

文章编号: 0258-7106(2012)06-1259-18

云南金宝山铂钯矿床铂族元素地球化学及找矿意义*

王生伟¹, 孙晓明^{2,3}, 廖震文¹, 周邦国¹, 罗茂金¹, 郭 阳¹, 蒋小芳¹, 朱华平¹,
马 东¹, 沈战武¹

(1 成都地质矿产研究所, 四川 成都 610081; 2 中山大学海洋学院, 广东 广州 510275;

3 中山大学地球科学系, 广东 广州 510275)

摘 要 金宝山是中国目前发现的最大的独立铂钯矿床, 该岩体基性程度高, 主要由橄榄石、单斜辉石组成, 含大量铬铁矿($w(\text{Cr})$ 约为 0.5%)。铂钯矿石呈稀疏浸染状, 硫化物含量少, 高铂族元素、低铜镍含量。矿体与超基性围岩界线不明显, 且二者具有相似的微量、稀土元素参数和微量、稀土、铂族元素标准化配分模式, 表明两者的原始岩浆具有相似的性质。超基性围岩具有高的 Pd/Ir、Ni/Cu 比值和 Pb 负异常, 相反, 铂钯矿石显示为低的 Pd/Ir、Ni/Cu 比值和 Pb 正异常, 两者具有相似的 Cu/Pd、Cu/Pt 比值($\leq$ 原始地幔值), 表明铂钯矿石形成于地幔柱 S 低度饱和环境, 超基性围岩可能形成于 S 饱和/不饱和的地球化学界面。铂族元素地球化学的差异表明含少量富铂族元素的硫化物的含矿岩浆可能注入于稍前侵入的、且未完全固结的超基性围岩中, 形成似层状矿体。峨眉地幔柱早期硫低度饱和、融离出少量硫化物以及铂族元素在硫化物/硅酸盐相中极高的分配系数是导致金宝山矿石富铂钯、贫铜镍的根本原因。金宝山是极少有的全岩体 Cu/Pd、Cu/Pt 值均小于原始地幔值的矿床, 表明该岩体的岩浆经历了硫化物富集铂族元素的过程, 推测靠近峨眉地幔柱喷发中心的基性-超基性岩体是寻找铂族元素矿床最佳远景区之一。

关键词 地球化学, 铂钯矿床, 铂族元素, 峨眉山玄武岩, 金宝山, 弥渡

中图分类号: P618.53

文献标志码: A

Platinum group elements geochemistry of Jinbaoshan Pt-Pd deposit in Yunnan Province and its exploration implications

WANG ShengWei¹, SUN XiaoMing^{2,3}, LIAO ZhenWen¹, ZHOU BangGuo¹, LUO MaoJin¹, GUO Yang¹,
JIANG XiaoFang¹, ZHU HuaPing¹, MA Dong¹ and SHEN ZhanWu¹

(1 Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, Chengdu 610081, Sichuan, China; 2 School of Marine Sciences, Sun Yat-Sen University, Guangzhou 510275, Guangdong, China; 3 Department of Earth Science, Sun Yat-Sen University, Guangzhou 510275, Guangdong, China)

Abstract

Jinbaoshan which contains large amounts of chromites and has high Cr content (about 0.5%) is the largest independent Pt-Pd deposit which consists mainly of olivine and clinopyroxenite. Ores are sparsely disseminated and have a small amount of PGE-enriched sulfides. The ores and ultrabasic wall rocks have similar trace elements, REE and PGE parameters and similar primitive mantle normalized patterns, implying that their parent magmas were alike. Samples from Jinbaoshan rock body have similar Cu/Pd and Cu/Pt ratios ($\leq$ the value of primitive mantle). The ultrabasic wall rocks have high Pd/Ir and Ni/Cu ratios and Pb negative anomalies; on

* 本研究得到国家重点基础研究发展规划(973)项目(编号:2009CB421006)、国家自然科学基金(编号:40830425、40173025)和国土资源大调查(编号:1212010911064、1212011085162、1212010813066)项目联合资助

第一作者简介 王生伟, 1978 年生, 博士, 主要从事岩石、矿床地球化学研究。Email: osmium@126.com

收稿日期 2011-10-27; 改回日期 2012-04-23。张绮玲编辑。

the contrary, the Pt-Pd ores have low Pd/Ir and Ni/Cu ratios as well as Pb positive anomalies. These data show that the parent magma of the ores had low S saturation, whereas the parent magma of the ultrabasic wall rocks was probably formed on the geochemical interface of S saturation related to Emeishan mantle plume. Ore magmas containing a little PGE-enriched sulfides were probably injected into the unconsolidated ultrabasic rocks which had intruded earlier, forming the quasi-bedded ore body. The low S saturation of Emeishan mantle plume in the early stage and high partition coefficient of PGE in the sulfide/silicate phases seem to be the essential factors responsible for high PGE and low Ni-Cu content of the Jinbaoshan deposit. Jinbaoshan is one of the rarely found rock bodies which have lower Cu/Pd and Cu/Pt ratios than the value of primitive mantle in China, implying that the magma of Jinbaoshan has experienced a procedure of PGE enrichment. The basic-ultrabasic intrusive body located close to the eruption center of Emeishan basalt seems to be one of the best hopeful areas in search for PGE deposits.

Key words: geochemistry, Pt-Pd deposit, platinum group elements, Emeishan basalt, Jinbaoshan, Midu

金宝山矿床是上世纪 70 年代发现的大型铂钯矿床,位于云南省大理白族自治州弥渡县与南华县交界处,是中国迄今发现的规模最大的铂族元素独立矿床。从 1982 年云南地质 3 大队提交地质科研报告后,国内很多学者对该矿床进行过研究(罗君烈,1995;邓海琳等,2000;陶琰等,2004a;刘敏,2002 2004;朱丹等,2003;Wang et al.,2005;Tao et al.,2007;汪生伟等,2007)。陶琰等(2002)对金宝山超镁铁质岩进行了反演,认为该岩体由原始岩浆经过 11% 的橄榄石结晶和 22% 左右的斜长石结晶分异,大部分熔体相携带斜长石先期离开岩浆房或被压滤出去,剩余熔体与橄榄石结晶颗粒构成“晶-液糊”在构造挤压下向上运移侵位成岩。刘敏(2002)分析了金宝山矿床的 Pd、Pt 与 Ni、Cu、As、Sn、Fe、Te、Bi 的相关性,陶琰等(2000,2003,2004b)还分别对金宝山铂钯矿床成矿机制、铂族元素的热液活动、金宝山岩体铂族元素特征及成因,以及金宝山岩体与峨眉山玄武岩的关系进行了研究,发现金宝山岩体铂族元素标准化型式为显著的左倾型,Pd 较 Ir 高约一个数量级,Pd/Ir 比值一般为 10~30;Pd 大于 Pt,Ru 亏损,类似于典型地幔柱源的冰岛玄武岩及诺里尔斯克成矿岩体,体现地幔柱熔融作用的特点。金宝山岩体形成时代为 260 Ma(陶琰等,2008),是与地幔柱作用有关的板内高镁拉斑玄武岩浆衍生物。其形成与岩浆结晶分异有关,母岩浆成分为拉斑质的玄武岩浆(朱丹等,2003)。岩体高镁、高稀土元素总量,以及橄榄石与辉石的结构特征,显示该岩体是由橄榄石、铬尖晶石等矿物与残留岩浆混合形成。

尽管前人对金宝山矿床做过较为详细的工作,但该矿低硫化物、Ni、Cu 同时又高铂族元素含量的根本原因、铂钯矿石与超基性围岩的关系及其铂族元素地球化学对寻找铂族矿床的重要意义等,还有待进一步探讨。本文在前人研究的基础上,通过常量元素、微量元素及铂族元素地球化学研究,就上述问题进行了讨论。

1 地质概况

金宝山矿床位于扬子板块和印度板块之间的红河-哀牢山深大断裂的北东侧(图 1)。矿区内出露地层主要有泥盆系金宝山组第三段互层的板岩、变质砂岩、结晶灰岩(图 2、3)。区内岩浆岩种类较多,晚二叠世主要有超基性岩和基性侵入岩,其中基性岩先侵入,由辉绿岩、辉绿辉长岩和辉长岩组成,超基性岩沿基性岩底部后侵入,分异程度差,以单斜辉橄岩为主,少量辉橄岩、橄辉岩和辉长岩。超基性岩强烈蛇纹石化和滑石化,在岩体与围岩的接触带发育角岩化、大理岩化、滑石化和绿泥石化。上述岩浆岩形态简单,绝大多数为顺层侵入,呈似层状、岩床状,少数为透镜状。

金宝山铂钯矿体产于超基性岩体内,呈似层状多层产出,主矿体赋存于超基性岩体的底部、中上部和顶部(图 4),围岩主要为单斜辉橄岩,次为橄辉岩和辉石岩。铂钯矿化与金属硫化物关系密切,当硫化物含量高,种类复杂时矿化较好,反之则差。经过初查及详细普查^{①②},共圈定数十个铂钯矿体,可

① 云南省地质局第十一地质队. 1975. 弥渡金宝山铂矿初查地质报告. 1-55.

② 余仁汉,杨廷祥,黄良钊,李航,杨淑良,张文荣,袁珍,李济民,潘反水,梁建堂,茅九法,杨开荣,刑国银,彭代贵,刘嘉慧,王振贤. 1982. 云南省弥渡县金宝山铂钯矿详细普查报告(第一册). 云南省地质矿产局第三地质大队. 1-187.

