

文章编号: 0258-7106(2012)06-1135-14

金川铜镍硫化物矿床的岩浆质量平衡与成矿过程*

焦建刚^{1,2}, 汤中立¹, 闫海卿¹, 刘民武², 孙涛¹, 徐刚¹, 段俊¹

(1 长安大学地球科学与资源学院, 陕西 西安 710054;

2 西部矿产资源与地质工程教育部重点实验室, 陕西 西安 710054)

摘要 金川铜镍硫化物矿床及其与附近的镁铁-超镁铁质岩体的成因关系对成岩成矿理论研究及找矿具有重要意义。通过对镁铁-超镁铁质岩体的岩石学、年代学、岩石地球化学、同位素地球化学研究, 获得金川附近的茅草泉镁铁-超镁铁质岩体中单颗粒锆石 U-Pb 年龄为 (832.5 ± 1.5) Ma, 与金川超镁铁质岩体中锆石 U-Pb 年龄 (831.8 ± 0.6) Ma 在误差范围内一致。岩石地球化学数据显示, 金川岩体与茅草泉岩体都属于亚碱性拉斑玄武岩系列, 微量及稀土元素配分曲线平行, 变化趋势相似, 属于右倾型, 具有 Nb、Ta 负异常, Cu/Zr 比值显示过渡变化特征, Cu/Ni 比值都小于 1, 原始地幔标准化的铂族元素配分曲线平行过渡。同位素地球化学数据显示, 样品具有高正 $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$ 值, 低的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值, 较低的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值, 指示岩浆源区为 EM I 型富集岩石圈地幔。多种方法证明了金川、茅草泉岩体具有同期同源岩浆演化特征, 茅草泉小岩体群可能是金川母岩浆先期侵入岩相, 为金川矿床的形成贡献了亲铁元素与橄榄石成分。

关键词 地球化学; 锆石 U-Pb 年龄; 岩浆质量平衡; 镁铁-超镁铁质岩体; 茅草泉; 金川

中图分类号: P618.41; P618.63

文献标志码: A

Magmatic mass balance and metallogenic process of Jinchuan Cu-Ni sulfide deposit

JIAO JianGang^{1,2}, TANG ZhongLi¹, YAN HaiQing¹, LIU MinWu², SUN Tao¹, XU Gang¹ and DUAN Jun¹

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

Abstract

The genetic relationship between the Jinchuan Cu-Ni sulfide deposit and the near-by mafic-ultramafic intrusions is important for further exploration. The zircon U-Pb age (832.5 ± 1.5) Ma of the Maocaoqun mafic intrusion is consistent with the zircon U-Pb age (831.8 ± 0.6) Ma of the Jinchuan ultramafic intrusion. Petrogeochemical compositions indicate that both intrusions belong to sub-alkaline tholeiitic basalts, and chondrite-normalized REE and primitive-mantle normalized micro-elements diagrams show parallel patterns, displaying LREE enrichment and Nb, Ta negative anomalies. Primitive-mantle normalized PGE patterns show parallel distribution between Maocaoqun and Jinchuan ultramafic intrusions. Isotopic geochemical data display high $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$, low $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ and fairly low $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ values for both intrusions, which implies that the magma forming the intrusions came from the enrichment mantle source like EM I -type mantle. The above features suggest that the

* 本文得到国家自然科学基金项目“甘肃龙首山地区与铜镍成矿有关的幔源岩浆事件重建”(编号: 41072058)公益性行业科研专项(编号: 200911007, 201011058)与长安大学科技创新研究项目(编号: CHD2010ZD005, CHD2011TD007)的联合资助

第一作者简介: 焦建刚, 男, 1976年生, 副教授, 主要从事矿床学研究。Email: jiangang@chd.edu.cn

收稿日期: 2012-04-11; 改回日期: 2012-05-11。张绮玲编辑。

Jinchuan and Maocaoquan intrusions were derived from the same magma source with the same age. Maocaoquan mafic-ultramafic intrusions were possibly formed by earlier stage magma from the Jinchuan magma chamber, which contributed siderophile elements and olivine for later stage magma, thus forming the Jinchuan Cu-Ni sulfide deposit.

Key words: geochemistry, zircon U-Pb dating, mass balance of magma, mafic-ultramafic intrusions, Maocaoquan, Jinchuan

岩浆铜镍硫化物矿床的成矿过程是:由地幔发生部分熔融产生的岩浆,上升到地壳中受到温度降低、压力减小、氧逸度增加、地壳混染或者硫的加入等因素影响,硫化物达到饱和而熔离,由于流动分异和重力分异过程,岩浆中的硫化物在局部聚集形成矿床(Naldrett, 2010)。目前,对于这种成矿过程主要建立了2种成矿模式:一种是小岩体成矿模式;另一种是通道成矿模式。小岩体成矿模式,即地幔岩浆在上升过程中存在中间岩浆房,在中间岩浆房中由于岩浆温度降低发生硫化物饱和和熔离,岩浆房上部大量贫硫化物的岩浆先期侵入形成岩体,下部富含硫化物的岩浆晚期侵入形成工业矿床(汤中立, 2002; 汤中立等, 2006)。这一模式解释了矿床的矿化率高、岩体小的特征,也解释了岩体内夹心式富矿体和地层中块状矿体的现象。通道成矿模式,即岩浆在持续上升过程中吸收了地壳中的硫,促使硫化物达到饱和并发生就地熔离,在富硫地层附近聚集成矿(Naldrett, 2004)。这一模式解释了地幔岩浆上升过程中硫化物从不饱和到饱和的过程。无论哪种成矿模式都承认形成大矿的地幔岩浆是大量的,铜镍等金属物质来自岩浆。由于成矿的岩体往往很小,如金川、红旗岭、Voisey's Bay等铜镍硫化物矿床,大量的岩浆到哪去了呢?通道成矿模式的认识是:岩浆侵入到近地表,部分被剥蚀掉了。如果说部分被剥蚀了还可以理解,但是95%~99%以上的岩浆被剥蚀了,而且是普遍现象,我们就不得不考虑这种成矿机制是否与自然现象相符合。本文测试了金川超镁铁质岩体及其邻近的茅草泉镁铁-超镁铁质岩体群的成岩时代,并对金川铜镍硫化物矿床及其外围镁铁-超镁铁质岩体开展了岩石学、岩石地球化学、同位素地球化学等研究,提出了金川小岩体成大矿的岩浆质量平衡与成矿过程模式。

1 区域地质背景

金川超大型铜镍硫化物矿床所在的龙首山隆起

区位于阿拉善地块西南缘,大地构造位置属于华北板块西南边缘。北以龙首山北缘断裂与潮水中新生代断陷相邻,南以南缘断裂与走廊过渡带和北祁连缝合带分开。龙首山南部的北祁连分布有绿片岩与蛇绿岩带,被认为是扬子陆块与华北陆块的俯冲缝合带。因此,其北部的龙首山隆起区属于板内裂谷环境(Zhang et al., 1984; 汤中立等, 1995)。

龙首山隆起区,地层以前寒武系的古老深变质岩系为主,主要有古元古代的龙首山岩群,其下部为白家嘴子组灰白色大理岩夹透镜状二云石英片岩、深红色混合岩、灰绿色黑云片麻岩夹混合岩;上部为塔马子沟组黑云石英片麻岩、黑云石英片岩夹石墨大理岩、二云石英片岩等。区内岩浆活动频繁,从酸性岩到超基性岩均有分布,尤其以镁铁-超镁铁质岩体的广泛分布为特征。在东-西长约200 km范围内,镁铁-超镁铁质岩体分布20余处,呈北西向的带状展布,明显受三级构造单元(龙首山隆起)控制(图1)(汤中立等, 1995)。值得关注的是,龙首山中段产出了世界级的金川铜镍硫化物矿床,镍资源储量规模达到世界第三,单矿体镍资源储量世界第一(Li et al., 2003)。在龙首山隆起区,金川外围经过多年的勘探研究,至今没有发现有工业意义的铜镍矿体,仅仅在部分超镁铁质岩体下盘发现一些贫铜镍硫化物矿化。然而,金川外围围绕铜镍硫化物矿床的勘查与研究一直没有间断。

2 岩体地质

金川超镁铁质岩体产状约 $220^{\circ}/60^{\circ}$,呈岩墙状产出(图2),长6500 m,宽20~527 m,大致以 10° 交角不整合侵位于龙首山岩群白家嘴子组中,围岩为古元古代混合花岗岩、片麻岩、大理岩、斜长角闪岩、变粒岩等。岩体以二辉橄榄岩为主要组成岩相,其次是含二辉橄榄岩、斜长二辉橄榄岩、橄榄二辉岩及橄榄辉石岩分布在岩体局部地方,各岩相之间没有明显的侵入界线。金川岩体整体以橄榄石堆晶为特

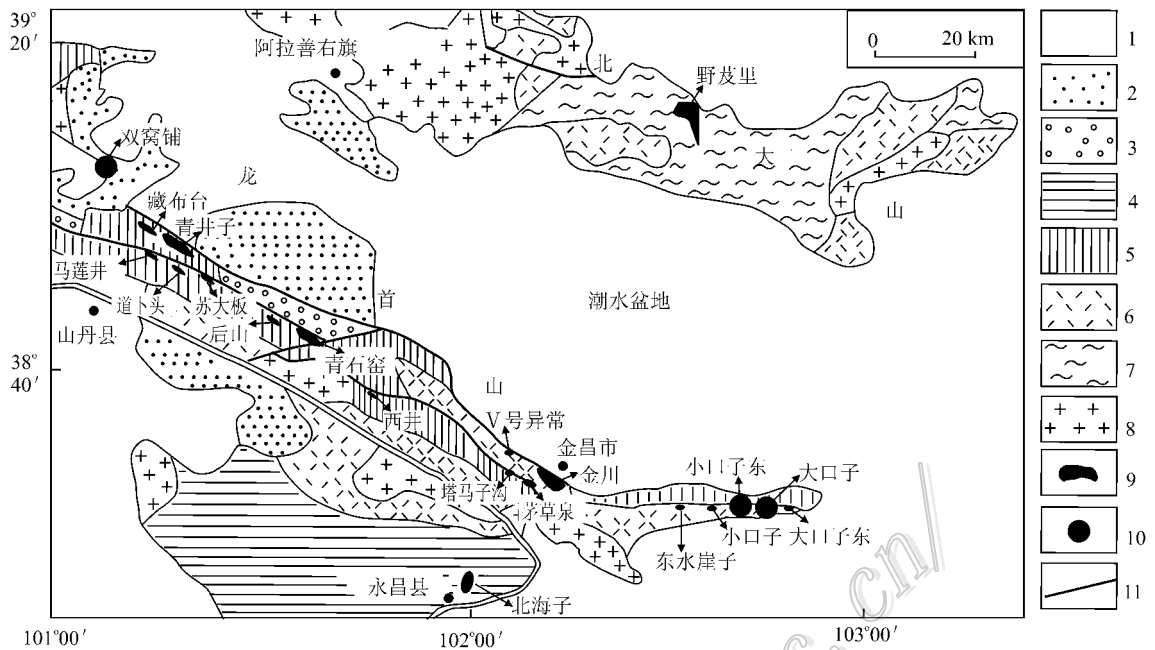


图 1 龙首山镁铁-超镁铁质岩体分布简图(据汤中立等,1995 修改)

