

攀西小关河地区核桃树富铂岩浆硫化物矿床岩石地球化学特征及成矿机制研究*

朱飞霖^{1 2} 白梅³ 陶琰⁴

ZHU FeiLin^{1 2}, BAI Mei³ and TAO Yan⁴

1. 成都理工大学地球科学学院, 成都 610059
2. 地学核技术四川省重点实验室, 成都 610059
3. 成都理工大学地质调查研究院, 成都 610059

4. 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 550081

1. College of Earth Science, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China

2. Applied Nuclear Technology in Geosciences Key Laboratory of Sichuan Province, Chengdu 610059, China

3. Geological Survey Institute, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China

4. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, China

2016-08-04 收稿, 2017-03-21 改回.

Zhu FL, Bai M and Tao Y. 2017. Lithochemical characteristics and metallogenic mechanism of the Hetaoshu rich-PGE magmatic sulfide deposit in the Xiaoguanhe region, Panxi. Acta Petrologica Sinica, 33(7): 2225 – 2240

Abstract The Hetaoshu rich-PGE magmatic sulfide deposit is located in Xiaoguanhe area, Huili County, the ore-bearing lithofaci is a mafic-ultramafic intrusion, which is one of the magma sulfide deposits rich in PGE content in the Emeishan Large Igneous Province (ELIP). This paper will provide a basic study on major elements, trace elements and platinum-group elements for various rocks and ores in the intrusion, and we discussed the characteristic of magma source and parental magma, the degree of partial melting of the mantle, and the process of rock-forming and ore-forming. The study show that the Hetaoshu mafic-ultramafic rocks are products of tectonic-magmatic activity in the ELIP and belong to tholeiitic evolution trend, which have the similar characteristics with Emeishan basalts from the ratio of the trace elements. Primitive mantle-normalized patterns of Ni-Cu-PGE are similar with Jinbaoshan with the low ratio of Pd/Ir (1.5 ~ 13.1), relative to the Ni and Cu, PGE is undepletion, relative to Os, Ir, Ru and Rh, Pt and Pd are enrichment. By estimating, the parental magma was produced by fractional crystallization from picritic-like magmas generated by relatively high degrees (about 20.17%) of partial melting of an OIB-type mantle source, with the composition of 11.93% in MgO, 49.88% in SiO₂, 2.61% in TiO₂ and 13.71% in FeO^T. In comparison with several types of Ni-Cu-PGE magmatic sulfide deposits from the composition of PGE and sulfide segregation in the Xiaoguanhe area, the enrichment of platinum group elements and low of Cu/Pd of the Hetaoshu deposit is similar with Jinbaoshan, this kind of characteristic indicated that, the sulfide might segregate from the PGE undepleted picritic-like magmas. By analysis of the mechanism of diagenesis and mineralization, in the early stage of magmatic evolution, the accumulation of mafic minerals which represented as olivine (about 12.7%) occurred after the picritic-like magmas intruded deep-level chamber, and formed high-Mg basalt magma; affected by factors such as temperature reduction and crustal contamination, the partial residual high-Mg basaltic magma have undergone segregation (R = 2000 ~ 50000) when they flowed from deep to high level chamber; then the sulfide melt mixed with olivine, which form in magma conduit. Finally, under the impacts of tectonic compression, the olivine-sulfide mixtures formed rich-PGE intrusion by accumulation in high-level chamber, its highly variable R factor are corresponding with the wide range of PGE contents.

Key words Rich-PGE magmatic sulfide deposit; Mafic-ultramafic intrusion; Picritic-like magmas; PGE; Sulfide segregation; Hetaoshu; Panxi area

* 本文受国家自然科学基金项目(41403039)、成都理工大学中青年骨干教师培养计划(KYGG201502)和中国地质调查局地质调查项目(1212011220391、121201010000150011-08)联合资助。

第一作者简介: 朱飞霖,男,1981年生,博士,讲师,矿床地球化学专业, E-mail: zhufeilin2000@163.com

摘要 核桃树富铂岩浆硫化物矿床位于四川会理县小关河地区,是峨眉山大火成岩省中含较高铂族元素含量的岩浆硫化物矿床之一。本文通过对核桃树岩体及部分硫化物矿石主量元素、微量元素及铂族元素的系统分析,讨论了该岩体的岩浆源区及母岩浆性质、地幔部分熔融程度,并探讨了其成因机制。研究认为,核桃树含矿岩体属拉斑玄武岩成因系列,具有与峨眉山玄武岩相似的微量元素组成特征,是峨眉山大火成岩省构造-岩浆活动的产物;铂族元素的原始地幔标准化配分型式与金宝山铂钨矿相似,没有PGE相对于Ni和Cu的明显亏损,Pt和Pd相对Os、Ir、Ru和Rh富集,为PPGE富集的左倾型式, $Pd/Ir = 1.5 \sim 13.1$,低于一般大陆拉斑玄武岩,与原始地幔接近。通过岩石地球化学及模拟分析表明,成矿母岩浆MgO约为11.93%、SiO₂约为49.88%、FeO^T约为13.71%、TiO₂约为2.61%,为高Mg拉斑玄武质岩浆,是由类似于洋岛玄武岩岩浆源区成分的地幔经过较高程度(约20.17%)的部分熔融形成的苦橄质岩浆演化而来。与小关河地区主要的几类岩浆硫化物矿床的镍铜铂族元素组成及硫化物熔离模式对比分析发现,核桃树高的PGE含量和低的Cu/Pd比值说明了该矿床的硫化物是从PGE不亏损的玄武质岩浆中熔离出来的,类似金宝山矿床。成岩成矿机制分析认为,部分熔融形成的苦橄质岩浆在上升的过程中,发生了以橄榄石(约12.7%)为代表的镁铁质矿物堆积,并形成残余高镁玄武质岩浆;部分残余高镁玄武质岩浆向浅部运移过程中,由于温度降低、混染等因素的影响,导致岩浆S饱和,触发硫化物熔离作用的发生(R值为2000~50000),熔离出硫化物熔体与岩浆通道内晶出的橄榄石构成含矿“晶粥”,在构造挤压作用下,在浅部岩浆房中由于重力影响发生堆积作用形成具有较富PGE的含矿岩体,R值较大变化正好与PGE含量较大变化相对应。

关键词 富铂岩浆硫化物矿床; 镁铁-超镁铁侵入体; 苦橄质岩浆; 铂族元素; 硫化物熔离; 核桃树; 攀西
中图法分类号 P595; P611.11; P618.53

小关河地区为峨眉山大火成岩省岩浆铜镍铂族元素矿床含矿岩体分布最集中的区域之一,是峨眉山大火成岩省成矿作用研究的重要对象(陶琰等,2006,2011;张贻等,2011;Zhu *et al.*,2012)。该区出露岩浆硫化物矿化岩体20余个,矿化类型各异,既有贫铂族元素的岩浆硫化物矿化岩体(如力马河、小关河等),也有含铂岩浆硫化物矿化岩体(如青矿山、杨合伍等),以及富铂岩浆硫化物矿化岩体(如核桃树等)均产出在峨眉山大火成岩省构造岩浆活动内带(Song *et al.*,2008;官建祥和宋谢炎,2010),集中分布在以小关河为中心、东西宽约20km、南北长30km的下元古界基底出露的构造穹窿区(陶琰等,2006,2011;Zhu *et al.*,2012)。

在对攀西裂谷的研究中过去有如从柏林(1988)、姚家栋(1986)对小关河岩浆硫化物矿床进行过相关的讨论,涉及对小关河地区岩浆铜镍铂矿床研究的还有杨星和李行(1992)有关对中国铂族元素矿床研究中的部分论述;在铜镍钴铂地质矿产专集(四川省地质局四〇三地质队革命委员会,1974^①)中有对力马河镍矿进行的综合研究,张江(1982)对核桃树岩石地球化学特征及矿床成因的分析。但近年来的研究较少,主要有Zhou *et al.* (2005)对力马河岩体的锆石SHRIMP年龄测定(260Ma),Zhou *et al.* (2002)、胡瑞忠等(2005)、宋谢炎等(2005)、陶琰等(2006)、马言胜等(2009)对峨眉山大火成岩省成矿作用研究中对力马河镍矿的部分分析,以及近年来陶琰等(2007,2008)、Tao *et al.* (2008,2010)、朱飞霖等(2009,2011)及Zhu *et al.* (2012)分别对力马河镍矿床及青矿山铜镍铂矿床开展的地球化学特征及成因方面的初步专项研究。核桃树矿床是攀西小关河地区迄今发现的最具前景的富铂岩浆硫化物矿床,而目前对核桃树矿床的研究一直停留在张江(1982)早期对核桃树岩石学、矿床学特征及概念层面的分析,尚缺乏针对性的专题研究,本

文将通过对该矿床赋矿岩体及矿石的主量元素、微量元素及铂族元素进行系统分析,界定成矿岩体与峨眉山玄武岩的关系及原始岩浆性质和成因,并探讨成岩成矿机制,以期进一步丰富对峨眉山大火成岩省岩浆铜镍铂族元素矿床成矿规律的认识,并为该区进一步的找矿勘查提供理论依据。

1 地质概况

核桃树含矿岩体位于川滇南北构造带安宁河断裂的次级断裂与南岭东西构造带西延部分的河口复背斜的交接部位,北距力马河镍矿约30km(图1)。

岩体沿北东向与南北向断裂侵位于古元古界河口群的石英岩、石英角砾岩、石榴石白云片岩及早元古界辉长岩、辉绿辉长岩中。由东、西两个小透镜状岩株组成,呈不对称的马蹄形,北东头交汇在一起,向南西分开(图2a)。岩体走向为60°~70°,与地层走向斜交。西岩株长1050m,宽150~300m,倾向NW,倾角50°~75°,底部与围岩接触面呈不平坦状,岩株南北两端较浅(200m左右),中部较深(垂深大于800m),空间呈一漏斗状。东岩株长约600m,宽约120~180m。向西陡倾,倾角大于70°左右,中部垂直深度亦大于800m。岩体与围岩呈侵入接触关系。

铂、铜、镍矿化主要产于岩株的边缘相岩石中,特别是角闪单辉辉石中矿化颇为密集,形成别具一格的边缘矿体,在岩株的过渡相单辉辉石中局部形成透镜状“上悬铜镍矿体”(图2b),均显示出岩浆结晶熔离的特征。

① 四川省地质局四〇三地质队革命委员会,1974. 四川会理地区镍矿地质资料汇编,19-22

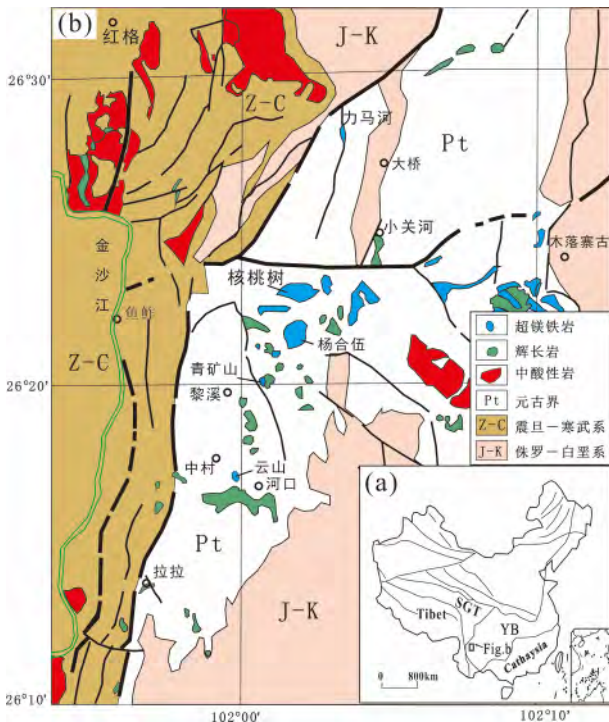


图1 攀西小关河地区主要岩浆矿床分布图(据姚家栋, 1986 修改)

Fig.1 Regional geological map showing the distributions of the main magmatic deposits in the Xiaoguanhe region, Panxi area (modified after Yao, 1986)

2 岩相学特征

岩体由辉橄岩、橄橄岩、橄辉岩、辉石岩、辉长岩组成,以橄橄岩为主,分异较明显,由内向外,由上而下依次出现辉橄岩相(边缘相)。东、西岩株岩相略有不同,东岩株以辉橄岩相为主,橄橄岩相次之,橄辉-辉石岩相少量,且其深部橄橄岩中或其下又有辉橄岩出现。各相呈过渡渐变关系。岩体后期脉岩发育,种类繁多。主要有煌斑岩、闪长伟晶岩、橄橄岩脉等。西岩株主要由辉橄岩、橄橄岩组成,角闪单辉辉石岩和角闪辉长岩断续分布于该岩株的底部。

