

# 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\*

陶琰 胡瑞忠 漆亮 罗泰义

TAO Yan, HU RuiZhong, QI Liang and LUO TaiYi

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, 贵州 贵阳 550002

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

2007-02-08 收稿, 2007-06-18 改回.

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

**Abstract** The Limahe nickel deposit is one of the most important magma sulfide deposits in the Emeishan LIP (Large Igneous Province). The ore-bearing intrusion is a small mafic-ultramafic intrusive body which is fractionated well, consist of plagioclase-bearing ultramafics and gabbros. The ores are rich in sulfide with high grade of nickel and copper but poor in PGE (platinum-group elements). It is a typical PGE-poor sulfide deposit in the Emeishan LIP. This paper will provide a basic study on major elements, trace elements and platinum-group elements for various rocks and ores in the intrusion. The major and trace elements variations of the rocks show tholeiitic evolution trend. The characteristics of the trace elements in ratio shows it is similar with high Ti Emeishan Continental Flood Basalt (ECFB), and different to Low-Ti ECFB. But the calculated concentration of strong incompatible trace elements in primary magma of the intrusion is much lower than High-Ti ECFB. So, the intrusion is not a differentiated body from a magma related with high-Ti or Low-Ti ECFB (not including picrites). The composition of PGE for the ultramafic rocks and sulfide ore are in a style of no Ru depletion, and the ratio of Pd/Ir is lower in about 5, that is quite different to ECFB, but same to the picrites in Emeishan LIP. By estimating, the composition of primary magma is picritic with about 17% in MgO and 48% in SiO<sub>2</sub>. The primary magma is originated from about 130 km depth in mantle, with degree of about 19% partial melting of the mantle which is analogous to the source mantle of OIB (Ocean Island Basalts). PGE analyses indicates that the sulfide ore are depleted in PGE with contents in ppb to  $0.1 \times 10^{-6}$ . The ratio of Cu/Pd is higher over primitive mantle 10 to 100 times. Mantle-normalized Ni-PGE-Cu plots are distinguished in U shape. By model analyzing, it is concluded that the ores are formed by "the second sulfide segregation". The primary magma had sulfide segregation in the first, the removal of sulfide liquid from magma made the magma depleted in PGE more than Cu and Ni. The ore-sulfides that formed subsequently from this PGE depleted magma have very high Cu/Pd ratios.

**Key words** Magmatic sulfide deposit, ELIP, Limahe nickel deposit, PGE, Mafic-ultramafic rock

**摘要** 四川会理力马河镍矿是峨眉山大火成岩省最重要的岩浆硫化物矿床之一,成矿岩体为一小型镁铁-超镁铁岩侵入体,由含斜长石的超镁铁岩(包括含长辉石橄辉岩和斜长橄辉岩)和辉长岩类的镁铁质岩组成。矿床富含硫化物,成矿元素组合为铜、镍,铂族元素含量很低,没有铂族元素的工业富集,是峨眉山大火成岩省中富铜镍贫铂族元素的代表性岩浆硫化物矿床。本文对力马河镍矿成矿岩体的镁铁、超镁铁岩及矿床中各种硫化物矿石进行了主量元素、微量元素及铂族元素含量分析。分析结果表明,力马河岩体的镁铁、超镁铁岩属拉斑玄武岩成因系列,岩石特征微量元素比值大致与高钛的峨眉山玄武岩相当、与低钛的峨眉山玄武岩有明显区分,但估计原始岩浆强不相容微量元素绝对含量大大低于高钛玄武岩,因此,其成矿岩体不是与一般的低钛或高钛峨眉山玄武岩(不包括苦橄岩在内)直接对应的深成相。岩体超镁铁岩及矿石铂族元素组成特征表现为无钌亏损的型式,钌/铱比值较小、在5左右,也显著不同于一般的峨眉山玄武岩,而类似于峨眉山大火成岩省苦橄岩的铂族元素组成。运用岩石地球化学研究方法计算,原始岩浆为苦橄质成分: MgO 含量约 17%、SiO<sub>2</sub> 含量约 48%。估计原

\* 国家自然科学基金项目(40573020,40673030)和中国科学院重要方向项目(KZCX3-SW-125)资助。

第一作者简介:陶琰,男,1963生,博士,副研究员,岩石学和矿床地球化学专业, E-mail: taoyan@vip.gyig.ac.cn

始岩浆形成于130公里左右的深度,由类似于洋岛玄武岩岩浆源区成分的地幔经19%左右的部分熔融形成。超镁铁岩及硫化物矿石铂族元素含量一般在 $10^{-9} \sim 10^{-8}$ 级,铂族元素相对铜镍强烈亏损,铜/钨比值高于原始地幔10~100倍,铜镍铂族元素组成的原始地幔标准化曲线呈铂族元素显著亏损的“U”型。模式分析说明,导致铂族元素亏损的原因是岩浆成矿演化过程中多阶段硫化物熔离作用造成的,早期熔离出来的硫化物被丢失并造成岩浆中铂族元素亏损,其铂族元素亏损后的岩浆(第)二次硫化物熔离富集形成铂族元素亏损的矿石。

**关键词** 岩浆硫化物矿床;峨眉山大火成岩省;力马河镍矿;铂族元素;镁铁-超镁铁岩

**中图法分类号** P588.125; P618.63; P618.53

## 1 引言

四川会理力马河镍矿是我国西南地区最重要的岩浆硫化物矿床之一(从柏林,1986;姚家栋,1986;Mei,1973;Zhou *et al.*, 2002),其成矿岩体(力马河岩体)锆石 SHRIMP 年龄为260 Ma(Zhou *et al.*, 2005),已有研究表明他们是峨眉山大火成岩省岩浆活动产物,并认为力马河镍矿是峨眉山大火成岩省岩浆铜镍铂族元素成矿作用中一种重要的端元矿化类型(Zhou *et al.*, 2002;胡瑞忠等,2005)。

峨眉山大火成岩省岩浆铜镍铂族元素矿床有多种不同矿化类型:有以铂族元素为主的矿床,如金宝山铂钨矿(Tao *et al.*, 2007);有含较高铂族元素的岩浆硫化物矿床,如杨柳坪铜镍铂矿床(王登红等,2000;Song *et al.*, 2003);力马河镍矿铜镍硫化物高度富集,在成矿元素组成上以富铜镍、贫铂族元素为特征,是富铜镍贫铂族元素的代表性矿床,具有典型矿床的研究意义。早年有关研究(桂林冶金地质研究所等,1974;姚家栋,1986)曾比较系统的介绍了矿床和成矿岩体的基本地质特征,提出了岩浆深源硫化物熔离、矿浆贯入等矿床成因认识,并通过岩石主量元素、稀土元素特征等方面的研究指出成矿岩体具有拉斑玄武岩的成因性质。在当前对峨眉山大火成岩省构造-岩浆活动研究的背景下,力马河镍矿成矿岩体与峨眉山玄武岩在成因上的关系还需要更深入和更精细的探讨,另外,在峨眉山大火成岩省统一的构造岩浆活动背景下,是什么原因造成岩浆铜镍铂矿床矿化类型的变异?力马河镍矿作为富铜镍、贫铂族元素的典型矿床,其铂族元素亏损的原因是什么?近年来已开展了一些初步的探索性讨论(如:陶琰等,2006),但目前还缺乏有针对性的专题研究。

本文拟在峨眉山大火成岩省岩石地球化学研究及其成矿作用研究的背景下,对力马河镍矿成矿岩体的镁铁、超镁铁岩及硫化物矿石的主量元素、微量元素和铂族元素进行比较系统的分析,揭示成矿岩体与峨眉山玄武岩的成因关系、界定成矿岩体原始岩浆性质及成因,并对矿石硫化物严重亏损铂族元素这一端元矿化类型提出合理的成因解释,以期进一步丰富对峨眉山大火成岩省岩浆活动规律的认识、并促进峨眉山大火成岩省成矿作用的研究。

## 2 岩体和镍矿床地质概况

力马河镍矿位于康滇地轴中段会理县小关河地区,处于峨眉山大火成岩省岩浆活动范围内(图1),其成矿岩体(或称为力马河岩体)为一小型的镁铁-超镁铁岩侵入体,其锆石 SHRIMP 年龄为260 Ma(Zhou *et al.*, 2005),与峨眉山大火成岩省主要岩浆活动时限256 Ma~260 Ma(Zhou *et al.*, 2006; Fan *et al.*, 2004; Zhong and Zhu., 2006; Hou *et al.*, 2006)相对应,结合岩石地球化学特征等方面的初步分析,有关研究认为,力马河镍矿成矿岩体是峨眉山大火成岩省岩浆活动的产物(Zhou *et al.*, 2002;胡瑞忠等,2005)。

力马河镍矿原勘探储量有镍品位1.11%的矿石量 $2.49 \times 10^6$ 吨,所在的会理小关河地区是峨眉山大火成岩省岩浆硫化物矿床矿化岩体出露最集中的地区之一,密集分布数十个岩浆硫化物矿化岩体,主要有杨合伍、核桃树、青矿山、等,形成一个以力马河镍矿为代表的矿化岩体群,集中在以小关河为中心的基底出露区,出露基底地层为下元古界会理群石英岩、石英钠长片岩、砂板岩、白云片岩、灰岩等。

成矿岩体由不对称环带状分布的含斜长石的超镁铁岩(包括含长辉石橄榄岩和斜长橄榄辉石岩)和镁铁质岩(包括辉长岩和浅色角闪辉长岩)组成,南北向延伸约900m,东西宽约20m~180m,侵位于会理群力马河组石英岩与风营组灰岩之中。超镁铁岩分布在岩体底部及西侧,镁铁质岩产出在岩体偏东侧的中上部,如图1所示。

原勘查资料表明,矿床成矿元素组合为Ni-Cu,铂族元素(PGE)含量很低,没有铂族元素的工业富集。矿石硫化物呈斑点状、网脉状(或称为陨铁状)及致密块状。致密块状矿石镍品位在4%左右。矿体以斑点状和网脉状硫化物矿石为主,其次为致密块状硫化物矿石。矿体产出在超镁铁岩中,产状与超镁铁岩一致,大部分超镁铁岩中都有硫化物矿化,含矿与不含矿的超镁铁岩无明显界限,但工业矿体主要产出在超镁铁岩相的西侧及底部,矿体厚度约占超镁铁岩的1/2至3/4,最厚处有48m。

## 3 采样和样品岩相学特征

分析样品均来自原采矿坑道,样品都很新鲜,包括不同类型的各种岩石样品和矿石样品(图2)。超镁铁岩岩石样

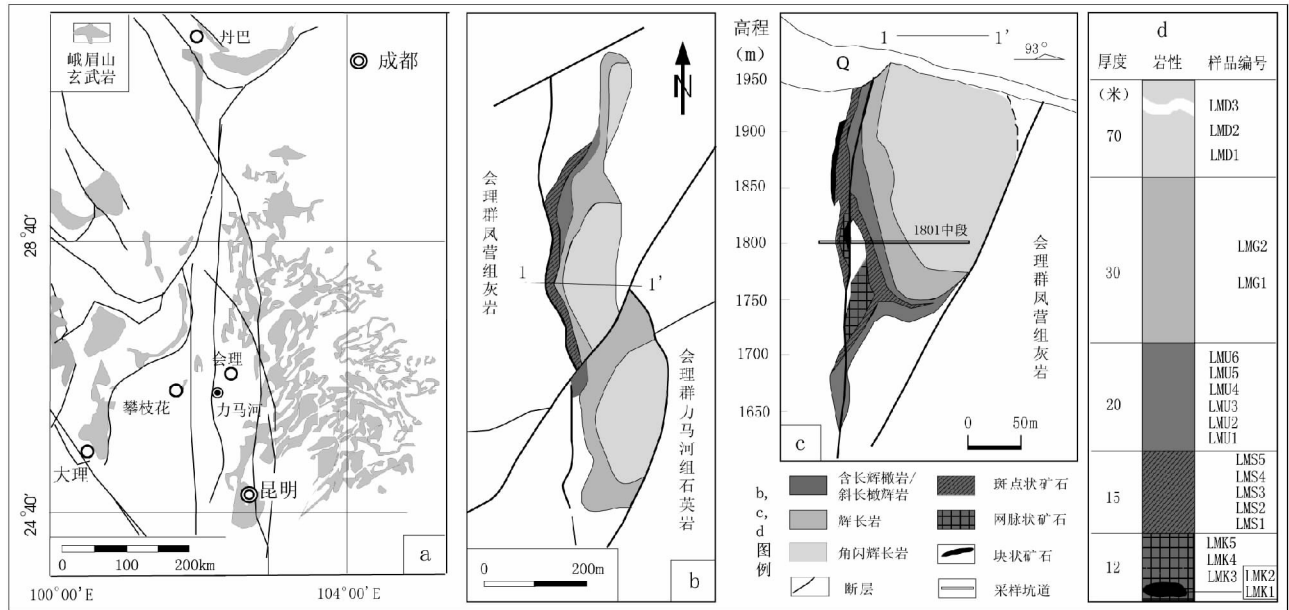


图1 力马河镍矿产出背景、成矿岩体地质简图及采样位置

a-峨眉山大火成岩省玄武岩分布及力马河镍矿产出位置(玄武岩分布据 Xu *et al.*, 2004); b-力马河镍矿主矿化岩体地质平面图; c-力马河镍矿主矿化岩体横剖面图(据桂林冶金地质研究所等, 1974); d-综合岩性柱状图及样品位置