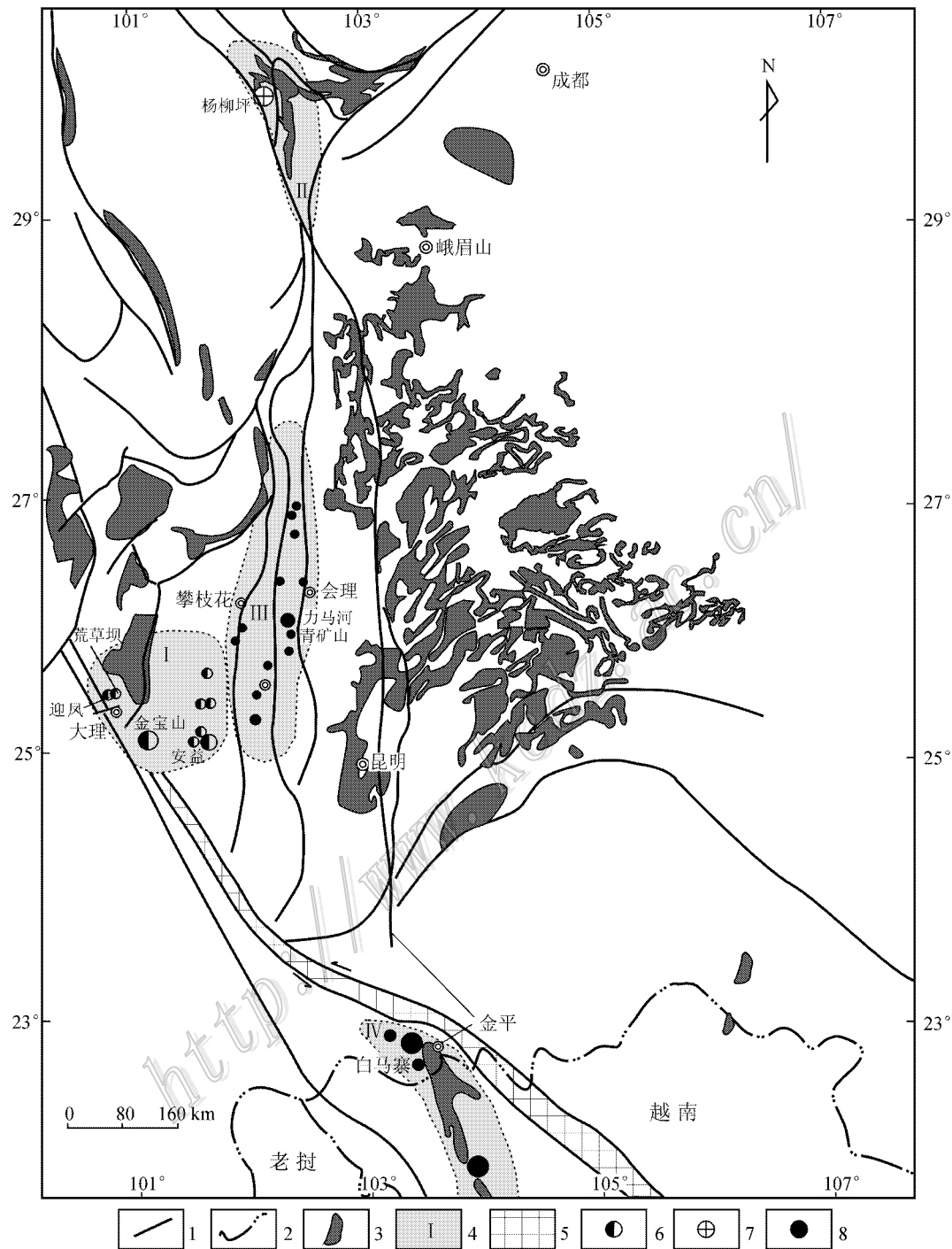


图 1 峨眉山玄武岩以及相关的基性-超基性岩带、铜镍-铂族矿床示意图

1—断层；2—国界；3—峨眉山玄武岩；4—基性-超基性岩体分布区；5—哀牢山变质带；6—铂族元素矿床；7—铜镍-铂族元素矿床；8—铜镍矿床

Fig. 1 Geological sketch map of the Emeishan basalt , the related mafic-ultramafic rock body and Cu-Ni-PGE deposits
1—Fault ; 2—National boundaries ; 3—Emeishan basalts ; 4—Distribution of basic-ultramafic rock bodies ; 5—Ailaoshan metamorphic zone ;
6—PGE sulfide deposit ; 7—Cu-Ni-PGE sulfide deposit ; 8—Copper-nickel sulfide deposit

划分为 5 个矿体群。第一矿体群位于岩体中下部及底部，在主矿层上下分布一些小矿体，主矿层有分支或分叉现象，根据夹石隔层和产出部位，可再分为 4 个小层；第二、三矿体群位于岩体中下部，由夹石

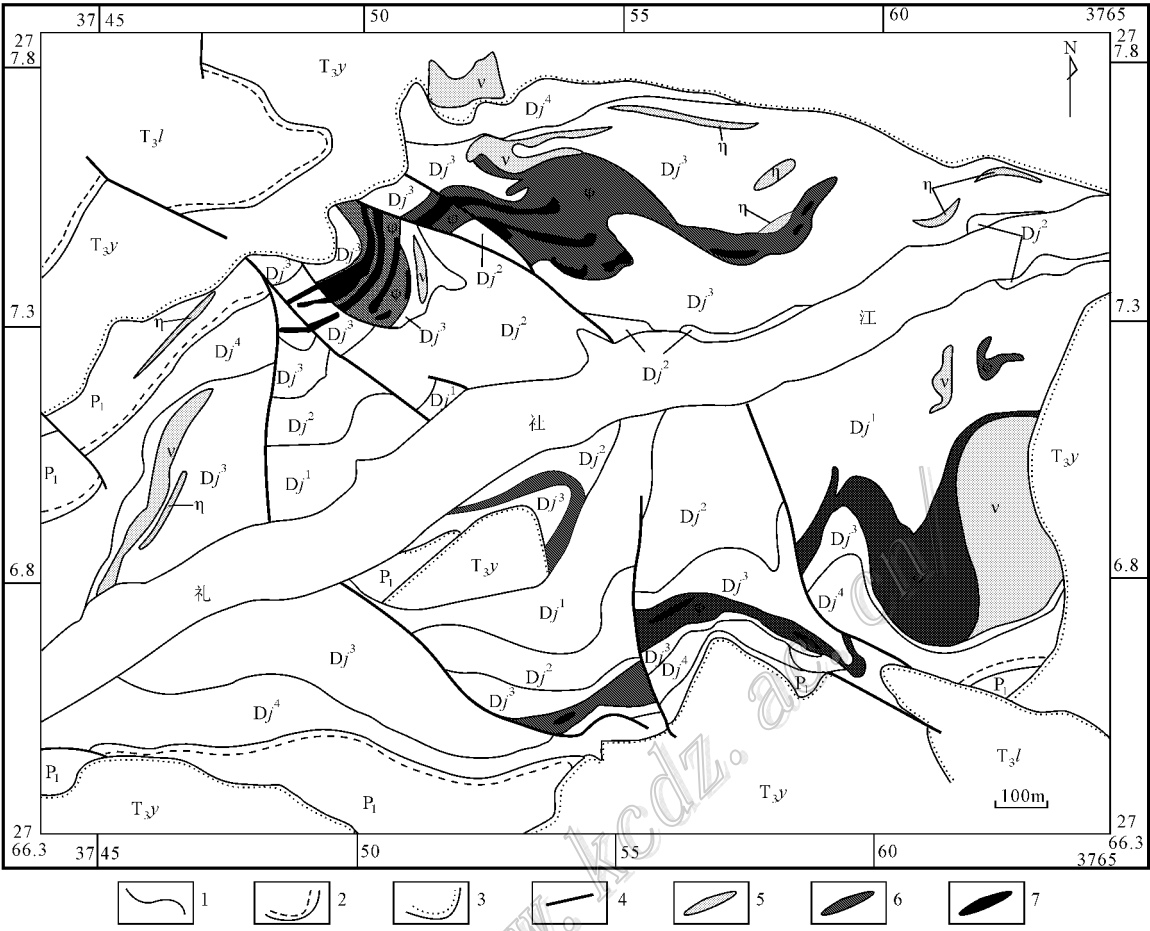


图 2 金宝山铂钯矿床矿区地质简图(据陶琰等, 2004a)

T₃l—上三叠统罗家大山组; T₃y—上三叠统云南驿组; P₁—下二叠统; Dj₄—泥盆系金宝山组第四段; Dj₃—泥盆系金宝山组第三段; Dj₂—泥盆系金宝山组第二段; Dj₁—泥盆系金宝山组第一段; 1—地层界线; 2—假整合; 3—不整合; 4—断裂; 5—辉长辉绿岩; 6—超基性岩; 7—矿体

Fig. 2 Geological sketch map of the Jinbaoshan Pt-Pd ore district(modified after Tao et al. , 2004a)

T₃l—Upper Triassic Luojiadashan Formation; T₃y—Upper Triassic Yunnanyi Formation; P₁—Lower Permian; Dj₄—4th member of Devonian Jinbaoshan Formation; Dj₃—3rd member of Devonian Jinbaoshan Formation; Dj₂—2nd member of Devonian Jinbaoshan Formation; Dj₁—1st member of Devonian Jinbaoshan Formation; 1—Stratigraphic boundary; 2—Pseudoconformity; 3—Unconformity; 4—Fault; 5—Gabbro-diorite; 6—Ultrabasic rock; 7—Ore body

隔开,可分为 2 个矿层,两者产状均较稳定,第四矿体群,分布于岩体顶部,矿层较薄,稳定性较差,第五矿体群位于主岩体顶部,分布于切穿基性岩体的分支超基性岩中,呈分叉岩枝状。

矿石以稀疏浸染状为主,呈自形-半自形粒状结构、半自形-他形粒状结构和交代结构。脉石矿物由硅酸盐矿物和碳酸盐矿物构成,矿石矿物主要有磁黄铁矿、黄铁矿、紫硫镍铁矿、镍黄铁矿、黄铜矿、磁铁矿与铬铁矿。矿石与超基性围岩肉眼观察没有明显区别,但显微镜下差异显著,前者可见丰富的硫化物及其类似化合物,如砷化物、碲化物、铋化物等,

下同),硫化物主要见于早期结晶的橄榄石之间的空隙中(图 5a、b、c、d),少量呈细脉状穿插在橄榄石、单斜辉石晶体(假相,下同)中(图 5e、f),其铂族元素含量也较高(陶琰等,2003),此外,橄榄石及单斜辉石内部分布少量星点状硫化物,为后期蛇纹石化蚀变阶段析出(周学粹等,1981)。

铂族元素主要以独立矿物形式赋存于金属硫化物中,其矿物种类多,主要矿石矿物有碲铂矿(PtTe₂)、锡铂钨矿(Pd₃Sn)、碲钨矿(PdTe)、砷铂矿(PtAs₂)、硫砷铋矿(IrAsS)、硫铂矿(PtS)、六方碲钨矿(PdSb)及铂-铁合金等(Wang et al. , 2008)。除铂、

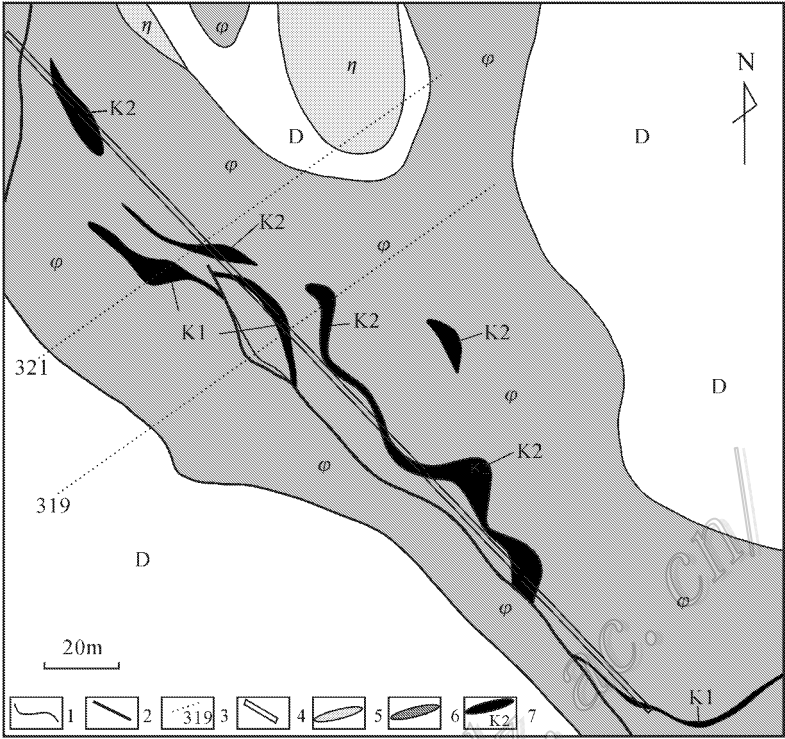


图 3 金宝山铂钯矿床平面图(据云南省地质调查院 2004)