- 1—新生代沉积物；2—中生代陆相碎屑岩；3—晚古生代陆相碎屑岩；4—早古生代复理石建造；5—中-新元古代碳酸盐岩和碎屑岩；
- 6—古元古代变质岩系；7—片麻状混合岩；8—花岗岩类；9—镁铁-超镁铁质岩；10—隐伏镁铁-超镁铁质岩体；11—断层

Fig. 1 Distribution of mafic-ultramafic intrusions in Longshoushan upwelling area(modified after Tang et al., 1995)

- 1—Cenozoic sediments；2—Mesozoic continental fragmental rocks；3—Late Paleozoic continental fragmental rocks；4—Early Paleozoic flysch；
- 5—Middle-Late Proterozoic carbonate and fragmental rocks；6—Paleoproterozoic metamorphic rocks；7—Gneissic migmatite；8—Granitoid rocks；
- 9—Mafic-ultramafic intrusions；10—Concealed mafic-ultramafic intrusions；11—Fault

征,堆晶中橄榄石最高含量达到 80%左右。岩体蚀变以蛇纹石化最为普遍,其次是透闪石化、阳起石化、绿泥石化、滑石-碳酸盐化等(图 3a、b)。

茅草泉镁铁-超镁铁质岩体位于金川超镁铁质岩体西南方向约 3 km 处。岩体产状约 $220^{\circ} \angle 50^{\circ}$,呈瘤状产出,由 50 多个小岩体组成,受控于龙首山陆缘带北缘断裂(图 2)。侵位于龙首山岩群塔马子沟组含石墨大理岩及云母片岩中。岩体岩性组合为橄榄辉石岩、辉石岩、暗色角闪辉长岩等,岩相之间为过渡接触。其中暗色角闪辉长岩,经镜下鉴定含普通角闪石约 75%,偶见透辉石残核,基性斜长石多钠黝帘石化,占 15%;绿泥石化黑云母占 8%(图 3c),白钛矿占 2%,含少量的磷灰石。岩石多发生自变质,没有经历区域变质或动力变质。

塔马子沟岩体位于金川超镁铁质岩体 285° 方向约 4 km 处,岩体产状约 $300^{\circ} \angle 65^{\circ}$,呈瘤状产出,由 60 多个小岩体组成,侵位于龙首山群塔马子沟组云母石英片岩夹不纯石墨大理岩内,受龙首山北缘断裂控制(图 2)。岩相分带明显,透闪石化辉石岩(占 50%)与透闪石化橄榄岩仅分布于个别岩体中部,透

闪石化与滑石化辉石岩主要分布于岩体边缘(图 3d)。

3 单颗粒锆石 U-Pb 测年

锆石年龄样品采自茅草泉岩体地表(经度 $102^{\circ} 06'15''$,纬度 $38^{\circ}28'45''$),岩性为暗色角闪辉长岩,质量约 20 kg,在陕西省地质调查院实验室进行无污染碎样到 60~80 目大小,然后在长安大学矿产资源与地质工程教育部重点实验室进行重选、磁选,最后进行双目镜下单颗粒锆石挑选,为确保无污染,锆石挑选流程由作者亲自完成,共挑出锆石 40 多粒。制靶和阴极发光照相过程在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成,经过反射光和透射光照相,检查锆石的内部结构,结合阴极发光照相圈定环带清晰、自形、晶体完好的锆石准备年龄测定(图 4)。本次样品锆石的阴极发光照相图像显示一些锆石颗粒发育典型的韵律环带结构,反映了岩浆成因锆石的结构特点。一些短柱状的锆石虽然晶形较好,但阴极发光照相具有白色的图像或白色的亮边,可能为变质重结晶

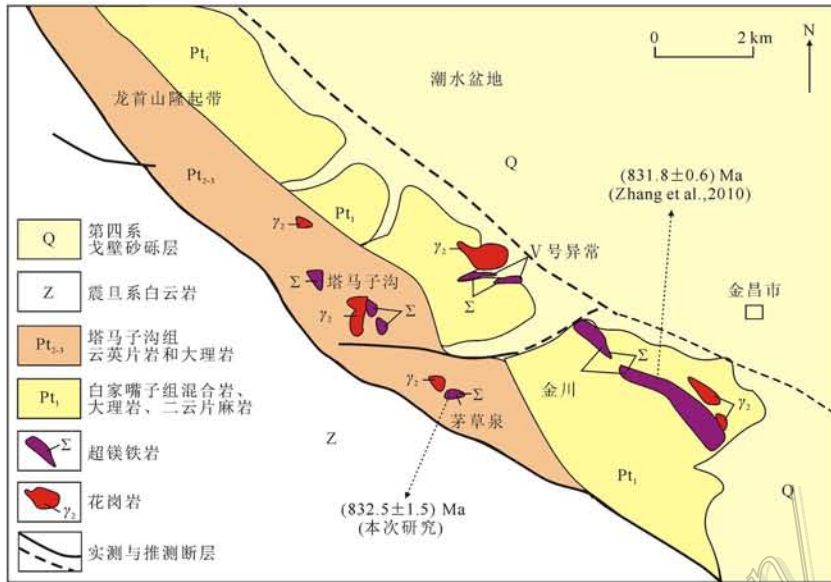


图2 金川、茅草泉与塔马子沟岩体镁铁-超镁铁质岩体群分布略图

Fig. 2 Distribution of Jinchuan, Maocaoquan and Tamazigou mafic-ultramafic intrusions

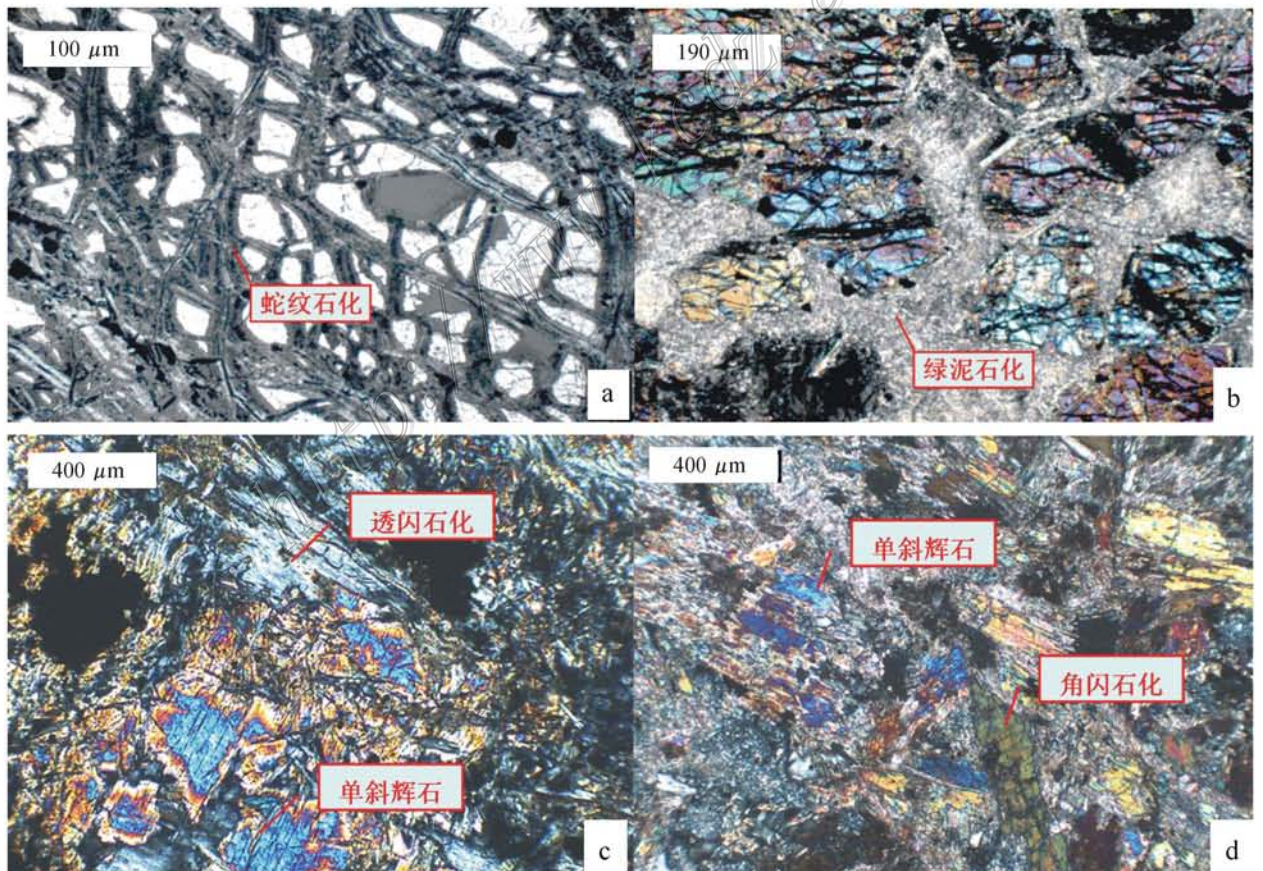


图3 金川、茅草泉与塔马子沟岩体主要岩石结构与蚀变特征

a. 金川岩体中橄榄石蛇纹石化; b. 金川岩体中辉石绿泥石化; c. 塔马子沟岩体中透闪石化辉石岩; d. 茅草泉岩体中暗色角闪辉长岩

Fig. 3 Texture and alteration features of Jinchuan, Maocaoquan and Tamazigou mafic-ultramafic intrusions

a. Serpentinization of olivine in Jinchuan intrusion; b. Chloritization of pyroxene in Jinchuan intrusion; c. Tremolitization of pyroxene in Tamazigou intrusion; d. Dark bojiite in Maocaoquan intrusion