Fig.1 Geological background, the geological map of the Limahe nickel deposit and a composite stratigraphic column showing sample locations

品有含长辉石橄榄岩和斜长橄辉岩,其中部分样品有斑点状硫化物矿化(或称为斑点状硫化物矿石);镁铁质岩石样品包括辉长岩和浅色角闪辉长岩;矿石样品有块状硫化物矿石、网脉状硫化物矿石、斑点状硫化物矿石。

含长辉石橄榄岩和斜长橄辉岩为暗黑色块状岩石,两者之间在矿物组合上并无差异,造岩矿物组成主要为橄榄石、辉石和斜长石,辉石以单斜辉石为主、含少量斜方辉石;两者的区分只是根据不同矿物相对含量的变化,含长辉石橄榄岩中橄榄石含量较高(>40%),斜长石也相对较低一些、一般在10%左右;斜长橄辉岩中橄榄石含量减少到20%~40%,斜长石增加到10%~30%;岩石结构主要为包橄结构,橄榄石呈浑圆状熔蚀形态被单斜辉石包嵌,斜长石呈晶间充填形态,成分上为基性的培长石,其钙长石分子数  $An = 74 \sim 76$  (桂林冶金地质研究所等, 1974)。

辉长岩和浅色角闪辉长岩在产出上相互过渡。辉长岩主要由含量基本相等的半自形粒状斜长石和单斜辉石所组成;浅色角闪辉长岩中长石含量大于70%,暗色矿物含量低于30%、并以角闪石为主、以它形粒状充填在斜长石晶间。据桂林冶金地质研究所等(1974)资料,辉长岩中斜长石属拉长石,其钙长石分子数  $An = 65 \sim 68$ ;浅色角闪辉长岩中斜长石属中-拉长石,其钙长石分子数  $An = 47 \sim 54$ ;浅色角闪辉长岩中局部可见有少量石英。

致密块状矿石:呈凸镜状、脉状产出,包于网脉状矿石中,可含有少量硅酸盐矿物,含硫化物90%~100%。斑点状矿石:超镁铁岩中硫化物以斑点状形式产出,硫化物斑点

一般2mm~5mm,个别可达10mm以上,呈球状或液滴状。网脉状(陨铁状)矿石:它形硫化物包围橄榄石,并常连接起来使橄榄石成孤岛状,矿石含硫化物30%~70%。各类矿石中造矿矿物比例除块状硫化物矿石外基本相同:黄铜矿10%左右、磁黄铁矿60%~80%、镍黄铁矿10%~20%;块状硫化物矿石以磁黄铁矿和镍黄铁矿为主,很少黄铜矿。

## 4 样品分析及结果

样品分析包括:部分超镁铁岩样品的主要造岩矿物电子探针成分分析,各种岩石样品的主化学组成、微量元素含量分析,矿石及部分不含矿的超镁铁岩岩石样品的铜、镍、铂族元素含量测定。

### 4.1 超镁铁岩主要造岩矿物成分分析

橄榄石及单斜辉石成分分析在美国 Indiana 大学完成,采用 CAMECA SX50 电子探针仪波谱定量分析,分析电压为15kV,主量元素分析电流20nA、计数时间20秒,橄榄石中微量元素 Ni 的测定运用100nA 波束强度下测定、计数时间50秒,检出限为  $120 \times 10^{-6}$ 。斜长石成分电子探针分析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。部分代表性的分析结果如表1所列。

超镁铁岩中,除少量包裹在单斜辉石中的一部分很细小的橄榄石外,一般橄榄石成分变化范围为  $Fo = 80 \sim 85$  (表1),

表1 超镁铁岩主要造岩矿物成分电子探针分析代表性结果 (wt% ; Ni:  $10^{-6}$ )Table 1 Representative analyses of rock-forming minerals in the ultramafic rocks from the Limahe intrusion, oxides in wt% and Ni in  $10^{-6}$ 

矿物	样品	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	FeO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ni	总量	Fo/An
橄榄石	LMS2	39.13		42.06	18.41						1729	99.6	80.2
	LMS2	39.07		43.91	16.61						1596	99.6	82.4
	LMS2	39.88		45.83	14.52						1289	100.2	84.8
	LMK4	39.35		42.70	17.98						1517	100.0	80.9
	LMK4	39.30		43.76	17.07						1462	100.1	82.0
	LMK4	39.57		44.61	15.69						1305	99.9	83.5
	平均(28)	39.47		44.18	16.42						1446	100.1	82.7
单斜辉石	LMK4	52.06	2.42	19.24	5.64	18.52			0.64	1.12		99.64	
	LMS2	53.19	1.94	19.64	5.58	17.18			0.63	1.04		99.2	
	LMS2	51.82	2.02	18.02	4.83	19.34			0.69	1.05		97.77	
	平均(11)	52.44	2.17	18.81	5.31	18.79			0.65	1.00		99.17	
斜长石	LMS4	49.04	30.04		2.43	12.55	3.37	0.68				98.11	75

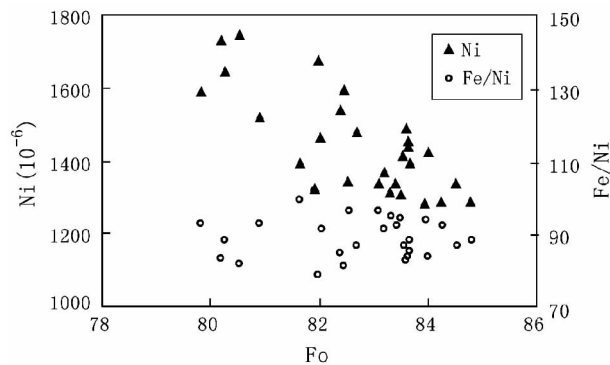


图2 橄榄石中 Ni 含量及 Fe/Ni 比值与橄榄石 Fo 的关系

Fig. 2 Plots of Fo versus Ni contents and Fe/Ni ratio for olivine in the ultramafic rocks of the Limahe intrusion

Ni 含量  $1289 \times 10^{-6} \sim 1792 \times 10^{-6}$ 、平均  $1446 \times 10^{-6}$  (表 1), Ni 含量与橄榄石的 Fo 组分负相关 (图 2)。通常情况下,同一岩浆房中早期结晶的橄榄石有较高的 Fo 组分和较高的 Ni 含量,晚结晶者有较低的 Fo 组分和较低的 Ni 含量,而力马河岩体超镁铁岩中橄榄石的 Ni 含量与此相反。已有研究表明 (Fleet *et al.*, 1983; Li and Naldrett, 1999), 结晶橄榄石如与熔离硫化物熔体接触将发生 Fe-Ni 平衡交换作用, 橄榄石的 Fo 组分越低、Fe 含量就越高, 与硫化物熔体平衡后的 Ni 含量也越高, Fe/Ni 比值与硫化物熔体的 Fe/Ni 比值有关, 受平衡常数制约; 力马河岩体超镁铁岩中橄榄石 Fe/Ni 比值与 Fo 无相关关系、在 90 左右 (图 2), 表明橄榄石与硫化物熔体发生了广泛的 Fe-Ni 平衡交换作用。

超镁铁岩中斜长石的代表性分析结果表明其成分为基

性的培长石, An 组分为 75, 与早年采用折光率测定的结果一致 (An = 74 ~ 76, 桂林冶金地质研究所等, 1974)。

#### 4.2 岩石主化学组成

岩石主化学组成分析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, 采用 PW4400 型 X 荧光仪测定; 含硫化物较高的样品采用碳硫分析仪测定了其中硫的含量, 用于对岩石化学成分校正。

超镁铁岩有弱的蛇纹石化蚀变, 另外, 部分样品本身就是含斑点状硫化物的矿石、含有较高的硫化物, 因此, 烧失量较大, 变化范围从 3.95% ~ 8.01%。原始分析结果中全铁含量 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 包含原硫化物中的 Fe 被烧结氧化后的部分, 由于硫化物主要是熔离堆积叠加到岩石样品中来的, 因此, 原始分析数据不能直接代表岩石学成因意义上的岩石化学组成, 需要对原始数据进行处理, 主要按矿石工业组份分析结果 - 硫化物中铁硫比例大致为 50 : 36 (桂林冶金地质研究所等, 1974), 以样品中 S 的含量扣除出硫化物中所含的 Fe、并按干体系进行校正, 得到各岩石样品的主化学组成如表 2。

根据校正后的分析结果 (表 2), MgO 在超镁铁岩中的含量一般 22% ~ 28%、最高 32.73%; SiO<sub>2</sub> 在超镁铁岩中的含量变化范围为 42.61% ~ 49.28%, 从 SiO<sub>2</sub> 的含量看、它们不是很典型的超基性岩, 而是介于基性岩与超基性岩的过渡范畴。如前述, 含长辉石橄榄岩和斜长橄榄辉石岩两者之间在矿物组合上并无差异, 只是在不同矿物的相对比例上有变化。在岩石主化学组成上, 含长辉石橄榄岩中 MgO 的含量相对较高、SiO<sub>2</sub> 的含量相对较低; 含长辉石橄榄岩中 MgO 的含量 24.66% ~ 32.73%、SiO<sub>2</sub> 的含量 42.61% ~ 44.69%, 斜长橄榄辉石岩中 MgO 的含量 22.25% ~ 24.25%、SiO<sub>2</sub> 的含量

表2 力马河岩体镁铁-超镁铁岩主化学组成(干组份, Wt%)及微量元素( $10^{-6}$ )分析结果

Table 2 Major oxide in anhydrous and trace element concentrations of the Limahe intrusion