D—泥盆系灰岩；1—地层界线；2—断层；3—勘探线；4—坑道；5—辉绿岩；6—超基性岩；7—矿体及编号

Fig. 3 Plan view of the Jinbaoshan Pt-Pd deposit(modified after Yunnan Academy of Geological Survey, 2004)

D—Devonian limestone；1—Stratigraphic boundary；2—Fault；3—Exploration line；4—Gallery；5—Diabase；6—Ultrabasic rock；7—Ore body and its serial number

钯、金、银的自然金属外,还有少量自然铬、自然铜和自然铋等。金宝山岩体的 $w(\text{Cr})$ 含量总体偏高,平均约为 0.5%(王生伟等,2007)。铬铁矿含量丰富,一类以包裹体形式赋存在橄榄石中,为原生成因;另一类主要分布于硅酸盐矿物粒间,具有明显的环带,受后期改造作用明显(Wang et al., 2005)。

2 样品及测试方法

本次分析测试的样品采自金宝山矿区的坑道及钻孔。常量元素分析测试单位为中国地质科学院国家地质实验测试中心,分析方法:X 射线荧光光谱(XRF);微量元素分析在南京大学壳幔演化与成矿作用国家重点实验室完成,分析仪器为美国 Perkin-Elmer 公司生产的 ELAN9000 型 ICP-MS。

铂族元素及金和银由中国地质科学院国家地质实验测试中心测试。仪器:美国 Thermo 公司生产的 TJA PQ ExCell 型电感耦合等离子体质谱仪;工作条

件:ICP 离子源入射功率 1250 W,反射功率<5W;冷却气(氩气)15 L/min;载气(氩气)流量 0.8 L/min;测量条件:跳峰 3 点/u,停留时间 10 ms/点,扫描次数 100 次,测定时间 30 s。Ru、Rh、Ir、Pt、Pd 用常规标准溶液标准化测定,¹⁷⁵Lu 作内标;Os 含量根据测定的¹⁹²Os/¹⁹⁰Os 计数比值,用同位素稀释法计算求出(Qi et al., 2004)。分析流程:将 200 目待测样品与一定比例碳酸钠、硼砂、石英砂、硫磺、面粉充分混匀后,倒入黏土坩锅中,加入适当量钨稀释剂,加盖一层覆盖剂,在 1150℃ 高温炉内熔融 1 小时,把溶体倒入铁模中,冷却后取出镍扣,将镍扣砸碎,用 6 mol/L 的盐酸分解至无小气泡冒出,Te 共沉淀并滤出不溶物,在封闭溶样器中用王水溶解滤渣,用电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)测定 Os、Ir、Ru、Rh、Pt 和 Pd。ICP-MS 测定精度 RSD ≤6.5。测试标样为 GDP-3 和 GDP-4,测定值对比结果见表 1,可见测定值与推荐值相当吻合。

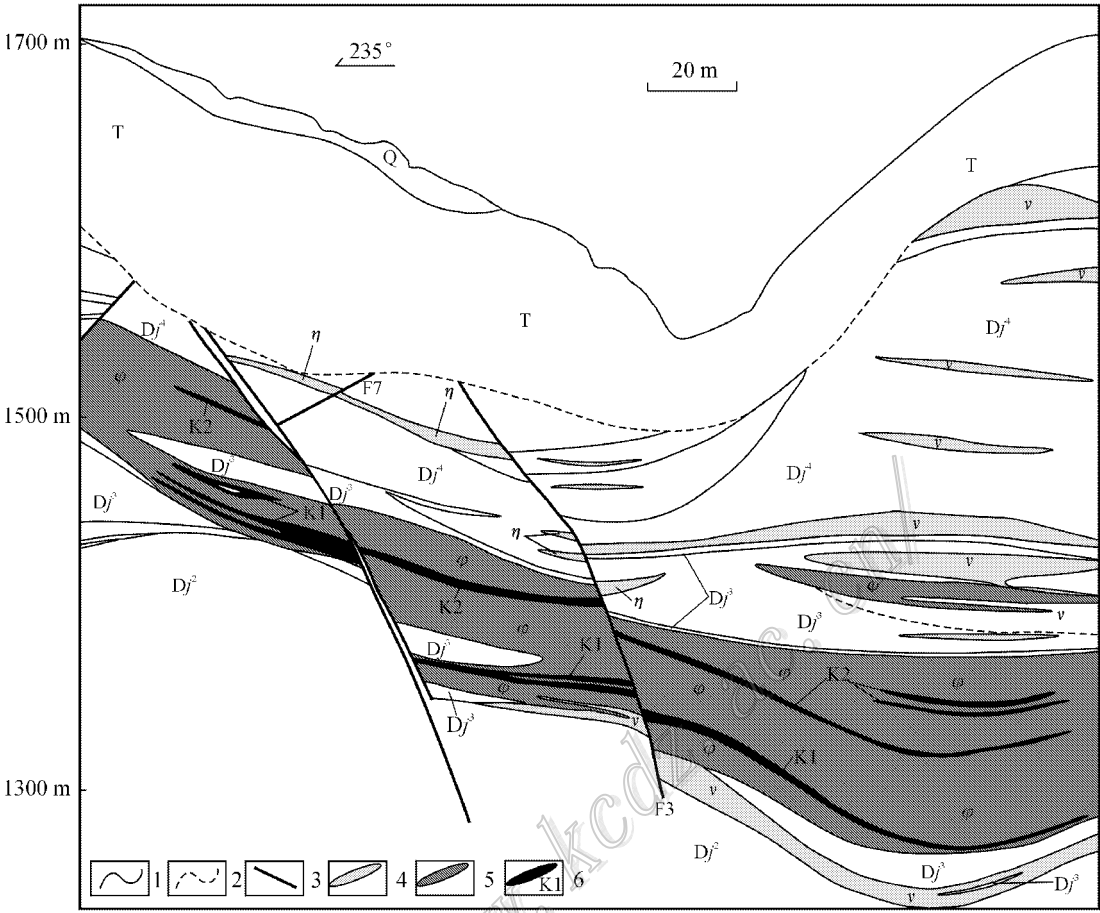


图 4 金宝山铂钯矿床 319 勘探线剖面图(据云南省地质调查院 2004)

Q—第四纪沉积物;T—三叠系;Dj¹~Dj⁴ 泥盆系金宝山组第一到第四段;1—地层界线;2—推测地层界线;3—断层;4—辉长辉绿岩;
5—超基性岩;6—矿体及编号

Fig. 4 Geological section along No. 319 exploration line of the Jinbaoshan Pt-Pd deposit
(modified after Yunnan Academy of Geological Survey, 2004)

Q—Quaternary sediments;T—Triassic strata;Dj¹ to Dj⁴—1st~4th members of Devonian Jinbaoshan Formation;1—Stratigraphic boundary;2—Inferred geological boundary;3—Fault;4—Gabbro-diorite;5—Ultrabasic rock;6—Ore body and its serial number

3 金宝山矿床地球化学特征

3.1 岩石化学

金宝山岩体总体 SiO₂ 含量较低(表 2),除了辉长岩外,ω(SiO₂)均小于 40%,基性程度偏高,在 SiO₂-FeO/MgO 图(图 6)中,样品点全部落入拉斑系列范围内。除了一个强烈碳酸盐化的样品之外,其余 ω(MgO) 大于 30%,Mg[#][Mg/(Mg + Fe²⁺)] 摩尔比值 × 100 一般均在 90 左右,其 Mg/F₀(原子)比值高于其他与峨眉山玄武岩有关的铜镍(铂族)矿化岩体(表 3),金宝山地区辉长岩 Mg[#] 值为 72.2,

ω(TiO₂) 为 1.74%,类似于峨眉山玄武岩中的高 Ti 玄武岩(Xu et al., 2001; Xiao et al., 2004; Zhou et al., 2008)。此外,本次分析的铂钯矿石和超基性围岩样品的 Cr₂O₃ 含量均较高,接近 1%,显微镜反射光下可见到大量铬铁矿。由于金宝山矿床总体蚀变较强,导致分析结果烧失量 H₂O⁺ 和 CO₂ 均较高。

3.2 微量、稀土元素

金宝山超基性围岩和矿石的 Th/U、Th/Hf、Th/Y 及 Ti/Y 比值大致相同(表 2),二者的原始地幔标准化配分模式相似(图 7),Th 和 U 出现轻微正异常,且高场强元素 Nb、Ta 轻微负异常,而 Zr、Hf 异常不明显,均表明仅有少量壳源物质加入。Ba 和 Sr

