Morgan JP, Blackman DK and Sinton JM (eds.). *Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges*. Washington: Geophysical Monograph. American Geophysical Union, 183 - 280
- Li C and Naldrett AJ. 1999. Geology and petrology of the Voisey's Bay intrusion: Reaction of olivine with sulfide and silicate liquids. *Lithos*, 47(1-2): 1 - 31
- Li C, Maier WD and de Waal SA. 2001. Magmatic Ni-Cu versus PGE deposits: Contrasting genetic controls and exploration implications. *South African Journal of Geology*, 104(4): 309 - 318
- Li C, Ripley EM and Naldrett AJ. 2003. Compositional variations of olivine and sulfur isotopes in the Noril'sk and Talnakh intrusions, Siberia: Implications for ore-forming processes in dynamic magma conduits. *Economic Geology*, 98(1): 69 - 86
- Li C, Xu ZH, de Waal SA, Ripley EM and Maier WD. 2004. Compositional variations of olivine from the Jinchuan Ni-Cu sulfide deposit, western China: Implications for ore genesis. *Mineralium Deposita*, 39(2): 159 - 172
- Li C, Naldrett AJ and Ripley EM. 2007. Controls on the Fo and Ni contents of olivine in sulfide-bearing mafic-ultramafic intrusions: Principles, modeling, and examples from Voisey's Bay. *Earth Science Frontiers*, 14(5): 177 - 183

- Lightfoot PC, Keays RR, Evans-Lamswood D and Wheeler R. 2012. S saturation history of Nain Plutonic Suite mafic intrusions: Origin of the Voisey's Bay Ni-Cu-Co sulfide deposit, Labrador, Canada. *Mineralium Deposita*, 47(1-2): 23-50
- Lü LS, Mao JW, Zhou ZH, Li HB, Zhang ZH and Wang YF. 2012. Mineral chemistry of ore-bearing ultramafic rocks from the Hongqiling Nos. 1 and 7 intrusions in Jinlin Province: Constraints on the magmatic processes and the metallogenesis of Ni-Cu sulfide deposits. *Acta Petrologica Sinica*, 28(1): 319-344 (in Chinese with English abstract)
- Maier WD, Barnes SJ, Chinyepi G, Barton JM Jr, Eglington B and Setshedi I. 2008. The composition of magmatic Ni-Cu-(PGE) sulfide deposits in the Tati and Selebi-Phikwe belts of eastern Botswana. *Mineralium Deposita*, 43(1): 37-60
- Maier WD and Groves DI. 2011. Temporal and spatial controls on the formation of magmatic PGE and Ni-Cu deposits. *Mineralium Deposita*, 46(8): 841-857
- Naldrett AJ. 1999. World-class Ni-Cu-PGE deposits: Key factors in their genesis. *Mineralium Deposita*, 34(3): 227-240
- Naldrett AJ. 2004. *Magmatic Sulfide Deposits: Geology, Geochemistry and Exploration*. Berlin Heidelberg: Springer, 1-727
- Peach CL, Mathez EA and Keays RR. 1990. Sulfide melt-silicate melt distribution coefficients for noble metals and other chalcophile elements as deduced from MORB: Implications for partial melting. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(12): 3379-3389
- Piña R, Lunar R, Ortega L, Gevillá F, Alapieti T and Martínez C. 2006. Petrology and geochemistry of mafic-ultramafic fragments from the Aguablanca Ni-Cu ore baccia, Southwest Spain. *Economic Geology*, 101(4): 865-881
- Puchtel IS and Humayun M. 2001. Platinum group element fractionation in a komatiitic basalt lava lake. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(17): 2979-2993
- Righter K, Campbell AJ, Humayun M and Hervig RL. 2004. Partitioning of Ru, Rh, Pd, Re, Ir, and Au between Cr-bearing spinel, olivine, pyroxene and silicate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(4): 867-880