岩石类型	含长辉橄岩		斜长橄辉岩		含长辉橄岩			斜长橄辉岩			辉长岩		浅色角闪辉长岩			
样品编号	LMS1	LMS2	LMS3	LMS4	LMS5	LMU1	LMU2	LMU3	LMU4	LMU5	LMU6	LMG1	LMG2	LMD1	LMD2	LMD3
SiO <sub>2</sub>	44.18	44.69	49.28	46.16	42.61	43.76	44.60	46.50	46.34	46.41	47.57	50.51	50.54	48.91	46.75	52.21
TiO <sub>2</sub>	1.43	1.15	0.89	0.89	0.86	1.22	1.61	1.61	1.66	1.68	1.46	2.14	1.80	2.98	5.73	4.35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.04	5.19	3.86	7.87	3.79	8.99	6.78	7.65	7.36	8.16	6.78	8.49	8.97	15.34	14.68	13.91
FeO*	13.01	12.37	11.10	12.39	12.86	12.28	12.52	12.12	11.95	12.12	12.50	10.91	9.96	10.02	12.53	10.48
MnO	0.16	0.15	0.17	0.16	0.14	0.14	0.14	0.15	0.15	0.16	0.15	0.18	0.15	0.14	0.17	0.14
MgO	26.13	27.69	23.57	24.25	32.73	26.25	24.66	22.25	23.56	22.37	22.93	12.03	12.29	7.68	6.68	5.53
CaO	4.84	5.62	8.56	6.04	4.34	5.14	5.94	7.39	7.31	7.22	6.85	13.49	12.91	11.24	10.04	8.34
Na <sub>2</sub> O	1.10	1.53	0.51	0.74	1.06	0.86	1.73	1.06	0.50	0.84	0.72	1.37	1.14	1.90	2.04	2.73
K <sub>2</sub> O	0.59	0.53	0.24	0.45	0.34	0.52	0.54	0.53	0.38	0.40	0.57	0.63	0.77	0.67	0.96	0.79
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.11	0.07	0.08	0.08	0.10	0.14	0.14	0.16	0.16	0.11	0.14	0.15	0.16	0.17	0.32
总量	98.63	99.03	98.26	99.03	98.80	99.26	98.66	99.40	99.37	99.53	99.65	99.90	98.68	99.05	99.74	98.81
挥发性	7.23	6.85	4.95	7.03	8.01	5.48	3.95	4.97	6.17	5.17	5.13	1.11	1.43	1.39	2.88	4.31
Mg <sup>#</sup>	0.78	0.80	0.79	0.78	0.82	0.79	0.78	0.77	0.78	0.77	0.77	0.66	0.69	0.58	0.49	0.49
S%	3.39	4.84	1.87	1.76	0.74	0.68										
Sc	16	22	35	21	21	19	29	27	24	20	21	53		35	28	28
V	149	113	149	139	96	129	169	201	198	206	179	283		239	428	428
Cr	2675	2746	3125	2070	3883	2414	2274	2194	1694	2281	3649	329		28	36	36
Co	294	265	130	190	152	109	94	89	68	91	106	84		69	77	77
Ni	6081	6908	3007	4513	1691	1299	722	578	929	970	855	153		54	45	45
Cu	4089	3638	2012	2057	721	268	71	88	38	26	23	64		57	34	34
Rb	20	19	14	20	15	22	23	19	15	16	22	21		23	32	32
Sr	190	134	92	176	106	272	201	235	64	166	149	293		534	581	581
Y	11.1	8.5	9.0	8.4	6.8	8.9	13.4	12.8	14.2	14.0	12.3	20.7		18.0	19.4	19.4
Zr	101	82	53	78	67	82	115	97	109	109	103	145		165	188	188
Nb	10.5	7.5	4.3	5.8	6.1	7.1	15.5	15.5	13.9	13.4	11.5	13.7		17.6	25.6	25.6
Ba	171	76	56	74	71	101	125	112	74	125	99	136		173	188	188
La	13.4	13.7	7.6	8.8	9.6	13.6	22.6	16.4	15.0	13.3	14.4	26.5		30.3	23.0	23.0
Ce	29.4	27.8	16.5	19.5	19.9	27.1	44.1	34.3	33.0	30.1	30.6	52.6		58.7	48.9	48.9
Pr	3.69	3.04	2.01	2.42	2.14	3.00	4.65	4.29	4.27	3.83	3.82	5.95		6.58	5.97	5.97
Nd	15.9	12.6	9.3	11.0	9.0	12.3	18.8	17.7	18.8	16.6	16.0	25.8		26.1	25.6	25.6
Sm	3.61	2.14	1.92	2.40	1.87	2.47	3.68	3.47	3.64	3.82	3.56	5.14		5.04	5.43	5.43
Eu	1.03	0.72	0.72	0.72	0.54	0.80	1.25	1.23	1.18	1.25	1.09	1.68		1.61	1.74	1.74
Gd	3.47	2.13	1.64	2.26	1.51	2.02	3.20	3.41	3.99	3.94	3.60	4.39		4.30	5.53	5.53
Tb	0.46	0.41	0.38	0.35	0.30	0.42	0.62	0.51	0.53	0.54	0.47	0.91		0.90	0.74	0.74
Dy	2.43	1.81	1.87	1.88	1.31	1.76	2.67	2.94	2.90	2.92	2.56	3.97		3.80	4.02	4.02
Ho	0.45	0.33	0.34	0.31	0.24	0.31	0.49	0.50	0.53	0.56	0.49	0.74		0.70	0.78	0.78
Er	1.20	0.98	0.94	0.93	0.71	0.94	1.46	1.24	1.34	1.38	1.23	2.14		2.02	1.89	1.89
Tm	0.16	0.10	0.12	0.13	0.06	0.11	0.15	0.19	0.19	0.18	0.16	0.25		0.23	0.26	0.26
Yb	0.98	0.66	0.63	0.71	0.50	0.62	1.10	1.01	1.04	1.18	1.01	1.62		1.42	1.63	1.63
Lu	0.14	0.11	0.11	0.09	0.07	0.10	0.16	0.15	0.18	0.17	0.15	0.20		0.19	0.24	0.24
Hf	3.61	2.65	1.96	1.98	2.68	2.60	3.39	2.59	2.91	3.08	2.91	5.41		5.77	5.13	5.13
Ta	0.73	0.56	0.29	0.38	0.45	0.53	1.04	0.95	0.83	0.99	0.88	1.01		1.15	1.96	1.96
Th	2.11	1.89	1.17	1.90	1.29	2.22	3.06	2.46	2.22	2.07	2.37	3.36		4.08	4.14	4.14
U	0.55	0.39	0.29	0.40	0.29	0.52	0.64	0.52	0.51	0.53	0.55	0.57		0.75	0.93	0.93

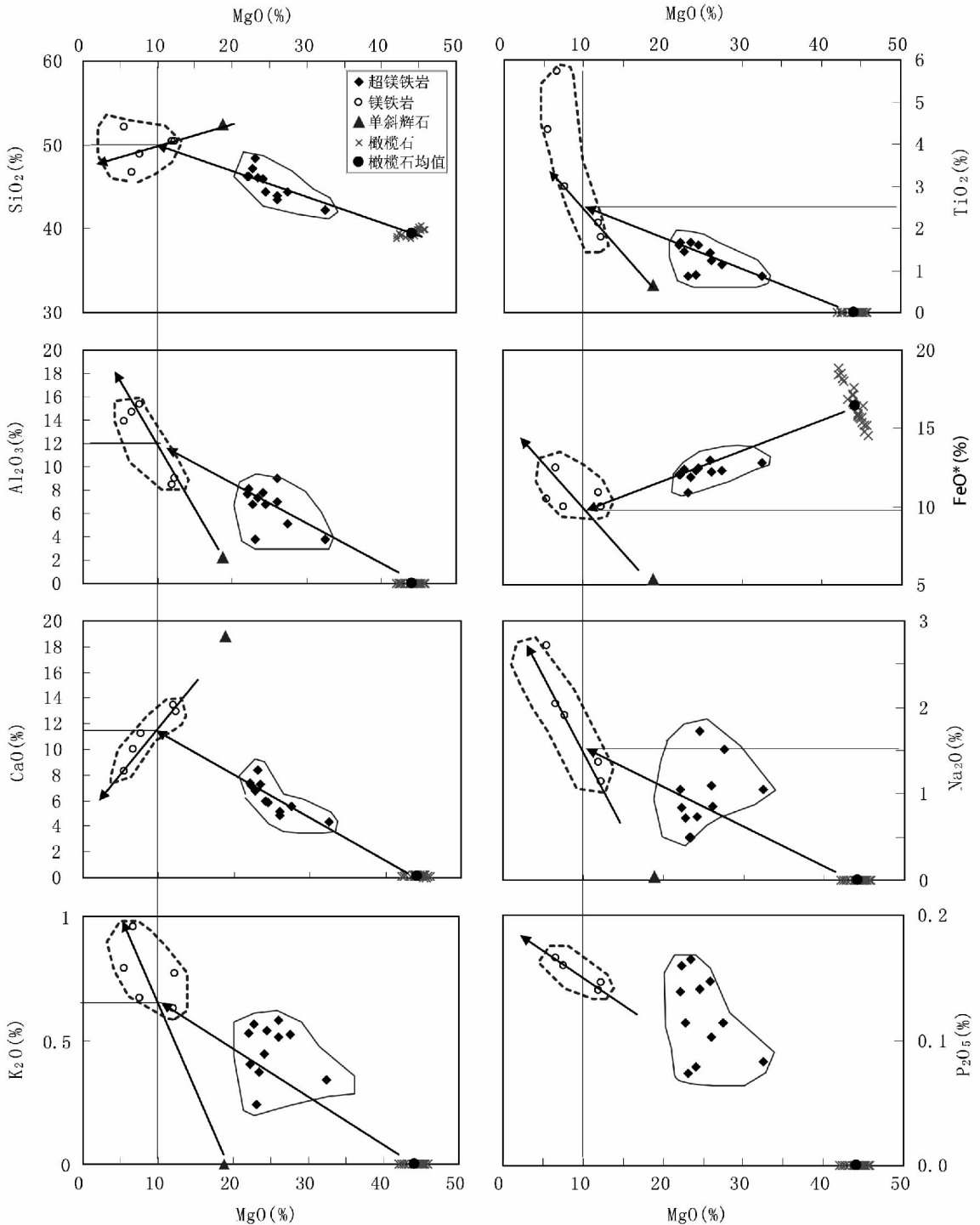


图3 力马河岩体镁铁-超镁铁岩 MgO-其他主化学组成的协变关系图。FeO\* 为全铁 FeO; 图中辅助直线交点代表橄榄石结晶后的(残余)岩浆熔体成分,也相当于侵入岩浆“晶-粥”体系中熔体部分的组成

Fig. 3 MgO vs.  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}^*$  (total iron),  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  of the Limahe intrusion

46.16%~49.28%。在演化趋势上,随 MgO 含量的减少, $\text{SiO}_2$ 、 $\text{TiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{P}_2\text{O}_5$ 增加,FeO\* (全铁)减少。

在镁铁质岩石中, $\text{SiO}_2$ 的含量 46.75%~52.21%,MgO、 $\text{TiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 含量变化较大,其中,MgO 在辉长岩中的含量在

12%左右,在浅色角闪辉长岩中下降到 5%~8%, $\text{TiO}_2$ 在辉长岩中为 2%左右,在浅色角闪辉长岩中为 3%~6%, $\text{Al}_2\text{O}_3$ 在辉长岩中为 8%~9%、在浅色角闪辉长岩中为 13.91%~15.34%。在演化趋势上,随 MgO 含量的减少, $\text{TiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、

FeO\* (全铁)、Na<sub>2</sub>O、K<sub>2</sub>O、P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>增加, SiO<sub>2</sub>、CaO 减少 (图3)。

根据岩石主化学组成的变化,如图3所示,岩体中超镁铁岩与镁铁质岩具有不同的成分变化趋势,构成两个阶段的成分演化线。超镁铁岩成分变化趋势的反向延长线经过橄榄石的成分点,反映出橄榄石组份对超镁铁岩成分的制约。镁铁质岩(包括辉长岩和浅色角闪辉长岩)成分变化趋势的反向延长线经过单斜辉石,反映岩体(就地)结晶分异作用中(残余)岩浆成分演化主要受单斜辉石结晶控制。由超镁铁岩和镁铁岩分别代表的两个阶段的成分变化趋势在各主要氧化物与 MgO 的协变关系图解上都非常一致的相交于 MgO 约为 10% 的点上(P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>除外、可能主要受岩浆期后热液活动的影响),其交点具有很好的地质意义,代表了岩浆演化过程中一个标志性阶段的(残余)岩浆熔体成分-橄榄石结晶出来之后的(残余)岩浆熔体成分,在本文讨论部分将据此进一步探讨原始岩浆性质及成因。进一步分析认为,超镁铁岩的辉石包嵌橄榄石的结构及橄榄石呈浑圆状熔蚀形态反映橄榄石为岩浆侵位前结晶形成,两阶段成分演化体现了成岩机制上侵位岩浆为含橄榄石的“晶-粥”,岩浆侵位后主要是单斜辉石的结晶作用制约熔体成分演化,在含橄榄石的堆晶相形成超镁铁岩的同时,熔体相进一步分异形成辉长岩和浅色角闪辉长岩,图3中的交点也就是侵位岩浆“晶-粥”体系中熔体部分的组成。目前,普遍认为很多镁铁-超镁铁岩体都是以含橄榄石的“晶-粥”侵位形成的(如: Li *et al.*, 2004)。

Mg<sup>#</sup>指数上,超镁铁岩为 0.77 ~ 0.82, 镁铁质岩为 0.49 ~ 0.69; AFM 图解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(图4),说明岩石地球化学演化属于拉斑玄武岩系列,岩石硅碱图也指示属于拉斑玄武岩系列(图5),与高碱质含量的碱性系列相区分。

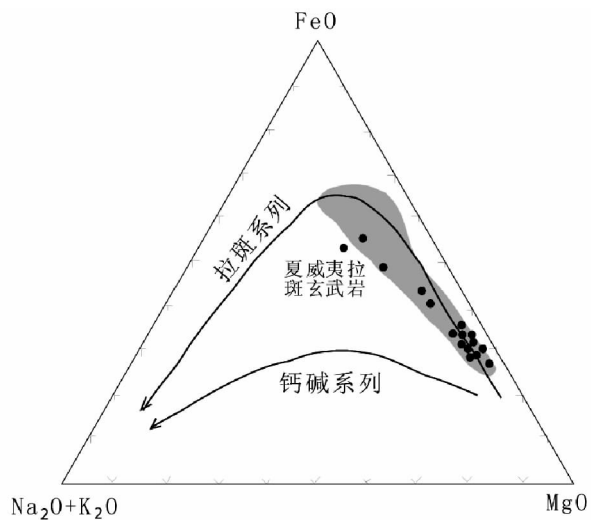


图4 力马河镁铁-超镁铁岩 AFM 图解。灰色阴影区为夏威夷拉斑玄武岩成分演化(据 Kuno, 1968)