的结果(点 M09-18、M09-20),部分锆石颗粒中见有不规则的内核,表明为继承锆石(点 M09-1、M09-2、M09-6、M09-8)。

锆石的原位 U-Pb 年龄测定在西北大学大陆动力学国家重点实验室的激光剥蚀电感耦合等离子体质谱(LA-ICP-MS)仪上完成。其激光剥蚀系统为德国 MicroLas 公司生产的 GeoLas200M。测试时激光束斑直径为 30 μm,剥蚀深度 20~40 μm,激光脉冲 10 Hz,能量 34~40 mJ;电感耦合等离子体质谱(ICP-MS)系统为 Agilent7500a。锆石的同位素组成以锆石 91500 为外标进行校正,每分析 5 个样品点,分析 2 次 91500,对于与分析时间有关的 U-Th-Pb 同位素比值漂移,利用 91500 的变化采用线性内插的方式进行了校正。微量元素组成以玻璃标样 GSE-1G 做外标, SiO₂ 含量为内标进行校正(Gao et al., 2002; Yuan et al., 2004)。对分析数据的离线处理采用软件 ICPMSDataCal(Liu et al., 2008; 2010)完成,锆石样品的 U-Pb 年龄谐和图绘制和年龄权重平均计算均采用 Isoplot/Ex-ver3(Ludwig, 2003)完成。

从样品测试结果(表 1)看,点 M09-7、M09-11

锆石颗粒较小,测试结果可能代表核与结晶边的混合年龄,茅草泉岩体样品中锆石 12 个分析点的 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄范围在 (826 ± 6) Ma~(851 ± 6) Ma 之间,Th/U 值集中于 0.51~0.94。在一致曲线图中,数据点成群分布(图 5),其 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄的加权平均值为 (832.5 ± 1.5) Ma,代表了茅草泉岩体的结晶年龄,反映了茅草泉岩体成岩时代为新元古代,与金川的成岩年龄(Li et al., 2005; Zhang et al., 2010)一致,可能与 Rodinia 大陆裂解事件有关。

锆石中有 19 亿年与 24 亿年的核年龄,代表了继承锆石(本区龙首山岩群)的年龄;4~5 亿年的锆石多在谐和线下方,锆石阴极发光照片显示亮白环带,具有明显的铅丢失,反映了古生代变质事件发生的时间。

4 岩石地球化学特征

4.1 常量元素

茅草泉与塔马子沟岩体样品相对金川岩体而言,具有较高的 Al₂O₃ 与 CaO 含量(表 2),这主要与岩石中斜长石含量的高低有关,与茅草泉和塔马子

表 1 茅草泉岩体中锆石的 U-Pb 定年结果

Table 1 U-Pb isotopic dating results of the single-grain zircon from Maoaoquan mafic-ultramafic intrusion

测点	$\alpha(B)/10^{-6}$			Th/U	比值						年龄/Ma					
	²⁰⁶ Pb _c	²³² Th	²³⁸ U		²⁰⁷ Pb* / ²⁰⁶ Pb*	± %	²⁰⁷ Pb* / ²³⁵ U	± %	²⁰⁶ Pb* / ²³⁸ U	± %	²⁰⁷ Pb* / ²⁰⁶ Pb	± σ	²⁰⁷ Pb* / ²³⁵ U	± σ	²⁰⁶ Pb* / ²³⁸ U	± σ
M09-1	49.83	131.1	114.6	1.14	0.118	0.11	5.739	6.97	0.35	0.27	1931	17	1937	10	1939	13
M09-6	109	143.6	309.9	0.46	0.121	0.33	5.589	15.2	0.334	0.37	1968	49	1914	23	1858	18
M09-8	192.6	304.4	473.7	0.64	0.12	0.57	6.276	27.7	0.379	0.41	1967	85	2015	39	2071	19
M09-2	111.3	243.7	181	1.35	0.161	0.09	10.88	6.2	0.489	0.21	2478	9	2513	5	2565	9
M09-7	67.71	326.7	420.5	0.78	0.071	0.27	1.441	5.03	0.148	0.15	950	82	906	21	887	8
M09-3	97.22	602	637.1	0.94	0.073	0.12	1.363	2.11	0.138	0.28	1011	33	873	9	834	16
M09-4	77.02	449	486.4	0.92	0.07	0.09	1.331	1.71	0.139	0.13	920	26	860	7	837	7
M09-5	95.63	342.2	675.5	0.51	0.072	0.07	1.369	1.85	0.137	0.1	998	20	876	8	826	6
M09-9	79.65	401.8	554.9	0.72	0.068	0.11	1.28	2.04	0.138	0.1	854	34	837	9	831	5
M09-10	88.75	362.7	644.8	0.56	0.07	0.05	1.315	1.04	0.137	0.14	931	15	852	5	830	8
M09-11	54.18	130.4	383.7	0.34	0.07	0.18	1.39	3.33	0.143	0.11	943	47	885	14	862	6
M09-12	86.39	282.9	594.6	0.48	0.079	0.11	1.503	2.13	0.138	0.2	1183	28	932	9	831	11
M09-13	30.91	124.7	210.9	0.59	0.067	0.09	1.263	1.77	0.138	0.13	826	28	829	8	831	7
M09-14	50.63	233	323.7	0.72	0.07	0.07	1.361	1.33	0.141	0.11	926	20	872	6	851	6
M09-15	18.98	112.4	122.1	0.92	0.069	0.18	1.294	3.05	0.138	0.16	900	54	843	13	834	9
M09-16	12.35	58.36	82.75	0.71	0.068	0.08	1.288	1.87	0.138	0.12	854	26	840	8	833	7
M09-17	13.25	66.55	89	0.75	0.067	0.07	1.268	1.42	0.138	0.1	833		831	6	834	5
M09-19	56.81	297.9	388.9	0.77	0.07	0.07	1.337	1.65	0.138	0.17	946	20	862	7	832	9
M09-18	15.28	247.8	161.7	1.53	0.063	0.09	0.633	0.99	0.073	0.06	702		498	6	455	3
M09-20	49.82	348.5	565.1	0.62	0.062	0.21	0.72	2.23	0.084	0.08	687	75	551	13	518	4

注: Pb_c 表示普通铅含量; Pb* 表示放射性成因铅。

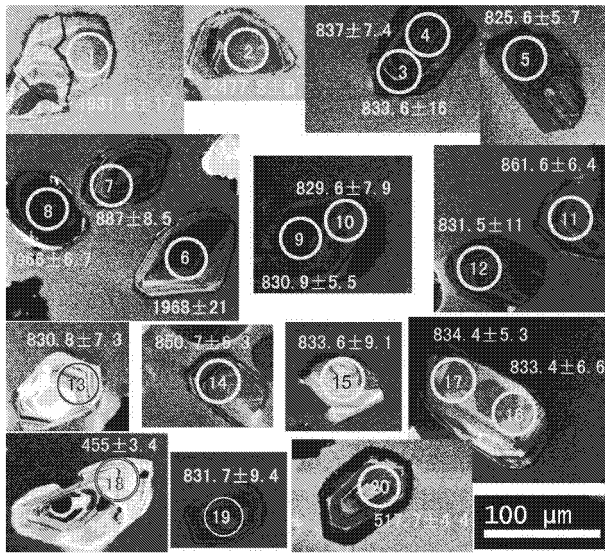


图4 茅草泉岩体中锆石阴极发光照片及分析点位置

Fig. 4 Cathodoluminescence photos of zircons from samples of Maocaoquan intrusion

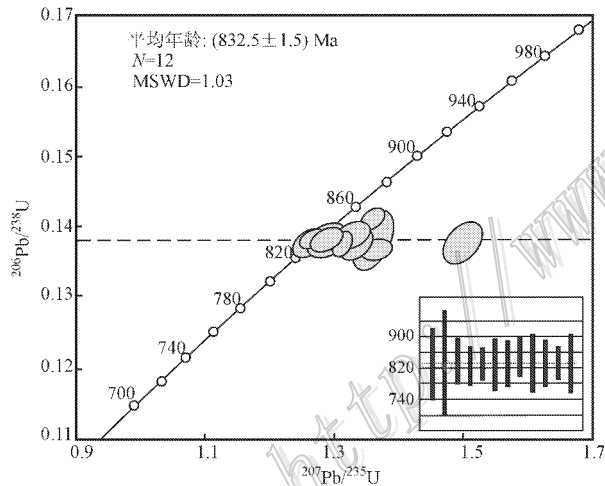


图5 茅草泉岩体中样品锆石 U-Pb 年龄谐和图

Fig. 5 Concordia diagram of U-Pb dating result of zircon from Maocaoquan intrusion

沟岩体基性程度较金川岩体低一致。除金川的矿石样品外,三个岩体样品的镁铁比值(m/f)介于2.07~5.33, $Mg^\# = 0.68 \sim 0.84$ [其中 $Mg^\# = Mg/(Mg + Fe)$], 属铁质超基性岩(吴利仁, 1963)。在 $Ol'-Ne'-Q'$ 图中, 样品点都落入亚碱性岩区, AFM 图显示样品属于拉斑玄武岩系列(图6)。

金川岩体表现为大量橄榄石堆晶, 作为一个完整的岩浆演化系统, 矿床中缺乏基性岩部分, 利用主要元素的组成可以大致估算控制岩石成分的主要矿

物相, 在 $(Mg + Fe)/Ti-Si/Ti$ 摩尔比值图解上(图7)3个岩体的样品点大致沿着斜方辉石与橄榄石控制线分布, 说明橄榄石与斜方辉石是岩体群的主要组成矿物, 岩浆演化过程为金川主要受橄榄石结晶控制, 茅草泉主要受斜方辉石结晶控制, 与金川岩体中大量的橄榄石堆晶, 主体为二辉橄榄岩, 而茅草泉主体为辉石与角闪石组成特征吻合, 也与岩石薄片的观察结果一致。