东岩株:以辉橄岩为主,次为辉石岩和橄橄岩。(1)辉橄岩相:占岩体50%左右,分布在岩体下部及西侧,黑色细粒嵌晶结构,包含结构,网络状结构,块状构造,含橄橄石75%~80%,辉石10%~15%,角闪石15%;(2)辉石岩相:占岩体30%,主要分布在岩体北段上部,灰黑色,暗绿色,细粒嵌晶结构,块状构造,含辉石85%~90%,半自形,自形短柱状晶体,以单斜辉石为主,角闪石5%~10%,橄橄石少量约4%,黑云母3%~5%;(3)橄橄岩相:主要分布在岩体东南部,约占20%,灰黑色,以中细粒为主,网格状结构,块状构造,含橄橄石60%~70%,呈浑圆状;单斜辉石20%~25%,他形;角闪石2%~3%,黑云母5%~10%。

西岩株:可大致分为三个岩相带,即辉橄岩相、橄橄岩相、边缘相,逐渐过渡。(1)辉橄岩相:分布于岩体的中轴部分,在剖面上多呈圆饼状、新月形等,约占岩体总体积的26%,灰黑色、黑色,以中粗粒填隙结构和包橄结构为主,网格状结构次之,块状构造。矿物成分有橄橄石15%~80%,自形粒状,辉石8%~10%,少则1%,以斜方辉石为主,普通辉石少量,棕色角闪石7%~10%,局部可达15%,黑云母5%~8%,少则3%;(2)橄橄岩相:为岩体的主要组成部分,约占岩体总体积的64%,深灰至灰黑色,以中细粒填隙结构为主,网格状及包橄结构次之,块状构造,矿物成分有橄橄石40%~60%,自形半自形粒状;辉石30%~35%,最多可达45%,他形不规则粒状,主要为普通辉石,次为斜方辉石;角闪石3%~5%,最多为10%,多呈他形不规则条柱状;黑云母少量;(3)边缘相:分布于岩体上下接触带内,约占岩体的10%,深灰色至灰黑色,以粗中粒包橄结构为主,粒度大,自形程度较高,块状构造。矿物成分有辉石71%~75%,以单斜辉石为主,斜方辉石少量;橄橄石15%~20%,细粒浑圆状;角闪石5%,由辉石蚀变而来;黑云母3%~5%。

已控制的镍矿体有硫化镍矿及硅酸镍矿两种,其中硫化镍矿体可分为“底底部矿体”和“上悬矿体”(图2b):(1)底底部矿体集中在边缘相中,尤其在西岩墙南端的橄橄岩-辉石岩相及上下接触带中较富集,底部矿体形态与岩相带基本一致,底部波状起伏,剖面上呈透镜状、长条状,长24~70m,宽168m,厚约2.99~4.61m;(2)上悬矿体,产于辉橄岩与橄橄岩接触带下部橄橄岩相内,主要赋存于西岩墙的中部,呈弯月形,断续延长274m,最大宽约234m,厚约1~2m(最厚10.18m,最小0.72m),与接触带的形态基本一致;(3)硅酸镍矿体,少见,主要赋存于橄橄岩相的风化壳中。

金属硫化物有磁黄铁矿、黄铜矿、镍黄铁矿、黄铁矿及少许方黄铜矿、斑铜矿,脉石矿物有橄橄石、辉石、棕色角闪石、黑云母等,金属硫化物多呈他形-半自形细粒稀疏浸染状,稠密浸染状、斑点状、斑杂状,少数呈不规则的细脉状。

岩体中铂族元素比较富集,主要赋存于橄橄岩-辉石岩相及斜闪煌斑岩中,其次为橄橄岩及辉长岩具有铂钨独立矿物,主要包括碲铂矿、铋碲钨矿、黄碲钨矿、碲钨矿、碲钨铅钨矿等。铂钨矿物主要赋存在磁黄铁矿、黄铜矿、镍黄铁矿的矿物共生组合中。

3 样品处理及分析

本次分析样品采自地表新鲜露头各岩相带上不同的岩石类型,包括橄橄岩、辉橄岩、含长橄橄岩及辉长岩等。硅酸盐岩石的全岩主量元素、微量及稀土元素分析分别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 XRF 实验室及澳实矿物实验室(ALS Chemex)完成;主量元素分析采用硼酸锂-硝酸锂熔融法;试样加入包含硝酸锂在内的助熔剂,充分混合后,高温熔融,熔融物倒入铂金模子形成扁平

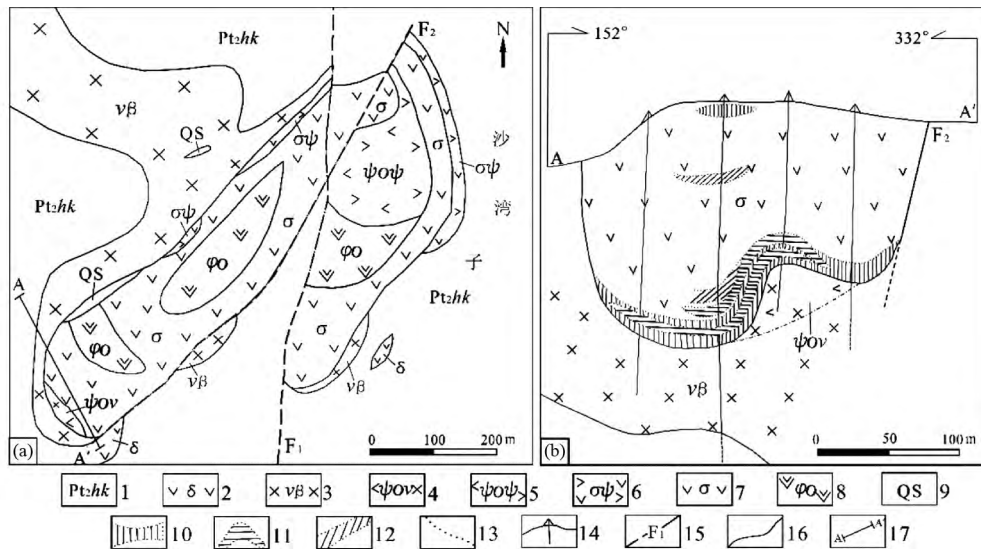


图2 核桃树富铂矿床地质简图及剖面图

(a) 地质简图(张江,1982);(b) 23号剖面图A-A'(四〇三地质队,1974)。1-河口群变质岩系;2-闪长岩;3-变质辉长辉绿岩;4-角闪辉长岩;5-角闪单辉辉石岩;6-橄辉岩;7-单辉橄榄岩;8-单辉辉橄岩;9-石英质混染岩;10-铜镍矿体;11-铂矿体(表内矿);12-铂矿体(表外矿);13-过渡地质界线;14-钻孔;15-推断断层;16-地质界线;17-剖面线

Fig. 2 Simplified geological map and cross-section of the Hetaoshu rich-PGE magmatic sulfide deposit

(a) simplified geological map (Zhang, 1982); (b) 23# cross-section A-A'. 1-metamorphic rock series of the Hekou Group; 2-diorite; 3-metamorphic gabbroic diabase; 4-hornblende gabbro; 5-hornblende pyroxenite; 6-olivine pyroxenite; 7-clinopyroxene wehrlite; 8-clinopyroxene pyroxenite; 9-quartzite Mélange; 10-ore body of Cu and Ni; 11-economical mineral resource of platinum orebody; 12-uneconomical mineral resource of platinum orebody; 13-transitional geological boundary; 14-drill hole; 15-deduction fault; 16-geological boundary; 17-sectional line

玻璃片后,再用X荧光光谱仪定量分析。微量及稀土元素分析采用硼酸锂熔融法;试样用高氯酸、硝酸、氢氟酸消解,蒸至近干后的样品用稀盐酸溶解定容,再用等离子质谱仪定量检测。

铂族元素含量由国家地质实验中心检测,分析方法及流程见张招崇等(2005):称取试样,加入溶剂熔融,将熔融体注入铁模,冷却后,取出硫镍扣,粉碎后用HCl溶解;加入碲共沉淀剂沉淀后,过滤,王水溶解,转入比色管中定容,用ICP-MS测定,仪器型号为等离子质谱(ICP-MS) Excell,平均检出限:Os为 0.007×10^{-9} 、Ir为 0.013×10^{-9} 、Ru为 0.02×10^{-9} 、Rh为 0.001×10^{-9} 、Pt为 0.026×10^{-9} 、Pd为 0.06×10^{-9} 。

4 地球化学特征

4.1 全岩主量元素地球化学特征

主量元素分析结果见表1所示,在成分组成上,核桃树岩体镁铁-超镁铁岩的 SiO_2 含量为40.4%~48.8%, MgO 含量较高,为16.1%~22.6%, TiO_2 在2%左右,总体以富 MgO ,低 Al_2O_3 、 P_2O_5 ,贫 K_2O 和 Na_2O 为特征,($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$)/($\text{SiO}_2 - 39$)比值主要分布在0.08~0.38,可与拉斑玄武岩类比。岩石 $\text{Mg}^\#$ 指数上0.60~0.76,属于铁质的镁铁-超镁铁岩,与铜镍硫化物矿床有关。

在演化趋势上(图3),随着 MgO 含量的减少, TiO_2 、 Al_2O_3 、 FeO^T (全铁)、 Na_2O 、 K_2O 增加,说明岩浆演化时曾发生过橄榄石、辉石和钛铁矿等结晶分异作用; P_2O_5 随 MgO 含量的减少表现出较杂乱的变化,可能主要受岩浆期后热液活动的作用,呈现轻微的活动性; CaO 没有正常地下降,变化不明显,这可能与残余岩浆中斜长石的含量较稳定有关或者是受后期热液一定程度的改造影响有关。从该演化趋势图上还可以看出,核桃树岩体镁铁-超镁铁岩的演化趋势较明显的与峨眉山大火成岩省西部苦橄岩的演化趋势类似,表明该岩体与峨眉山大火成岩省苦橄岩具有相近的岩浆来源。

AFM图解(图4)指示岩体的分异演化趋势与夏威夷拉斑玄武岩演化趋势基本相同,说明岩石地球化学演化属于拉斑玄武岩系列。

4.2 稀土及微量元素组成特征

核桃树岩体镁铁-超镁铁岩的稀土元素及微量元素组成及参数特征见表2。

4.2.1 稀土元素组成特征

核桃树岩体全岩稀土元素总量在 48.1×10^{-6} ~ 147.6×10^{-6} 之间,并随着样品基性程度的降低而增加,所有样品在球粒陨石标准化配分模式图上表现出明显的轻重稀土元素分离(图5a),LREE相对于HREE富集,表现出明显右倾的特征,其(La/Yb)_N为3.76~11.8,(Ce/Yb)_N为6.07~10.8;

表1 核桃树镁铁-超镁铁岩主化学成分及S组成分析结果(wt%)

Table 1 Major oxide and sulfur contents of the Hetaoshu mafic-ultramafic rocks (wt%)

样品号	HT1	HT2	HT4	HT6	HT8	HT9	HT10	HT11	HT13	HT17	HT18	HT20	HT21	HT22
岩性	斜长 辉石岩	辉橄岩	斜长 橄辉岩	辉石岩	辉橄岩	斜长 橄辉岩	辉橄岩	斜长 橄辉岩	斜长 辉橄岩	辉橄岩	斜长 橄辉岩	辉橄岩	辉橄岩	辉长岩
SiO ₂	47.5	43.2	47.1	40.4	45.5	46.6	45.7	48.8	47.5	46.8	47.3	45.8	44.6	46.3
Al ₂ O ₃	4.78	2.22	4.32	2.21	1.98	3.25	2.03	2.03	1.53	1.52	2	2.3	2.22	4.78
FeO ^T	14.3	16.5	13.7	20.2	15	12.7	14.6	10.7	14.2	12.6	12.1	14	16.2	14.3
CaO	12.2	11.4	12.3	11.9	12.7	14.6	12.7	14.8	11.9	13.1	13.3	12.8	12.4	13.5
MgO	16.1	19.7	18	16.8	22	17.1	21.9	18.7	21.1	22.5	21	21	22.6	16.2
Na ₂ O	0.65	1.01	0.48	0.4	0.51	0.89	0.78	0.65	0.58	0.52	0.99	0.88	0.66	0.52
K ₂ O	0.14	0.24	0.15	0.13	0.15	0.27	0.17	0.15	0.2	0.16	0.13	0.17	0.2	0.16
TiO ₂	2.12	3.36	1.84	6.16	1.06	2.3	1.11	1.22	1.05	0.91	1.21	1.44	1.26	2.41
MnO	0.22	0.24	0.21	0.24	0.22	0.22	0.2	0.18	0.2	0.18	0.18	0.2	0.21	0.21
P ₂ O ₅	0.24	0.04	0.2	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.02	0.02	0.02	0.06	0.15
LOI	0.29	0.58	0.41	0.6	0.65	0.68	0.7	1.33	0.79	0.13	0.69	0.71	0.38	0.1
Total	98.5	98.5	98.7	99.1	99.8	98.7	99.9	98.6	99.1	98.4	98.9	99.3	100.8	98.6
S	0.68	0.57	0.48	0.66	0.78	0.58	0.53	0.62	0.61	0.53	0.41	0.50	0.65	0.48
(Na ₂ O + K ₂ O) / (SiO ₂ -39)	0.09	0.30	0.08	0.38	0.10	0.15	0.14	0.08	0.09	0.09	0.13	0.15	0.15	0.09
Mg [#]	0.67	0.68	0.70	0.60	0.73	0.71	0.73	0.76	0.73	0.76	0.76	0.73	0.72	0.67
m/f	2.20	2.35	2.58	1.64	2.88	2.63	2.95	3.42	2.93	3.50	3.55	2.95	2.75	2.23