Fig.4 AFM diagram for the mafic-ultramafic rocks of the Limahe intrusion (after Kuno, 1968)

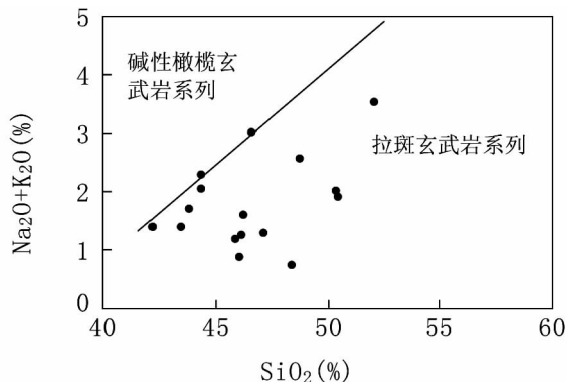


图5 力马河镁铁-超镁铁岩硅-碱图(据 Kuno, 1968)

Fig.5 Alkaline-silica diagram for the mafic-ultramafic rocks of the Limahe intrusion (after Kuno, 1968)

### 4.3 岩石微量元素组成

微量元素测定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,采用 ICP-MS 质谱分析,分析方法如文献(Qi *et al.*, 2000),根据对标准样品 GBPG-1 的分析结果,分析误差都小于 5%,分析结果列于表 2 中。

根据分析结果,力马河岩体镁铁-超镁铁岩微量元素组成的原始地幔标准化的曲线型式类似于洋岛玄武岩,如图6所示,除 Ba、Nb、Ta、Sr 有相对亏损外,曲线型态与洋岛玄武岩非常一致。Ba、Sr 的相对亏损在峨眉山玄武岩及峨眉山大火成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), Nb、Ta 亏损是大陆拉斑玄武岩普遍的特征,被认为可能是大陆岩石圈混染作用的效果

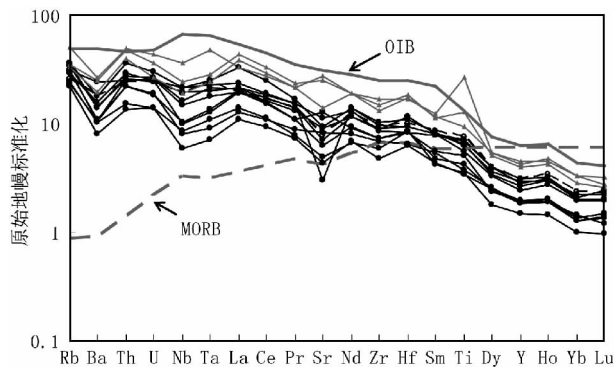


图6 力马河镁铁-超镁铁岩微量元素原始地幔标准化蛛网图。黑色实细线为超镁铁岩,浅色实细线为镁铁质岩(辉长岩及浅色角闪辉长岩), OIB(洋岛玄武岩)、MORB(洋中脊玄武岩)及原始地幔据 Sun and McDonough (1989)

Fig.6 Primitive mantle normalized trace element patterns for the Limahe intrusive rocks

表3 力马河镍矿主要类型矿石及不含矿超镁铁岩铜镍( $\times 10^{-6}$ )铂族元素( $\times 10^{-9}$ )组成Table 3 Ni, Cu (wt%) and PGE ( $\times 10^{-9}$ ) concentrations for the ores and barren ultramafic rocks of the Limahe nickel deposit

岩矿类型	块状矿石			网脉状矿石			斑点状矿石			无矿橄辉岩		
硫化物 (vol%)*	95	100	70	40	30	8	9	4	2			
样品编号	LMK1	LMK2	LMK3	LMK4	LMK5	LMS1	LMS2	LMS4	LMS5	LMU3	LMU4	LMU5
Ni	1.82	2.11	2.91	4.27	1.03	0.608	0.691	0.451	0.169	0.058	0.093	0.097
Os	1.18	1.86	6.21	7.97	7.77	2.8	1.06	3.85	0.39	0.37	3.5	3.74
Ir	1.68	0.87	2.7	2.93	2.59	1.10	0.32	1.09	0.16	0.24	0.95	0.895
Ru	11.1	2.57	3.62	4.71	4.91	1.68	1.03	3.18	1.01	0.25	1.74	1.48
Rh	0.58	0.50	1.44	1.76	0.92	0.56	0.26	0.34	0.11	0.07	0.3	0.255
Pt	1.88	0.74	31.4	121	8.91	18.3	12.7	5.38	12.1	1.72	6.78	6.67
Pd	2.33	2.41	20.7	42.7	6.38	15.3	3.84	3.16	1.53	0.83	5.22	4.565
Cu	0.083	0.021	1.56	1.14	0.514	0.409	0.364	0.206	0.072	0.0088	0.0038	0.0026
Ni/Cu	22.0	101.0	1.9	3.7	2.0	1.5	1.9	2.2	2.3	6.6	24.4	37.3
Pd/Ir	1.4	2.8	7.7	14.6	2.5	13.9	12.0	2.9	9.6	3.5	5.5	5.1
Pt/Pd	0.8	0.3	1.5	2.8	1.4	1.2	3.3	1.7	7.9	2.1	1.3	1.5
Cu/Pd ( $\times 10^4$ )	35.5	8.7	75.4	26.7	80.5	26.7	94.7	65.1	47.1	10.6	0.7	0.6

\* 硫化物(vol%)据目测

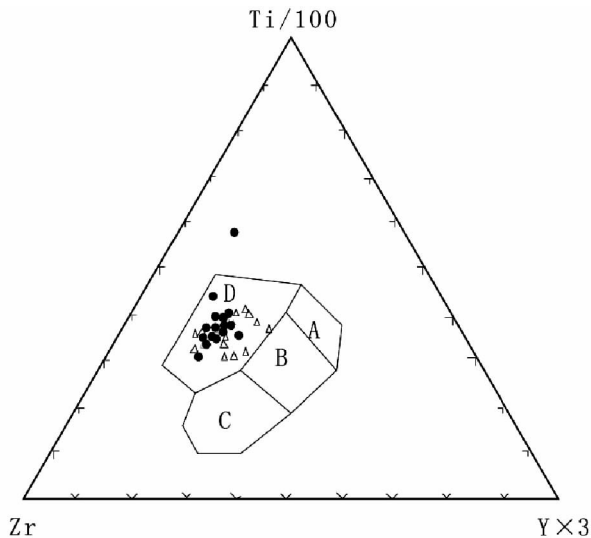


图7 Ti-Zr-Y 构造环境判别图。分区边界据 Pearce (1973): A(B)-岛弧玄武岩; B-洋脊玄武岩; C(B)-钙碱性玄武岩; D-板内玄武岩; ●-力马河镁铁-超镁铁岩; △-峨眉山玄武岩(据 Xu et al., 2001)

Fig. 7 Discrimination diagram of Ti-Zr-Y (after Pearce, 1973)

(Arndt et al., 1992); 力马河岩体各类岩石微量元素组成曲线基本平行,表现出非常好的一致性,较好地反映了成矿岩体镁铁岩与超镁铁岩为同源岩浆结晶分异演化; 辉长岩及浅色角闪辉长岩 Sr 正异常与超镁铁岩负异常相对应,认为

是受岩石中斜长石含量制约,浅色角闪辉长岩中个别样品 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。

在 Ti-Zr-Y 构造环境判别图上,力马河岩体的镁铁-超镁铁岩与峨眉山玄武岩迭合在板内玄武岩区(图 7)。

#### 4.4 铜、镍、铂族元素(PGE)组成

铂族元素在国家地质实验中心测定,分析方法及流程: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;加入确共沉淀剂沉淀后,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  $0.007 \times 10^{-9}$ 、Ir 为  $0.013 \times 10^{-9}$ 、Ru 为  $0.02 \times 10^{-9}$ 、Rh 为  $0.001 \times 10^{-9}$ 、Pt 为  $0.026 \times 10^{-9}$ 、Pd 为  $0.06 \times 10^{-9}$ 。

与铂族元素配套的铜、镍数据:块状及网脉状高硫化物含量的矿石样品中 Cu、Ni 含量采用压片 X 荧光方法测定、含斑点状硫化物的矿石样品及不含矿的超镁铁岩岩石样品中 Cu、Ni 含量据微量元素 ICP-MS 质谱分析。

力马河镍矿矿石及部分不含矿的超镁铁岩 Cu、Ni、PGE 含量分析结果列于表 3。

据表 3,矿石成矿元素组成以 Ni 为主、Cu 为辅,PGE 仅为  $10^{-9} \sim 10^{-8}$  级,矿石 Ni 含量一般 0.5% ~ 4%; 铜含量变化较大,网脉状矿石及斑点状矿石硫化物一般含铜 0.5% ~ 1.5%, Ni/Cu 比值在 2 左右,矿石中铂族元素相对铜、镍强烈亏损, Cu/Pd 比值非常大、高于原始地幔(7000) 10 ~ 100 倍,在 Cu、Ni、PGE 组成的原始地幔标准化曲线图上呈铂族元素强烈亏损的“U”型(图 8)。



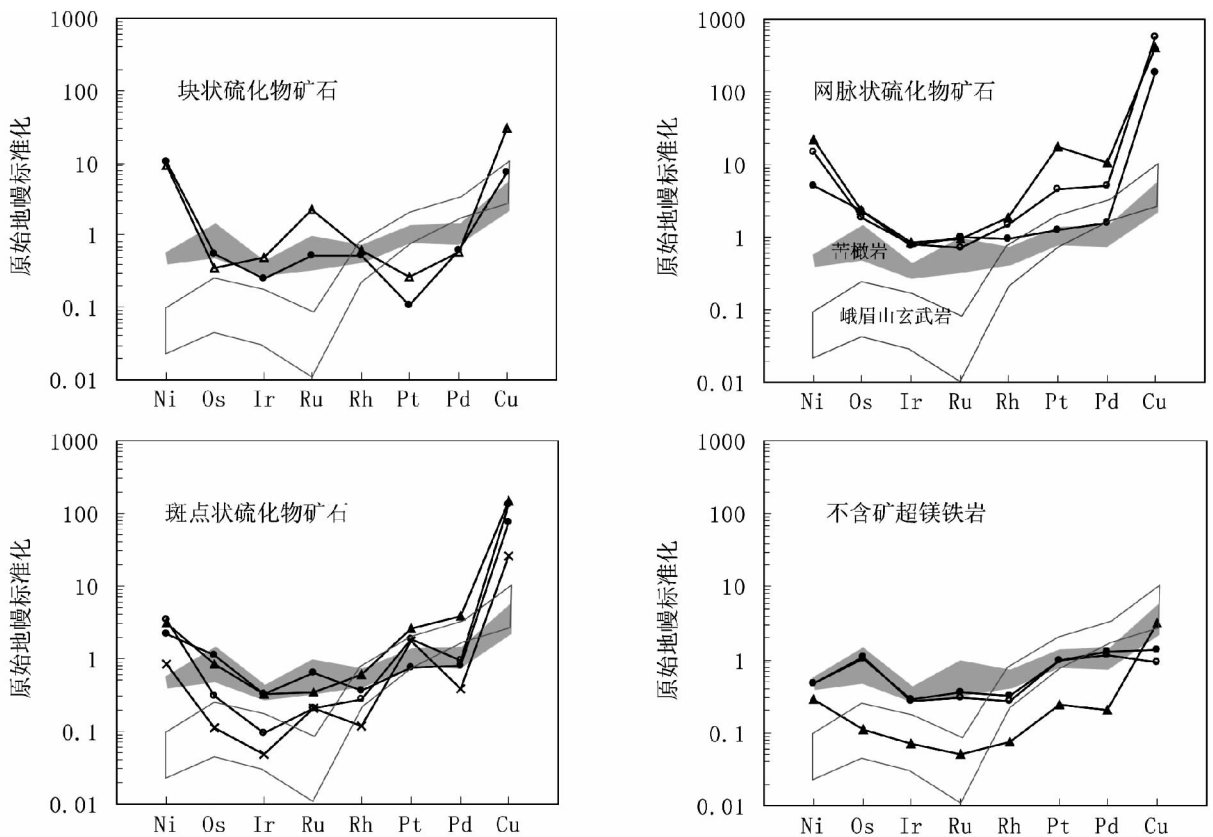


图8 力马河镍矿硫化物矿石及超镁铁岩 Ni、Cu、PGE 组成的原始地幔标准化配分曲线。原始地幔 Ni、Cu、PGE 含量据 Barnes and Lightfoot(2005); 峨眉山玄武岩及苦橄岩据张成江等(1998), Zhong *et al.* (2006) 及陶琰未刊资料