- Ripley EM, Brophy JG and Li CS. 2002. Copper solubility in a basaltic melt and sulfide liquid/silicate melt partition coefficients of Cu and Fe. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(15): 2791-2800
- San JZ, Qin KZ, Tang ZL, Tang DM, Su BX, Sun H, Xiao QH and Liu PP. 2010. Precise zircon U-Pb age dating of two mafic-ultramafic complexes at Tulargen large Cu-Ni district and its geological implications. *Acta Petrologica Sinica*, 26(10): 3027-3035 (in Chinese with English abstract)
- Sattari P, Brennan JM, Horn I and McDonough WF. 2002. Experimental constraints on the sulfide- and chromite-silicate melt partitioning behavior of rhenium and the platinum-group elements. *Economic Geology*, 97(2): 385-398
- Şengör AMC, Natal' In BA and Burtman VS. 1993. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia. *Nature*, 364(6435): 299-307
- Shao XY, Sun BN, Li XC, He WL, Li XQ, Lü XD and Yang YS. 2010. Geological features and Metallogenesis of Heishan copper-nickel deposit in Subei County of Gansu Province. *Gansu Geology*, 19(3): 19-25 (in Chinese with English abstract)
- Smith PM and Asimov PD. 2005. *Adiabatic_1ph*: A new public front-end to the MELTS, pMELTS, pHMELTS models. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 6(1), Q02004, doi: 10.1029/2004GC000816
- Sobolev AV, Hofmann AW, Sobolev VS and Nikogosian IK. 2005. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. *Nature*, 434(7033): 590-597
- Sobolev AV, Hofmann AW, Kuzmin DV, Yaxley GM, Arndt NT, Chung SL, Danyushevsky LV, Elliott T, Frey FA, Garcia MO, Gurenko AA, Kamenetsky VS, Kerr AC, Krivolutskaya NA, Matvienkov VK, Nikogosian IK, Rocholl A, Sigurdsson IA, Sushchevskaya NM and Teklay M. 2007. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts. *Science*, 316(5823): 412-417
- Song XY and Li XR. 2009. Geochemistry of the Kalatongke Ni-Cu-(PGE) sulfide deposit, NW China: Implications for the formation of magmatic sulfide mineralization in a postcollisional environment. *Mineralium Deposita*, 44(3): 303-327
- Song XY, Xiao JF, Zhu D, Zhu WG and Chen LM. 2010. New insights on the formation of magmatic sulfide deposits in magma conduit system. *Earth Science Frontiers*, 17(1): 153-163 (in Chinese with English abstract)
- Song XY, Xie W, Deng YF, Crawford AJ, Zheng WQ, Zhou GF, Deng G, Cheng SL and Li J. 2011. Slab break-off and the formation of Permian mafic-ultramafic intrusions in southern margin of Central Asian Orogenic Belt, Xinjiang, NW China. *Lithos*, 127(1-2): 128-143
- Song XY, Danyushevsky LV, Keays RR, Chen LM, Wang YS, Tian YL and Xiao JF. 2012. Structural, lithological, and geochemical constraints on the dynamic magma plumbing system of the Jinchuan Ni-Cu sulfide deposit, NW China. *Mineralium Deposita*, 47(3): 277-297
- Straub SM, LaGatta AB, Martin-Del Pozzo AL and Langmuir CH. 2008. Evidence from high-Ni olivines for a hybridized peridotite/pyroxenite source for orogenic andesites from the central Mexican Volcanic Belt. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 9(3): Q03007, doi: 10.1029/2007GC001583