表2 核桃树镁铁-超镁铁岩微量元素分析结果及特征值($\times 10^{-6}$)Table 2 Trace element concentrations ($\times 10^{-6}$) and Eigen values of the Hetaoshu mafic-ultramafic rocks

样品号	HT1	HT2	HT4	HT6	HT8	HT9	HT10	HT11	HT13	HT17	HT18	HT20	HT21	HT22
岩性	斜长 辉石岩	辉橄岩	斜长 橄辉岩	辉石岩	辉橄岩	斜长 橄辉岩	辉橄岩	斜长 橄辉岩	斜长 辉橄岩	辉橄岩	斜长 橄辉岩	辉橄岩	辉橄岩	辉长岩
Sc	47.4	49.0	46.5	56.0	45.7	59.1	38.5	50.1	41.0	41.1	46.1	51.6	38.8	52.4
V	349	431	333	547	271	431	225	285	282	280	285	292	248	268
Cr	1950	2440	2450	1650	1930	2260	1610	2590	1820	2010	1910	1630	1400	582
Co	105	129	103	139	129	90	100	69	91	109	97	108	131	223
Ni	107	179	116	447	458	158	394	220	372	329	262	266	352	158
Cu	13.4	33.5	21.7	26.4	20.7	49.7	5.85	7.03	7.08	150	24.3	10.2	16.6	13.1
Rb	20.9	3.70	17.6	1.05	3.77	4.57	3.83	1.28	1.54	1.53	1.02	1.29	2.50	16.3
Sr	319	110	322	87.7	119	133	119	78.7	80.8	78.3	116	74.3	123	293
Y	20.4	13.4	18.4	14.9	10.4	16.6	10.4	11.3	10.5	8.18	10.3	13.2	9.82	17.1
Zr	135	79.2	116	86.5	60.1	93.1	61.0	44.4	43.1	34.3	47.5	53.7	59.3	128
Nb	21.2	15.5	19.8	18.8	2.68	6.99	3.46	2.21	1.94	1.14	0.90	2.42	4.21	22.2
Ba	221	32.8	172	23.4	26.8	40.5	33.7	26.8	23.5	12.5	10.4	9.76	23.5	172
La	23.9	6.89	23.8	7.92	7.18	8.58	8.93	7.36	6.58	5.01	6.29	5.50	6.89	21.5
Ce	60.2	21.6	56.3	21.4	20.9	26.8	25.9	22.9	20.6	16.1	21.5	19.9	20.6	53.9
Pr	7.64	3.45	7.12	3.86	3.14	4.27	3.89	3.70	3.45	2.61	3.51	3.41	3.17	7.05
Nd	32.2	17.1	29.7	19.0	15.0	20.3	17.7	17.8	16.6	12.9	17.2	17.5	15.1	29.8
Sm	6.87	4.28	6.35	4.77	3.56	4.99	4.19	4.62	4.35	3.26	4.33	4.65	3.73	6.38
Eu	1.66	1.14	1.72	1.28	0.98	1.31	1.18	1.19	1.09	0.90	1.21	1.20	1.07	1.83
Gd	5.39	3.63	4.97	3.90	3.02	4.10	3.33	3.54	3.24	2.65	3.34	3.80	2.92	5.03
Tb	0.85	0.57	0.78	0.62	0.47	0.69	0.53	0.59	0.54	0.42	0.54	0.62	0.49	0.81
Dy	4.05	2.90	3.88	3.09	2.22	3.40	2.64	2.88	2.66	2.07	2.57	3.03	2.36	3.95
Ho	0.81	0.56	0.73	0.57	0.42	0.66	0.49	0.54	0.49	0.39	0.49	0.60	0.43	0.75
Er	1.97	1.32	1.87	1.37	1.00	1.62	1.21	1.27	1.17	0.92	1.17	1.40	1.04	1.87
Tm	0.26	0.17	0.23	0.18	0.12	0.20	0.15	0.15	0.14	0.11	0.14	0.17	0.13	0.23
Yb	1.62	0.99	1.45	0.99	0.79	1.22	0.90	0.99	0.91	0.68	0.83	1.05	0.76	1.41
Lu	0.23	0.14	0.20	0.14	0.10	0.17	0.13	0.13	0.13	0.09	0.11	0.16	0.10	0.20
Hf	3.66	2.68	3.35	3.24	2.01	3.18	2.34	1.93	1.93	1.50	2.11	2.25	2.19	4.11
Ta	1.31	1.18	1.28	1.68	0.20	0.61	0.29	0.18	0.16	0.10	0.10	0.23	0.32	1.52
Th	2.48	0.49	1.75	0.18	0.65	0.55	0.75	0.43	0.34	0.26	0.20	0.20	0.43	2.44
U	0.67	0.15	0.47	0.06	0.16	0.17	0.21	0.17	0.11	0.09	0.08	0.05	0.12	0.60
Ti	12703	20167	11013	36947	6331	13794	6624	7338	6283	5443	7230	8603	7554	14442
ΣREE(不含Y)	147.6	64.7	139.1	69.1	58.9	78.3	71.2	67.7	61.9	48.1	63.2	63.0	58.8	134.7
δEu	0.83	0.88	0.94	0.90	0.92	0.89	0.96	0.90	0.89	0.93	0.97	0.87	0.99	0.99

续表 2

Continued Table 2

样品号	HT1	HT2	HT4	HT6	HT8	HT9	HT10	HT11	HT13	HT17	HT18	HT20	HT21	HT22
岩性	斜长 辉石岩	辉橄岩	斜长 橄辉岩	辉石岩	辉橄岩	斜长 橄辉岩	辉橄岩	斜长 橄辉岩	斜长 橄辉岩	辉橄岩	斜长 橄辉岩	辉橄岩	辉橄岩	辉长岩
δCe	1.09	1.09	1.06	0.95	1.08	1.09	1.08	1.08	1.06	1.09	1.12	1.13	1.08	1.07
$(La/Yb)_N$	10.6	5.00	11.8	5.74	6.53	5.04	7.13	5.35	5.16	5.32	5.43	3.76	6.49	10.9
$(La/Sm)_N$	2.25	1.04	2.42	1.07	1.30	1.11	1.38	1.03	0.98	0.99	0.94	0.76	1.19	2.18
$(Ce/Yb)_N$	10.3	6.07	10.8	6.00	7.36	6.10	8.01	6.44	6.26	6.62	7.19	5.26	7.51	10.6
$(Gd/Yb)_N$	2.75	3.04	2.83	3.26	3.17	2.78	3.07	2.96	2.93	3.24	3.33	2.99	3.17	2.95

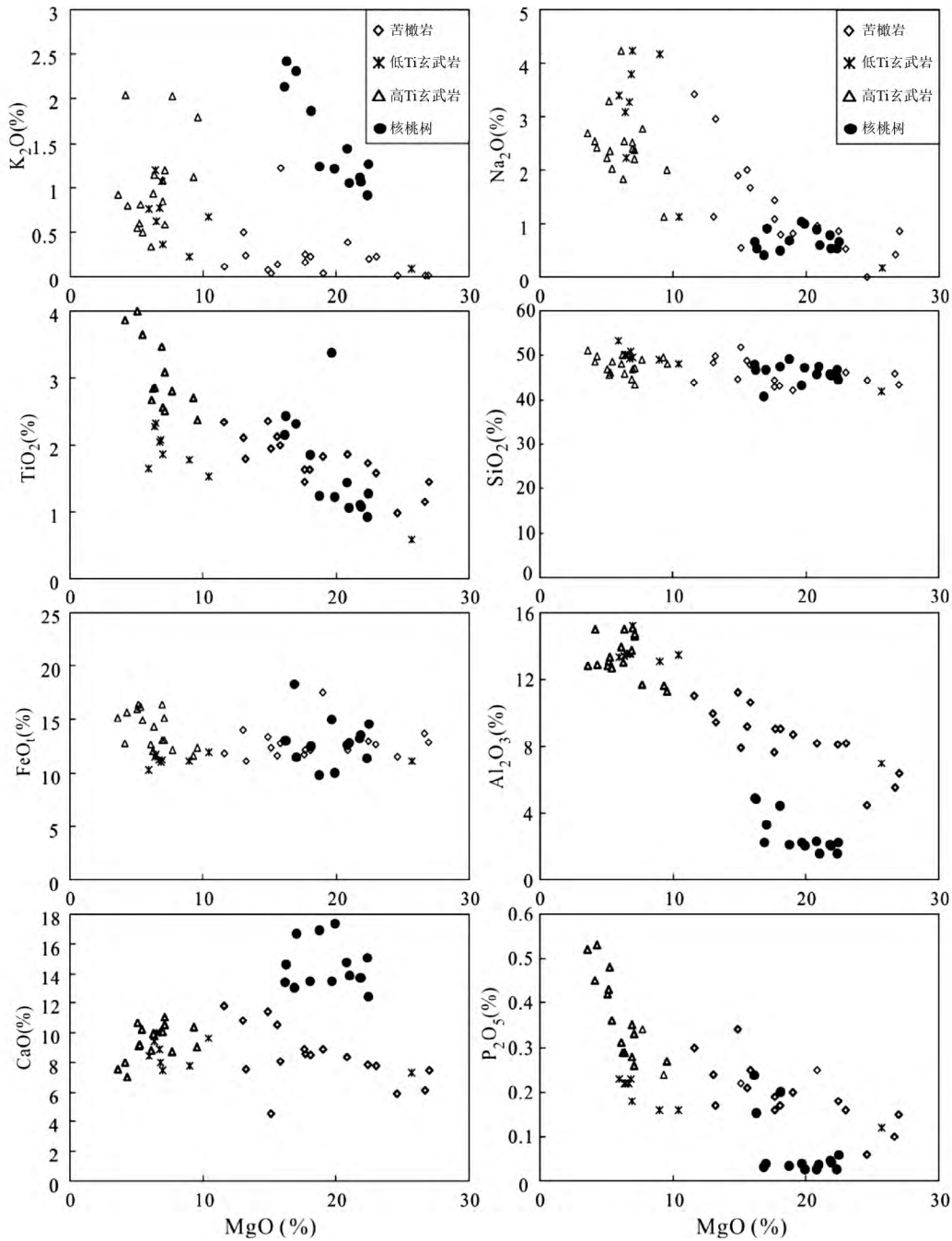


图3 核桃树镁铁-超镁铁岩体 MgO-其他主化学组成的协变关系图
峨眉山苦橄岩据张招崇等,2006; 峨眉山高Ti及低Ti玄武岩据 Xu et al., 2001

Fig.3 Diagram of MgO vs. major oxides of the Hetaoshu intrusion
Picrites data from Zhang et al., 2006; Emeishan high Ti and low Ti basalts data from Xu et al., 2001

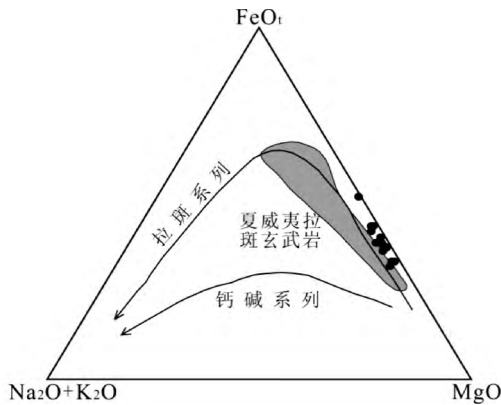


图4 核桃树镁铁-超镁铁岩 AFM 图解

阴影区为夏威夷拉斑玄武岩成分演化(据 Kuno, 1968)

Fig. 4 AFM diagram for the mafic-ultramafic rocks of the Hetaoshu intrusion

The shadow region is the evolution trends of Hawaii tholeiitic basalts (after Kuno, 1968)

轻稀土分馏较明显, $(La/Sm)_N$ 为 0.76 ~ 2.25, 所有样品显示出与洋岛玄武岩(OIB)一致的配分模式, 同时也显示出同源岩浆分异演化的趋势。 δCe 变化于 0.95 ~ 1.13 之间, 总体上具 Ce 的弱负异常到基本无异常, δEu 主要变化于 0.83 ~ 0.99 之间, 主体上都表现出负的 Eu 异常, 样品具有普遍的 Eu 弱负异常则可能是由于早期斜长石的不析出和碳酸盐化及其它蚀变过程中 Eu 的丢失(钟宏等, 2004), 或者是岩浆演化过程中经历了一定的地壳物质混染。

4.2.2 微量元素组成特征

镁铁-超镁铁岩微量元素组成的原始地幔标准化曲线都表现出右斜率(图 5b) 标准化曲线除了 Ba、Nb、Sr 有相对亏损外, 其型式类似于洋岛玄武岩, 而同强不相容元素明显亏损的 N-MORB 存在明显差异, 与该地区中青矿山和力马河岩体具有相似的特征。Sr、Ba 的相对亏损在该地区具有普遍的特征, 在峨眉山玄武岩及峨眉山大火山岩省的苦橄岩中都有类同物(Xu *et al.*, 2001; Xiao *et al.*, 2004; 张招崇等, 2006; 陶琰等, 2007); 高场强元素 Nb、Zr 的较明显负异常及 Ta 的不同程度负异常, 表明岩浆演化过程中可能存在地壳物质的混染; 部分样品中 Ti 突出的高正异常与晚期结晶相局部钛铁矿的高度富集有关。标准化曲线之间基本平行分布, 表现出非常好的一致性, 较好的反映出成矿岩体镁铁岩与超镁铁岩为同源性, 显示出大陆地幔岩浆来源-大陆拉斑玄武岩特征。