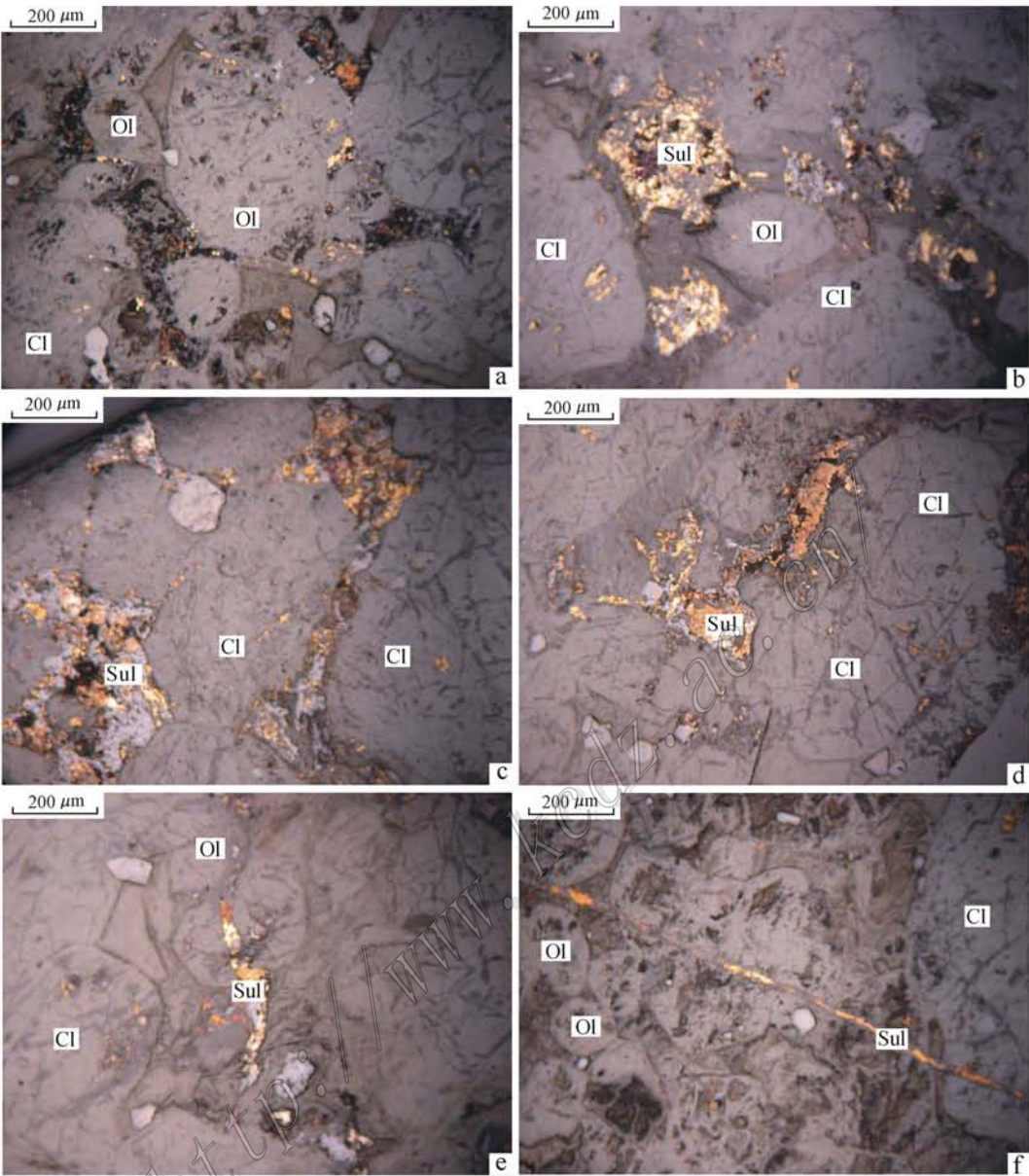


图 5 金宝山铂钯矿床矿石的显微镜下反射光照片

Sul—硫化物；Ol—橄榄石；Cl—单斜辉石。照片对应的样品编号：a—05210；b—05221；c—05214；d、e 和 f—05219

Fig. 5 Microphotographs of ores (under reflected light) from the Jinbaoshan Pt-Pd deposit

Sul—Sulfide; Ol—Olivine; Cl—Clinopyroxenite. Corresponding serial number of sample: a—05210; b—05211; c—05221; d, e, f—05219

表 1 PGE 分析采用的标样标准值和测定值对比

Table 1 Comparison between the recommended and the measured PGE values in the standard samples

标样		$w(B)/10^{-9}$					
		Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd
GPt-3	测试值	8.124	4.4	12.6	1.1	6.2	3.7
	推荐值	9.6 ± 2	4.3 ± 0.5	14.8 ± 2.7	1.3 ± 0.3	6.4 ± 0.9	4.6 ± 0.6
GPt-4	测试值	2.138	5.8	2.8	4.6	51.2	68.2
	推荐值	2.4 ± 0.6	4.7 ± 1.1	2.5 ± 0.2	4.3 ± 0.8	58 ± 5	60 ± 9

表 2 金宝山铂钯矿床的常量元素及微量元素数据

Table 2 Major and trace elements compositions of the Jinbaoshan Pt-Pd deposit

组分	辉长岩	铂钯矿石				碳酸盐化蛇纹岩	超基性岩	
	05200	05210	05214	05219	O5221	05208	05217	05224
	金宝山露头	1339 坑道	1339 坑道	1339 坑道	YB19-3 孔	1339 坑道掌子	1339 坑道	YB19-3 孔
		H208	H143-2	H35-1	44	面回撒 30 米	H96	29 米
SiO ₂	45.05	37.03	35.03	38.03		19.26	38.93	38.93
TiO ₂	1.74	0.4	0.36	0.34		0.39	0.48	0.4
Al ₂ O ₃	10.63	3.04	2.32	2.3		2.4	2.89	2.34
Fe ₂ O ₃	1.78	7.17	7.47	8.33		5.65	5.37	4.99
FeO	8.66	6.38	7.19	4.24		5.82	5.12	2.91
MnO ₂	0.24	0.15	0.14	0.14		0.14	0.14	0.16
MgO	12.52	32.22	32.29	33.55		6.73	33.57	35.32
CaO	7.68	0.97	0.62	1.35		28.42	0.43	0.74
Na ₂ O	0.69	0.08	0.14	0.08		0.04	0.16	0.15
K ₂ O	0.3	0.14	0.09	0.15		0.1	0.1	0.13
P ₂ O ₅	0.29	0.05	0.05	0.06		0.04	0.06	0.05
Cr ₂ O ₃		0.9	0.9	0.8		0.88	0.96	0.95
H ₂ O ⁺	6.2	10.88	10.88	10.7		2.74	10.8	12.44
CO ₂	4.02	0.2	0.12	0.12		14.69	0.2	0.12
Mg [#]	72.2	90.1	89.0	93.4		67.5	92.2	95.6
Li	52.43	2.86	2.98	6.08	4.12	2.72	5.4	7.11
Sc	21.83	10.21	8.57	7.96	9.23	8.74	11.03	9.85
Ti	10643	2466	2044	1991	2410	2216	2946	2389
V	224.6	92.9	75.8	75.5	79.3	82.6	97.0	84.8
Cr	841	6311	5826	4848	3678	5770	6129	6208
Mn	1874	1151	1102	1002	1294	1073	1005	1172
Co	56.1	164.4	187.8	150.2	150.9	93.3	137.4	137.2
Ni	520	2597	3785	1756	1408	867	1520	1318
Cu	5.4	340	3753	416	642	4.8	96.5	5.7
Zn	154	128	150	115	134	118	111	123
Ga	16.11	5.07	4.16	3.92	4.55	4.16	4.98	4.42
Rb	19.39	5.3	3.15	5.49	5.17	13.61	3.33	5.16
Sr	195.02	18.54	12.1	23.06	30.19	242.56	12.92	22.15
Y	18.41	4.39	3.42	3.6	4.89	4.24	3.89	4.64
Zr	180.03	34.02	31.5	33.09	42.68	32.98	45.33	32.44
Nb	21.64	3.17	3.09	3.35	3.97	3.38	4.46	3.45
Mo	1.22	0.99	1.04	0.84	0.64	1.15	0.59	0.66
Cd	0.1	0.07	0.55	0.09	0.1	0.05	0.04	0.05
Cs	3.57	3.82	0.85	1.38	3.98	28.55	1.2	4.99
Ba	63.04	28.84	21.98	31.47	31.5	23.45	24.6	30.71
Hf	4.26	0.77	0.78	0.77	0.94	0.77	1.11	0.8
Ta	1.48	0.23	0.21	0.25	0.26	0.24	0.32	0.23
W	0.81	0.21	0.23	0.21	0.19	0.29	0.39	0.15
Pb	9.2	0.97	7.08	1.03	5.07	0.22	0.12	0.04
Bi	0.02	0.27	0.62	0.17	0.16	0.01	0.04	0.04
Th	4.16	0.78	0.74	0.85	0.95	0.79	1.05	0.78
U	1.04	0.14	0.3	0.17	0.22	0.7	0.28	0.16
Th/U	4.00	5.57	2.47	5.00	4.32	1.13	3.75	4.88
Th/Hf	0.98	1.01	0.95	1.10	1.01	1.03	0.95	0.98
Th/Y	0.23	0.18	0.22	0.24	0.19	0.19	0.27	0.17
Ti/Y	578.14	561.87	597.87	553.20	492.84	522.77	757.55	515.07

续表 2
Cont. Table 2

组分	辉长岩	铂钯矿石				碳酸盐化蛇纹岩	超基性岩	
	05200	05210	05214	05219	O5221	05208	05217	05224
	金宝山露头	1339 坑道	1339 坑道	1339 坑道	YB19-3 孔	1339 坑道掌子	1339 坑道	YB19-3 孔
		H208	H143-2	H35-1	44	面回撒 30 米	H96	29 米
La	29.26	5.80	4.50	5.44	5.05	5.34	6.60	5.84
Ce	57.31	12.18	8.50	10.30	9.92	9.88	13.06	11.54
Pr	6.99	1.50	1.02	1.20	1.23	1.24	1.61	1.43
Nd	24.92	5.43	3.68	4.42	4.64	4.55	5.71	5.17
Sm	5.27	1.23	0.83	0.87	1.10	0.94	1.19	1.21
Eu	1.44	0.36	0.17	0.29	0.20	0.31	0.24	0.33
Gd	4.92	1.22	0.78	0.90	1.05	0.99	1.11	1.14
Tb	0.74	0.18	0.12	0.14	0.17	0.15	0.15	0.18
Dy	3.93	0.96	0.68	0.74	0.92	0.85	0.87	0.97
Ho	0.75	0.19	0.14	0.14	0.19	0.17	0.16	0.19
Er	0.89	0.48	0.40	0.39	0.55	0.46	0.49	0.55
Tm	0.28	0.08	0.06	0.06	0.08	0.07	0.07	0.09
Yb	1.74	0.50	0.34	0.39	0.48	0.44	0.46	0.57
Lu	0.24	0.07	0.05	0.06	0.07	0.07	0.07	0.09
ΣREE	139.68	30.18	21.27	25.34	25.65	25.46	31.79	29.30
LREE	125.20	26.50	18.71	22.53	22.14	22.25	28.41	25.52
HREE	14.49	3.69	2.57	2.82	3.51	3.20	3.40	3.77
LREE/HREE	8.64	7.19	7.27	7.98	6.30	6.94	8.37	6.77
(La/Yb) _N	11.40	7.91	8.91	9.40	7.22	8.24	9.72	6.96
(La/Sm) _N	3.47	2.96	3.37	3.90	2.87	3.57	3.46	3.01
(Gd/Yb) _N	2.28	1.97	1.85	1.85	1.79	1.82	1.95	1.62
δEu	0.87	0.91	0.65	1.01	0.58	0.98	0.64	0.87

注：常量元素单位为%，微量元素单位为 10⁻⁶，比值单位为 1。

表 3 峨眉山玄武岩中主要铜镍(铂族)矿化岩体的 Mg/Fe 原子比

Table 3 Mg/Fe comparison of the main Cu-Ni (PGE) mineralized rock bodies related to Emeishan basalt			
岩体	岩石类型	Mg/Fe (原子比) 数据来源	
金宝山	单辉橄榄岩	5.7	本文
	辉长岩	2.2	
	橄榄岩	4.3	
	辉石岩	3.1	
迎风	橄榄岩	4.1	刘朝基等 (1988)
	辉石岩	3.3	
	角闪辉长岩	2.1	
石坎山箐	橄榄岩	3.7	
	辉长岩	2.0	
杨柳坪	蛇纹岩、滑石岩、次闪石岩	3.9	刘朝基等 (1988)
	辉长岩	1.2	
力马河	橄榄岩	3.3	刘朝基等 (1988)
	辉长岩	1.9	
青矿山	橄榄岩	2.6	刘朝基等 (1988)
	辉石岩	2.2	
	辉长岩	1.0	
白马寨	橄辉岩	3.4	本文
	辉长岩	2.3	