4.2 微量、稀土元素

金川、茅草泉、塔马子沟超镁铁质岩体样品的稀土元素经球粒陨石标准化后, 配分曲线属于右倾型, $(La/Sm)_N = 1.31 \sim 2.65$, $(Gd/Yb)_N = 1.33 \sim 1.57$, 轻稀土元素与重稀土元素的配分曲线斜率基本一致(图8), 具有板内玄武岩的特征, 因为板块会聚边缘玄武岩一般表现为轻稀土元素配分曲线向右陡倾, 而重稀土元素配分曲线相对平坦(Gill, 1981)。3个岩体样品的微量及稀土元素配分曲线, 普遍具有 δEu 负异常与 Nb、Ta 负异常, $\sum REE = 16 \times 10^{-6} \sim 44 \times 10^{-6}$, 曲线平行一致变化, 指示了形成岩体的岩浆具有相似的演化过程。

稀土元素球粒陨石标准化配分曲线图具有负 δEu 异常的一般与基性斜长石的分离有关, 这与3个岩体的样品点大致沿着斜方辉石与橄榄石控制线分布的特征一致。微量元素原始地幔标准化配分曲线图普遍具有 Nb、Ta 负异常, 由于地幔各单元(如 MORB、OIB、EM 等)岩石样品在没有经历地壳混染前通过原始地幔标准化是不会表现为 Nb、Ta 负异常, 如果存在异常, 一般认为是地壳混染或者是地幔俯冲交代作用的结果。由于金川矿床产出在板内裂谷环境, 不具备俯冲带的地质背景, 因此, 金川、茅草泉等岩体微量元素图中的 Nb、Ta 负异常应该指示存在地壳混染。

4.3 铂族元素

选择金川矿床 IV 矿区中不含矿样品与茅草泉岩体进行铂族元素分析对比(图9, 表3), 结果显示茅草泉岩体样品的铂族元素总量较 IV 矿区贫, 但2个岩体的铂族元素标准化曲线平行分布, 而且金川岩体部分样品与茅草泉岩体样品的 PGE 原始地幔标准化配分曲线近于重叠, 暗示金川、茅草泉岩体的母岩浆具有相似的性质。

整体而言, 岩石铂族元素显示 IPGE 亏损, PPGE 富集的正斜率分布, 这种特征与金川矿床的矿石铂族元素分布图比较相似(Song et al., 2006; 2009), 可能

表 2 金川、茅草泉及塔马子沟岩体主量与微量元素成分表

Table 2 Whole-rock major and trace elements abundances of Jinchuan, Maocaoquan and Tamazigou intrusions

组分	茅草泉岩体				塔马子沟岩体		金川岩体		局部海绵陨铁状矿石
	碳酸岩化角闪岩	橄榄角闪岩	角闪橄榄辉石岩	蛇纹石透闪石蚀变岩	橄榄辉石岩	辉橄岩	二辉橄橄榄岩		
	mcq-15	mcq-1	mcq-2	mcq-4	tmg-13	JC-11	JC-1	JC-4	
SiO ₂	43.48	43.26	47.42	42.45	38.77	34.81	38.10	37.14	24.98
TiO ₂	0.57	0.31	0.37	0.30	0.43	0.60	0.54	0.40	0.19
Al ₂ O ₃	6.09	5.82	7.63	5.68	6.09	0.79	4.14	2.89	0.99
Fe ₂ O ₃	4.70	2.80	2.28	4.92	4.80	5.44	14.10	12.68	19.51
FeO	6.05	7.82	8.52	5.82	6.06	6.09	9.39	5.84	8.00
MnO	0.13	0.15	0.16	0.14	0.05	0.03	0.16	0.16	0.11
MgO	24.81	28.46	24.20	28.02	30.12	32.90	25.85	30.00	22.28
CaO	5.56	4.58	5.88	4.18	3.56	2.36	3.72	2.65	1.34
Na ₂ O	0.21	0.43	0.58	0.28	0.06	0.05	0.58	0.34	0.10
K ₂ O	0.01	0.22	0.17	0.16	2.23	0.10	0.14	0.17	0.06
P ₂ O ₅	0.27	0.03	0.04	0.30	0.24	0.28	0.07	0.05	0.05
LOI	7.50	5.98	1.37	7.33	7.25	16.00	3.19	6.95	9.91
总和	99.38	99.86	98.62	99.58	99.66	99.45	99.98	99.27	87.52
Mg [#]	0.81	0.83	0.8	0.83	0.84	0.84	0.68	0.76	0.61
m/f	4.25	4.83	4.02	4.81	5.15	5.33	2.07	3.07	1.55
La	4.55	2.83	5.31	3.07	2.85	2.87	6.27	2.62	2.19
Ce	9.85	6.64	11.54	6.87	5.91	6.31	14.04	6.46	4.6
Pr	1.28	0.83	1.4	0.85	0.76	0.8	2.04	1.02	0.63
Nd	5.01	3.85	6.14	3.9	3.16	3.24	9.63	4.91	3.1
Sm	1.26	1.02	1.55	1.00	0.82	0.68	2.34	1.26	0.75
Eu	0.16	0.27	0.49	0.26	0.1	0.2	0.64	0.35	0.15
Gd	1.49	1.26	1.86	1.26	0.95	0.68	2.42	1.33	0.88
Tb	0.25	0.23	0.33	0.23	0.16	0.1	0.41	0.23	0.15
Dy	1.59	1.41	2.01	1.41	0.97	0.61	2.49	1.39	0.9
Ho	0.33	0.3	0.42	0.29	0.2	0.12	0.52	0.29	0.19
Er	0.97	0.78	1.1	0.77	0.58	0.34	1.34	0.72	0.48
Tm	0.14	0.12	0.17	0.12	0.08	0.05	0.22	0.12	0.08
Yb	0.91	0.79	1.08	0.77	0.52	0.35	1.3	0.73	0.51
Lu	0.13	0.12	0.17	0.12	0.08	0.05	0.2	0.11	0.08
∑REE	27.92	20.45	33.57	20.92	17.14	16.4	43.86	21.54	14.69
Li	1.86	4.12	3.4	1.13	1.02	5.27	8.25	6.57	3.02
Be	0.71	0.446	0.439	0.35	0.56	0.578	0.35	0.22	0.09
Sc	17.1	15.51	17.99	14.45	14.08	7.98	23.36	14.57	8.6
V	139.8	122	125	104	105.3	71.57	161.6	91.12	67.77
Cr	4501	4659	2565	4446	4169	5419	4326	4148	2825
Co	94	88	92	85	100.7	123.1	250.1	131.3	544.4
Ni	1525	1320	1539	1356	1689	1218	5267	775.4	15832
Cu	38.1	17.96	75.34	4.15	8.4	57.96	3574	65.6	14879
Zn	85.04	75.69	46.93	70.1	106.8	97.74	116	125.7	176.7
Ga	8.93	7.06	8.672	6.373	6.3	3.97	8.12	4.9	2.94
Rb	1.7	7.87	2.04	6.173	1.6	3.34	5.37	8.41	3.64
Sr	46.6	23.8	17.51	15.21	9.51	17.1	147.5	57.99	28.58
Y	8.94	7.82	10.85	7.5	5.5	3.17	13.55	7.91	5.36
Zr	24.3	28.46	39.42	26.7	18.12	10.19	69.07	40.31	28.33
Nb	2.04	1.2	1.7	1.11	1.3	1.05	3.27	1.99	1.52
Cs	0.16	1.64	0.81	0.76	0.22	0.53	0.66	0.94	0.61
Ba	15.21	25.09	9.36	48.81	23.48	17.54	143.4	130.3	24.76
Hf	0.85	0.88	1.23	0.86	0.57	0.3	3.06	1.61	0.94
Ta	0.32	0.11	0.17	0.11	0.72	0.16	0.29	0.17	0.14
Pb	2.99	4.05	3.3	2.12	3.56	5.17	17.45	25.53	6.44
Th	1.32	1.03	1.63	0.94	0.76	0.36	0.91	0.6	0.34
U	1.02	0.58	0.55	0.83	0.33	1.00	0.19	0.12	0.08

注:常量元素由中国科学院广州地球化学研究所 X 射线荧光光谱分析,微量、稀土元素由中国科学院地质与地球物理研究所等离子体质谱仪(ICP-MS)测定;常量元素单位为%,微量、稀土元素单位为 10⁻⁶,比值单位为 1。

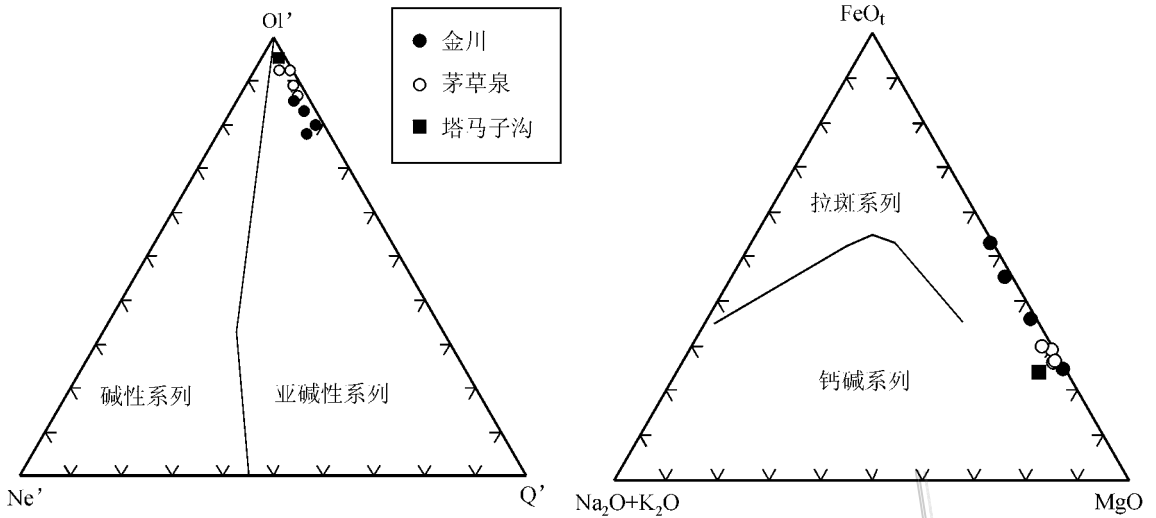


图6 金川、茅草泉及塔马子沟超镁铁质岩石 Ol'-Ne'-Q' 与 AFM 图(底图据 Irvine, 1986)

$$Ol' = Ol + 3/4HY, Q' = Q + 2/5Ab + 1/4HY, Ne' = Ne + 3/5Ab$$

Fig. 6 Diagrams of Ol'-Ne'-Q' and AFM for Jinchuan, Maocaoquan and Tamazigou intrusions (base map after Irvine, 1986)