4.3 PGE 元素组成特征

根据分析结果不难看出(表 3), 核桃树富铂岩浆硫化物矿床的成矿元素组成总体以 Ni 为主, Cu 次之, 其 Cu/Pd 比值主要集中在 6000 ~ 20000, 与地幔组成相近。铂族元素中相对富 Pt 和 Pd, 而贫 Os、Ir、Ru 和 Rh, $Pt + Pd > Os + Ir + Ru + Rh$, 为 PPGE 富集的显著分异型的特征。将元素换算成

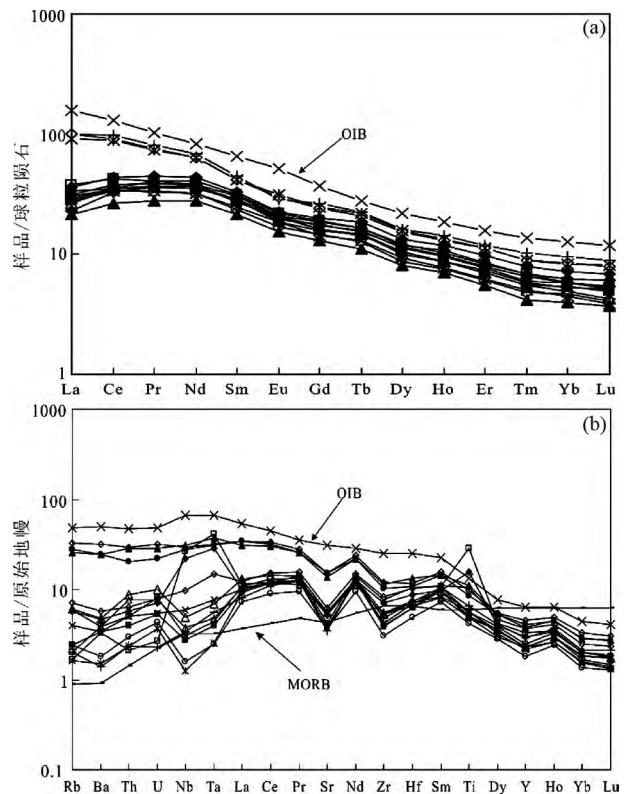


图5 核桃树镁铁-超镁铁岩稀土元素及微量元素标准化模式图

球粒陨石、OIB(洋岛玄武岩)、MORB(洋中脊玄武岩)及原始地幔引自 Sun and McDonough (1989)

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns and primitive mantle-normalized trace element patterns for the Hetaoshu mafic-ultramafic rocks

CI, OIB, MORB and primitive mantle values after Sun and McDonough (1989)

100% 硫化物中含量后作 Cu、Ni、PGE 原始地幔标准化曲线, 曲线呈现出较明显的左倾型式(图 6), 与峨眉山地区其它典型岩浆硫化物矿床比较, 发现其与金山铂钨矿的曲线型式接近, 只是含量低于后者, Pd/Ir 比值为 1.5 ~ 13.1, 低于一般大陆拉斑玄武岩, 而接近原始地幔(1.76), 较低的 Pd/Ir 比值表明原始岩浆形成于相对较高程度的地幔部分熔融。

5 讨论

5.1 母岩浆成分

母岩浆性质不仅决定岩浆岩的矿物组合与岩体的分异序列, 还决定了岩浆硫化物中各种金属元素组合和比例关系。研究表明, 超镁铁质岩浆通常形成以 Ni 为主的硫化物矿床, 其 Ni/Cu 值通常大于 7, 如西澳 Kambalda 科马提岩中硫化物矿床的 Ni/Cu = 13.5, 而与玄武质岩浆有关的的镁铁-超镁铁岩体 Ni/Cu 一般在 1 ~ 3 之间, 通常小于 2, 如俄罗斯

表3 核桃树镁铁-超镁铁岩铜、镍($\times 10^{-6}$)、铂族元素($\times 10^{-9}$)组成及特征值

Table 3 Copper, nickel ($\times 10^{-6}$) and PGE ($\times 10^{-9}$) concentrations and eigenvalues of the Hetaoshu magmatic sulfide deposits

样品号	HT1	HT17	HT20	HT21	HT22
岩性	斜长辉石岩	辉橄岩	辉橄岩	辉橄岩	辉长岩
Ni	107	329	266	352	158
Os	0.07	1.6	0.64	1.98	0.51
Ir	0.06	0.58	0.28	1.6	0.62
Ru	0.29	0.79	0.59	1.01	0.34
Rh	0.01	0.18	0.08	0.15	0.12
Pt	0.31	11.6	2.42	7.5	5.53
Pd	0.27	7.62	1.55	2.37	1.84
Cu	13.4	150.0	10.2	16.6	13.1
Σ PGE	0.94	20.8	4.92	12.6	8.45
Ni/Cu	8.0	2.2	26.1	21.2	12.1
Cu/Pd	49608	19691	6563	7011	7095
Pd/Ir	4.5	13.1	5.5	1.5	3.0
Pt/Pd	1.1	1.5	1.6	3.2	3.0

Noril'sk (Ni/Cu = 0.5 ~ 1.06) 和加拿大 Voisey 湾 (Ni/Cu = 1.87)。核桃树岩体的 Ni/Cu 平均值分别为 2.9, 与青矿山及力马河含矿岩体的 Ni/Cu 平均值非常相似(分别为 1.03、3.58; 据 Zhu *et al.*, 2012; Tao *et al.*, 2007, 2008) 都在 3 左右, 说明母岩浆成分为玄武质岩浆。

由于核桃树岩体缺乏冷凝边, 没有可以直接获取原始岩浆成分的证据, 但是橄榄石的成分主要与母岩浆的 MgO/FeO 比值、Ni 的含量及岩浆的结晶分异等作用有关, 因此, 通常可以根据 Fe-Mg 在橄榄石与平衡岩浆中的分配原理, 利用橄榄石和岩浆熔体之间的 Fe-Mg 分配系数, 对成矿母岩浆进行估算 (Thompson and Gibson, 2000; Chai and Naldrett, 1992; Roder and Emslie, 1970) (一般在 0.3 ~ 0.33 之间)。

首先把形成岩石的母体(侵位岩浆)考虑成由橄榄石与残余熔体两部分组成, 在成岩过程中橄榄石与残余熔体不同比例造成岩石组成上的个体差异, 以样品平均成分代表岩体总成分, 根据成分平衡原则, 残余熔体成分应位于橄榄石与岩体平均成分的延长线上(图 7)。参考张招崇和王福生(2003) 计算与橄榄石平衡的熔体中 MgO/FeO 比值的实例, 以核桃树岩体中最富镁质的橄榄石的成分 Fo = 82.5 (据陶琰未刊数据) 为基础, 可以得出残余熔体组成的 MgO/FeO = 0.87 值, 再以最富镁质的橄榄石成分 Fo = 82.5 结合 MgO 与各氧化物的质量平衡线联立求解, 就可以求出核桃树侵位岩浆其它主要氧化物的重量百分含量。

估算结果表明, 核桃树岩体母岩浆 MgO 约为 11.93%、SiO₂ 约为 49.88%、FeO^T 约为 13.71%、Na₂O 约为 0.90%、CaO 约为 17.09%、TiO₂ 约为 2.61%、Al₂O₃ 约为 3.54%, 为高 Mg 拉斑玄武质岩浆。但是岩体中几乎所有的样品的 MgO/FeO^T 都大于 0.87, 由此表明各岩石的成分都不能代表共存的熔体成分, 侵位岩浆有过剩的橄榄石加入。在 MgO-

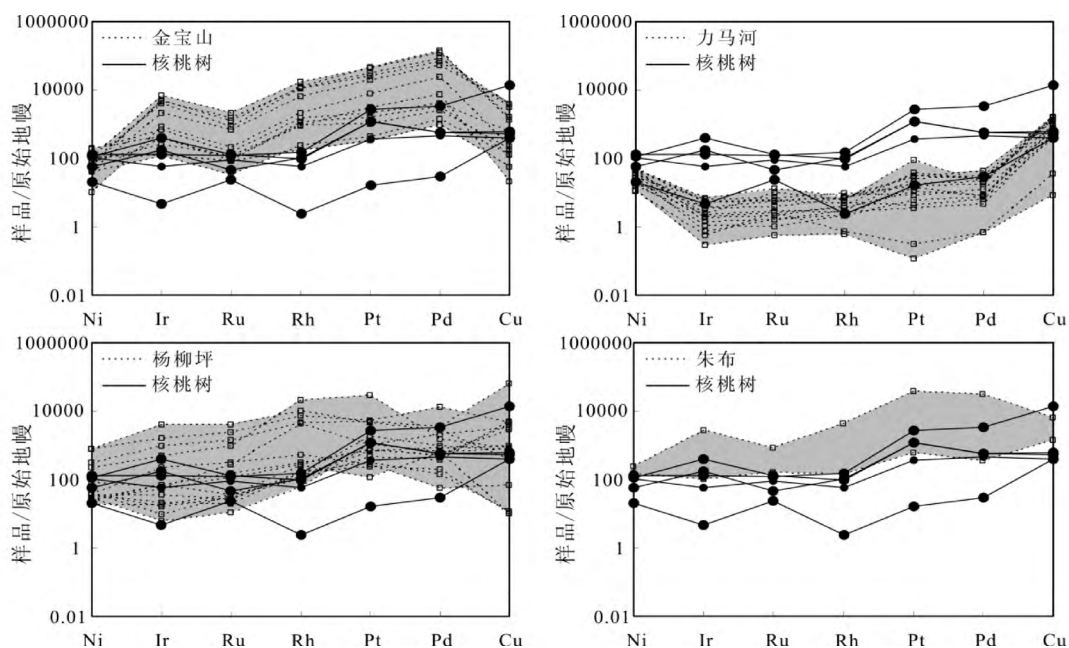


图6 核桃树镁铁-超镁铁岩 100% 硫化物原始地幔标准化 Ni、PGE、Cu 配分模式图

原始地幔 Cu、Ni、PGE 据 Barnes and Maier (1999); 金宝山、力马河据 Tao *et al.* (2007, 2008); 朱布据朱丹等(2007); 杨柳坪据 Song *et al.* (2003, 2008)

Fig. 6 Primitive mantle-normalized patterns of Ni-Cu-PGE on a 100% sulfide basis of the Hetaoshu magmatic sulfide deposits. Cu, Ni, PGE of primitive mantle values after Barnes and Maier (1999); Jinbaoshan and Limahe data from Tao *et al.* (2007, 2008); Zhubu data from Zhu *et al.* (2007); Yangliuping data from Song *et al.* (2003, 2008)

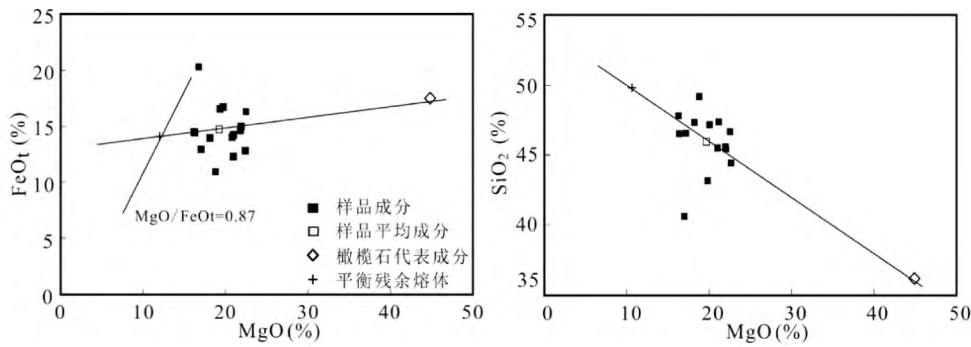


图7 核桃树岩体侵位岩浆成分(统计平均)及其构成与残余熔体的组成

Fig.7 Composition of the Hetaoshu intrusion magma (whole rock average) and its component parts: olivines as well as remaining melt

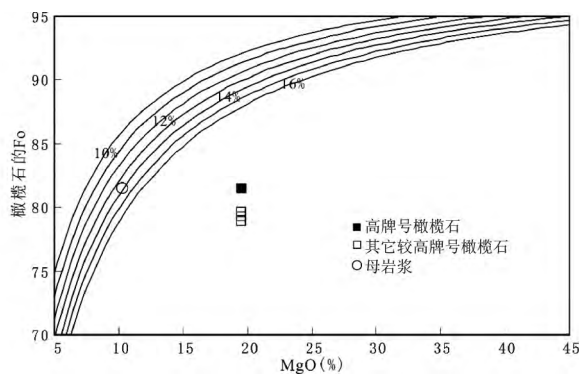


图8 MgO-Fo-FeO 图解(据张招崇和王福生,2003)