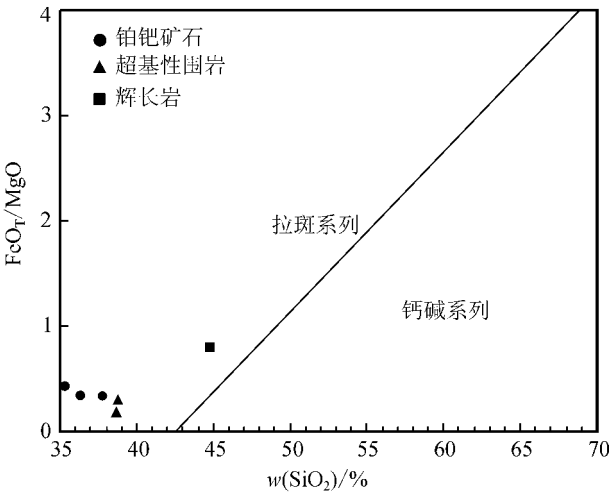


图 6 金宝山铂钯矿床 SiO₂-FeO_T/MgO 图解
(据 Miyashiro, 1974 改编)

Fig. 6 SiO₂ versus FeO_T//MgO diagram of the Jinbaoshan Pt-Pd deposit (modified after Miyashiro, 1974)

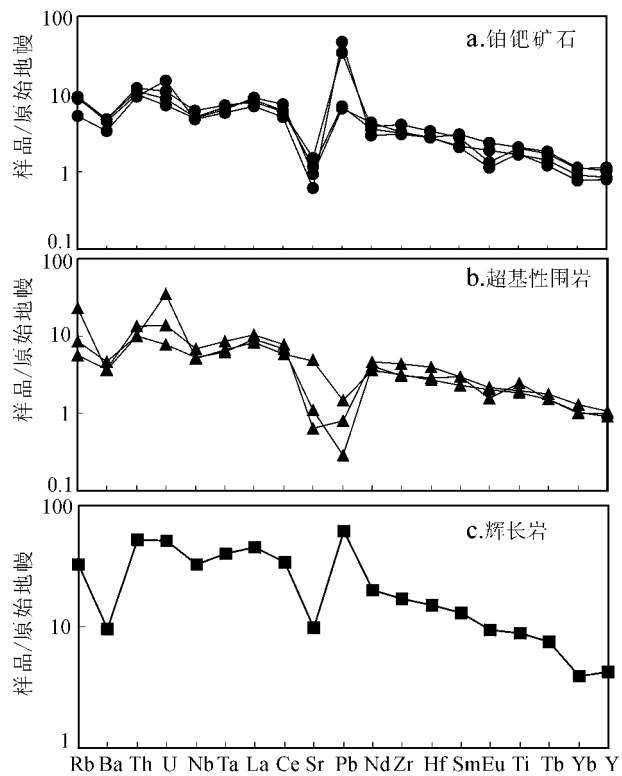


图 7 金宝山铂钯矿床的微量元素配分模式图
(原始地幔据 McDonough et al. , 1995)

Fig. 7 Primitive mantle normalized patterns of trace elements of the Jinbaoshan Pt-Pd deposit (primitive mantle-normalized data after McDonough et al. , 1995)

较明显负异常,可能与早期金宝山岩体原始岩浆经历过 22% 的斜长石分异有关(陶琰等, 2002)。相同的微量元素配分模式说明两者原始岩浆的性质相似。辉长岩的 Ba 和 Sr 负异常更加显著,表明斜长石结晶分异更显著。

矿石和超基性围岩的微量元素标准化配分模式图中最大的区别在于 Pb,前者为明显正异常,而后者为明显负异常,可能是硫化物含量所致,因为 Pb 为强烈亲 S 元素,主要形成方铅矿,Pb 的正异常说明矿石相对含有较多硫化物,反映其母岩浆为 S 低度饱和。围岩 Pb 的负异常是其硫化物含量极其有限。金宝山矿床超基性围岩的 Cu/Zr 比值为 0.14~2.13,接近原始地幔值,可能是其原始岩浆介于 S 饱和与不饱和之间的地球化学界面(地球化学障)所致。金宝山超基性岩围岩和矿石的 ΣREE 为 $(21.28 \sim 31.80) \times 10^{-6}$,变化不大(表 2),与金川 Cu-Ni-PGE 矿床二辉橄榄岩相比,稀土元素总量偏高(汤中立等, 1995)。两者的轻、重稀土元素分异明显,

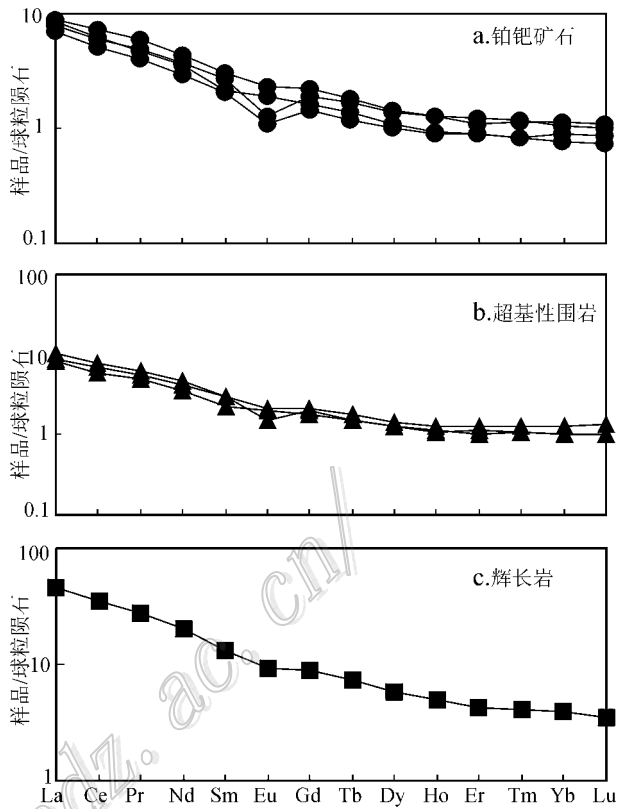


图 8 金宝山铂钯矿床的稀土元素配分模式图
(球粒陨石据 McDonough et al. , 1995)

Fig. 8 Chondrite-normalized REE patterns of the Jinbaoshan Pt-Pd deposit (chondrite-normalized data after McDonough et al. , 1995)

LREE/HREE 比值为 6.3~8.4 (La/Yb_N 为 7.2~9.7,均较稳定。矿石和超基性围岩相似的稀土元素参数和原始地幔配分模式,也反映二者的初始岩浆相似。原始地幔标准化配分模式均为轻稀土元素富集的右倾型(图 8),大多数样品表现为 Eu 的弱负异常,与金川相似,反映了金宝山原始岩浆曾经结晶分异出大量斜长石(陶琰等, 2002)。辉长岩较前者稀土元素总量高出许多,且轻、重稀土元素分异更为明显。

3.3 铂族元素地球化学

金宝山矿床的铂族元素及镍铜分析结果和相关参数见表 4 和表 5,为了增加统计性,部分数据引自 Tao 等(2007)。首先, Ni、Cu 含量低, $\alpha(\text{Ni} + \text{Cu})$ 全部在 0.1%~1% 区间,大多数均小于 0.5%,平均值为 0.4%。该矿床较低的 Ni、Cu 含量与其硫化物含量稀少有关,显微镜下观察仅见少量硫化物,它们主要呈稀疏浸染状充填于橄榄石及单斜辉石粒

表 4 金宝山铂钯矿床铂族元素分析结果
Table 4 PGE compositions of the Jinbaoshan Pt-Pd deposit

岩性	编号	$\omega(B) \times 10^{-9}$								数据来源
		Ni*	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Cu*	
铂钯矿石	05210	2597.1	78.2	230.5	66.1	148.8	2404.7	3676.0	340.1	本文
	05214	3785.3	140.6	361.9	111.1	261.5	3886.0	6618.0	3753.4	
	05219	1755.5	8.5	54.2	24.9	45.9	784.9	1254.0	416.2	
	05221	1407.8	10.1	41.5	13.9	36.3	621.7	1099.0	641.7	
	2H23	3079	61	134	31	124	2008	3724	2123	Tao et al.(2007)
	2H28	1559	10	21	7	18	190	351	405	
	2H38	2396	15	52	10	41	557	1216	960	
	1H28	1659	34	79	25	52	564	640	3545	
	1H20	2344	35	56	19	33	795	852	767	
	1H12	2745	54	113	30	67	1683	1990	4341	
	322-6R	1344		185	69	131	3672	6305	411	
	145-3R	4570		480	223	332	6383	10080	944	
	145-4R	4555		350	162	302	6430	10240	5046	
	JB19	1332		20	8	13	338	462	9	
	19-96	1912	54	71	26	45	967	1089	29	
	39-82	3329	172	283	87	221	3661	5836	1888	
超基性岩	05208	866.8	2.8	7.4	5.0	6.0	67.1	102.0	4.8	本文
	05224	1318.1	4.9	7.5	7.7	4.2	57.0	47.3	5.7	
	1H34	1514	3.4	7.6	9.4	3.8	77	58	212	Tao et al.(2007)
	1H23	1382	3.4	6.7	4.5	3.3	55	46	19	
	1H3	1354	1.5	3.5	4	2.6	24	31	8	
	19-176	1545		7.5	3.1	4.3	58	103	64	
	1309-2	1295		7.1	4.6	7.1	56	81	41	
	B33	1306		2.5	2.4	1	13.2	22.1	9	
	19-156	1470	8.6	8.9	3	5.8	57	63	68	
	39-80	1337	3	5	1.4	3.8	37	43	12	
	2H8-2	1371	2.1	6.1	3.2	4.4	63	76	21	
辉长岩	05200	520.3	1.1	1.1	5.4	0.3	5.6	4.1	5.4	本文

注：* Ni、Cu 单位为 10^{-6} 。

间(图 5)。而在超基性围岩中,硫化物更为罕见,Ni、Cu 含量更低, $\omega(Ni+Cu)$ 平均值约为 0.14%。整个金宝山岩体硫化物含量稀少,也反映了当时峨眉地幔柱玄武岩硫化物的熔离作用不强烈。

尽管硫化物与 Ni、Cu 含量低,但矿石[$\omega(Pt+Pd)>500 \times 10^{-9}$,下同]的铂族元素含量却很高, ΣPGE 为 $0.6 \times 10^{-6} \sim 17 \times 10^{-6}$,平均值为 6×10^{-6} ,远远高于金川矿床;超基性围岩 ΣPGE 为 $18 \times 10^{-9} \sim 190 \times 10^{-9}$,由于铂族元素具有强烈的亲硫性,在硫化物/硅酸盐中具有极高的分配系数(表 6),一般均在 10^3 数量级,即使很少的硫化物也可以从巨量玄武岩中俘获、富集到大量的铂族元素。因此,峨眉地幔柱早期的 S 低度饱和只能融离出少量硫化物铂族元素在硫化物/硅酸盐中极高的分配系数,导致金宝山矿床铂钯矿石低硫化物、低 Ni、Cu 而又高 PGE 含量。