Fig. 8 Mantle-normalized patterns of Ni-Cu-PGE for the ores and barren ultramafic rocks of the Limahe nickel deposit

块状硫化物矿石的成矿元素组成比较特殊,基本上不含 Cu ( $< 0.1\%$ ), Ni/Cu 比值大于 20, Pt、Pd 含量也很低 ( $1 \times 10^{-9} \sim 2 \times 10^{-9}$  左右),铂族元素组成上相对富 Ru,可能是熔离硫化物经分异或改造形成的。网脉状矿石及斑点状矿石铂族元素组成基本一致,据斑点状结构认为可以代表岩浆熔离硫化物的基本组成。网脉状矿石含 Pt 较高,最高可达  $121 \times 10^{-9}$ ,一般  $10 \times 10^{-9} \sim 30 \times 10^{-9}$  左右;含斑点状硫化物矿石中 Pt 的含量一般  $5 \times 10^{-9} \sim 18 \times 10^{-9}$ 。网脉状矿石及斑点状矿石的铂族元素组成中 Pt、Pd 相对高于 Os、Ir、Ru、Rh, Pd/Ir 比值 2.5 ~ 14.6,相对一般大陆拉斑玄武岩 (Pd/Ir 比值 10 ~ 100) 而言,其比值较低; Pt > Pd, Pt/Pd 比一般 1.2 ~ 3,接近原始地幔比值(1.76)。铂族元素可能主要以类质同相形式混入在硫化物矿物中,目前尚未有发现铂族元素的独立矿物。

基本不含硫化物的超镁铁岩的铂族元素含量一般在  $10^{-9}$  量级, PGE 组成与矿石样品基本类似, Pt > Pd, Pt/Pd 比一般 1.3 ~ 2.1,在铱组元素中 Os 有相对较高的含量, Pd/Ir 比值在 5 左右,由于橄榄石富镍的缘故, Ni/Cu 比值增加、最高达到 37.3。

在铂族元素组成上,除块状矿石外,其他超镁铁岩及矿

石铂族元素标准化曲线型式与峨眉山大火成岩省的苦橄岩相似(图8),铱组铂族元素(IPGE)与钌组铂族元素(PPGE)的相对分异程度明显小于一般的峨眉山玄武岩(张成江等, 1998; Zhong *et al.*, 2006; Song *et al.*, 2006),较低的 Pd/Ir 比值表明原始岩浆形成于相对较高的地幔部分熔融程度。

## 5 讨论

### 5.1 原始岩浆性质

通常,对镁铁-超镁铁质岩体原始岩浆成分的估计以 Fe、Mg 在橄榄石与平衡岩浆中的分配关系为基础,根据橄榄石成分及岩体成分演化趋势进行估算(如 Cai *et al.*, 1989)。由于力马河岩体的形成可能经历深部分异橄榄石的丢失及多阶段岩浆演化,岩体中含最高镁橄榄石分子的橄榄石也不能代表与原始岩浆平衡的橄榄石,因此,该方法不适用于对力马河岩体原始岩浆成分的估计,如果用该方法估算力马河岩体原始岩浆的 MgO 含量将会低于 10%,低于分异的辉长岩,显然与实际不符合。下面以橄榄石分异不改变岩浆 CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 比值为基础,估算力马河岩体的原始岩浆成分。

表4 力马河岩体原始岩浆成分估算

Table 4 Evaluating the composition of the primary magma for the Limahe intrusion

岩浆成分	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO*	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
橄榄石分异后岩浆	50.00	2.35	12.00	9.90	10.00	11.50	1.70	0.65	0.15	0.96
原始岩浆			9.66							
橄榄石分异程度(%)			19.5							
分异橄榄石	39.50			16.25	44.20					
原始岩浆	47.95	1.89	9.66	11.14	16.67	9.28	1.37	0.52	0.12	0.96

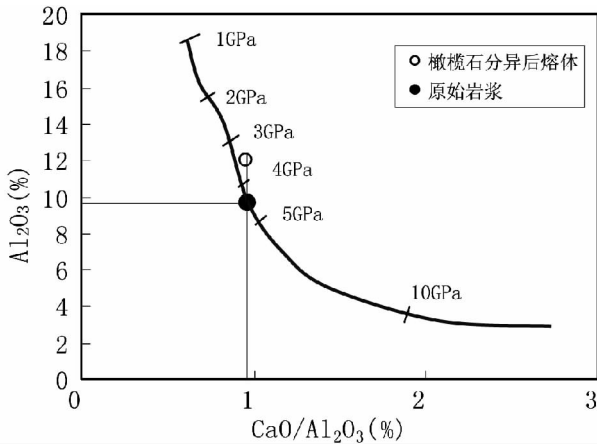


图9 力马河岩体原始岩浆 CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 关系图解。图中曲线为原始地幔在不同压力条件下固相线的 CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 关系(据 Herzberg, 1995)

Fig. 9 Evaluating the composition of the primary magma for the Limahe intrusion by CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> curve of mantle melting in solidus in various pressure from Herzberg (1995)

根据前述岩石主化学组成变化的趋势分析(图3),由超镁铁岩和镁铁岩分别代表的两个阶段的成分变化趋势在各主要氧化物-MgO 协变关系图解上都非常一致的相交于 MgO 约为 10% 的点上,其交点代表了橄榄石分异后的残余熔体组成,并且可能代表的是侵入岩浆“晶-粥”体系中熔体部分的组成。目测估计出交点处各主要氧化物组成即表中“橄榄石分异后岩浆”成分如表4,由于橄榄石的增减不改变岩浆熔体部分 CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 比值,因此,“橄榄石分异后岩浆”CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 比值也基本上是原始岩浆的 CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 比值。如 5.2 中对岩浆成因及源区特征的分析所表明,岩石较高的 Gd/Yb 等比值特征反映原始岩浆形成时源区有石榴石及单斜辉石残留相,因此,原始岩浆可以看作是在固相线上的熔融产物。固相线上的熔融是多组份的熔融共结点,在确定温压等熔融条件下,固相线上的熔体成分确定的,根据 Herzberg (1995) 原始地幔不同压力条件下固相线熔体成分的实验研究(图9),可以以原始岩浆 CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 比值估计出原始岩浆 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 的含量,并进一步据橄榄石分异后岩浆、原始岩浆 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 的含量差异估算出橄榄石的结晶分异程度,再利用橄榄石的成分恢复原始岩浆成分,力马河岩体原始岩浆成分

的估算结果如表4所列。

估算结果表明,力马河岩体原始岩浆 MgO 的含量约 16.7%、SiO<sub>2</sub> 的含量约 48%,据 La Bas (2000) 高镁质火成岩分类,属苦橄质岩浆,这一估算结果与岩石微量元素及铂族元素地球化学特征(反映地幔较高级度的部分熔融并与苦橄岩相似)相符合,并表明与峨眉山大火成岩省另一种端元矿化类型的金宝山铂钨矿不同,金宝山铂钨矿的原始岩浆估计值 MgO 含量在 13% 左右(陶琰等, 2002)。这里对原始岩浆 MgO 含量的估算结果与夏威夷苦橄岩原始岩浆 MgO 的含量(估计)16%~21% 基本相当(Hirschmann and Ghiorso, 1994; Norman and Garcia, 1999; Herzberg and O'Hara, 2002)。张招崇等(2006)对峨眉山大火成岩省苦橄岩原始岩浆 MgO 含量的估算结果为 21% 左右,笔者认为,原始岩浆 MgO 含量 21% 左右可能代表峨眉山大火成岩省一般苦橄质原始岩浆偏上限的 MgO 含量。力马河岩体原始岩浆 SiO<sub>2</sub> 的含量约为 48% 的估算结果、反映出具有高硅的特点,属于地幔柱成因的一种岩浆表现(Sobolev *et al.*, 2005)。

CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 比值的分析同时还表明力马河岩体原始岩浆累计经历了 20% 左右的橄榄石结晶(表4)。

根据岩石微量元素与 MgO 含量的相关关系,利用对原始岩浆 MgO 含量的估计值还可以得到原始岩浆微量元素的含量,下面有关岩浆性质的分析中运用了对原始岩浆微量元素含量的估计结果(估算数据略)。

## 5.2 岩浆成因及源区特征

### 5.2.1 与峨眉山玄武岩的成因关系

Naldrett (1999)、Lightfoot and Keays (2005) 等对 Noril'sk 铜镍硫化物矿床成矿岩体及 Noril'sk 地区玄武岩的岩石地球化学及成矿元素的系统变化进行了详细的分析研究,指出成矿岩体是 Noril'sk 地区玄武岩的通道相堆积。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源关系(Zhu *et al.*, 2003; 陶琰等, 2004; Song *et al.*, 2006; 宋谢言等, 2005; 管涛等, 2006)。

根据近年来对峨眉山玄武岩的地球化学研究,峨眉山玄武岩区分为高钛和低钛两种不同的岩石地球化学类型(Xu *et al.*, 2001; Xiao *et al.*, 2004)。从微量元素特征上来看,力马河镁铁-超镁铁岩特征的微量元素比值大致与高钛的峨眉

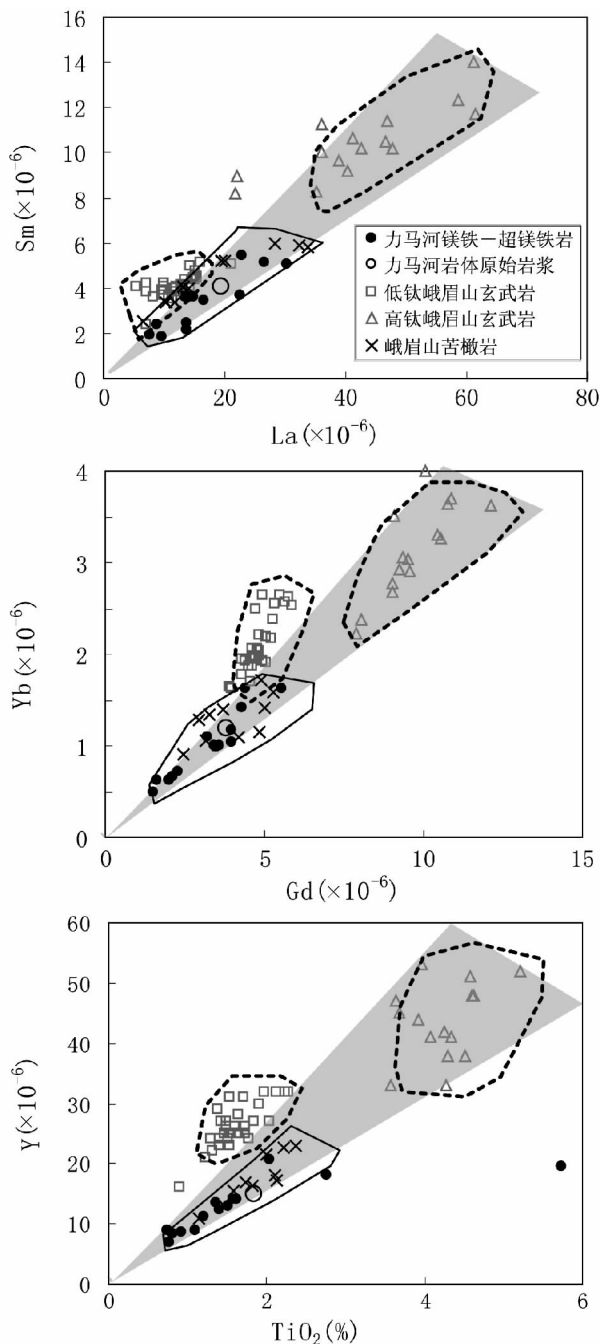


图 10 微量元素 La-Sm、Gd-Yb 及 TiO<sub>2</sub>-Y 协变关系图。低钛及高钛峨眉山玄武岩据 Xiao *et al.* (2004), 苦橄岩据张招崇等(2006)