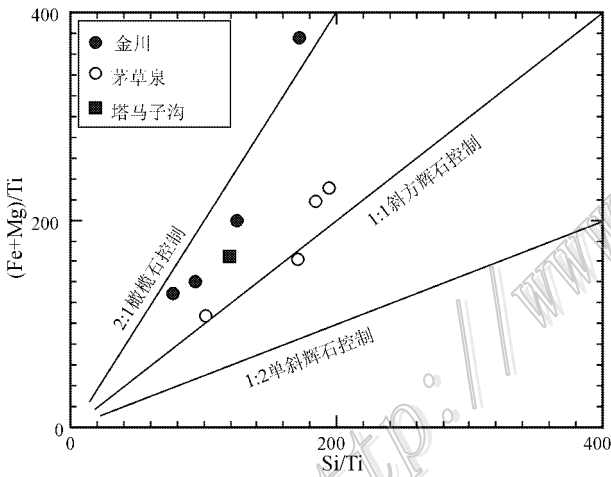


图7 金川、茅草泉、塔马子沟岩体样品 (Mg+Fe)/Ti-Si/Ti 图(底图据 Naldrett 2004)

Fig. 7 (Mg+Fe)/Ti-Si/Ti diagram of Jinchuan, Maocaoquan and Tamazigou intrusions (base map after Naldrett 2004)

与原始岩浆在地幔中部分熔融程度较低有关。因为铂族元素在地幔中分配系数顺序为 $Os \sim Ir > Ru > Rh > Pt > Pd$ (Naldrett, 2004), 较低的地幔部分熔融导致岩浆中 $PPGE > IPGE$, 原始地幔标准化的 PGE 配分曲线左倾。世界上大量岩浆铜镍硫化物矿床的研究显示, 原岩为辉长-苏长岩类的岩体一般显示 IPGE 贫于 PPGE, 标准化配分曲线具有左陡倾斜的特征, 而苦橄岩与科马提岩岩体中 PGE 配分曲线为

平坦型 (Barnes et al., 2005), 这种现象主要受地幔部分熔融程度的控制。

4.4 Sr、Nd、Pb 同位素

茅草泉岩体样品的 Sr、Nd 同位素测试在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成 (表 4)。对于 Nd 同位素, 选择 $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR} = 0.512638$, $(^{147}Nd/^{144}Nd)_{CHUR} = 0.1967$, 衰变常数 $\lambda = 6.54 \times 10^{-12}$; 对于 Sr 同位素, 选择 $(^{87}Rb/^{86}Sr)_{CHUR} = 0.0816$, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{CHUR} = 0.7045$, 衰变常数 $\lambda = 1.42 \times 10^{-11}$ 。按照成岩年龄 832 Ma (锆石 U-Pb 年龄) 计算 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值介于 $-5.88 \sim -9.50$, $\epsilon_{Sr}(t)$ 值介于 $70 \sim 157$ 之间, 在 $\epsilon_{Sr}-\epsilon_{Nd}$ 图上 (图 10) 样品数据点均位于第四象限。这组数据特征与前人测定的金川矿床 18 行地表样品数据 (张宗清等, 2004) 相似。金川与茅草泉岩体样品具有高正 $\epsilon_{Sr}(t)$ 值, 低的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 负值, 证明其母岩浆来自于富集型岩石圈地幔。Pb 同位素数据 (表 5) 显示, 金川岩体: $^{206}Pb/^{204}Pb = 16.6 \sim 17.6$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.3 \sim 15.5$, $^{208}Pb/^{204}Pb = 36.9 \sim 37.9$; 茅草泉岩体: $^{206}Pb/^{204}Pb = 17.1 \sim 17.7$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.4 \sim 15.6$, $^{208}Pb/^{204}Pb = 37.5 \sim 37.8$ 。一般超镁铁质岩体的全岩 Pb 同位素比值需要利用年龄和 U、Th、Pb 含量进行普通铅校正 (沈渭洲, 1997)。按照成岩年龄 832 Ma 计算, 得到普通铅的同位素值 (表 5)。而硫化物的 Pb 同位素比值一般能反映初始值的特征, 不需要校正。从校正的数据看, 两个岩体的 Pb 同位素比值数据非常相似, 而

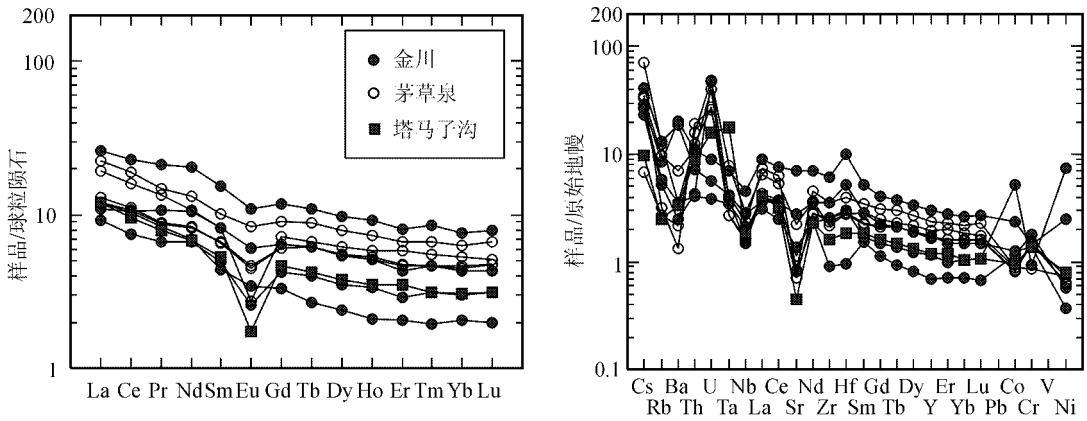


图 8 金川、茅草泉、塔马子沟岩体岩石稀土及微量元素标准化图(汤中立等, 2007)

(球粒陨石标准化值据 Taylor et al., 1985 原始地幔标准化值据 Sun et al., 1989)

Fig. 8 Chondrite-normalized REE patterns and primitive-mantle normalized micro-elements diagrams of Jinchuan, Maocaoquan and Tamazigou intrusion (after Tang et al., 2007)

(Chondrite and primitive mantle values after Taylor et al., 1985; Sun et al., 1989)

表 3 金川及茅草泉岩体铂族元素成分表

Table 3 PGE composition of Jinchuan and Maocaoquan intrusions

样品号	采样位置	岩性	$\alpha(B) \times 10^{-9}$							Cu/Pd	
			Ni*	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd		Cu*
M09-13	茅草泉	角闪辉长岩	94.43	0.023	0.014	0.025	0.009	0.122	0.08	49.17	614625
M09-3		角闪辉长岩	112.2	0.021	0.01	0.019	0.008	0.121	0.078	32.89	421667
M09-4		角闪辉长岩	109.5	0.015	0.008	0.017	0.014	0.132	0.078	64.33	824744
ZK16-2-07	金川IV矿区	斜长二辉橄榄岩	1128	0.018	0.006	0.022	0.007	0.131	0.104	20	192308
ZK16-2-11		斜长二辉橄榄岩	1238	0.02	0.007	0.016	0.007	0.206	0.116	37.7	325000
ZK16-2-15		斜长二辉橄榄岩	1096	0.064	0.036	0.088	0.028	1.605	0.957	82.8	86520
ZK16-2-23		斜长二辉橄榄岩	1448	0.458	0.16	0.218	0.081	3.363	3.356	135	40226
ZK16-2-35		斜长二辉橄榄岩	1542	0.047	0.025	0.039	0.017	0.373	0.358	122	340782
ZK16-2-45		斜长二辉橄榄岩	1386	0.016	0.006	0.033	0.007	0.149	0.122	31.5	258197
ZK16-2-57		斜长二辉橄榄岩	2590	0.241	0.135	0.193	0.102	2.042	1.440	1161	806250
ZK16-2-38		斜长二辉橄榄岩	4921	0.556	0.264	0.376	0.18	4.224	3.00	1477	492333
ZK16-2-60		斜长二辉橄榄岩	2060	0.284	0.064	0.1	0.044	0.796	0.604	736	1218543
ZK16-2-64		斜长二辉橄榄岩	5609	0.641	0.136	0.196	0.096	0.932	1.056	1066	1009470
ZK16-2-72	斜长二辉橄榄岩	3951	0.428	0.26	0.308	0.192	2.52	3.264	2102	643995	

测试单位：铂族元素测试由中国科学院广州地球化学研究所同位素年代学和地球化学重点实验室完成。* 单位为 10^{-6} 。

且样品点落入 EM I 型富集地幔范围(图 11), 暗示金川及茅草泉岩体可能来自 EM I 型地幔源区, 在 $\epsilon_{Sr}-\epsilon_{Nd}$ 图中, 样品具有较高的 ϵ_{Sr} 值可能与地壳混染有关, 一般地壳混染会导致地幔岩浆 ϵ_{Sr} 值增加, 而 ϵ_{Nd} 值降低。

5 讨论

5.1 地壳混染

大量的研究显示金川铜镍硫化物矿床经历了地壳混染作用: 主要表现为 Nb、Ta 负异常, 轻稀土元

素富集(Song et al., 2006; 2009); 具有高的 $^{188}Os/^{187}Os$ 同位素初始值(Yang et al., 2005); $\epsilon_{Nd}-La/Sm$ 的负相关性(Li et al., 2005)。镁铁质岩浆上升过程中地壳混染主要为富硅地层的部分熔融混合, 岩浆演化过程中还存在壳源流体的加入(罗照华等, 2008)。特别是富硫的壳源流体加入, 可能使岩浆中硫的溶解度降低, 促进地幔岩浆达到硫化物饱和, 对成矿具有重要作用。本次研究发现金川矿床和茅草泉岩体一样, 具有低 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值, 高 $\epsilon_{Sr}(t)$ 值, 在 $\epsilon_{Sr}-\epsilon_{Nd}$ 图中(图 10) 样品点均位于第四象限, 具有富集岩石圈地幔遭受上地壳物质混染的特征。在 $^{206}Pb/^{204}Pb-$