金宝山矿石 PGE 之间的相关关系如图 9 所示,铂族元素之间显示出良好的正相关关系,具有典型岩浆成因的特点(Keays et al.,1982),明显区别于热液成因的铂族元素特点,如滇东北、黔西北地区峨眉山玄武岩中自然铜矿离散的 PGE 体系(李厚民等,2005),说明,即使后期热液蚀变对金宝山矿床部分亲硫元素分布有较大的扰动,但铂族元素体系却未发生本质变化。

超基性围岩与铂钯矿石具有相似的铂族元素原始地幔标准化配分曲线,均为左倾型,且保持良好的-一致性(图 10),Pd 出现明显的正异常,而 Ni、Cu 和 Ru 出现负异常,Ni、Cu 负异常与其硫化物含量稀少有关,而 Ru 负异常可能由早期的铬铁矿的结晶分异造成(Tao et al.,2007),因为 Ru 高度相容于铬铁矿(Richter et al.,2004)相似的配分模式反映了两-母岩浆具有相似的性质。

表 5 金宝山铂钯矿床矿石及围岩的铂族元素参数

Table 5 PGE parameters of ores and wall rocks from the Jinbaoshan Pt-Pd deposit

类型	样品编号	Pt/Ir	Pd/Ir	Cu/Pd	Cu/Pt	Pt/Pd	$\frac{\text{Pt}}{(\text{Pt} + \text{Pd})}$	$\frac{(\text{Pt} + \text{Pd})}{(\text{Os} + \text{Ir} + \text{Ru})}$	Pt/Pt*	Ni/Cu	$\text{Cu}/(\text{Cu} + \text{Ni})$	Cu+Ni	ΣPGE
铂钯矿石													
	05210	10.4	16.0	93	141	0.65	0.4	16.2	0.86	7.6	0.12	2937	6604
	05214	10.7	18.3	567	966	0.59	0.37	17.1	0.78	1.0	0.50	7539	11379
	05219	14.5	23.1	332	530	0.63	0.38	23.3	0.87	4.2	0.19	2172	2172
	05221	15.0	26.5	584	1032	0.57	0.36	26.3	0.82	2.2	0.31	2050	1823
	2H23	15.0	27.8	570	1057	0.54	0.35	25.4	0.78	1.5	0.41	5202	6082
	2H28	9.1	16.7	1154	2132	0.54	0.35	14.2	0.63	3.9	0.21	1964	597
	2H38	10.7	23.4	790	1724	0.46	0.31	23.0	0.66	2.5	0.29	3356	1891
	1H28	7.1	8.1	5539	6285	0.88	0.47	8.7	0.82	0.5	0.68	5204	1394
	1H20	14.2	15.2	900	965	0.93	0.48	15.0	1.26	3.1	0.25	3111	1790
	1H12	14.9	17.6	2181	2579	0.85	0.46	18.6	1.22	0.6	0.61	7086	3937
	322-6R	19.9	34.1	65	112	0.58	0.37		1.07	3.3	0.23	1755	10362
	145-3R	13.3	21.0	94	148	0.63	0.39		0.92	4.8	0.17	5514	17498
	145-4R	18.4	29.3	493	785	0.63	0.39		0.97	0.9	0.53	9601	17484
	JB19	16.9	23.1	20	27	0.73	0.42		1.16	148	0.01	1341	841
	19-96	13.6	15.3	27	30	0.89	0.47	13.6	1.16	65.9	0.02	1941	2252
	39-82	12.9	20.6	324	516	0.63	0.39	17.5	0.85	1.8	0.36	5217	10260
超基性岩													
	05208	9.1	13.8	47	72	0.66	0.4	11.1	0.72	181.2	0.01	872	190
	05224	7.6	6.3	121	100	1.21	0.55	5.2	1.08	231.0	0.00	1324	129
	1H34	10.1	7.6	3655	2753	1.33	0.57	6.6	1.37	7.1	0.12	1726	159
	1H23	8.2	6.9	413	345	1.2	0.54	6.9	1.18	72.7	0.01	1401	119
	1H3	6.9	8.9	258	333	0.77	0.44	6.1	0.71	169.3	0.01	1362	67
	19-176	7.7	13.7	621	1103	0.56	0.36		0.73	24.1	0.04	1609	176
	1309-2	7.9	11.4	506	732	0.69	0.41		0.62	31.6	0.03	1336	156
	B33	5.3	8.8	407	682	0.6	0.37	7.2	0.74	145.1	0.01	1315	41
	19-156	6.4	7.1	1079	1193	0.9	0.48	5.9	0.79	21.6	0.04	1538	146
	39-80	7.4	8.6	279	324	0.86	0.46	8.5	0.77	111.4	0.01	1349	93
	2H8-2	10.3	12.5	276	333	0.83	0.45	12.2	0.91	65.3	0.02	1392	155
辉长岩													
	05200	5.1	3.8	1312	964	1.34	0.57	1.3	1.24	95.8	0.01	526	18

注：按照 Ni、Cu 单位为 10⁻⁶，PGE 单位为 10⁻⁹ 计算。

表 6 铂族元素在硫化物/硅酸盐相中的配分系数

Table 6 Partition coefficients of PGE between sulfide and silicate phases

	Os	Ir	Ru	Pt	Pd	资料来源
D _{硫化物/硅酸盐}	(30±6)×10 ³	(26±11)×10 ³	(6.4±2.1)×10 ³	(10±4)×10 ³	(17±7)×10 ³	Fleet et al.(1996)
D _{硫化物/硅酸盐}	(10±2.6)×10 ³	(51±20)×10 ³	(7.0±5.4)×10 ³	(16.5±6.3)×10 ³	(28±12.5)×10 ³	Crocket et al.(1997)

金宝山矿石和超基性围岩的 PPGE 和 IPGE 分异差别也较大,铂钯矿石的(Pt+Pd)/(Os+Ir+Ru)值为 8.7~26.3 平均值为 18.2,超基性围岩为 5.2~12.2,平均值为 7.7(表 5)。金宝山铂钯矿石的 Pd/Ir 比值除了一个为 8.1,其余在 15.2~34.1 之间,平均值达 21,超基性围岩 Pd/Ir 值为 6.3~13.8,平均值为 9.6。矿石的 Pt/Ir 比值介于 7.1~19.9,平均值达 13.5;围岩的 Pt/Ir 比值为 5.3~10.3,平均值为 7.9,同样小于矿石。这些都说明,尽管铂钯矿石与围岩配分模式相似,但二者之间 Pd/Ir、Pt/Ir、(Pt+Pd)/(Os+Ir+Ru)比值明显不同,比较而言,矿石的 PGE 配分模式图更陡,且在 Ni/Cu-Pd/Ir 及 Cu/Ir-Ni/Pd 图中(图 11),金宝山超基性围岩与铂钯矿石样品落入不同的区域,反映了两者的母岩浆性