Fig. 10 Plots of trace elements on La-Sm, Gd-Yb and TiO<sub>2</sub>-Y

山玄武岩相当,如图 10 所示,La/Sm、Gd/Yb、Ti/Y 比值都表现的非常明显,在这些元素对上、力马河镁铁-超镁铁岩与高钛峨眉山玄武岩投点在过原点的同一扇形区内,而与低钛峨眉山玄武岩有明显区分,初步指示岩石地球化学特征表现为高钛类型,但据前述方法估算、原始岩浆强不相容微量元素绝对含量大大低于高钛玄武岩(图 10),从图 10 的图面可以

看出,即使 50% 的橄榄石分异,也不能分异出目前所界定的高钛峨眉山玄武岩;而与低钛峨眉山玄武岩在特征元素比值上的明显不同,也不可能为同源岩浆演化关系;因此认为,力马河镁铁-超镁铁岩体不是与一般的低钛或高钛峨眉山玄武岩(不包括苦橄岩在内)直接对应的深成岩相。这种区分在揭示力马河岩浆成因的同时,提出了一个在成岩机制上有待进一步探讨的问题:力马河岩体可能是苦橄质岩浆深部分异作用后以“晶-粥”贯入形成的小型岩体,而且并不是作为岩浆通道相(或补给岩浆房)的方式形成的。

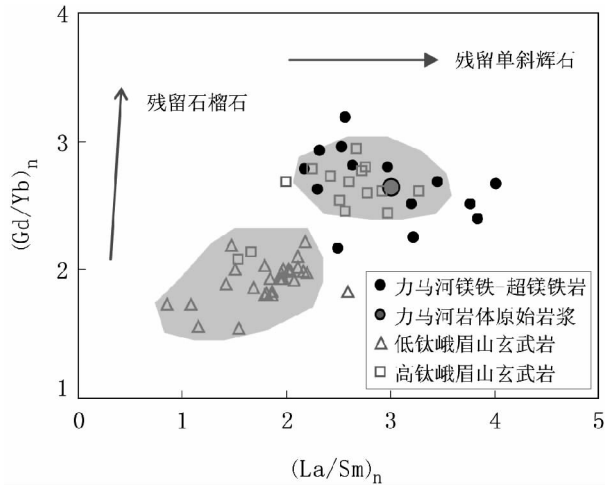


图 11 球粒原始标准化的稀土元素比值对 [La/Sm]<sub>n</sub>-[Gd/Yb]<sub>n</sub> 关系图。箭头示熔融源区残留相中石榴石和单斜辉石的增加对岩浆成分的控制作用(据 Gibson, 2002);低钛及高钛峨眉山玄武岩据 Xiao *et al.* (2004)

Fig. 11 Variation of chondrite-normalised REE ratios [La/Sm]<sub>n</sub>-[Gd/Yb]<sub>n</sub>. The arrows after Gibson (2002)

力马河岩体镁铁-超镁铁岩的元素地球化学特征表明力马河岩体原始岩浆形成于类似高钛玄武岩成因的地幔环境条件、包括较大的地幔熔融深度及可能在地幔源区特征上相类似,但原始岩浆有低得多的微量元素绝对含量,表明其熔融程度远高于高钛玄武岩原始岩浆。在图 10 中三组特征元素的协变关系图上、力马河镁铁-超镁铁岩与峨眉山大火成岩省的苦橄岩基本相当(本文暂未区分苦橄岩的地球化学类型),较好的反映了力马河岩体原始岩浆为苦橄质岩浆的属性。力马河镁铁-超镁铁岩包括原始岩浆较高的 La/Sm、Gd/Yb 比值(图 11)说明原始岩浆形成于较大深度并在地幔源区有较多的石榴石及单斜辉石(或熔融残留)。

### 5.2.2 钨族元素组成特征对岩浆成因的反映

力马河镍矿超镁铁岩及矿石钨族元素组成特征表现为无 Ru 亏损的型式,Pd/Ir 比值较小,与峨眉山大火成岩省另一个岩浆硫化物矿床白马寨镍矿相似(王生伟等, 2006; Wang *et al.*, 2006),但显著不同于以钨族元素成矿为主的金宝山铂钨矿(Ru 亏损,较高的 Pd/Ir 比值)(Tao *et al.*, 2007),反映出峨眉山大火成岩省不同矿化类型的岩浆铜镍铂矿床在岩浆成因上的差异。

由于 Pd 与 Ir、Ni 与 Cu 在硫化物熔离过程中的相对分异较小,其比值 Pd/Ir、Ni/Cu 能较好的反映原始岩浆性质(储

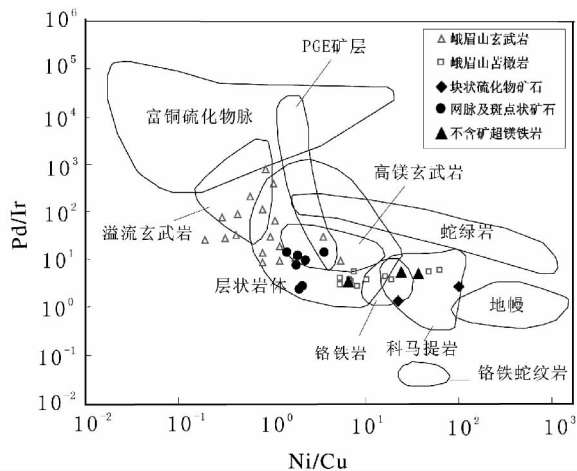


图 12 力马河镍矿岩矿石 Ni/Cu-Pd/Ir 图解。分区据 Barnes and Lightfoot (2005); 峨眉山玄武岩及苦橄岩据 Zhong *et al.* (2006) 及陶球未刊数据

Fig. 12 Ni/Cu against Pd/Ir ratios diagram for the ores and ultramafic rocks of the Limahe intrusion (fields from Barnes and Lightfoot, 2005)

雪蕾等, 2001), Pd/Ir 较低、Ni/Cu 较高的比值对应于地幔较高级别的部分熔融作用, 相反 Pd/Ir 较高、Ni/Cu 较低的比值对应较低的地幔部分熔融, 力马河镍矿较小的 Pd/Ir 比值 (5 左右) 反映较高的地幔部分熔融程度, 与微量元素所表现出来的成因属性一致。在 Barnes and Lightfoot (2005) Pd/Ir-Ni/Cu 图解中 (图 12), 力马河镍矿成矿元素组成主要处在层状岩体范畴, Pd/Ir 比值上低于一般的峨眉山玄武岩, 但与峨眉山大火成岩省的苦橄岩基本相同, Ni/Cu 比值较为分散, 其中岩石样品与苦橄岩相当、矿石样品 (不包括块状硫化物矿石) 的 Ni/Cu 比值低于苦橄岩, 可能是因为橄榄石不含铜但含有很高的镍、大量橄榄石造成了不含硫化物的岩石样品 (包括苦橄岩) 较高的 Ni/Cu 比值。因此, 分析认为力马河岩体原始岩浆成因上大体与苦橄岩相当, 是峨眉山大火成岩省岩浆活动中源区地幔较高级别部分熔融形成的。

### 5.2.3 岩浆成因

力马河岩体在微量元素组成上与洋岛玄武岩一致, 初步表明其原始岩浆源区类同于洋岛玄武岩的源区地幔; 对微量元素特征的进一步分析揭示了原始岩浆形成环境可能与高钛的峨眉山玄武岩相似。根据 (原始) 岩浆熔体 CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 比值估计, 原始岩浆大约形成于 4.5 GPa 的压力条件下 (图 9)、相当于 130 km 左右的深度, 这一深度的估计与微量元素分析认为源区有石榴石存在是协调的, 也与对峨眉山大火成岩省高钛玄武岩及苦橄岩的形成深度的有关研究基本吻合 (Xu *et al.*, 2001; 张招崇等, 2006)。

### 5.3 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<sub>i</sub><sup>source</sup>) 与岩浆中该元素含量 (C<sub>i</sub><sup>magma</sup>) 的比值:  $F = C_i^{\text{source}} / C_i^{\text{magma}}$ 。根据上面对力马河岩体原始岩浆形成的源区特征分析、结合近年来有关峨

眉山大火成岩省岩浆源区特征的大量研究 (如 Xu *et al.*, 2004, 2005; Zhang *et al.*, 2005; Zhou *et al.*, 2006; Xu *et al.*, 2007), 可以认为力马河岩浆源区类同于洋岛玄武岩岩浆源区, 采用其源区地幔组成 La、Ce 分别为  $3.7 \times 10^{-6}$  和  $8 \times 10^{-6}$  (Arndt *et al.*, 1992), 利用力马河岩体岩石微量元素与 MgO 含量的线形关系及上面对原始岩浆 MgO 含量的估计, 推算力马河岩体原始岩浆中 La、Ce 的含量分别为  $19.9 \times 10^{-6}$  和  $40.7 \times 10^{-6}$ , 如表 5。按 La、Ce 含量分别计算出来的部分熔融程度为 18.6% 和 19.7%, 粗略估计力马河岩体原始岩浆的部分熔融程度在 19% 左右。

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 Limahe intrusion

	MgO (wt%)	La (10 <sup>-6</sup> )	Ce (10 <sup>-6</sup> )
原始岩浆	16.70	(La = -0.7339 × MgO% + 32.1)	(Ce = -1.4696 × MgO% + 65.2)
源区地幔		19.9	40.7
熔融程度 (%)		3.70	8.00
		18.6	19.7

### 5.4 成矿作用分析

#### 5.4.1 铂族元素亏损原因

矿石铜镍铂族元素分析表明, 力马河镍矿矿石铂族元素相对铜、镍强烈亏损 (图 8)。由于铂族元素具有比铜镍对硫化物熔体更强的亲合性, 岩浆硫化物的富集作用总是应该优先富集铂族元素, 力马河镍矿铂族元素反而相对铜镍强烈亏损, 是什么原因造成了铂族元素强烈的亏损呢?

铂族元素亏损的可能模式包括: ①原始岩浆即为铂族元素亏损而富含铜镍的岩浆, 主要是低融亏损 (Barnes and Lightfoot, 2005)。②经历硫化物熔离亏损后的岩浆二次熔离: 硫化物熔离造成熔离后残余熔体中铂族元素的亏损, 由熔离后铂族元素亏损的岩浆二次熔离成矿可以形成贫铂族元素而富铜镍的矿体 (Barnes *et al.*, 1997; Theriault *et al.*, 1997)。③铂族元素结晶析出后的岩浆成矿: 在对 Bushveld 岩体梅伦斯基铂矿层的研究中, 一些研究人员提出铂族元素以合金形式直接从岩浆中饱和析出成矿、包括铂族矿物与铬铁矿的共沉淀及橄榄石晶核模型 (Ballhaus and Sylvester, 2000), 如把这种模型反过来考虑, 即铂族元素以这种方式丢失, 分离结晶后的残余熔体将是贫铂族元素的岩浆, 因此也可以作为一种可能导致铂族元素亏损的模式。④大量壳源硫化物的混染或热液改造。

力马河硫化物很低的 Pd/Ir 比值反映原始岩浆形成于较高级别的部分熔融, 地幔低程度熔融造成岩浆亏损铂族元素的情形不适用于力马河镍矿, 与同样为铂族元素相对亏损的 Voisey's bay 镍矿床不同; Voisey's bay 镍矿硫化物 Pd/Ir 比值高, 有可能是地幔部分熔融程度低、铂族元素主要滞留在地幔源区硫化物残余相中, 使得原始岩浆中铂族元素的含量本

身就很低 (Barnes and Lightfoot, 2005)。同位素地球化学的初步研究表明,除块状硫化物矿石外,力马河镍矿主要类型的矿石(网脉状矿石及斑点状矿石)硫化物的地壳混染份额小于 20% (陶琰等, 2007),地壳混染和热液改造不可能是造成力马河镍矿铂族元素亏损的决定性因素。另外,由于镍在橄榄石及铬铁矿中有很高的分配系数 (Irving, 1978),橄榄石及铬铁矿结晶分异也不能造成铂族元素相对于镍的亏损,并且铂族矿物的结晶析出应该是高熔点铂族元素钼、铌、钽被优先丢失掉,力马河镍矿钽为正异常或无异常, Pd/Ir 比值低,因此,也不可能单纯是橄榄石、铬铁矿或铂族矿物的结晶分离造成的。