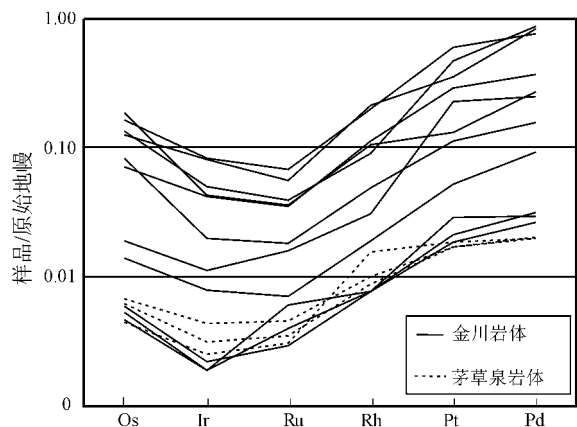


图9 金川及茅草泉岩体铂族元素原始地幔标准化曲线 (原始地幔值据 McDonough et al., 1995)

Fig. 9 Primitive mantle normalized PGE diagram of Jinchuan and Maocaoquan intrusions (primitive mantle values after McDonough et al., 1995)

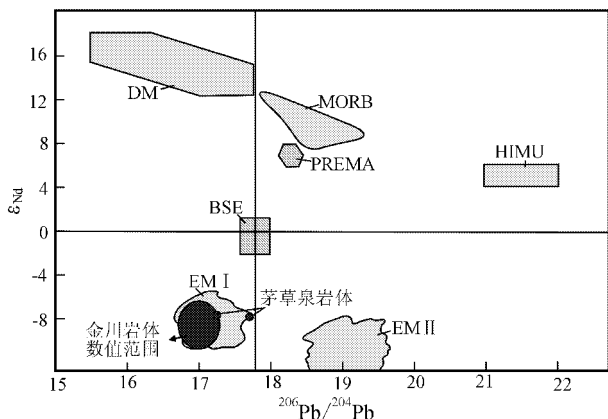


图11 金川与茅草泉超镁铁质岩体中岩石

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}-\epsilon_{\text{Nd}}$ 图解 (Zindler et al., 1986)

BSE—全硅酸盐地球; EM I—I型富集地幔; EM II—II型富集地幔; HIMU—高U/Pb比值地幔; PREMA—最常见地幔端员; DM—亏损地幔; MORB—洋中脊玄武岩

Fig. 11 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}-\epsilon_{\text{Nd}}$ diagram of Jinchuan and Maocaoquan intrusions (after Zindler et al., 1986)

BSE—Bulk Silicate Earth; EMI and EMII—Enriched mantle end members; HIMU—High $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ mantle; PREMA—Prevalent Mantle; DM—Depleted mantle; MORB—Mid-Ocean Ridge Basalts

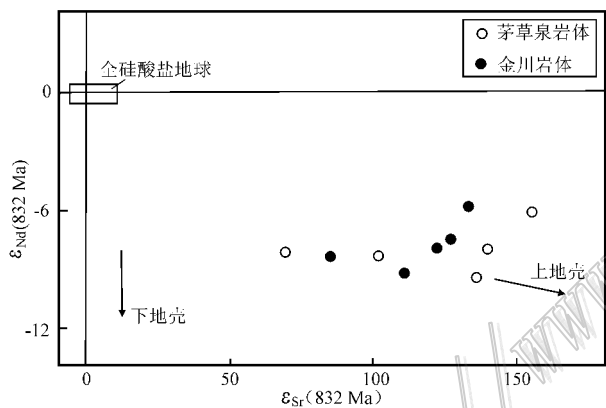


图10 金川与茅草泉超镁铁质岩体中岩石 $\epsilon_{\text{Sr}}-\epsilon_{\text{Nd}}$ 图解 (Zindler et al., 1986)

Fig. 10 $\epsilon_{\text{Sr}}-\epsilon_{\text{Nd}}$ diagram of Jinchuan and Maocaoquan intrusions (Zindler et al., 1986)

ϵ_{Nd} 图中(图11)样品点均位于EM I范围,指示金川及茅草泉岩体的母岩浆来自EM I型富集岩石圈地幔。对于地幔岩浆经历的地壳混染程度,应用 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)关系图,根据同位素质量平衡模型(Faure et al., 2005)进行模拟,选择富集地幔单元E-MORB成分(Sun et al., 1989),与中上部地壳单元(UC-MC)成分(Rudnick et al., 2003);富集地幔(EM I)同位素平均成分: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.705$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512$ (Zindler et al., 1986);中、上地壳同位素成分平均为: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.72\sim 0.74$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512\sim 0.514$ (Davies et al., 1985; Zindler et al., 1986)。经过年龄(832 Ma)校正,根据两单元储库变

化范围模拟,显示金川矿床的地壳混染或壳源流体加入程度约占10%~40%(图12)。

5.2 硫化物饱和和熔离过程

地幔岩浆上升到地壳过程中,一般以近于绝热快速上升为特征,因此,压力是影响硫化物饱和的主要因素。由于岩浆中硫的溶解度与压力呈负相关关系,岩浆从地幔上升到地壳过程中,如果没有外来因素的干扰(如外来硫的加入或者岩浆混染等),岩浆中硫化物无法达到饱和形成大型铜镍硫化物矿床(Mavrogenes et al., 1999)。大量实例研究表明,在岩浆温度降低、橄榄石结晶前,地壳硫的加入和地壳混染作用可能对岩浆中硫化物达到饱和发挥了重要作用(李华芹等, 2009; 贾志永等, 2009; 胡沛青等, 2010; 吕林素等, 2011)。金川铜镍硫化物矿床中具有大量橄榄石堆晶,硫化物与辉石、斜长石为充填相,块状矿很少。一般的认识是橄榄石先结晶,因为橄榄石的结晶温度高,为堆晶相。但是橄榄石大量的结晶必然导致岩浆中镍的大量消耗,这也是很多超基性岩体不成矿的主要原因,而金川具有世界最大的镍矿体,理论上讲,金川的橄榄石在硫化物达到饱和前不可能大量结晶。Chai等(1992)发现金川矿

表 4 茅草泉与金川镁铁质岩体中 Sr-Nd 同位素数据表(数据经过年龄 832 Ma 校正)

Table 4 Table of Sr-Nd isotopic data from Maocaoquan and Jinchuan mafic-ultramafic intrusions

采样位置及 样品号	岩性	$\epsilon_{\text{Sr}}(t)$		$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$		$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$
		Rb	Sr					Sm	Nd				
茅草泉													
M09-12	角闪辉长岩	24.55	438.4	0.2939	0.711945	0.708452	69.96	5.56	26.38	0.1275	0.511848	0.511152	-8.06
M09-3	角闪辉长岩	45.19	444.9	0.0139	0.713515	0.713350	139.58	6.51	31	0.1269	0.511851	0.511159	-7.94
M09-3-1	角闪辉长岩	45.19	444.9	0.2941	0.714151	0.710656	101.28	6.505	31	0.1277	0.511832	0.511135	-8.40
mcq-14	角闪辉长岩	20.28	386.42	0.152	0.714971	0.713165	136.94	6.41	29.21	0.1366	0.511824	0.511079	-9.50
mcq-15	角闪岩	1.702	46.597	0.1058	0.715807	0.714555	156.63	1.26	5.01	0.1531	0.512086	0.511251	-6.14
金川													
J01	辉石岩	2.585	30.75	0.2434	0.714281	0.711388	111.70	0.527	1.991	0.1602	0.511968	0.511094	-9.20
J02	辉石岩	0.1641	79.65	0.5967	0.716622	0.709531	85.29	1.509	6.319	0.1444	0.511927	0.511139	-8.32
J03	二辉橄榄岩	0.3446	5.22	0.191	0.715177	0.712907	133.28	0.354	1.18	0.1816	0.512255	0.511264	-5.88
J04	二辉橄榄岩	1.295	21.12	0.1775	0.714621	0.712512	127.66	0.499	2.365	0.1277	0.511879	0.511182	-7.48
J05	二辉橄榄岩	0.7175	13.01	0.1598	0.714021	0.712122	122.12	0.493	2.044	0.146	0.511958	0.511161	-7.89

测试单位:西北大学大陆动力学国家重点实验室,2010,其中 J01~J05 为金川 18 行地表样品,数据引自张宗清等,2004,其余样品为本次测试的茅草泉岩体。

表 5 金川与茅草泉岩体中全岩与硫化物 Pb 同位素组成(数据经过年龄 832 Ma 校正)

Table 5 Pb isotopic compositions of whole rocks and sulfides from Jinchuan and Maocaoquan intrusions

样品号	采样位置	测定矿物	$\epsilon_{\text{Pb}}(t)$			$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$	$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$	$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$
			U	Th	Pb						
M09-3	茅草泉	全岩	0.80	2.79	14.55	18.2804	15.5911	37.9936	17.7433	15.5819	37.7977
M09-12	茅草泉	全岩	0.71	2.19	12.01	17.6811	15.4823	37.7304	17.1036	15.4724	37.5441
L22b-2	金川	全岩				17.6517	15.4806	37.9159			
R35-1	金川	硫化物				16.6214	15.3264	36.8852			
ZK57-2	金川	硫化物				16.7780	15.3523	37.0512			
ZK80-3	金川	硫化物				16.9725	15.3711	36.9612			