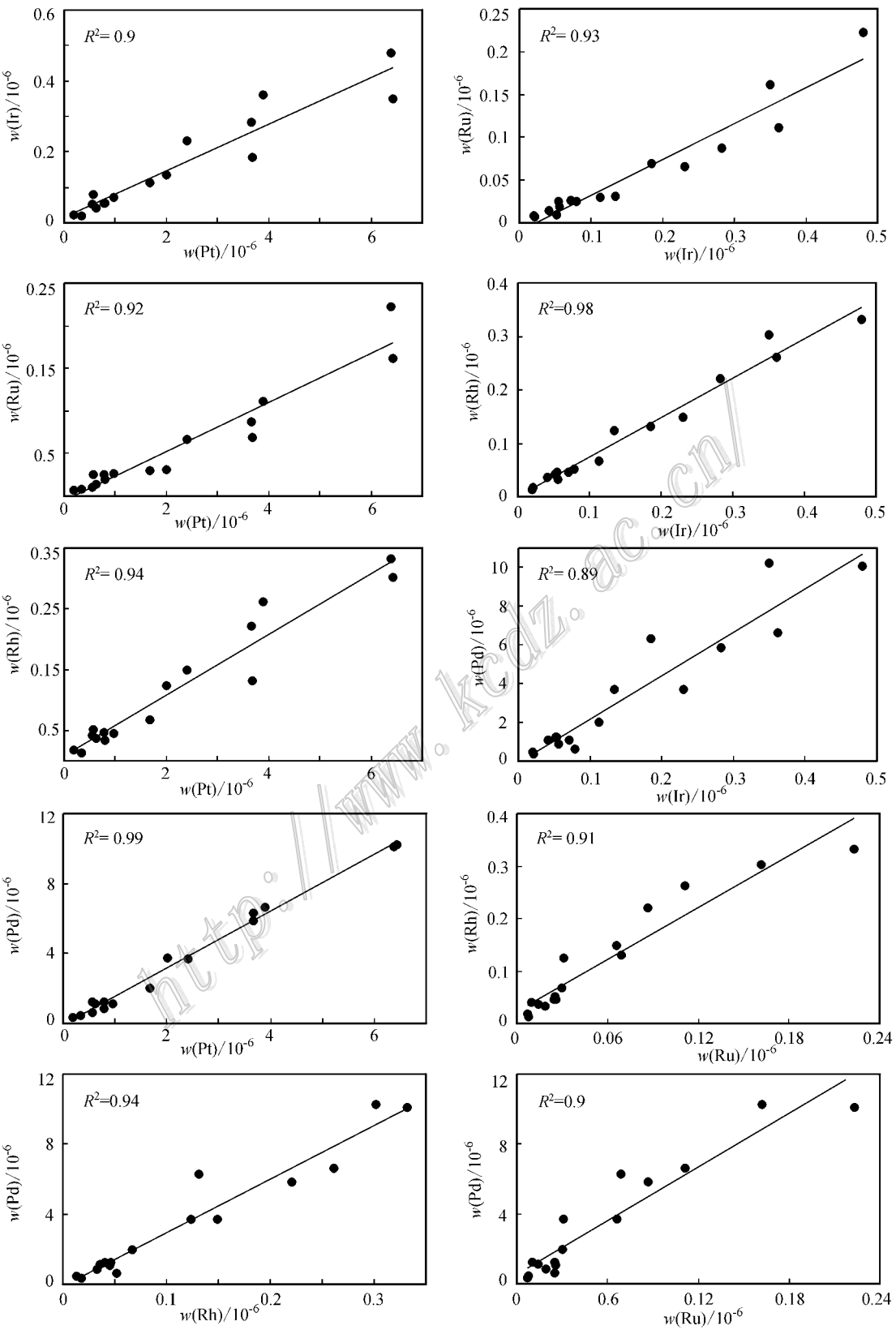


图 9 金宝山铂钯矿床矿石铂族元素相关性图解

Fig. 9 Correlation of PGE ores for the Jinbaoshan Pt-Pd deposit

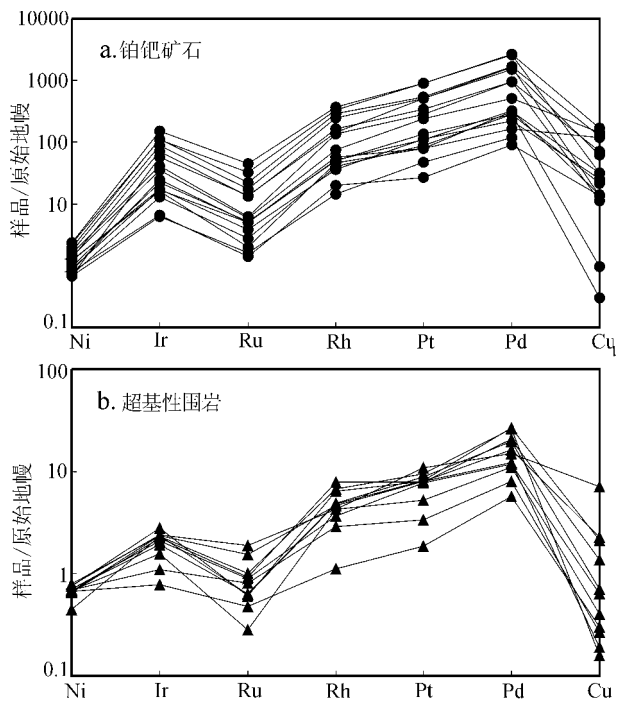


图 10 金宝山铂钯矿床铂族元素及 Ni、Cu 原始地幔标准化配分曲线(原始地幔据 McDonough et al., 1995)

Fig. 10 Primitive mantle normalized patterns of PGE and Ni, Cu of the Jinbaoshan Pt-Pd deposit (primitive mantle-normalized data after McDonough et al., 1995)

质存在较大差异。

金宝山矿石的 Pt/Pd 比值为 0.46~0.93, 平均值为 0.66; 围岩该比值为 0.56~1.33, 平均值为 0.87, 其围岩更接近原始地幔, 表明在演化过程中, 含矿岩浆经历了更为复杂的过程。金宝山矿石 Au/Pd 比值为 0.09~0.1, 围岩该比值为 0.15~0.17, 普遍小于原始地幔值(0.3), 也说明金宝山岩体受到后期热液改造作用, Au 由于较 Pd 更强的活动性可能发生了迁移。

Naldrett(1980) 和 Ross 等(1981) 认为, 母岩浆的性质是决定 Cu-Ni 硫化物矿化类型的关键因素。超镁铁质岩浆往往形成以 Ni 为主并且其矿石具有 Ni/Cu 比值大于 7 的硫化物矿床, 镁铁质岩浆形成的矿床, 其矿石 Ni/Cu 比值 < 7。金川矿石的 Ni/Cu 比值为 0.2~18, 平均值为 4.8, 其母岩浆为 $w(\text{MgO})$ 为 12% 的高镁玄武质岩浆(Chai et al., 1992)。金宝山绝大多数矿石 Ni/Cu 值为 0.5~7.6, 仅仅有 JB19 与 19-96 两个样品出现异常值(可能与热液活动及 R 值有关), 除去这两个样品后, 其余 14 个样品平均值

为 2.7, 与陶琰等(2002) 报道的硫化物 Ni/Cu 值(0.5~5) 相似, 说明金宝山原始岩浆仍然是玄武质的。绝大多数超基性围岩的 Ni/Cu 比值都大于 20, 平均值达 96.4。金宝山矿石和超基性围岩的 Ni/Cu 值差别巨大, 前面提到, 由于 Ni、Cu 均为强烈亲硫元素, 围岩的硫化物含量极低, 在峨眉地幔柱结晶分异过程中, Ni^{2+} 可以取代橄榄石和斜方辉石中 Fe^{2+} 的位置(Green, 1994), 而 Cu 不能取代橄榄石和斜方辉石中的 Fe^{2+} , 同时, 即使有微量的硫化物, Ni 往往于高温状态下先形成镍黄铁矿或磁黄铁矿, 故高温状态下结晶且含极少量硫化物的金宝山超基性围岩具有较高的 Ni/Cu 值; 相反, Cu 往往形成较低温的矿物, 如黄铜矿、斑铜矿等, 而矿石硫化物含量较高, Ni、Cu 强烈的亲硫性, 它们会迅速向含矿岩浆硫化物中聚集, 因此, 后形成的矿石具有较低的 Ni/Cu 值。

4 Cu/Pd、Cu/Pt 比值及找矿意义

Naldrett(2004) 总结了岩浆硫化物矿床的主要成矿机制和成矿作用: ① 岩浆房中的岩浆 S 饱和, 导致硫化物的熔离, 俘获其中的 Cu、Ni 和 PGE 等亲硫(铜)元素, 在岩浆房底部富集成矿; ② 岩浆硫化物圈闭、聚集在一定构造位置, 量足够大时富集成矿; ③ 岩浆房中硫化物与大量岩浆反应, 萃取其中的亲硫(铜)元素, 富集成矿。由于铂族元素和 Cu 在硫化物/硅酸盐中分配系数相差约一个数量级, 因此, Cu/Pd 及 Cu/Pt 比值成为评价岩浆演化程度及找矿预测的重要参数(Barnes et al., 1993; Maier et al., 1996)。对于 Naldrett 的第一种成矿机制, 以 Pd 为例, 岩浆房中, 未曾发生过硫化物熔离的岩浆结晶分异形成的基性-超基性岩体, 其 Cu/Pd 值与地幔的值相当(为 7692, 据 McDonough et al., 1995 换算), 如果原始岩浆 S 饱和, 发生了硫化物熔离以及岩浆的结晶分异作用, PGE 则较 Cu 更快速地富集到此阶段结晶分异的含硫化物岩体中, 其 Cu/Pd 比值则小于原始地幔值, 这是地质学家早期对岩浆型 PGE 矿床 PGE 富集成矿机制的认识(Naldrett, 2004), 相反, 据平衡原理, 此时的剩余玄武质岩浆的 Cu/Pd 比值则明显小于原始地幔值。金宝山矿床矿石和超基性围岩绝大多数样品的 Cu/Pd 及 Cu/Pt 比值均远远小于原始地幔值(表 5), 表明整个金宝山岩体(包括超基性围岩)均经历了硫化物从岩浆中富集

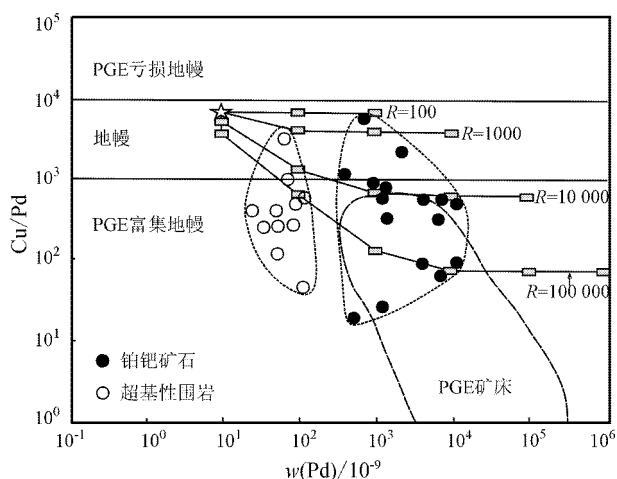


图 12 金宝山铂钯矿床的 Pd-Cu/Pd 图解
(底图据 Barnes et al., 1993)

Fig. 12 Pd versus Cu/Pd diagram of the Jinbaoshan Pt-Pd deposit (modified after Barnes et al., 1993)

集部位上部的超基性围岩的 Cu/Pd 值会突然增大,如 Bushveld 矿床 (Maier et al., 1996) 然而事实并非如此,金宝山矿石与围岩的 Cu/Pd 及 Cu/Pt 比值相差不大,且都远远小于原始地幔值,因此这种假设不成立。

金宝山是中国目前发现的极少有的整个岩体 Cu/Pd、Cu/Pt 值均低于原始地幔值的矿床,在 Pd-Cu/Pd 图解中 (图 12) 绝大多数都落入富 PGE 地幔范围内,仅有少量落入地幔范围内,且矿石与围岩明显落入 2 个不同区域,矿石 R 值较小,而围岩 R 值较大。金宝山矿区的一个辉长岩的 Cu/Pd 和 Cu/Pt 比值分别为 1312 及 964,表明矿区辉长岩也富集铂族元素。Cu/Pd、Cu/Pb 比值在不同岩带间的含矿岩体差异显著,从金宝山-杨柳坪-白马寨、力马河迅速增大、连续变化 (王生伟等, 2009)。

虽然在西南地区、甘肃金川、吉林红旗岭、新疆东南部及北部喀拉通克及广西北部等地区发现了大量岩浆硫化物矿床,但大多以铜镍为主,仅有甘肃金川、四川杨柳坪和云南金宝山等少数矿床的铂族元素含量较高、规模较大。金川与杨柳坪均作为副产品进行回收,金宝山为独立铂钯矿床,其铂+钯储量约 47 吨^①,而我国铂族元素探明总储量与南非、俄罗斯、加拿大和澳大利亚等国相比十分有限。四川的

攀西地区分布大量与峨眉山玄武岩有关的大型基性-超基性岩层状含 Fe、Ti、V 侵入体,但 Pt、Pd 找矿效果并不理想。

典型的岩浆硫化物矿床的含矿岩体往往在一定区域范围内成群成带分布,如新疆东南部及北部、攀西地区、吉林的红旗岭、云南金平-越南北部以及四川杨柳坪等地,均发现较多的含矿岩体,中国最大的金川矿床目前发现有 3 个含矿岩体。同一岩带邻近的基性-超基性岩体具有相似的成因,而已经发现的岩浆硫化物矿床,是寻找新的含矿岩体的重要线索。

弥渡-永仁-元谋三角地带的基性-超基性岩体为贫 Cu、Ni 富 Pt、Pd 矿化,该岩带中,位于宾川南西方向约 30 km 的迎凤、荒草坝等岩体矿化与金宝山类似 (刘朝基等, 1988) 这一带内陆续发现了大量的铂钯矿床,如牟定县安益铁铂钯矿床,上表 (Pt+Pd) 资源量 35 731 kg (Pt+Pd) 品位 0.55 g/t; 牟定县碗厂铂钯矿,上表 (Pt+Pd) 资源量 1030 kg (Pt+Pd) 品位 0.67 g/t; 元谋县朱布铂钯矿,上表 (Pt+Pd) 资源量 5930 kg (Pt+Pd) 品位 0.876 g/t; 元谋县热水塘铂钯矿,上表 (Pt+Pd) 资源量 5092 kg (Pt+Pd) 品位 0.85 g/t; 元谋县猛林沟铁铂钯矿,上表 (Pt+Pd) 资源量 685 kg (Pt+Pd) 品位 0.836 g/t^②。四川北部的道孚-丹巴-康定岩带中杨柳坪由 4 个岩体组成,发现富 Cu、Ni、Pt、Pd 矿化,但 Pt、Pd 矿化较金宝山岩体差。攀西岩带中的力马河、青矿山岩体以及云南南部-越南北部岩带中的白马寨、牛栏冲、班胡等岩体则形成富 Cu、Ni 贫 Pt、Pd 矿化 (陶琰等, 2007; Song et al., 2008; 王生伟等, 2006)。

岩浆硫化物矿床主要产在岩浆通道附近,峨眉山玄武岩的喷发中心位置在云南西部的宾川一带 (何斌等, 2003; Xu et al., 2001),金宝山、迎凤、荒草坝等含 PGE 岩体所在的弥渡-永仁-元谋三角地带离峨眉山玄武岩喷发中心最近,区内岩体硫化物俘获流动的玄武岩浆中 PGE 的可能性也就越大。而金宝山仅是该岩带南西端的一个岩体,由于礼社江 (红河上游) 的深切作用出露于地表,根据金宝山及外围磁测显示^③,剩余异常 γ 值高 (71~1076),面积大,埋深浅,表明金宝山及外围隐伏大量基性-超基性岩

① 余仁汉, 杨廷祥, 黄良钊, 李航, 杨淑良, 张文荣, 袁珍, 李济民, 潘反水, 梁建棠, 茅九法, 杨开荣, 刑国银, 彭代贵, 刘嘉慧, 王振贤. 1982. 云南省弥渡县金宝山铂钯矿详细普查报告 (第一册). 云南省地矿局第三地质大队, 1-187.