曲线上的数字代表 FeO 的含量; 橄榄石数据据陶琰未刊资料

Fig.8 Diagram of MgO-Fo-FeO (after Zhang and Wang, 2003)

Curve on the figures represent FeO content; olivine data from Tao (unpublished)

Fo-FeO 图解中(图8), Fo 最大及全岩 MgO 对应的点位于曲线的下方, 也同样说明了成矿母岩浆中有过剩的橄榄石加入(张招崇和王福生, 2003; 柴凤梅等, 2007)。但与夏威夷苦橄岩原始岩浆 MgO 的含量(估计) 16% ~ 21% 相比(Hirschmann and Ghiorso, 1994; Norman and Garcia, 1999; Herzberg and O'Hara, 2002) 较为接近。

对母岩浆稀土元素组成模拟计算, 可以按照岩浆成岩演化模型, 运用李昌年(1986^①) 计算母岩浆稀土元素组成的批处理模型。

计算公式参见李昌年(1986):

$$REE_i^{melt} = REE_i^{rock} / (1 - f + k_i^{ol-melt} \times f)$$

REE_i^{melt} —母岩浆中稀土元素的含量

REE_i^{rock} —岩石中稀土元素的含量

$REE_i^{ol-melt}$ 稀土元素 i 在橄榄石和熔体间的分配系数(据

Bédard, 1999)

f—橄榄石在混合体系中的重量百分比。橄榄石在混合体系中的重量百分比的估算, 按照根据质量平衡原理, 以橄

榄石及熔体 MgO、FeO^T 含量的相互关系, 借鉴陶琰等(2002) 对金宝山成矿岩浆演化阶段橄榄石及共存熔体相对比例估算方法, 得出岩体的橄榄石在混合熔体中重量百分比约 24%。

估算结果如表 4 所示。

5.2 岩浆成因

5.2.1 与峨眉山玄武岩的关系及源区特征

一般认为, 大火成岩省有关的岩浆铜镍铂族元素矿床成矿岩体是同期有关的玄武岩岩浆演化分异产物(Naldrett, 1999; Maier *et al.*, 2002)。近年来对峨眉山大火成岩省岩浆铜镍铂族元素成矿作用及部分典型矿床的研究也普遍支持成矿岩体与峨眉山玄武岩的亲缘关系(Zhu *et al.*, 2003; 陶琰等, 2004, 2007; Song *et al.*, 2006; 宋谢炎等, 2005; Zhu *et al.*, 2012)。

据微量元素组成, 从 La/Sm-La、Gd/Yb-Gd 及 TiO₂/Y-TiO₂ 图解中(图9) 可以看出, 核桃树的镁铁-超镁铁岩与同属小关河地区的力马河、青矿山投点较为集中, 都基本与峨眉山低钛玄武岩及苦橄岩都投在同一区域内, 而与峨眉山高钛玄武岩具有较明显的区分, 说明核桃树岩体的微量元素组成与峨眉山低钛玄武岩相似, 也较好的反映出与峨眉山苦橄岩基本相当, 并暗示岩体原始岩浆的苦橄质属性, 以及岩浆形成于较高级别的地幔部分熔融特性。

一般来说, 重稀土元素(HREE) 都有高的石榴石/熔体的分配系数, 而中稀土元素(MREE) 则具有低的石榴石/熔体的分配系数。但同时, 所有的稀土元素都具有很低的尖晶石/熔体的分配系数, 强烈不相溶于尖晶石, 故起源于石榴石稳定地幔的玄武岩质岩浆将会比发源于尖晶石稳定地幔区的玄武岩质岩浆有高的 Sm/Yb、Gd/Yb, 因此 Sm-Sm/Yb 图(图10) 通常可用于模拟矿物学方面的源区特征(Aldanmaz *et al.*, 2000)。

① 李昌年. 1986. 微量元素及其在岩石学中的应用. 武汉: 武汉地质学院教材, 1-133

表4 核桃树岩体母岩浆稀土元素组成估算结果

Table 4 Inversion of REE compositions for parental magma of Hetaoshu intrusion

矿床	核桃树(9组平均)						
元素	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
样品统计平均	13.08	33.30	4.31	19.85	4.74	1.27	3.78
分配系数 ^{a)} (橄榄石/熔体)	0.0003	0.0003	0.0003	0.0002	0.00018	0.0002	0.00025
母岩浆	17.21	43.80	5.66	26.11	6.23	1.67	4.97
元素	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
样品统计平均	0.61	2.98	0.57	1.37	0.17	1.04	0.15
分配系数 ^{a)} (橄榄石/熔体)	0.000475	0.0007	0.00122	0.00174	0.00384	0.00522	0.00852
母岩浆	0.80	3.92	0.74	1.80	0.22	1.37	0.19

注: ^{a)} 据 Bedard, 1999

表5 地幔部分熔融程度估算

Table 5 Estimating the degree of partial melting for the primary magma of the Hetaoshu intrusion

矿床	核桃树(9组平均)					
元素 ^{c)}	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu
分配系数 ^{a)} (橄榄石/熔体)	0.0003	0.0003	0.0003	0.0002	0.00018	0.0002
原始岩浆反演	15.02	38.24	4.94	22.80	5.44	1.46
源区地幔 ^{b)}	3.70	8.00	0.97	3.85	1.00	0.30
熔融程度(%)	24.63	20.92	19.62	16.89	18.38	20.59

注: ^{a)} 据 Bedard, 1999; ^{b)} 据 Arndt and Christensen, 1992; ^{c)} 由于样品的 LREE 分馏明显, 故采用 LREE 计算结果

核桃树镁铁-超镁铁岩都具有较高 Sm/Yb 比值 (Sm/Yb = 4.24 ~ 5.22), 与青矿山 Sm/Yb = 3.81 ~ 4.67 (Zhu *et al.*, 2012); 力马河 Sm/Yb = 3.07 ~ 4.55 (Tao *et al.*, 2008) 相当, 均高于尖晶石二辉橄榄岩熔融曲线, 而基本在石榴石二辉橄榄岩的熔融轨迹线上, 指示熔融残留相中存在石榴石, 岩浆起源自含有石榴石的地幔源区、熔融深度较大。HREE 在石榴石/熔体的中具有高的分配系数, 因此, 相对较高的 (Gd/Yb)_{pm} 比值 (2.73 ~ 3.31) 也指示其原始岩浆形成于较大深度并在地幔源区有较多的石榴石存在。

5.2.2 部分熔融程度

以强不相容元素按批式熔融简化概算, 原始岩浆的部分熔融程度 (F) 是源区强不相容元素含量 (C_i^{source}) 与岩浆中该元素的含量 (C_i^{magma}) 的比值, 即 $F = C_i^{\text{source}} / C_i^{\text{magma}}$ 。根据近年来对峨眉山大火成岩省源区特征的大量相关研究 (Xu *et al.*, 2004, 2007; Zhang *et al.*, 2005; Zhou *et al.*, 2006) 结合前面对该岩体的微量元素特征的分析, 以洋岛玄武岩岩浆源区作为该区的岩浆源区, 因此, 可以采用源区地幔和原始岩浆的稀土元素组成对地幔部分熔融程度进行模拟。

其中, 对原始岩浆的稀土元素组成计算按批处理模型, 计算公式 (参见李昌年, 1986):

$$C_i^{\text{pm}} = C_i^{\text{ml}} / (1 - f_{\text{ol}} + k_i^{\text{ol-ml}} \times f_{\text{ol}})$$

C_i^{pm}—原始岩浆中稀土元素的含量

C_i^{ml}—母岩浆中稀土元素的含量

f_{ol}—原始岩浆橄榄石结晶分异分数。根据铂族元素在岩体中的富集程度粗略估算, 具体参见陶琰等 (2002) 对金宝山原始岩浆橄榄石结晶分异估算方法, 得出橄榄石结晶分异

的分数约为 12.7%。

k_i^{ol-ml}—稀土元素 i 在橄榄石和熔体间的分配系数, 数据列于表 5。

结合核桃树岩原始岩浆稀土元素组成的模拟结果 (表 5) 以及源区地幔稀土元素组成特征 (Arndt and Christensen, 1992) 粗略估算该岩体原始岩浆的部分熔融程度在 20.17% 左右 (表 4), 属于较高程度的部分熔融, 这与核桃树含矿岩体具有较低的 Pd/Ir 值 (Pd/Ir = 1.5 ~ 13) 相对应 (储雪蕾等, 2001)。

5.3 硫化物熔离作用

研究表明, 硫化物熔离是岩浆硫化物矿床最根本的成因机制 (Naldrett, 1989), 岩浆性质和硫化物熔离的强度则决定了矿床的形成和类型; 因此, 识别岩浆是否发生过硫化物熔离及熔离强度对探讨 Ni-Cu-PGE 矿床成因上具有至关重要的作用。

PGE 的硫化物熔浆/硅酸盐岩浆的分配系数高达 10⁴ ~ 10⁵, 远远高于 Cu、Ni 的分配系数, 根据 Raleigh 公式: $C_i^1 = C_i^0 \times F^{(D_i-1)}$, 式中 C_i⁰、C_i¹ 分别为元素 i 在母岩浆和残余岩浆中的含量, D_i 为元素的硫化物熔浆/硅酸盐岩浆分配系数, F 为硫化物熔离比例。计算表明 0.01% 的硫化物熔离将导致岩浆中 90% 以上的 PGE 熔离亏损, 而 Ni 和 Cu 只有微弱的降低, 并且 PGE 还不易被后期热液活化, 因此, PGE 是硫化物熔离作用最敏感和有效的示踪元素 (Peach *et al.*, 1990; Bezmen *et al.*, 1994; Fleet *et al.*, 1996; 宋谢炎等, 2009)。

由于 Ir 在橄榄石中是不相容元素, 在单斜辉石中是相容

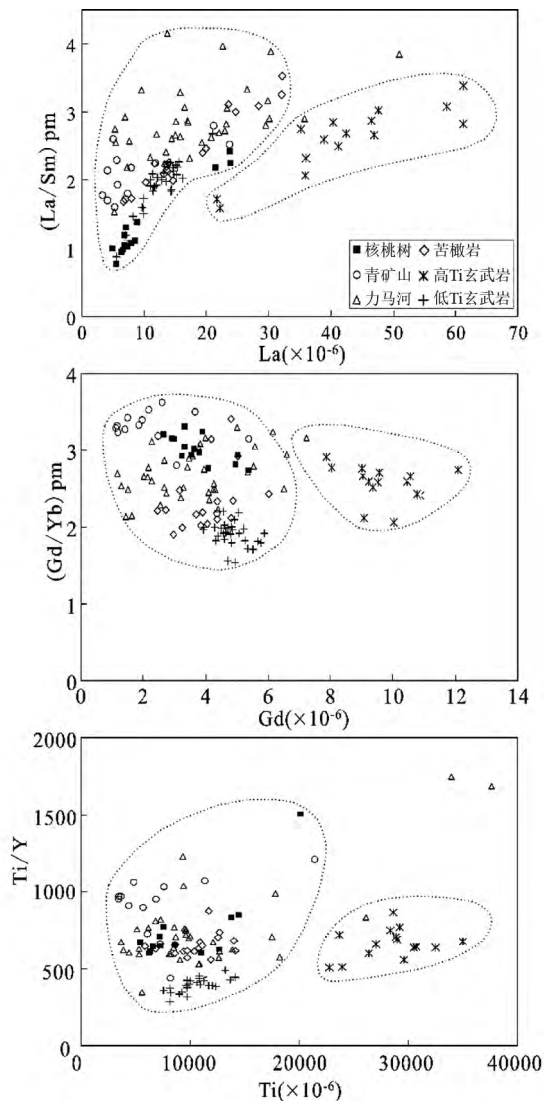


图9 小关河地区典型成矿岩体微量元素 $(La/Sm)_{pm}$ - La 、 $(Gd/Yb)_{pm}$ - Gd 及 Ti/Y - Ti 协变关系图

苦橄岩据张招崇等(2006);峨眉山低钛高钛玄武岩据 Xiao *et al.* (2004);力马河据 Tao *et al.* (2008);青矿山据 Zhu *et al.* (2012)

Fig. 9 Plots of trace elements on $(La/Sm)_{pm}$ vs. La , $(Gd/Yb)_{pm}$ vs. Gd and Ti/Y vs. Ti

Picrites data from Zhang *et al.* (2006); high Ti and low Ti data from Xiao *et al.* (2004); Limahé data from Tao *et al.* (2008); Qingkuangshan data from Zhu *et al.* (2012)

元素; Rh 在橄榄石中是相容元素,在单斜辉石和斜方辉石中都是不相容元素; Pt 在橄榄石和单斜辉石中均为不相容元素,在斜方辉石中为相容元素; Pd 和 Cu 在上述所有矿物中均表现为不相容元素(Capobianco *et al.*, 1990, 1994; Hill *et al.*, 2000; Puchtel and Humayun, 2001; Ely and Neal, 2002; Righter *et al.*, 2004)。结合矿物的鲍文反应序列,可以推断,在 S 不饱和条件下,尽管镁铁质矿物的分离结晶也会导致残余岩浆中 Ni、Ir 和 Rh 含量降低,但是 Cu、Pt 和 Pd 的含量会