- Straub SM, Gomez-Tuena A, Stuart FM, Zellmer GF, Espinasa-Perena R, Cai Y and Iizuka Y. 2011. Formation of hybrid arc andesites beneath thick continental crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 303(3): 337-347
- Tang DM, Qin KZ, Li CS, Qi L, Su BX and Qu WJ. 2011. Zircon dating, Hf-Sr-Nd-Os isotopes and PGE geochemistry of the Tianyu sulfide-bearing mafic-ultramafic intrusion in the Central Asian Orogenic Belt, NW China. *Lithos*, 126(1-2): 84-98
- Thakurta J, Ripley EM and Li CS. 2008. Geochemical constraints on the origin of sulfide mineralization in the Duke Island Complex, southeastern Alaska. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(7): Q07003, doi: 10.1029/2008GC001982
- Wei B, Wang CY, Li C and Sun YL. 2013. Origin of PGE-depleted Ni-Cu sulfide mineralization in the Triassic Hongqiling No. 7 orthopyroxenite-rich intrusion, Central Asian Orogenic Belt, NW China. *Economic Geology*, accepted
- Windley BF, Alexeiev D, Xiao WJ, Kröner A and Badarch G. 2007. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt. *Journal of the Geological Society*, 164(1): 31-47
- Wu FY, Wilde SA, Zhao GC and Sun DY. 2004. Geochronology and petrogenesis of the post-orogenic Cu-Ni sulfide-bearing mafic-ultramafic complexes in Jilin Province, NE China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23(5): 781-797
- Wu H, Li HQ, Mo XH, Chen FW, Lu YF, Mei YP and Deng G. 2005. Age of the Baishiquan mafic-ultramafic complex, Hami, Xinjiang and its geological significance. *Acta Geologica Sinica*, 79(4): 498-502 (in Chinese with English abstract)
- Xi AH, Gu LX, Li XJ, Ye SQ and Zheng YC. 2005. Discussion on metallogenic epoch of Hongqiling Cu-Ni sulfide deposit, Jilin Province. *Mineral Deposits*, 24(5): 521-526 (in Chinese with English abstract)
- Xiao WJ, Zhang LC, Qin KZ, Sun SS and Li JL. 2004. Paleozoic accretionary and collisional tectonics of the eastern Tianshan (China): Implications for the continental growth of Central Asia. *American Journal of Science*, 304(4): 370-395
- Xiao WJ, Mao QG, Windley BF, Han CM, Qu JF, Zhang JE, Ao SJ, Guo QQ, Ckeven NR, Lin SF, Shan YH and Li JL. 2010. Paleozoic multiple accretionary and collisional processes of the Beishan orogenic collage. *American Journal of Science*, 310(10): 1553-1594
- Xie HQ, Zhang FQ, Miao LC, Li TS and Liu DY. 2007. Characteristics of the Piaohechuan mafic-ultramafic complex, central Jilin, Northeast China: Constrains on the nature and evolution of the northeastern North China marginal tectonic belt. *Geological Bulletin of China*, 26(7): 810-822 (in Chinese with English abstract)

- Xie W, Song XY, Nie XY and Cheng SL. 2011. Features of the mantle source and tectonic setting of the Poshi Ni-Cu sulfide-bearing intrusion, Xinjiang, China. *Earth Science Frontiers*, 18(3): 189 – 200 (in Chinese with English abstract)
- Xie W, Song XY, Deng YF, Wang YS, Ba DH, Zheng WQ and Li XB. 2012. Geochemistry and petrogenetic implications of a Late Devonian mafic-ultramafic intrusion at the southern margin of the Central Asian Orogenic Belt. *Lithos*, 144 – 145: 209 – 230
- Xie W, Song XY, Deng YF, Wang YS, Ba DH, Zheng WQ and Li XB. 2013. Geochemistry insights on the genesis of the subduction-related Heishan magmatic Ni-Cu-(PGE) deposit in Gansu, NW China, at the southern margin of the Central Asian Orogenic Belt. *Economic Geology*, in press