测试单位:中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室。

床的橄榄石中有少量的硫化物包体,证明了橄榄石结晶前已经发生了硫化物饱和。

铂族元素比值可以判断岩浆的性质,一般部分熔融程度高的岩浆具有较高的 Ni/Cu 值和较低的 Pd/Ir 值(Barnes, 1990)。在 Pd/Ir-Ni/Cu 图中(图 13),金川与茅草泉岩体的大部分样品落在高镁玄武岩范围, Pd/Ir 值比较稳定,有 3 件金川岩体样品 Ni/Cu 比值较大,这可能与岩石中没有硫化物而存在大量橄榄石堆晶,镍主要以硅酸镍的形式存在有关。总之,金川及茅草泉岩体的原始岩浆性质显示高镁玄武岩岩浆性质。Cu/Pd 值可以指示岩浆的 R 因子(硅酸盐/硫化物),一般 $R > 1000$,硫化物中 Cu/Pd 值会小于原始地幔的值(约 7000~10 000)(Barnes et al., 2005)。计算金川与茅草泉岩体中样品的 Cu/Pd 值普遍大于地幔值(表 3),属于 PGE 亏损的铜镍硫化物矿床,也暗示岩浆的 R 因子小于 1000,即形成金川矿床的母岩浆不是像大火成岩省那样存在巨量的玄武质岩浆。

Cu 为亲铁元素,而 Zr 为亲石元素,在硫化物不

饱和的镁铁质岩浆早期分离结晶过程中,这 2 个元素均表现为高度不相容。一般情况下,不亏损亲铁元素的典型玄武岩 Cu/Zr 值接近 1,而由于硫化物熔离亏损亲铁元素的玄武岩, Cu/Zr 值往往小于 1(Lightfoot et al., 2005)。金川、茅草泉、塔马子沟岩体样品的 Cu/Zr 值具有过渡变化特征(图 14),其中金川岩体的 Cu/Zr 比值 > 1 ,而茅草泉、塔马子沟岩体 Cu/Zr 值小于 1 或在 1 附近,暗示茅草泉、塔马子沟岩体发生了硫化物熔离,金川岩体中存在硫化物聚集,三个岩体可能具有演化关系,即茅草泉、塔马子沟岩体为金川岩体贡献了亲铁元素。

基于上述研究,笔者提出了金川矿床的成岩成矿过程:源自 EM I 型富集大陆岩石圈地幔的高镁玄武质岩浆,以新元古代华北陆块裂解事件为动力,上升到中上部地壳,经历了岩浆温度降低与地壳混染后发生硫化物饱和熔离,在上升过程中形成岩浆与矿浆的分层或者过渡:上部为硅酸盐岩浆,向下依次为含硫化物岩浆、富硫化物岩浆和矿浆。在构造动力驱动下,大量不含硫化物的岩浆先期侵入到已知

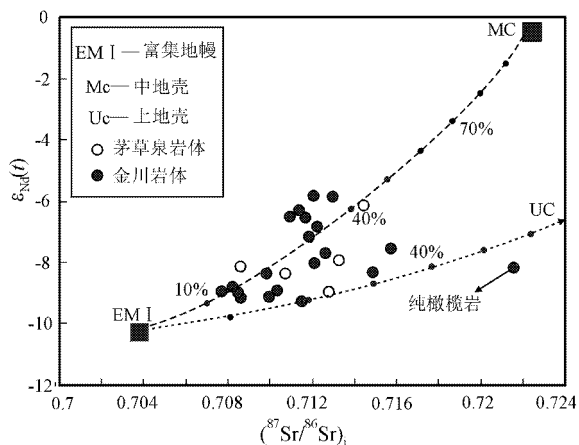


图 12 地壳混染程度模拟图(金川的数据来自汤中立等, 1995; 张宗清等 2004)

图中富集地幔值 EM I : $\epsilon_{Nd}(832 \text{ Ma}) = -10.25$ ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) = 0.7039; 中地壳值 MC : $\epsilon_{Nd}(832 \text{ Ma}) = -0.43$ ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) = 0.7221; 上地壳 UC : $\epsilon_{Nd}(832 \text{ Ma}) = -5$ ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) = 0.7289

Fig. 12 Contamination degrees modeling between the crust and the mantle (data of Jinchuan after Tang et al., 1995; Zhang et al., 2004)

In the diagram, Enriched Mantle: EM I : $\epsilon_{Nd}(832 \text{ Ma}) = -10.25$; ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) = 0.7039; Middle crust: $\epsilon_{Nd}(832 \text{ Ma}) = -0.43$; ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) = 0.7221; Upper crust: $\epsilon_{Nd}(832 \text{ Ma}) = -5$; ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) = 0.7289

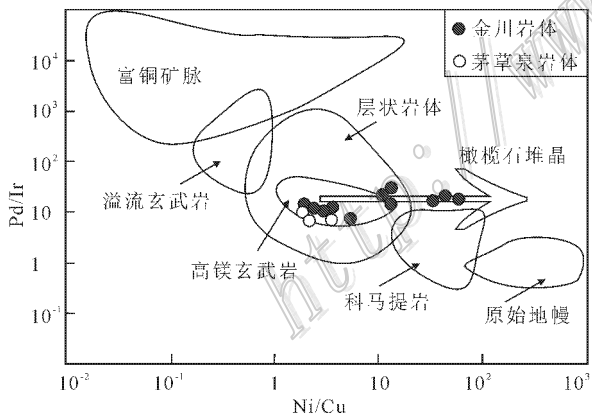


图 13 金川及茅草泉岩体的 Pd/Ir-Ni/Cu 图 (底图据 Barnes, 1990)

Fig. 13 Pd/Ir versus Ni/Cu diagram of Jinchuan and Maocaoquan intrusions (Base map after Barnes, 1990)

矿床上部、附近或隐伏于地壳中, 形成金川矿床附近的茅草泉等不含矿或含贫矿的岩体群。含硫化物岩浆、富硫化物岩浆和矿浆多期(次)脉冲式贯入到金川矿床现存空间成岩成矿。

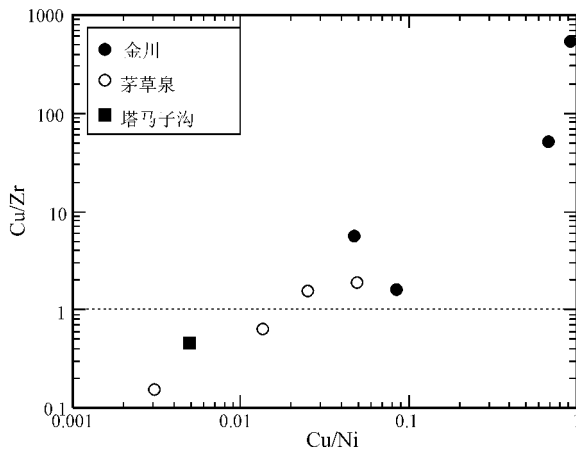


图 14 金川、茅草泉、塔马子沟岩体样品 Cu/Zr-Cu/Ni 图
Fig. 14 Cu/Zr-Cu/Ni diagram of Jinchuan, Maocaoquan and Tamazigou intrusions

5.3 金川矿床的岩浆质量平衡计算

前人针对铜镍硫化物矿床提出了小岩体成矿的理论(汤中立, 2002), 这种成矿过程是: 镁铁质岩浆在中间岩浆房中发生了硫化物熔离作用, 大量的岩浆提供了成矿物质, 岩浆和矿浆通过脉动式贯入的形式侵入到近地表, 不含矿岩浆是大量的, 含矿岩浆与矿浆的体积是相对小的, 从而表现小岩体成大矿。这种成矿理论的关键是岩浆如何发生熔离? 大量不含矿岩浆在哪里(即岩浆的质量平衡)? 大火成岩省中的小岩体成矿可以解释这种岩浆质量平衡, 然而, 造山带与裂谷背景下的小岩体成矿如何解释岩浆质量平衡呢?

根据岩浆质量平衡计算: 前人估算得金川铜镍硫化物矿床的 R 因子为 575(汤中立等, 2007), 即岩浆房中岩浆与硫化物的质量比为 575。目前, 金川矿床的硫化物平均含量约为 5%, 由此推算得到现有岩体的 R 因子约为 20, 即有近 30 倍于金川现有矿床体积的岩浆不知去向。而且金川矿床中缺乏镁铁质岩浆单元。通道成矿模式提出: 岩浆侵入到近地表, 上部不含矿的岩体被剥蚀掉了。如果说部分被剥蚀了还可以理解, 但是大于 97% 的岩体被剥蚀了, 矿床周边又没有相应的沉积物异常显示。这种成岩成矿机制是否成立值得思考。

岩体地质与年代学研究显示: 金川矿床西南方向 3 km 范围内, 茅草泉镁铁-超镁铁质岩体由 50 多个小岩体组成。金川与茅草泉镁铁-超镁铁质岩体群, 主要为二辉橄榄岩、橄榄辉石岩、辉石岩、含长角

闪岩、角闪辉长岩等组成,具有完整岩浆演化系列特征。空间上,金川与附近岩体平面距离小于 3 km,而金川岩体自身长 6.5 km,具有空间上的相关性。茅草泉岩体的单颗粒锆石 U-Pb 年龄为(832.5 ± 1.5) Ma,金川岩体的锆石 U-Pb 年龄为(831.8 ± 0.6) Ma (Zhang et al., 2010),在误差范围内一致,具有时间上的耦合性。岩石地球化学研究显示:金川与茅草泉岩体具有高 $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$ 正值,低的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 负值,较低的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值,而且数值相似,两岩体都属于 EM I 型富集岩石圈地幔源区,具有同源岩浆特征。金川、茅草泉岩体群样品都属于亚碱性拉斑岩系列,微量、稀土元素配分曲线图平行且变化趋势一致,都显示轻稀土元素富集,弱的负 Eu 异常。Cu/Zr 值具有过渡变化特征,Cu/Ni 值都小于 1,铂族元素配分曲线具有平行一致的变化趋势。这些都指示了金川超镁铁质岩体与茅草泉镁铁-超镁铁质小岩体群具有明显的同期同源岩浆演化特征,茅草泉小岩体群在一定程度上弥补了金川小岩体成大矿的岩相缺失、岩浆量缺失的问题。

5.3 找矿意义

金川岩体中有大量的橄榄石堆晶,平均质量约为 50%~70%,岩石的 $w(\text{MgO})$ 平均为 30%。一般高镁玄武岩浆不可能结晶出这样的岩石,因为地幔高度部分熔融的科马提岩原生岩浆的 $w(\text{MgO})$ 一般也只有 18%~24% (Leshner et al., 1996)。因此,金川超镁铁质岩体大量堆晶的特征只能解释为大量的玄武质岩浆为现存的金川岩体贡献了高镁矿物橄榄石。那么失去橄榄石的玄武质岩浆将形成基性程度较低的岩体,可能是辉石岩相甚至辉长岩相。金川铜镍硫化物矿床附近存在一些瘤状镁铁-超镁铁质岩体,主要包括茅草泉、塔马子沟等小岩体群。如果这些镁铁-超镁铁质岩体是金川矿床母岩浆的组成部分,将在一定程度上弥补了小岩体成大矿的岩浆质量平衡(岩相平衡、岩浆质量平衡)的缺口。上面已经证明了茅草泉小岩体群属于金川铜镍硫化物矿床母岩浆的组成部分,那么,茅草泉小岩体群是否具有成矿潜力呢?