铂族元素与铜、镍在硫化物熔体与硅酸盐熔体间的分配系数相差 1~2 个数量级,硫化物熔离在较高的熔离参数  $R$  (岩浆与熔离硫化物的量比)时,可以造成铂族元素与铜、镍明显分异, Barnes *et al.* (1997) 指出,对于一些 Cu/Pd 比值显著高于地幔的矿床或矿体,如德卢斯 (Duluth) 的一些矿床,可能的原因是发生熔离的硅酸盐岩浆有高的 Cu/Pd 比值,在岩浆中铂族元素含量很低,而铂族元素含量低的原因是侵位前岩浆在途中某个或某些位置已发生硫化物熔离并丢失。Theriault *et al.* (1997) 对德卢斯 Dunka Road 矿床的研究认为,矿床中以苏长岩为寄主岩石的低铂族元素的硫化物矿化可能是已经历硫化物熔离分异后的残余熔体再熔离。

下面的模式分析将表明,苦橄质岩浆经早期硫化物熔离亏损后的熔体第二次熔离可以形成力马河镍矿的铜镍铂族

元素组成。利用橄榄石与岩浆的平衡关系分析,以橄榄石与熔体间 Fe/Mg 分配系数为 0.33 计算 (Roeder and Emslie, 1970),根据对力马河岩体原始岩浆成分的估计 (表 4),最初结晶橄榄石的镁橄榄石分子数  $F_o$  可以达到 88 左右,但现有橄榄石成分分析结果  $F_o$  都低于 85 (表 1),  $F_o$  为 85~88 的橄榄石缺失可能是与早期熔离硫化物丢失一样,也在岩浆演化过程中一同被丢失了。

#### 5.4.2 二次硫化物熔离模式分析

力马河镍矿硫化物矿石低的 Pd/Ir 比值指示成矿原始岩浆形成于较高级度的地幔部分熔融,岩石主化学组成和微量元素分析也表明原始岩浆为苦橄质岩浆,矿石铂族元素组成的地幔标准化型式与峨眉山大火成岩省的苦橄岩相似,因此,可以认为力马河原始岩浆成矿元素组成基本上相当于峨眉山大火成岩省苦橄岩的原始岩浆。

峨眉山大火成岩省苦橄岩原始岩浆中 Cu、Ni、PGE 含量估算:峨眉山大火成岩省苦橄岩平均 Cu、Ni、PGE 含量如表 6,一般认为,苦橄岩中往往含有额外堆晶矿物 (徐义刚等, 2001; Zhang *et al.*, 2006),主要为橄榄石和铬铁矿等,参照 Puchetel *et al.* (2004) 对铜镍铂族元素在岩浆结晶分异模型中分配系数的研究,假定铜镍及铂族元素在堆晶相与熔体间的总分配系数: Os、Ir、Ru、Rh 为 3, Cu、Pt、Pd 为 0; Ni 为 10。根据对苦橄岩中镍含量等方面的分析,平均按 20% 的额外堆晶考虑,得到原始岩浆 Cu、Ni、PGE 含量 (表 6)。

表 6 两次硫化物熔离模式计算:参数及模式计算结果

Table 6 Parameters and results of the quantitative modeling for two stage sulfide segregation

成矿元素 <sup>*1</sup>	Ni	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Cu
模式计算参数								
峨眉山苦橄岩平均值 <sup>*2</sup>	875	2.33	1.14	2.42	0.56	9.18	5.11	98
原始岩浆组成 <sup>*3</sup>	313	1.66	0.81	1.73	0.40	11.48	6.39	123
熔离分配系数 <sup>*4</sup>	870			30000				1400
第一次硫化物熔离: 熔离参数 $R = 2000$								
熔离亏损岩浆	218	0.10	0.05	0.11	0.03	0.72	0.40	72
熔离硫化物	189251	3114	1520	3227	750	21573	12006	100521
第二次硫化物熔离: 熔离参数 $R = 200$								
熔离亏损岩浆下限 <sup>*5</sup>		0.02	0.02	0.02	0.01	0.14	0.15	
熔离亏损岩浆	41	0.02	0.02	0.01	0.01	0.14	0.15	9
熔离硫化物	35464	16	6	18	3	116	50	12663

\*1-成矿元素含量单位: Ni、Cu 为  $10^{-6}$ , PGE 为  $10^{-9}$ ; \*2-峨眉山苦橄岩平均值来源于 Zhong *et al.* (2006) 及陶琰未刊数据整理; \*3-参见文中说明; \*4-主要参考 Peach *et al.* (1996), Fleet *et al.* (1996) 等; \*5-参见文中说明

模式计算运用基本熔离方程:

$$C_i^{\text{sulf}} + C_i^{\text{melt}} \times R = C_i^0 \times (1 + R)$$

$$C_i^{\text{sulf}} / C_i^{\text{melt}} = D_i$$

式中  $C_i$  为熔离金属元素  $i$  的含量,上标区分熔离硫化物 (sulf)、熔离后的岩浆 (melt)、母岩浆 (0) 中的含量,  $D_i$  为熔离金属元素  $i$  在硫化物与硅酸盐熔体 (岩浆) 间的分配系数,  $R$

为岩浆与熔离硫化物的比例。

据基本熔离方程,熔离硫化物及熔离后岩浆中成矿元素的含量为:

$$C_i^{\text{melt}} = C_i^0 \times (1 + R) / (D_i + R)$$

$$C_i^{\text{sulf}} = C_i^0 \times (1 + R) / (D_i + R) \times D_i$$

成矿元素分配系数及熔离参数设定如表 6,第二次熔离

以第一次熔离后的亏损岩浆为母岩浆。在第二次熔离模式计算中,根据峨眉山玄武岩中一些明显亏损铂族元素的玄武岩分析结果(陶琰,未刊资料)、以铂族元素在其中的最低含量作为岩浆中铂族元素亏损的下限。

模式计算结果如表6所示。模式计算表明,经熔离参数  $R$  (岩浆/硫化物) = 2000 (相当于熔离出 0.05% 的硫化物) 熔离后的铂族元素亏损岩浆再经  $R = 200$  的第二次熔离 (相当于熔离出 0.5% 的硫化物),形成的硫化物 Cu、Ni、PGE 组成大致与力马河镍矿矿石硫化物的组成相当(图13)。图14综合表现了两次熔离的效果,第一次熔离并丢掉的部分大致类似于金宝山铂钨矿的矿石(贫铜镍富铂族元素)。

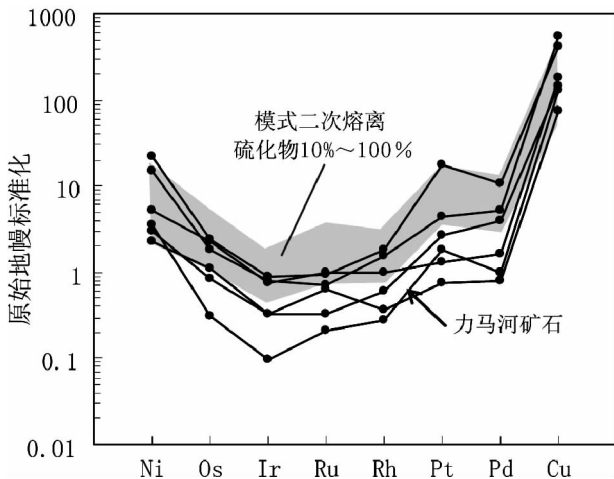


图13 二次熔离硫化物 Ni、Cu、PGE 组成模式计算结果与力马河镍矿矿石组成对比。灰色条带为模式计算含二次熔离硫化物 10% 至 100% 的矿石组成。原始地幔据 Barnes and Lightfoot(2005)

Fig. 13 Comparison of the 2th segregated sulfide by modeling and the ores of the Limahe nickel deposit on Ni, Cu, PGE composition

## 6 结论

力马河镁铁-超镁铁岩属拉斑玄武岩系列,是峨眉山大火成岩省构造岩浆活动产物,成矿岩体原始岩浆为苦橄质成分: MgO 含量在 16.7% 左右、SiO<sub>2</sub> 含量约 48%。

力马河镁铁-超镁铁岩在岩石地球化学特征上表现为高钛类型,特征微量元素比值大致与高钛的峨眉山玄武岩相当、与低钛玄武岩有明显区分,但估计原始岩浆强不相容微量元素绝对含量大大低于高钛玄武岩,其成矿岩体不是与一般的低钛或高钛峨眉山玄武岩(不包括苦橄岩在内)对应的深成相,而是峨眉山大火成岩省与苦橄岩类似的原始岩浆分异产物。

原始岩浆形成于较高级别的地幔部分熔融,估计形成于 4.5GPa、相当于 130km 左右的深度,由类似于洋岛玄武岩岩

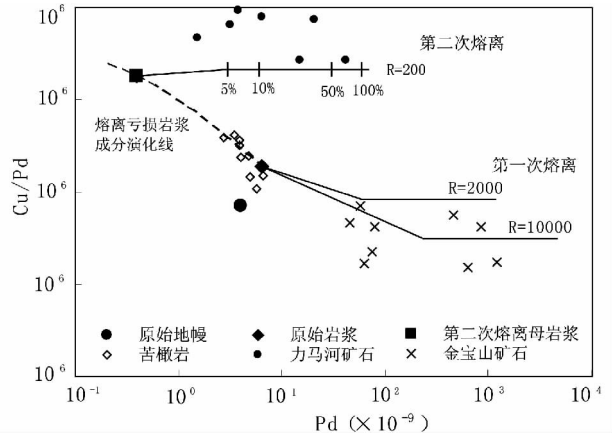


图14 二次硫化物熔离模式计算 Cu/Pd-Pd 图。苦橄岩据 Zhong *et al.* (2006) 及陶琰未刊数据,金宝山铂钨矿矿石亲铜元素组成据 Tao *et al.* (2007)

Fig. 14 Cu/Pd versus Pd of sulfide from the modeling of two stage segregation

浆源区成分的地幔经 19% 左右的部分熔融形成。

力马河镍矿具有铂族元素强烈亏损的成矿元素组成特征,导致铂族元素亏损的原因是岩浆成矿演化过程中多阶段硫化物熔离作用造成的,早期熔离硫化物被丢失、由早期熔离后铂族元素亏损的岩浆第二次熔离成矿。

**致谢** 感谢周云生研究员对原稿认真细致的审阅并提出大量建设性的修改意见,使本文能够得以改进和提高。感谢国家地质实验测试中心质管办邓月金主任在铂族元素分析上给予的支持以及地球化学研究所副研究员冯彩霞博士在 X 荧光分析中提供的重要帮助。本文第一作者在美国 Indiana 大学地质系访问研究期间得到资深科学家 Chusi Li 博士的大力支持,在此谨致谢意。