- Xu G, Tang ZL, Wang YL, Yan HQ, Jiao JG and Wang JZ. 2012. Features and genetic significance of olivine from Heishan magmatic sulfide ore-bearing intrusion in Beishan area, Gansu Province. *Mineral Deposits*, 31(5): 1075 – 1086 (in Chinese with English abstract)
- Yang JG, Wang L, Wang XH, Xie X and Qi ZG. 2012. Zircon SHRIMP U-Pb dating of Heishan mafic-ultramafic complex in the Beishan area of Gansu Province and its geological significance. *Geological Bulletin of China*, 31(2–3): 448 – 454 (in Chinese with English abstract)
- Zhang MJ, Li CS, Fu PE, Hu PQ and Ripley EM. 2011. The Permian Huangshanxi Cu-Ni deposit in western China: Intrusive-extrusive association, ore genesis, and exploration implications. *Mineralium Deposita*, 46(2): 153 – 170
- Zhang XH, Feng J, Yin Y and Sun JL. 2012. Comparative study on the characteristic occurrences of Heishan Ni-Cu deposit in Subei County of Gansu Province. *Northwestern Geology*, 45(4): 134 – 144 (in Chinese with English abstract)
- Zhang ZC, Mao JW, Chai FM, Yan SH and Chen BL. 2009. Geochemistry of the Permian Kalatongke mafic intrusions, northern Xinjiang, Northwest China: Implications for the genesis of magmatic Ni-Cu sulfide deposits. *Economic Geology*, 104(2): 185 – 203
- 附中文参考文献**
- 陈列猛, 宋谢炎, Danyushevsky LV, 肖加飞, 李士彬, 官建祥. 2009a. 金川 I 号岩体橄榄石 Ni-MgO 相互关系及其地质意义. *岩石学报*, 25(12): 3369 – 3378
- 陈列猛, 宋谢炎, Danyushevsky LV, 肖加飞, 朱丹, 周国富, 官建祥, 刘世荣, 郑文勤. 2009b. 金川岩体母岩浆成分及其分离结晶过程的熔浆热力学模拟. *地质学报*, 83(9): 1302 – 1315
- 邓宇峰, 宋谢炎, 陈列猛, 程松林, 张新利, 李军. 2011a. 东天山黄山西含铜镍矿镁铁-超镁铁岩体岩浆地幔源区特征研究. *岩石学报*, 27(12): 3640 – 3652
- 邓宇峰, 宋谢炎, 颜炜, 程松林, 李军. 2011b. 新疆北天山黄山东含铜镍矿镁铁-超镁铁岩体的岩石成因: 主量元素、微量元素和 Sr-Nd 同位素证据. *地质学报*, 85(9): 1435 – 1451
- 邓宇峰, 宋谢炎, 周涛发, 袁峰, 陈列猛, 郑文勤. 2012. 新疆东天山黄山东岩体橄榄石成因意义探讨. *岩石学报*, 28(7): 2224 – 2234
- 冯光英, 刘焱, 冯彩霞, 贾大成, 钟宏, 于晓飞, 齐有强, 王涛. 2011. 吉林红旗岭超基性岩体的锆石 U-Pb 年龄、Sr-Nd-Hf 同位素特征及岩石成因. *岩石学报*, 27(6): 1594 – 1606
- 甘肃地质矿产局. 1989. 甘肃省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1 – 692
- 韩宝福, 季建清, 宋彪, 陈立辉, 李宗怀. 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. *科学通报*, 49(22): 2324 – 2328
- 吕林素, 毛景文, 周振华, 李宏博, 张作衡, 汪云峰. 2012. 吉林红旗岭 1 号和 7 号岩体中含矿超镁铁质岩的矿物化学特征: 对岩浆演化过程以及铜镍硫化物矿床形成机制的约束. *岩石学报*, 28(1): 319 – 344
- 三金柱, 秦克章, 汤中立, 唐冬梅, 孙本勋, 孙赫, 肖庆华, 刘平平. 2010. 东天山图拉尔根大型铜镍矿区两个镁铁-超镁铁岩体的锆石 U-Pb 定年及其地质意义. *岩石学报*, 26(10): 3027 – 3035
- 邵小阳, 孙伯年, 李相传, 何文龙, 李小强, 吕晓东, 杨永胜. 2010. 甘肃肃北黑山铜镍矿成矿地质特征及成因探讨. *甘肃地质*, 19(3): 19 – 25
- 宋谢炎, 肖家飞, 朱丹, 朱维光, 陈列猛. 2010. 岩浆通道系统与岩浆硫化物成矿研究新进展. *地学前缘*, 17(1): 153 – 163
- 郝爱华, 顾连兴, 李绪俊, 叶松青, 郑远川. 2005. 吉林红旗岭铜镍硫化物矿床的成矿时代讨论. *矿床地质*, 24(5): 521 – 526
- 颜頔强, 张福勤, 苗来成, 李铁胜, 刘敦一. 2007. 吉林中部漂河川镁铁-超镁铁质杂岩带的特征: 对华北东北缘构造带性质和演化的约束. *地质通报*, 26(7): 810 – 822
- 颜炜, 宋谢炎, 聂晓勇, 程松林. 2011. 新疆坡十铜镍硫化物含矿岩体岩浆源区特征及构造背景探讨. *地学前缘*, 18(3): 189 – 200
- 新疆地质矿产局. 1993. 新疆维吾尔自治区区域地质志. 北京: 地质出版社, 1 – 841
- 吴华, 李华芹, 莫新华, 陈富文, 路远发, 梅玉萍, 邓岗. 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. *地质学报*, 79(4): 498 – 502
- 徐刚, 汤中立, 王亚磊, 闫海卿, 焦建刚, 王建中. 2012. 甘肃北山黑山岩浆铜镍硫化物矿床橄榄石特征及成因意义. *矿床地质*, 31(5): 1075 – 1086
- 杨建国, 王磊, 王小红, 谢雯, 齐正广. 2012. 甘肃北山地区黑山铜镍矿化基性-超基性杂岩体 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年及其地质意义. *地质通报*, 31(2–3): 448 – 454
- 张新虎, 冯军, 殷勇, 孙金兰. 2012. 甘肃肃北黑山铜镍矿床产出特征及对比研究. *西北地质*, 45(4): 134 – 144