增加,因此,残余岩浆中 Pd/Ir 比值会显著增加,而 Cu/Pd 比值保持不变;一旦岩浆达到 S 饱和,由于 PGE 的分配系数远高于 Cu、Ni,则会发生硫化物熔离,即使微量的硫化物乳滴都会萃取岩浆中大量的 PGE,从而导致残余岩浆中 PGE 的强烈亏损, Ni、Cu 含量仅微弱降低, Pd/Ir 比值基本保持不变,而 Cu/Pd 比值却显著增高。

另外,因为 Pd 在硫化物熔浆/硅酸盐岩浆之间的分配系数远远高于 Cu,这样 Pd 就会高度富集在硫化物中,因此, Cu/Pd 比值常常用来判断岩浆中硫是否达到饱和并存在硫化物熔离现象(Barnes and Maier, 1999)。在硫不饱和熔体中, Cu 和 Pd 均表现出不相容行为,原始岩浆的 Cu/Pd 比值应接近地幔值(约为 6300)(Barnes *et al.*, 1988);而在硫饱和和熔体中,由于分配系数的巨大差异,使得熔离出的硫化物带走的 Pd 远远大于 Cu 的量,使得 Cu/Pd 比值大于地幔值。

从图 11 以及成矿元素组成特征不难看出,随着 Ir 的降低,核桃树与同处于小关河地区的青矿山、力马河矿床中的 Rh、Pt、Pd 等均迅速下降; Cu/Pd 比值在较大范围内显著增加,而 Pd/Ir 比值仅在很小的范围内微弱变化,这些特征都表明了核桃树岩体与力马河、青矿山类似,都经历了岩浆硫化物熔离过程, Pt 和 Pd 与 Ir 的负相关相关以及 Pd/Ir 比值的变化亦表明了硫化物发生了明显的 IPGE 与 PPGE 的结晶分异,与前人的研究一致(Tao *et al.*, 2008; Zhu *et al.*, 2012)。但是,核桃树高的 PGE 含量和低的 Cu/Pd 比值说明了该矿床的硫化物是从 PGE 不亏损的玄武质岩浆中熔离出来的,推测其较大的 PGE 含量变化与硫化物熔离时的 R 值大小的变化有关。

为了定量了解硫化物熔离对核桃树矿床成矿作用的影响,我们利用下述公式(Campbell and Naldrett, 1979)进行模式计算:

$$C_i^{Sul} = C_i^{Sil} \times D_i^{Sul/Sil} \times (R + 1) / (R + D_i^{Sul/Sil})$$

C_i^{Sul} 和 C_i^{Sil} 分别为元素 i 在硫化物熔浆和硅酸盐熔浆中的浓度, $D_i^{Sul/Sil}$ 为元素 i 在硫化物熔浆与硅酸盐熔浆之间的分配系数, R 为硅酸盐熔浆/硫化物熔浆比值。

模式分析及矿石低的 Pd/Ir 比值都说明了该岩体成矿岩浆源于高程度的地幔部分熔融,岩石主微量元素分析也表明岩体原始岩浆为苦橄质岩浆成因属性,因此,可以认为核桃树岩体原始岩浆成矿元素组成上基本相当于无 PGE 亏损的峨眉山苦橄岩(平均值: 9.18×10^{-9} Pt, 5.11×10^{-9} Pd, 98×10^{-6} Cu, 875×10^{-6} Ni; 据 Zhong *et al.*, 2006; Zhang *et al.*, 2005)。

根据熔离模式计算表明(图 12),当 R 值介于 2000 ~ 50000 时(相当于熔离出 0.002% ~ 0.05% 的硫化物),熔离出的硫化物与岩浆通道晶出的橄榄石组成的含矿“晶粥”浅部侵位,在浅部岩浆房发生堆积形成含铂族元素硫化物富集层;由于熔离硫化物对铂族元素强烈的亲合性,原始岩浆中几乎全部的 PGE 都进入熔离硫化物,而 Cu、Ni 仅部分进入熔离硫化物,因此形成核桃树相对富 PGE 的元素矿化特征, R

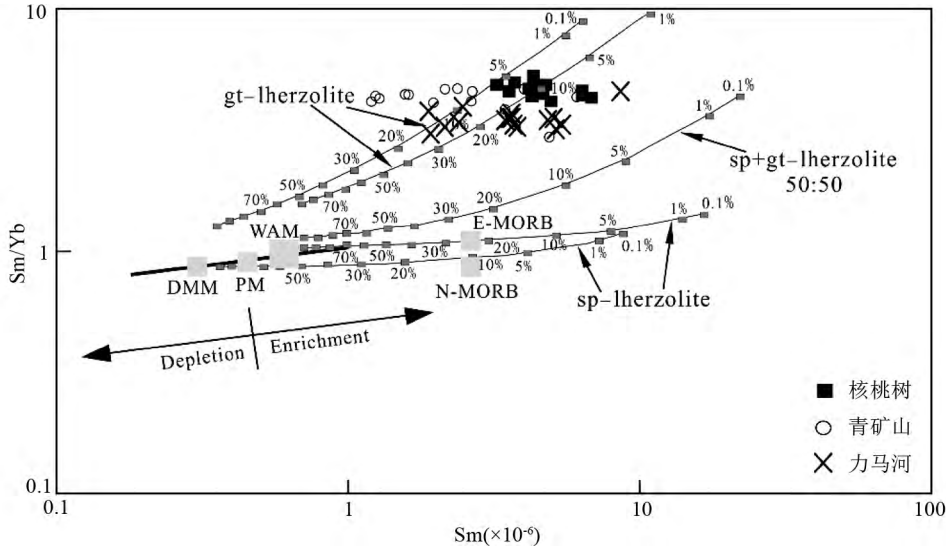


图 10 小关河地区典型岩浆硫化物矿床含矿岩体 Sm-Sm/Yb 熔融曲线(据 Aldanmaz *et al.* ,2000) 力马河据 Tao *et al.* (2008); 青矿山据 Zhu *et al.* (2012)

Fig. 10 Plot of Sm-Sm/Yb showing melt curves in Qingkuangshan intrusion (after Aldanmaz *et al.* ,2000) Limahe data from Tao *et al.* (2008); Qingkuangshan data from Zhu *et al.* (2012)

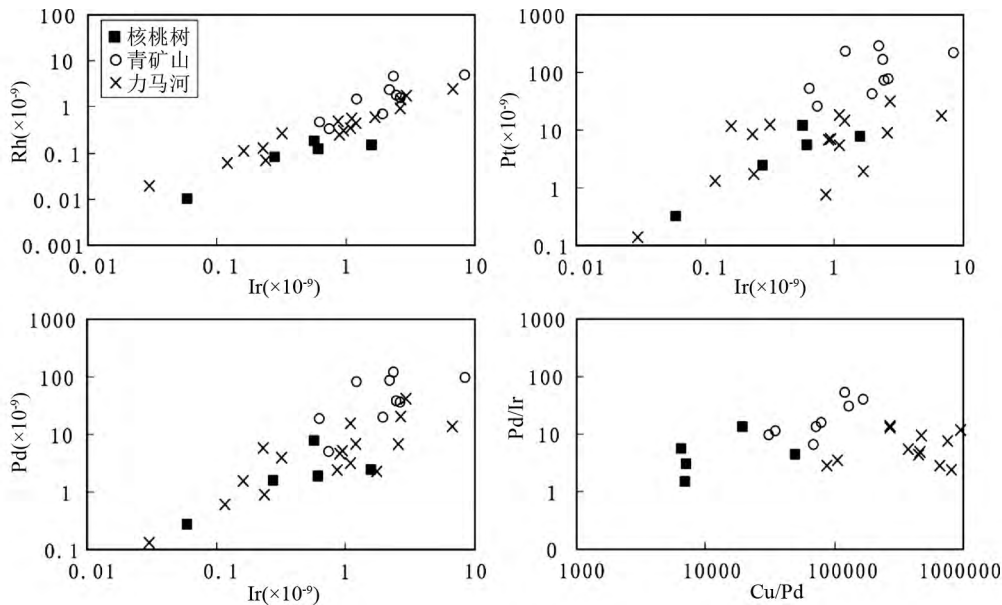


图 11 小关河地区典型岩浆硫化物矿床铂族元素关系图解 青矿山据 Zhu *et al.* (2012); 力马河据 Tao *et al.* (2008)

Fig. 11 Diagrams of PGE against Ir and Cu/Pd versus Pd/Ir in sulfides of both sulfide-poor rocks and ores of the Hetaoshu , Qingkuangshan and Limahe intrusions Qingkuangshan data from Zhu *et al.* (2012); Limahe data from Tao *et al.* (2008)

值较大变化正好与 PGE 含量较大变化相对应,而与青矿山及力马河熔离模式具有显著差异(亏损岩浆二次熔离,据 Zhu *et al.* ,2012; 陶琰等,2007)。

5.4 成因机制分析

研究表明,原始岩浆铂族元素含量受地幔源岩成分、熔

融程度及熔融机制的影响。Keays (1995)、Rehkämper *et al.* (1999)、Peach and Mathez (1996) 假定原始地幔中 Pd 的丰度为 4×10^{-9} 左右,硫的丰度约为 250×10^{-6} ,批式部分熔融程度 20% 左右时硫化物耗尽时,铂族元素 Pd 达到熔体理论上最高可以达到的浓度上限约为 20×10^{-9} 。目前还没有具有原始岩浆特征的熔岩 Pd 含量超过 40×10^{-9} 的文献报道,

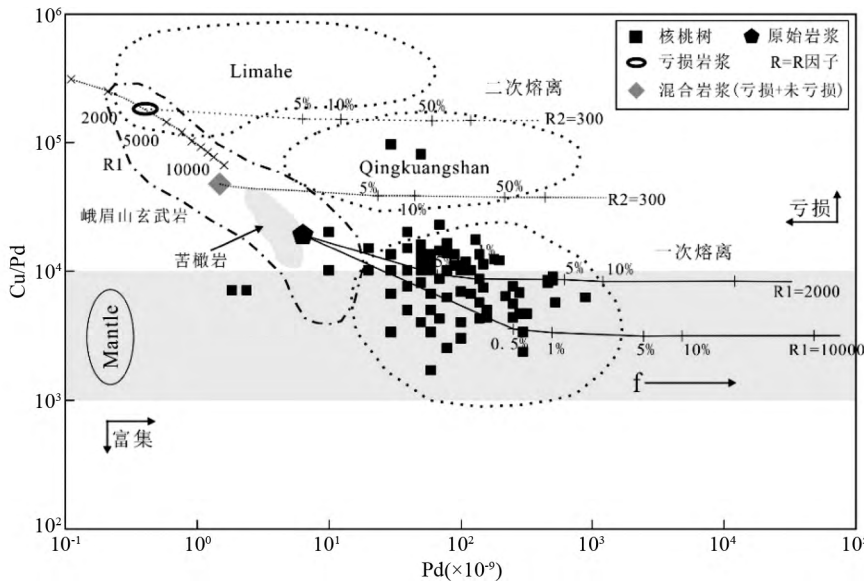


图 12 小关河地区典型岩浆硫化物矿床成矿元素组成的硫化物熔离模式分析图

f-熔离硫化物百分含量;原始地幔据 Sun and McDonough (1989);峨眉山苦橄岩据 Zhang et al. (2005);峨眉山玄武岩据 Zhong et al. (2006);青矿山据 Zhu et al. (2012);力马河据 Tao et al. (2008);核桃树富铂矿矿石成矿元素组成据四川冶金地质勘探公司 601 队 (1974)①

Fig. 12 Pd vs. Cu/Pd diagram of typical Ni-Cu-PGE magmatic sulfide deposits of the Xiaoguanhe region, Panxi area

Primitive mantle values after Sun and MacDonough (1989); Picrites data from Zhang et al. (2005); Emeishan basalt data from Zhong et al. (2006); Limahe data from Tao et al. (2008); Qingkuangshan data from Zhu et al. (2006)

Hamlyn et al. (1985) 报道亏损地幔源区部分熔融形成的镁质低钛岩浆 (Boninites) 有非常高的铂族元素含量,最高达到 38×10^{-9} ,但一般未亏损源区熔融熔体都在 30×10^{-9} 以下。核桃树岩体的 Pd + Pt 含量最高达 4×10^{-6} ,平均为 1.6×10^{-6} 左右 (四〇三地质队, 1974; 四川冶金地质勘探公司 601 队, 1974)。岩体中含铂族元素矿体主要赋存于橄辉-辉石岩相、橄橄岩及辉长岩相中。根据前人钻探资料,粗略估算矿体能占整个岩体至少 1% (四〇三地质队, 1974; 四川冶金地质勘探公司 601 队, 1974),以岩石加权矿体层得到整个含矿岩体的 Pd 平均含量约 22×10^{-9} ,高于原始地幔熔体理论上最高可以达到的浓度上限 (约 20×10^{-9}),由此表明核桃树岩体的侵位岩浆必定经过铂族元素的高度富集作用。这种亲铜元素的富集来自于比侵位岩体本身总量大的岩浆体系可以认为是深部 (岩浆房) 过程的效果,即岩浆通道系统聚集成矿 (陶琰等, 2007, 2008)。