## References

- Arndt NT and Christensen U. 1992. The role of lithospheric mantle in continental flood volcanism: Thermal and geochemical constraints. *J. Geophys. Res.*, 97: 10967 - 10981
- Ballhaus C and Sylvester P. 2000. Noble Metal Enrichment Processes in the Merensky Reef, Bushveld Complex. *Journal of Petrology*, 41 (4): 545 - 561
- Barnes SJ and Lightfoot PC. 2005. Formation of Magmatic Nickel Sulfide Ore Deposits and Processes Affecting Their Copper and Platinum Group Element Contents. *Economic Geology*, 100: 179 - 213
- Barnes SJ, Zientek ML and Severson MJ. 1997. Ni, Cu, Au and platinum-group element contents of sulphides associated with intraplate magmatism. *Canadian Journal Earth Sciences*, 34: 337 - 351
- Chai G and Naldrett AJ. 1992. The Jinchuan ultramafic intrusion: Cumulate of a high-Mg basaltic magma. *J. Petrology*, 33(2): 277 - 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 (ed). 1988. The formation and evolution of Panxi ancient rift Beijing, Science Press, 283 - 287 (in Chinese with English abstract)
- Fan WM, Wang YJ and Peng TP. 2004. Ar-Ar and U-Pb geochronology of Late Paleozoic basalts in west Guangxi and its constraints on the eruption age of Emeishan basalt magmatism. Chinese Science Bulletin, 49: 2318 - 2327
- Fleet ME and MacRae ND. 1983. Partition of Ni between olivine and sulfide and its application to Ni-Cu sulfide deposits. Contrib. Mineral. Petrol., 83: 75 - 81
- Fleet ME, Crockett 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
- Gibson SA. 2002. Major element heterogeneity in Archean to recent mantle plume starting-heads. Earth and Planetary Science Letters, 195: 59 - 74
- Guan T, Huang ZL, Xu DR, Zhang ZL, Yan ZF and Xu C. 2006. Litho-geochemistry of the sulfide bearing mafic-ultramafic rock at Baimazhai, Jinping, Southern Yunnan. Chinese Journal of Geology, 41(3): 441 - 454 (in Chinese with English abstract)
- Herzberg C and O'Hara MJ. 2002. Plume-associated ultramafic magmas of Phanerozoic age. Journal of Petrology, 43: 1857 - 1883
- Herzberg C. 1995. Generation of plume magmas through time: An experimental perspective. Chemical Geology 126: 1 - 16
- 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: 4109 - 4126
- Hou ZQ, Chen W and Lu JR. 2006. Eruption of the Continental Flood Basalts at  $\approx 259$  Ma in the Emeishan Large Igneous Province, SW China: Evidence from Laser Microprobe  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Dating. Acta Geologica Sinica, 80(4): 514 - 521
- Hou ZQ, Lu JR and Lin SZ. 2005. The Axial Zone Consisting of Pyrolyte and Eclogite in the Emei Mantle Plume: Major, Trace Element and Sr-Nd-Pb Isotope Evidence. Acta Geologica Sinica, 79(2): 200 - 219 (in Chinese with English abstract)
- Hu RZ, Tao Y, Zhong H, Huang ZL and Zhang ZW. 2005. Mineralization system of mantle plume: A case study on Emeishan mantle plume. Earth Science Frontiers, 12(1): 42 - 54. (in Chinese with English abstract)
- Irving AJ. 1978. A review of experimental studies of crystal/liquid trace element partitioning. Geochimica et Cosmochimica Acta, 42: 743 - 770
- Kuno H. 1968. Differentiation of basalt magma, in Hess HH and Poldervaart A (eds). Basalt(2). New York: John Wiley and Sons, 623 - 688
- La Bas MJ. 2000. IUGS reclassification of the High-Mg and picritic volcanic rocks. J. Petrology, 41(10): 1467 - 170
- Li C and Naldrett AJ. 1999. The geology and petrology of the Voisey's Bay intrusion: Reaction of olivine with trapped sulfide and silicate liquids. Lithos, 47: 1 - 31
- Li C, Xu ZH, 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: 159 - 172
- Lightfoot PC and Keays RR. 2005. Siderophile and chalcophile metal variations in flood blasts from the Siberian trap, Noril'sk region: Implications for the origin of the Ni-Cu-PGE sulfide ores. Economic Geology, 100: 439 - 462
- Maier WD, Marsh JS, Barnes SJ and Dodd DC. 2002. The Distribution of Platinum Group Elements in the Insizwa Lobe, Mount Ayliff Complex, South Africa: Implications for Ni-Cu-PGE Sulfide Exploration in the Karoo Igneous Province. Econ. Geol., 97: 1293 - 1306
- Mei HJ. 1973. The relationship between the petrochemical characteristics of two trap series in South Western China and related iron and nickel mineralizations. Geochemica, (4): 219 - 253 (in Chinese with English abstract)
- Metallurgical Geology Institute of Guiling, 601 Team of Sichuan Exploration Company of Metallurgical Geology and 901 Mine of Sichuan Metallurgical Bureau. 1974. Study on the Limahé magmatic sulfide deposit. in: Academy of geology Science, China (ed). Spec. Publ. on mineral deposits of Cu-Ni-Co-PGE (2). Beijing: Geological Publishing House, 51 - 95 (in Chinese)
- Naldrett AJ. 1999. World-class Ni-Cu-PGE deposits; Key factors in their genesis. Mineralium Deposita, 34: 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: 27 - 44
- Peach CL and Mathez EA. 1996. Constraints on the formation of platinum-group element deposits in igneous rocks. Economic Geology, 91: 439 - 450
- Pearce JA and Cann JR. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. Earth Planet. Sci. Lett., 19: 293 - 300
- Puchetel IS, Humayun M, Campbell AJ, Sproule RA and Michael LC. 2004. Platinum group element geochemistry of komatiites from the Alexo and Pyke Hill areas, Ontario, Canada. Geochim. Cosmochim. Acta, 68(6): 1361 - 1383
- Qi L and Gr goire DC. 2000. Determination of trace elements in twenty six Chinese geochemistry reference materials by inductively coupled plasma-mass spectrometry. Journal of Geostandards and Geoanalysis, 24: 51 - 63
- Roeder PL and Emslie RF. 1970. Olivine-liquid equilibrium. Contrib. Mineral. Petrol., 29: 275 - 289
- Sobolev AV, Hofmann AW, Sobolev SV and Nikogosian IK. 2005. Melt inclusions and host olivines: What do they tell about mantle processes and sources? Nature, 434: 590 - 597.
- Song XY, Zhang CJ, Hu RZ, Zhong H, Zhou MF, Ma RZ and Li YG. 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, 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: 831 - 843
- 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. Contrib. Mineral. Petrol., 152: 53 - 74.
- Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics in ocean basalt; Implication for mantle composition and processes. In: Saunders AD and Norry MJ (eds). Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society of London Special Publications, 42: 313 - 345
- Tao Y, Gao ZM, Luo TY, Qi JD, He YJ and Yang TX. 2002. Inversion of Primary Magma Composition For Jinbaoshan Ultramafic Intrusion, Yunnan (in Chinese). Acta Petrologica Sinica, 18(1): 70 - 82 (in Chinese with English abstract)
- Tao Y, Hu RZ, Du AD and Qu WJ. 2007. Os isotopic compositions in the Limahé nickel deposit, Sichuan. Bulletin of Mineralogy Petrology and Geochemistry, 26(Suppl): 317 - 317 (in Chinese)
- Tao Y, Hu RZ, Wang XZ, Zhu D, Song XY and Feng JY. 2006. Cu-Ni-PGE mineralization in Emeishan Large Igneous Province: Study on geochemistry of the typical deposits. Bulletin of Mineralogy Petrology and Geochemistry, 25(3): 236 - 244 (in Chinese with English abstract)
- Tao Y, Li C, Hu RZ, Ripley EM, Du A and Zhong H. 2007. Petrogenesis of the Pt-Pd mineralized Jinbaoshan ultramafic intrusion in the Permian Emeishan Large Igneous Province, SW China. Contrib. Miner. Petrol., 153: 321 - 337
- Tao Y, Luo TY, Gao ZM and Zhu D. 2004. The Relation Between Emeishan Continental Flood Basalts and Cu-Ni-PGE deposits of Xinan Trap: A Case Study on Jinbaoshan Ultramafic Intrusion, Yunnan. Geological Review, 50(1): 9 - 15. (in Chinese with

English abstract)

- Theriault RD, Barnes SJ and Severson MJ. 1997. The influence of country-rock assimilation and silicate to sulfide ratios (R factor) on the genesis of the Dunka Road Cu-Ni-Platinum-group element deposit, Duluth Complex, Minnesota. *Canadian Journal Earth Sciences*, 34: 375 – 388
- Wang CY, Zhou MF and Keays RR. 2006. Geochemical constraints on the origin of the Permian Baimazhai maficultramafic intrusion, SW China. *Contrib. Miner. Petrol.*, 152:309 – 321
- Wang DH, Chu YS, Luo FX, Lu ZA and Tang ZX. 2000. The origin of the Cu-Ni-PGE orebody in Yangliuping, Sichuan Province, and the significance of its discovery. *Acta Geoscientia Sinica*, 21: 260 – 265. (in Chinese with English abstract)
- Wang SW, Sun XM, Shi GY, Xiong DX and Zhai W. 2006. Platinum group elements (PGE) geochemistry of baimazhai Ni-Cu sulfide deposit and its constraints on the ore genesis. *Acta Geologica Sinica*, 80(9): 1474 – 1486 (in Chinese with English abstract)
- 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: 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*, 71:2104 – 2119
- Xu YG and Chung SL. 2001. The Emeishan large igneous province: Evidence for mantle plume activity and melting conditions. *Geochimica*, 30(1): 1 – 9 (in Chinese with English abstract)
- Xu YG, Chung SL, Jahn BM and Wu GY. 2001. Petrological and geochemical constraints on the petrogenesis of the Permo-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China. *Lithos*, 58: 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: 917 – 920
- Yao JD. 1986. On the Genesis of Cu-(Pt)-Ni Sulfide Deposits in Xichang Region. Chongqing: Chongqing Publishing House, 143 (in Chinese with English abstract)
- Zhang CJ and Li XL. 1998. Geochemical characteristics of platinum group elements in Emeishan basalts. *Acta Petrologica Sinica*, 14(3): 299 – 304 (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)
- Zhang ZC, Mao JW, Wang FS, Hao YL and Mahoney JJ. 2005. Mantle plume activity and melting conditions: Evidences from olivines in picritic-komatiitic rocks from the Emeishan Large Igneous Province, southwestern China. *Episodes*, 28(3): 171 – 176
- Zhong H and Zhu WG. 2006. Geochronology of layered mafic intrusions from the Pan-Xi area in the Emeishan large igneous province, SW China. *Mineralium Deposita*, 41: 599 – 606
- Zhong H, Zhu WG and Qi L. 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, 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 deposit, Sichuan Province, SW China. *Journal of Petrology*, 46: 2253 – 2280
- Zhou MF, Yang ZX and Song XY. 2002. Magmatic Ni-Cu-(PGE) sulfide deposits in China. In the *Geology, Geochemistry, Mineralogy, Mineral Beneficiation of the Platinum-Group Elements*. In: Cabri. LJ (ed). Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum, Special Volume, 54: 619 – 636
- 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. *Contrib Mineral Petrol*, 151: 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: 471 – 477

## 附中文参考文献

- 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(主编). 1988. 攀西古裂谷的形成与演化. 北京, 科学出版社: 424
- 管涛, 黄智龙, 许德如, 张振亮, 严再飞, 许成. 2006. 云南金平白马寨含矿镁铁超镁铁岩体岩石地球化学. *地质科学*, 41(3): 441 – 454
- 桂林冶金地质研究所, 四川冶金地质勘探公司 601 队, 四川冶金局 901 矿. 1974. 力马河硫化物铜镍矿床研究. 见: 地质科学研究所地质矿产所编, 铜镍钴铂地质矿产专集(第二集). 北京: 地质出版社, 51 – 95
- 侯增谦, 卢仁仁, 林盛中. 2005. 峨眉地幔柱轴部的榴辉岩-地幔岩源区: 主元素、痕量元素及 Sr、Nd、Pb 同位素证据. *地质学报*, 79(2): 200 – 219.
- 胡瑞忠, 陶琰, 钟宏, 黄智龙, 张正伟. 2005. 地幔柱成矿系统: 以峨眉山山地幔柱为例. *地学前缘*, 12(1): 42 – 54
- 梅厚钧. 1973. 西南暗色岩深源分异两个系列的岩石化学特征与铁镍矿化的关系. *地球化学*, 4: 219 – 253
- 宋谢炎, 张成江, 胡瑞忠, 钟宏, 周美夫, 马润则, 李佑国. 2005. 峨眉火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
- 陶琰, 高振敏, 罗泰义, 祁敬, 禾英军, 杨廷祥. 2002. 云南金宝山超镁铁岩原始岩浆成分反演. *岩石学报*, 18(1): 70 – 82
- 陶琰, 胡瑞忠, 杜安道, 屈文俊. 2007. 四川力马河镍矿 Os 同位素组成特征(摘要). *矿物岩石地球化学通报*, 26(增刊): 317 – 317
- 陶琰, 胡瑞忠, 王兴阵, 朱丹, 宋谢炎, 冯家毅. 2006. 峨眉大火成岩省 Cu-Ni-PGE 成矿作用: 几个典型矿床岩石地球化学特征分析. *矿物岩石地球化学通报*, 25(3): 236 – 244
- 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: 以云南金宝山超镁铁岩为例. *地质论评*, 50(1): 9 – 15
- 王登红, 楚莹石, 罗辅勋, 卢治安, 唐志铎. 2000. 四川杨柳坪 Cu-Ni-PGE 富矿体的成因及意义. *地球学报*, 21: 260 – 265
- 王生伟, 孙晓明, 石贵勇, 熊德信, 翟伟. 2006. 云南白马寨铜镍硫化物矿床铂族元素地球化学及其对矿床成因的制约. *地质学报*, 80(9): 1474 – 1486
- 徐义刚, 钟孙霖. 2001. 峨眉山大火成岩省: 地幔柱活动的证据及其熔融条件. *地球化学*, 30(1): 1 – 9
- 姚家栋. 1986. 西昌地区硫化铜(铂)镍矿床成因. 重庆: 重庆出版社, 143
- 张成江, 李晓林. 1998. 峨眉山地区玄武岩的铂族元素地球化学特征. *岩石学报*, 14(3): 299 – 304
- 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