由于岩体群分布于塔马子沟组中,处于金川岩体围岩白家嘴子组的上部,按小岩体成矿理论,形成茅草泉岩体群的岩浆为金川矿床贡献了橄榄石和亲铁元素,为不含岩浆形成,茅草泉小岩体群之所以呈岩瘤状,比较分散,是因为早期岩浆上升过程中为了打开通道而形成,在岩浆通道打开后,大量含硫化

物的岩浆就位在金川矿床的主通道中,根据茅草泉岩体群分布于金川矿床的西南部,可以判断形成金川矿床的阶段岩浆房可能存在于其西南方向。但是,不排除在金川矿床的南部还存在隐伏的含矿超镁铁质岩体,建议投入一定的物探和钻探工作。

6 结 论

(1) 茅草泉镁铁-超镁铁质岩体中单颗粒锆石 U-Pb 年龄为(832.5 ± 1.5) Ma,与金川超镁铁质岩体中锆石 U-Pb 年龄(831.8 ± 0.6) Ma 在误差范围内一致,成岩背景可能与华北陆块边缘裂解事件有关。

(2) 金川与茅草泉镁铁-超镁铁质岩体群的岩石学、年代学、岩石地球化学、铂族元素地球化学、同位素地球化学数据证明了它们具有同期同源岩浆演化特征,茅草泉小岩体群是金川母岩浆先期侵入岩相,为金川矿床的形成贡献了亲铁元素与橄榄石成分。

(3) 金川、茅草泉镁铁-超镁铁质岩体的岩浆源区为 EM I 型富集岩石圈地幔,岩浆性质为高镁玄武质岩浆,在上升过程中经历了 10%~40% 的中上地壳物质混染。

志 谢 非常感谢评审专家提出的宝贵建议,使作者受益匪浅。

参考文献/References

- 胡沛青,任立业,傅飘儿,张铭杰,李晓亚,秦宏毅. 2010. 新疆哈密黄山东铜镍硫化物矿床成矿作用[J]. 矿床地质, 29(1):158-168.
- 贾志永,张铭杰,汤中立,李文渊,任立业,胡沛青. 2009. 新疆喀拉通克铜镍硫化物矿床成矿岩浆作用过程[J]. 矿床地质, 28(5): 673-686.
- 李华芹,梅玉萍,屈文俊,蔡红,杜国民. 2009. 新疆坡北基性-超基性岩带 10 号岩体 SHRIMP U-Pb 和矿石 Re-Os 同位素定年及其意义[J]. 矿床地质, 28(5):633-642.
- 罗照华,卢欣祥,郭少丰,孙静,陈必河,黄凡,杨宗锋. 2008. 透岩浆流体成矿体系[J]. 岩石学报, 24(12):2669-2678.
- 吕林素,汪云峰,李宏博,周振华,张作衡,谢桂青. 2011. 南非布什维尔德岩浆型 Cu-Ni-PGE 硫化物矿床成因探讨[J]. 矿床地质, 30(6):1129-1148.
- 汤中立,李文渊. 1995. 金川铜镍硫化物(含铂)矿床成床模式及地质对比[M]. 北京:地质出版社.
- 汤中立. 2002. 中国的小岩体岩浆矿床[J]. 中国工程科学, 4(6):9-12.
- 汤中立,闫海卿,焦建刚,李小虎. 2006. 中国岩浆硫化物矿床新分类

- 与小岩体成矿作用[J]. 矿床地质, 25(1):1-9.
- 汤中立, 闫海卿, 焦建刚, 潘振兴. 2007. 中国小岩体镍铜铂族矿床的区域成矿规律[J]. 地质前缘, 14(5):92-103.
- 吴利仁. 1963. 论中国基性-超基性岩的成矿专属性平[J]. 地质科学, 1:29-41.
- 沈渭洲. 1997. 同位素地质学教程[M]. 北京:原子能出版社. 45-46.
- 张宗清, 杜安道, 唐索寒, 卢纪仁, 王进辉, 杨刚. 2004. 金川铜镍矿床年龄和源区同位素地球化学特征[J]. 地质学报, 78(3):359-365.
- Barnes S J. 1990. The use of metal ratios in prospecting for platinum group element deposits in mafic and ultramafic intrusions[J]. Journal of Geochemical Exploration, 37(1):91-99.
- Barnes S J and Lightfoot P C. 2005. Formation of magmatic nickel sulfide ore deposits and processes affecting their copper and platinum group element content[J]. In: Hedenquist J W, Thompson J F H, Goldfarb R J, Richards J P, ed. Economic Geology 100th Anniversary Volume, 179-213.
- Chai G and Naldrett A J. 1992. The Jinchuan ultramafic intrusion: Cumulate of a high-Mg basaltic magma[J]. J. Petrol., 33:277-303.
- Davies G R, Gledhill A and Hakesworth C. 1985. Upper crustal recycling in southern Britain: Evidence from Nd and Sr isotopes[J]. Earth and Planetary Science Letters, 75:1-12.
- Faure G and Mensing T M. 2005. Isotopes: Principles and applications [M]. third edition. John Wiley & Sons, Hoboken, New Jersey.
- Gao S, Liu X M and Yuan H L. 2002. Analysis of forty-two major and trace elements of USGS and NIST SRM glasses by LA-ICPMS[J]. Geostands Newsletter, 26(2):181-195.
- Gill G B. 1981. Orogenic andesites and plate tectonics[J]. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag. 128-132.
- Irvine T N. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram[J]. Journal of Petrology, 3:745-750.
- Leshner C M and Stone W E. 1996. Exploration geochemistry of komatiites[A]. In: Wyman D A, ed. Trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications for massive sulfide exploration[C]. Geological Association of Canada short Course Notes, 12:153-204.
- Li C S, Xu Z H, De Waal S A, Ripley E M and Maier W D. 2003. Compositional variations of olivine from the Jinchuan Ni-Cu sulfide deposit, western China: Implications for ore genesis[J]. Mineralium Deposita, 39:159-172.
- Li X H, Su L, Chung S L, Li Z X, Liu Y, Song B and Liu D Y. 2005. Formation of the Jinchuan ultramafic intrusion and the world's third largest Ni-Cu sulfide deposit: Associated with the 825 Ma South China mantle plume[J]. J. Geochem. Geophys. Geosyst., 6(11):1029-1044.
- Liu Y S, Hu Z C, Gao S, Günther D, Xu J, Gao C G and Chen H H. 2008. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard[J]. Chemical Geology, 257:34-43.
- Liu Y S, Gao S, Hu Z, Gao C, Zong K and Wang D. 2010. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons of mantle xenoliths[J]. Journal of Petrology, 51:537-571.
- Ludwig K R. 2003. ISOPLOT 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel[J]. Berkeley: Berkeley Geochronology Center, California.
- Lightfoot P C and Keays R R. 2005. Siderophile and chalcophile metal variations in flood basalts from the Siberian Trap, Noril'sk Region: Implications for the origin of the Ni-Cu-PGE sulfide ores[J]. Econ. Geol., 100:439-462.
- Mavrogenes J A and O'Neill H S C. 1999. The relative effects of pressure, temperature and oxygen fugacity on the solubility of sulfide in mafic magmas[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 63:1173-1180.
- McDonough W W and Sun S S. 1995. The composition of the Earth[J]. Chemical Geology, 120:223-253.
- Naldrett A J. 2004. Magmatic sulfide deposits: Geology, geochemistry and exploration[M]. Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- Naldrett A J. 2010. Secular variation of magmatic sulfide deposits and their source magma[J]. Econ. Geol., 105:669-688.
- Rudnick R L and Gao S. 2003. Composition of the continental crust[A]. In: Rudnick R L, ed. Treatise on geochemistry, the crust[C]. Amsterdam: Elsevier. 3:1-64.
- Song X Y, Zhou M F, Wang C Y and Qi L. 2006. Role of crustal contamination in formation of the Jinchuan intrusion and its world-class Ni-Cu-(PGE) sulfide deposit, NW China[J]. Int. Geol. Rev., 48:1113-1132.
- Song X Y, Keays R R, Zhou M F, Qi L, Ihlenfeld C and Xiao J F. 2009. Siderophile and chalcophile elemental constraints on the origin of the Jinchuan Ni-Cu-(PGE) sulfide deposit, NW China[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 73:404-424.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes[J]. Geological Society London: Special Publication. 42:313-345.
- Taylor S R and McLennan S M. 1985. The continental crust: Its composition and evolution[M]. Oxford: Blackwell.
- Yang G, Du A D, Lu J R, Qu W J and Chen J F. 2005. Re-Os dating of the massive sulfide ores from the Jinchuan Ni-Cu-PGE deposit by ICP-MS[J]. Science in China (Series D), 48(10):1672-1677.
- Yuan H L, Gao S, Liu X M, Gther D and Wu F Y. 2004. Accurate U-Pb age and trace element determinations of zircon by laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry[J]. Geoanalytical and Geostandard Newsletters, 28(3):353-370.
- Zhang M J, Kamo S L and Li C. 2010. Precise U-Pb zircon-baddeleyite age of the Jinchuan sulfide ore-bearing ultramafic intrusion, western China[J]. Mineralium Deposita, 45:3-9.
- Zhang Z M, Liou J G and Coleman R G. 1984. An outline of the plate tectonics of China[J]. Geological Society of America Bulletin, 95(3):295-312.
- Zindler A and Hart S. 1986. Chemical geodynamics[J]. Ann. Rev. Earth Planet Sci., 13:493-571.