另外,核桃树铜镍铂岩浆硫化物矿床含矿岩体以超基性岩相为主,全岩 MgO 含量很高 (16.1% ~ 22.6%, 表 1),无一例外的高于据高牌号橄橄石推算的侵位母岩浆 MgO 含量 (约 10%, 图 8),也能反映岩浆通道堆积作用的存在。

参考前人对金宝山铂钨矿床的成因模式研究 (Wang et al., 2010) 及峨眉山岩浆储运系统研究 (Tao et al., 2015), 结合核桃树的 Ni-Cu-PGE 组成、元素地球化学特征及硫化物

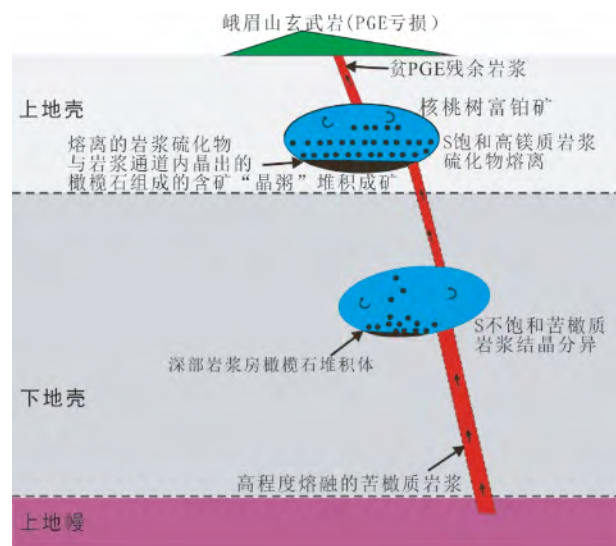


图 13 核桃树富铂岩浆硫化物矿床成因模式

Fig. 13 The genetic pattern of the Hetaoshu rich-PGE magmatic sulfide deposit

熔离模式分析认为 (图 13): 核桃树的岩矿石 Ni-Cu-PGE 组成显示出无 PGE 亏损,核桃树成矿岩浆起源于由类似洋岛玄武岩岩浆源区成分的地幔经过较高程度 (约 20.17%) 的

① 四川冶金地质勘探公司 601 队. 1974. 四川会理县核桃树铜镍矿深部找矿评价简报. 3-12

部分熔融形成的苦橄质岩浆,形成的苦橄质岩浆在上升的过程中,发生了以橄榄石(约12.7%)为代表的镁铁质矿物堆积,并形成残余高镁玄武质岩浆向浅部运移;由于温度降低、混染等因素的影响,导致岩浆S饱和,触发硫化物熔离作用的发生(R值为2000~50000),熔离出的硫化物对铂族元素强烈的亲合性,使得几乎全部的PGE都进入熔离硫化物,而Cu、Ni仅部分进入熔离硫化物,熔离出硫化物熔体与岩浆通道内晶出的橄榄石构成含矿“晶粥”,在构造挤压作用下,在浅部岩浆房中由于重力影响发生堆积作用形成具有较富PGE的含矿岩体,R值较大变化正好与PGE含量较大变化相对应。

6 结论

核桃树镁铁-超镁铁岩体属于拉斑玄武岩成因系列,与峨眉山大火成岩省苦橄岩具有类似的演化趋势,属于峨眉山幔柱的活动产物;成矿母岩浆为高Mg拉斑玄武质岩浆,由类似洋岛玄武岩岩浆源区成分的地幔经20.17%左右的部分熔融形成苦橄质岩浆演化而来。

硫化物熔离是核桃树矿床主要的成因机制,元素地球化学特征及硫化物熔离模式分析认为:核桃树的岩矿石Ni-Cu-PGE组成显示出无PGE亏损,为两阶段岩浆演化成矿;核桃树成矿岩浆起源于由类似洋岛玄武岩岩浆源区成分的地幔经过较高程度(约20.17%)的部分熔融形成的苦橄质岩浆,岩浆上升的过程中,发生了以橄榄石(约12.7%)为代表的镁铁质矿物堆积,并形成残余高镁玄武质岩浆向浅部运移;由于温度降低、混染等因素的影响,导致岩浆S饱和,触发硫化物熔离作用的发生(R值为2000~50000),熔离出硫化物熔体与岩浆通道内晶出的橄榄石构成含矿“晶粥”,在构造挤压作用下,在浅部岩浆房中由于重力影响发生堆积作用形成具有较富PGE的含矿岩体。

致谢 感谢审稿人对本文认真细致的审阅并提出大量宝贵的修改意见,使本文得以改进和提高。

References

Aldanmaz E, Pearce JA, Thirlwall MF and Mitchell JG. 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102(1-2): 67-95

Arndt NT and Christensen U. 1992. The role of lithospheric mantle in continental flood volcanism: Thermal and geochemical constraints. *Journal of Geophysical Research*, 97(B7): 10967-10981

Barnes SJ, Boyd R, Korneliussen A, Nilsson LP, Often M, Pedersen RB and Robins B. 1988. The use of mantle normalization and metal ratios in discriminating between the effects of partial melting, crystal fractionation and sulphide segregation on platinum-group elements, gold, nickel and copper: examples from Norway. In: Prichard HM, Potts PJ, Bowles JFW and Cribb SJ (eds.). *Geo-Platinum* 87. London: Elsevier Applied Science, 113-143

Barnes SJ and Maier WD. 1999. The fractionation of Ni, Cu and the

noble metals in silicate and sulfide liquids. In: Keays RR, Leshner CM, Lightfoot PC and Farrow CEG (eds.). *Dynamic Processes in Magmatic Ore Deposits and Their Application to Mineral Exploration*. Geological Association of Canada Short Course Notes, 13: 69-106

Bédard JH. 1999. Petrogenesis of boninites from the Betts Cove ophiolite, Newfoundland, Canada: Identification of subducted source components. *Journal of Petrology*, 40(12): 1853-1889

Bezmen NS, Asif M, Brugmann GE, Romamekno IM and Naldrett AJ. 1994. Experimental determinations of sulfide-silicate partitioning of PGE and Au. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58: 1251-1260

Campbell IH and Naldrett AJ. 1979. The influence of silicate: Sulfide ratios on the geochemistry of magmatic sulfides. *Economic Geology*, 74(6): 1503-1506

Capobianco CJ and Drake MJ. 1990. Partitioning of ruthenium, rhodium, and palladium between spinel and silicate melt and implications for platinum group element fractionation trends. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54(3): 869-874

Capobianco CJ, Hervig RL and Drake MJ. 1994. Experiments on crystal/liquid partitioning of Ru, Rh and Pd for magnetite and hematite solid solutions crystallized from silicate melt. *Chemical Geology*, 113(1-2): 23-43

Chai FM, Zhang ZC, Dong LH *et al.* 2007. Geochemistry and petrogenesis of the Baishiquan Cu-Ni sulfide-bearing mafic-ultramafic intrusion in the Central Tianshan, Xinjiang, NW China. *Acta Petrologica Sinica*, 23(10): 2366-2378 (in Chinese with English abstract)

Chai G and Naldrett AJ. 1992. The Jinchuan ultramafic intrusion: Cumulate of a high-Mg basaltic magma. *Journal of Petrology*, 33(2): 227-303

Chu XL, Sun M and Zhou MF. 2001. The platinum-group element geochemistry in chemical geodynamics. *Acta Petrologica Sinica*, 17(1): 112-122 (in Chinese with English abstract)

Cong BL. 1988. *The Formation and Evolution of Panxi Ancient Rift*. Beijing: Science Press, 1-424 (in Chinese)

Ely JC and Neal CR. 2002. Method of data reduction and uncertainty estimation for platinum-group element data using inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 26(1): 31-39

Fleet ME, Crocket JH and Stone WE. 1996. Partitioning of platinum-group elements (Os, Ir, Ru, Pt, Pd) and gold between sulfide liquid and basalt melt. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(13): 2397-2412

Guan JX and Song XY. 2010. Platinum-group elements as ore potentiality tracers of a few small mafic-ultramafic intrusions in Panxi area, Sichuan Province. *Mineral Deposits*, 29(2): 207-217 (in Chinese with English abstract)

Hamlyn PR, Keays RR, Cameron WE, Crawford AJ and Waldron HM. 1985. Precious metals in magnesian low-Ti lavas: Implications for metallogenesis and sulfur saturation in primary magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49(8): 1797-1811

Herzberg C and O'Hara MJ. 2002. Plume-associated ultramafic magmas of Phanerozoic age. *Journal of Petrology*, 43(10): 1857-1883

Hill E, Wood BJ and Blundy JD. 2000. The effect of Ca-Tschermaks component on trace element partitioning between clinopyroxene and silicate melt. *Lithos*, 53(3-4): 203-215

Hirschmann MM and Ghiorso MS. 1994. Activities of nickel, cobalt, and manganese silicates in magmatic liquids and applications to olivine/liquid and to silicate/metal partitioning. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(19): 4109-4126

Hu RZ, Tao Y, Zhong H, Huang ZL and Zhang ZW. 2005. Mineralization systems of a mantle plume: A case study from the Emeishan igneous province, Southwest China. *Earth Science Frontiers*, 12(1): 42-54 (in Chinese with English abstract)

Keays RR. 1995. The role of komatiitic and picritic magmatism and S-saturation in the formation of ore deposits. *Lithos*, 34(1-3): 1-18

Kuno H. 1968. Differentiation of basalt magma. In: Hess HH and Poldervaart A (eds.). *Basalt: The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition*. New York: John Wiley and Sons, 623-688

- Ma YS, Tao Y, Zhong H *et al.* 2009. Geochemical constraints on the petrogenesis of the Abulangdang ultramafic intrusion, Sichuan Province, China. *Acta Petrologica Sinica*, 25(5): 1146-1158 (in Chinese with English abstract)
- Maier WD, Barnes SJ and Li CS. 2002. A re-evaluation of the role of crustal contamination in the formation of magmatic sulfides in the Bushveld complex. In: 9th International Platinum Symposium. Montana, USA: Duke University
- Naldrett AJ. 1989. *Magmatic Sulfide Deposits*. Oxford UK: Oxford University Press
- Naldrett AJ. 1999. World-class Ni-Cu-PGE deposits: Key factors in their genesis. *Mineralium Deposita*, 34(3): 227-240
- Norman MD and Garcia MO. 1999. Primitive magmas and source characteristics of the Hawaiian plume: Petrology and geochemistry of shield picrites. *Earth and Planetary Science Letters*, 168(1-2): 27-44
- 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
- Peach CL and Mathez EA. 1996. Constraints on the formation of platinum-group element deposits in igneous rocks. *Economic Geology*, 91(2): 439-450
- Puchtel IS and Humayun M. 2001. Platinum Group element fractionation in a komatiitic basalt lava lake. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(17): 2979-2993
- Rehkämper M, Halliday AN, Fitton JG, Lee DC, Wieneke M and Arndt NT. 1999. Ir, Ru, Pt, and Pd in basalts and komatiites: New constraints for the geochemical behavior of the platinum-group elements in the mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(22): 3915-3934
- 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
- Roeder PL and Emslie RF. 1970. Olivine-liquid equilibrium. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 29(4): 275-289
- Song XY, Zhou MF, Cao ZM, Sun M and Wang YL. 2003. Ni-Cu-(PGE) magmatic sulfide deposits in the Yangliuping area, Permian Emeishan igneous province, SW China. *Mineralium Deposita*, 38(7): 831-843
- Song XY, Zhang CJ, Hu RZ *et al.* 2005. Genetic links of magmatic deposits in the Emeishan Large igneous Province with dynamics of mantle plume. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 25(4): 35-44 (in Chinese with English abstract)
- Song XY, Zhou MF, Keays RR, Cao ZM, Sun M and Qi L. 2006. Geochemistry of the Emeishan flood basalts at Yangliuping, Sichuan, SW China: Implications for sulfide segregation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152(1): 53-74
- Song XY, Zhou MF, Tao Y and Xiao JF. 2008. Controls on the metal compositions of magmatic sulfide deposits in the Emeishan large igneous province, SW China. *Chemical Geology*, 253(1-2): 38-49
- Song XY, Hu RZ and Chen LM. 2009. Geochemical natures of copper, nickel and PGE and their significance for the study of origin and evolution of mantle-derived magmas and magmatic sulfide deposits. *Earth Science Frontiers*, 16(4): 287-305 (in Chinese with English abstract)
- Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD and Norry MJ (eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publication, 42(1): 313-345
- Tao Y, Gao ZM, Luo TY *et al.* 2002. Inversion of primary magma composition for Jinbaoshan ultramafic intrusion, Yunnan. *Acta Petrologica Sinica*, 18(1): 70-82 (in Chinese with English abstract)
- Tao Y, Luo TY, Gao ZM and Zhu D. 2004. The relation between Emeishan continental flood basalts and Cu-Ni-PGE deposits of southwestern China Trap: A case study on Jinbaoshan mafic-ultramafic intrusion, Yunnan. *Geological Review*, 50(1): 9-15 (in Chinese with English abstract)
- Tao Y, Hu RZ, Wang XZ, Zhu D, Song XY and Feng JY. 2006. The Cu-Ni-PGE mineralization in the Emeishan large igneous province: Geochemical study on some typical deposits. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 25(3): 236-244 (in Chinese with English abstract)
- Tao Y, Li CS, Hu RZ, Ripley EM, Du AD and Zhong H. 2007. Petrogenesis of the Pt-Pd mineralized Jinbaoshan ultramafic intrusion in the Permian Emeishan Large Igneous Province, SW China. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 153(3): 321-337
- Tao Y, Hu RZ, Qi L and Luo TY. 2007. Geochemical characteristics and metallogenesis of the Limahe mafic-ultramafic intrusion, Sichuan. *Acta Petrologica Sinica*, 23(11): 2785-2800 (in Chinese with English abstract)
- Tao Y, Li CS, Song XY and Ripley EM. 2008. Mineralogical, petrological, and geochemical studies of the Limahe mafic-ultramafic intrusion and associated Ni-Cu sulfide ores, SW China. *Mineralium Deposita*, 43(8): 849-872
- Tao Y, Hu RZ, Qu WJ and Du AD. 2008. Re-Os isotope study of sulfide and olivine pyroxenite in the Limahe nickel deposit, Sichuan Province. *Acta Geologica Sinica*, 82(9): 1292-1304 (in Chinese with English abstract)
- Tao Y, Li CS, Hu RZ, Qi L, Qu WJ and Du AD. 2010. Re-Os isotopic constraints on the genesis of the Limahe Ni-Cu deposit in the Emeishan large igneous province, SW China. *Lithos*, 119(1-2): 137-146
- Tao Y, Zhu FL, Yu SY and Liao MY. 2011. Ore-forming systematic of sulfide deposits in the Xiaoguanhe region, Huili County, Sichuan Province. *Acta Mineralogica Sinica*, (Suppl. 1): 174 (in Chinese)
- Tao Y, Putirka K, Hu RZ and Li CS. 2015. The magma plumbing system of the Emeishan large igneous province and its role in basaltic magma differentiation in a continental setting. *American Mineralogist*, 100: 2509-2517
- Thompson RN and Gibson SA. 2000. Transient high temperatures in mantle plume heads inferred from magnesian olivines in Phanerozoic picrites. *Nature*, 407(6803): 502-506
- Wang CY, Zhou MF and Qi L. 2010. Origin of extremely PGE-rich mafic magma system: An example from the Jinbaoshan ultramafic sill, Emeishan large igneous province, SW China. *Lithos*, 119(1-2): 147-161
- Xiao L, Xu YG, Mei HJ, Zheng YF, He B and Pirajno F. 2004. Distinct mantle sources of low-Ti and high-Ti basalts from the western Emeishan large igneous province, SW China: Implications for plume-lithosphere interaction. *Earth and Planetary Science Letters*, 228(3-4): 525-546
- Xu JF, Suzuki K, Xu YG, Mei HJ and Li J. 2007. Os, Pb and Nd isotope geochemistry of the Permian Emeishan continental flood basalts: Insights into the source of a large igneous province. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(8): 2104-2119
- Xu YG, Chung SL, Jahn BM and Wu GY. 2001. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China. *Lithos*, 58(3-4): 145-168
- Xu YG, He B, Chung SL, Menzies MA and Frey FA. 2004. Geologic, geochemical, and geophysical consequences of plume involvement in the Emeishan flood-basalt province. *Geology*, 32(10): 917-920
- Yang X and Li H. 1992. Pt-bearing Basic and Ultrabasic Bodies and Pt (Group) Deposits in China. Xi'an: Xi'an Jiaotong University Press, 183 (in Chinese)
- Yao JD. 1986. On the Genesis of Cu-(Pt)-Ni Sulfide Deposits in Xichang Region. Chongqing: Chongqing Publishing House, 34-37 (in Chinese)
- Zhang J. 1982. Ore-forming geological characteristics and formation mechanism of Hetaoshu magmatic PGE-bearing Cu-Ni sulphide deposits in Huili County. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 2(2): 35-47 (in Chinese)

- Zhang Y, Shen B, Zhou JY *et al.* 2011. Ore-forming type, regional metallogenic regularity and prospecting evaluation in Xiaoguanhe area, Huili County, Sichuan Province. *Acta Mineralogica Sinica*, (Suppl. 1): 190-191 (in Chinese)
- Zhang ZC and Wang FS. 2003. A method for identifying primary magma: Examples from picrite and alkali basalts. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 33(2): 130-134 (in Chinese with English abstract)
- Zhang ZC, Mao JW, Wang FS *et al.* 2005. Mantle plume activity and melting conditions: Evidence from olivines in picritic-komatiitic rocks from the Emeishan Large Igneous Province, southwestern China. *Episodes*, 28(3): 171-176
- Zhang ZC, Wang FS, Qu WJ, Hao YL and Mahoney JJ. 2005. Discovery of high-Os picrites in the large Emeishan igneous province and its geological significance. *Acta Geologica Sinica*, 79(4): 515-521 (in Chinese with English abstract)
- Zhang ZC, Mahoney JJ, Wang FS, Zhao L, Ai Y and Yang TZ. 2006. Geochemistry of picritic and associated basalt flows of the western Emeishan flood basalt province, China: Evidence for a plume-head origin. *Acta Petrologica Sinica*, 22(6): 1538-1552 (in Chinese with English abstract)
- Zhong H, Hu RZ, Zhou XH and Ye ZJ. 2004. Geochemistry of the volcanic rocks in the Dapingzhang ore district, Simao, Yunnan Province and its tectonic significance. *Acta Petrologica Sinica*, 20(3): 567-574 (in Chinese with English abstract)
- Zhong H, Zhu WG, Qi L, Zhou MF, Song XY and Zhong Y. 2006. Platinum-group element (PGE) geochemistry of the Emeishan basalts in the Pan-Xi area, SW China. *Chinese Science Bulletin*, 51(7): 845-854
- Zhou MF, Yang ZX, Song XY, Leshner CM and Keays RR. 2002. Magmatic Ni-Cu-(PGE) sulfide deposits in China. In: Cabri LJ (ed.). *The Geology, Geochemistry, Mineralogy, Mineral Benefication of the Platinum-Group Elements*. Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum, Special Volume 54: 619-636
- Zhou MF, Robinson PT, Leshner CM, Keays RR, Zhang CJ and Malpas J. 2005. Geochemistry, petrogenesis and metallogenesis of the Panzhihua gabbroic layered intrusion and associated Fe-Ti-V oxide deposits, Sichuan Province, SW China. *Journal of Petrology*, 46(11): 2253-2280
- Zhou MF, Zhao JH, Qi L, Su WC and Hu RZ. 2006. Zircon U-Pb geochronology and elemental and Sr-Nd isotope geochemistry of Permian mafic rocks in the Funing area, SW China. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151(1): 1-19
- Zhu D, Luo TY, Gao ZM and Zhu CM. 2003. Differentiation of the Emeishan flood basalts at the base and throughout the crust of southwest China. *International Geology Review*, 45(5): 471-477
- Zhu D, Xu YG, Luo TY *et al.* 2007. Conduit of the Emeishan basalts: The Zhubei mafic-ultramafic intrusion in the Yuanmou area of Yunnan province, China. *Acta Mineralogica Sinica*, 27(3-4): 273-280 (in Chinese)
- Zhu FL, Tao Y, Hu RZ and Ma YS. 2009. Geochemical characteristics and genesis of Qingkuangshan mafic-ultramafic intrusion in Huili County, Sichuan Province. *Acta Mineralogica Sinica*, 29(Suppl. 1): 109-110 (in Chinese)
- Zhu FL, Tao Y, Hu RZ *et al.* 2011. Re-Os isotopic constraints on the ore-forming mechanism for the Qingkuangshan Ni-Cu-PGE deposit in the Huili County, Sichuan Province. *Acta Petrologica Sinica*, 27(9): 2655-2664 (in Chinese with English abstract)
- Zhu FL, Tao Y, Hu RZ and Ma YS. 2012. Geochemical characteristics and metallogenesis of the Qingkuangshan Ni-Cu-PGE mineralized mafic-ultramafic intrusion in Huili County, Sichuan Province, SW China. *Acta Geologica Sinica*, 86(3): 590-607
- 附中文参考文献
- 柴凤梅, 张招崇, 董连慧等. 2007. 新疆中天山白石泉含铜镍矿镁铁-超镁铁岩体地球化学特征与岩石成因. *岩石学报*, 23(10): 2366-2378
- 储雪蕾, 孙敏, 周美夫. 2001. 化学地球动力学中的铂族元素地球化学. *岩石学报*, 17(1): 112-122
- 从柏林. 1988. 攀西古裂谷的形成与演化. 北京: 科学出版社, 1-424
- 官建祥, 宋谢炎. 2010. 四川攀西地区几个小型镁铁-超镁铁岩体含矿性的铂族元素示踪. *矿床地质*, 29(2): 207-217
- 胡瑞忠, 陶琰, 钟宏, 黄智龙, 张正伟. 2005. 地幔柱成矿系统: 以峨眉山幔柱为例. *地学前缘*, 12(1): 42-54
- 马言胜, 陶琰, 钟宏等. 2009. 四川阿布郎当超镁铁质侵入体成矿机制的地球化学约束. *岩石学报*, 25(5): 1146-1158
- 宋谢炎, 张成江, 胡瑞忠等. 2005. 峨眉山成岩省岩浆矿床成矿作用与地幔柱动力学过程的耦合关系. *矿物岩石*, 25(4): 35-44
- 宋谢炎, 胡瑞忠, 陈列锰. 2009. 铜、镍、铂族元素地球化学性质及其在幔源岩浆起源、演化和岩浆硫化物矿床研究中的意义. *地学前缘*, 16(4): 287-305
- 陶琰, 高振敏, 罗泰义等. 2002. 云南金山超镁铁岩原始岩浆成分反演. *岩石学报*, 18(1): 70-82
- 陶琰, 罗泰义, 高振敏, 朱丹. 2004. 西南暗色岩铜镍硫化物矿化岩体与峨眉山玄武岩的关系——以云南金山岩体为例. *地质论评*, 50(1): 9-15
- 陶琰, 胡瑞忠, 王兴阵, 朱丹, 宋谢炎, 冯家毅. 2006. 峨眉山大火成岩省 Cu-Ni-PGE 成矿作用——几个典型矿床岩石地球化学特征的分析. *矿物岩石地球化学通报*, 25(3): 236-244
- 陶琰, 胡瑞忠, 漆亮, 罗泰义. 2007. 四川力马河镁铁-超镁铁质岩体的地球化学特征及成岩成矿分析. *岩石学报*, 23(11): 2785-2800
- 陶琰, 胡瑞忠, 屈文俊, 杜安道. 2008. 力马河镍矿 Re-Os 同位素研究. *地质学报*, 82(9): 1292-1304
- 陶琰, 朱飞霖, 于宋月, 廖名扬. 2011. 四川会理小关河地区岩浆硫化物矿床成矿系统. *矿物学报*, (增1): 174
- 杨星, 李行. 1992. 中国含铂基性超基性岩体与铂(族)矿床. 西安: 西安交通大学出版社, 183
- 姚家栋. 1986. 西昌地区硫化铜(铂)镍矿床成因. 重庆: 重庆出版社, 34-37
- 张江. 1982. 会理核桃树含铂硫化铜镍矿床成矿地质特征及成因初探. *矿物岩石*, 2(2): 35-47
- 张招崇, 王福生. 2003. 一种判别原始岩浆的方法——以苦橄岩和碱性玄武岩为例. *吉林大学学报(地球科学版)*, 33(2): 130-134
- 张招崇, 王福生, 曲文俊等. 2005. 峨眉山大火成岩省中高 Os 苦橄岩的发现及地质意义. *地质学报*, 79(4): 515-521
- 张招崇, Mahoney JJ, 王福生, 赵莉, 艾羽, 杨铁铮. 2006. 峨眉山大火成岩省西部苦橄岩及其共生玄武岩的地球化学: 地幔柱头部熔融的证据. *岩石学报*, 22(6): 1538-1552
- 张贻, 沈冰, 周家云等. 2011. 四川会理-小关河地区主要矿床类型、成矿规律和找矿评价. *矿物学报*, (S1): 190-191
- 钟宏, 胡瑞忠, 周新华, 叶造军. 2004. 云南思茅大平掌矿区火山岩的地球化学特征及构造意义. *岩石学报*, 20(3): 567-574
- 朱丹, 徐义刚, 罗泰义等. 2007. 峨眉山玄武岩的输送通道: 云南元谋朱布岩体. *矿物学报*, 27(3-4): 273-280
- 朱飞霖, 陶琰, 胡瑞忠, 马言胜. 2009. 四川会理县青矿山镁铁-超镁铁岩体地球化学特征及成因分析. *矿物学报*, 29(增1): 109-110
- 朱飞霖, 陶琰, 胡瑞忠等. 2011. 四川省会理县青矿山 Ni-Cu-PGE 矿床成因机制的 Re-Os 同位素证据. *岩石学报*, 27(9): 2655-2664