② 王外全, 卢映祥, 曾礼传, 施玉北, 师红聪, 蔡旭, 张小兵, 夏建峰, 王燕, 王建华, 殷伟, 刘绍巧, 刘晶晶, 杨亚泉, 杨丽梅, 古云兰. 2001. 云南省牟定县冷水塘一大平地铁矿调查评价项目总体设计及 2011 年度工作安排. 云南省地质调查局, 1-161.

体,暗示良好的 Pt-Pd 找矿前景(图 1, I 区)。

5 结 论

(1) 峨眉地幔柱早期 S 低度饱和融离出少量硫化物以及铂族元素在硫化物/硅酸盐相中极高的分配系数是导致金宝山矿床高铂钯、低铜镍含量的根本原因。金宝山矿体可能是含少量富 PGE 硫化物的含矿岩浆于后期独立注入到稍早前侵入的、且未完全固结的超基性围岩中,形成似层状矿体。

(2) 金宝山岩体中的少量硫化物经历了硫化物富集铂族元素的过程,因此,推测靠近峨眉地幔柱喷发中心且具有低 Cu/Pd、Cu/Pt 值和高 Mg/Fe 值的基性-超基性岩带是我国今后勘查铂族矿床的重要远景区之一。

志 谢 野外采样和资料收集得到云南云宝铂钯矿业有限公司祁敬东总工程师和云南省地质调查院的大力支持;国家地质实验测试中心杜安道老师和屈文俊博士协助完成了样品 PGE 测试,论文写作过程中,中国科学院贵阳地球化学研究所的陶琰研究员给予了大量帮助,审稿专家提出了宝贵意见,谨致谢忱!

参考文献/References

邓海琳,李朝阳,漆亮,胡静. 2000. 云南金宝山铂族元素矿床初步研究[J]. 矿物岩石地球化学通报, 19(4): 333-336.

何斌,徐义刚,肖龙,王康明,沙绍礼. 2003. 峨眉山大火成岩省的形成机制和空间展布——来自层积地质学的新证据[J]. 地质学报, 77: 194-202.

李厚民,毛景文,王登红,陈毓川,张长青,许虹. 2005. 滇黔交界地区峨眉山玄武岩铜矿的 PGE 及微量元素特征[J]. 矿床地质, 285-291.

刘朝基,曾绪伟,金久堂,须同瑞. 1988. 康滇地区基性超基性岩. 地质矿产部成都地质矿产研究所. 重庆出版社. 87-88.

刘敏. 2002. 金宝山铂钯矿多元素的相关关系与铂族矿物的产出形式[J]. 矿产综合利用, 5: 28-32.

刘敏. 2004. 云南金宝山铂钯矿矿石的工艺矿物学研究[J]. 矿产综合利用, 1: 23-27.

罗君烈. 1995. 云南铂、铜镍、铬矿床的成矿模式[J]. 云南地质, 14(4): 311-318.

汤中立,李文渊. 1995. 金川铜镍硫化物(含铂)矿床成矿模式及地质对比[M]. 北京:地质出版社. 144-145.

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]. 地学前缘, 14(5): 92-103.

陶琰,高振敏,罗泰义,杨竹森,祁敬东,贺英军. 2000. 云南金宝山铂钯矿床成矿机制探讨[J]. 矿物岩石地球化学通报, 19(4): 338-340.

陶琰,高振敏,罗泰义,祁敬东,禾英军,杨廷祥. 2002. 云南金宝山超镁铁岩原始岩浆成分反演[J]. 岩石学报, 18(1): 70-82.

陶琰,朱丹,高振敏,罗泰义. 2003. 金宝山铂族元素矿床铂族元素的热液活动研究[J]. 矿物岩石地球化学通报, 22(1): 32-37.

陶琰,罗泰义,高振敏,朱丹. 2004a. 西南暗色岩铜镍硫化物矿化岩体与峨眉山玄武岩的关系——以云南金宝山岩体为例[J]. 地质论评, 50(1): 9-15.

陶琰,高振敏,罗泰义,祁敬东. 2004b. 金宝山岩体铂族元素特征及成因意义[J]. 矿物岩石地球化学通报, 23(1): 28-31.

陶琰,胡瑞忠,漆亮,罗泰义. 2007. 四川力马河镁铁-超镁铁岩体的地球化学特征及成岩成矿分析[J]. 岩石学报, 23(11): 2785-2800.

陶琰,马言胜,苗来成,朱飞霖. 2008. 云南金宝山超镁铁岩体锆石 SHRIMP 年龄[J]. 科学通报, 53(22): 2828-2832.

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[J]. 地质学报, 80(9): 1474-1487.

王生伟,孙晓明,石贵勇,熊德信,翟伟. 2007. 云南金宝山和白马寨铜镍硫化物矿床铂族元素(PGE)地球化学的差异及其成因意义[J]. 地质学报, 81(1): 93-108.

王生伟,孙晓明,周邦国,石贵勇,熊德信,翟伟,马东,任静. 2009. 峨眉山玄武岩中岩浆硫化物矿床 Cu/Pd 和 Cu/Pt 比值差异及意义[J]. 矿床地质, 28(增刊): 49-66.

朱丹,陶炎,罗泰义,高振敏,朱成明,柏坚. 2003. 云南金宝山镁铁-超镁铁岩的地球化学特征及成因[J]. 矿物学报, 23(1): 63-69.

周学粹,柳云仙,邹开勋. 1981. 金宝山铂矿的铂族矿物及多期矿化的微观证据[J]. 矿物岩石, 6(6): 19-24.

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: 91-99.

Barnes S J, Couture J F and Sawyer E W. 1993. Nickel-copper occurrences in the Belleterre-Angliers belt of the Pontiac subprovince and the use of Cu/Pd ratios in interpreting platinum-group element distributions[J]. Econ. Geol., 88: 1402-1418.

Chai G and Naldrett A J. 1992. Characteristics of Ni-Cu-PGE mineralization and genesis of the Jinchuan deposit, Northwest China[J]. Econ. Geol., 87: 1475-1495.

Crocket J H, Fleet M E and Stone W E. 1997. Implications of composition for experimental partitioning of platinum-group elements and gold between sulfide liquid and basalt melt: The significance of nickel content[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 61(19): 4139-4149.

Fleet M E, Crocket J H and Stone W E. 1996. Partition of platinum-group elements (Os, Ir, Ru, Pt, Pd) and gold between sulfide liquid

- and basalt melt[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(13): 2397-2412.
- Green T H. 1994. Experimental studies of trace-element partitioning applicable to igneous petrogenesis Sedona 16 years later[J]. *Chemical Geology*, 117: 1-36.
- Keays R R, Nickel E H, Groves D I, et al. 1982. Iridium and Palladium as discriminants of volcanic-exhalative hydrothermal and magmatic nickel sulfide mineralization[J]. *Econ. Geol.*, 77: 1535-1547.
- Maier W D, Barnes S J and De klerk W J. 1996. Cu/Pd and Cu/Pt of silicate rocks in the Bushveld complex: Implications for platinum-group element exploration[J]. *Econ. Geol.*, 91: 1151-1158.
- Mayashiro A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins[J]. *American Journal of Science*, 274: 321-335.
- McDonough W F and Sun S S. 1995. The composition of the earth[J]. *Chemical Geology*, 120: 223-230.
- Naldrett A J and Duke J M. 1980. Platinum metals in magmatic ores[J]. *Science*, 208: 1417-1424.
- Naldrett A J. 2004. Magmatic sulfide deposit. *Geology, Geochemistry and exploration*[M]. New York: Springer Berlin Heidelberg. 17-20.
- Qi L, Zhou M F and Wang C Y. 2004. Determination of low concentrations of platinum group elements in geological samples by ID-ICP-MS[J]. *J. Anal. At. Spectrom.*, 19: 1335-1339.
- Righter K, Campbell A J, Humayun H and Hervig R L. 2004. Partitioning of Ru, Rh, Pd, Re, Ir, and Au between Cr-bearing spinel, olivine, pyroxene and silicate melts[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68: 867-880.
- Ross J R and Travis G A. 1981. The nickel sulfide deposits in western Australia in global perspective[J]. *Econ. Geol.*, 76: 1291-1329.
- Song X Y, Zhou M F, Tao Y and Xiao J F. 2008. Controls on the metal compositions of magmatic sulfide deposits in the Emeishan large igneous province, SW China[J]. *Chemical Geology*, 253: 38-49.
- Tao Y, Li C, Hu R Z, Ripley E M, Du A D and Zhong H. 2007. Petrogenesis of the Pt-Pd mineralized Jinbaoshan ultramafic intrusion in the Permian Emeishan Large Igneous Province, SW China[J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 153: 321-337.
- Xiao L, Xu Y G, Mei H J, Zheng Y F, He B and Franco Pirajno. 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[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 228: 525-546.
- Xu Y G, Chung S L, Jahn B M and Wu G Y. 2001. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China[J]. *Lithos*, 58: 145-168.
- Wang C Y, Zhou M F and Zhao D G. 2005. Mineral chemistry of chromite from the Permian Jinbaoshan Pt-Pd sulphide-bearing ultramafic intrusion in SW China with petrogenetic implications[J]. *Lithos*, 83: 47-66.
- Wang C Y, Prichard H M, Zhou M F and Fisher P C. 2008. Platinum-Group minerals from the Jinbaoshan Pd-Pt deposit, SW China: Evidence for magmatic origin and hydrothermal alteration[J]. *Mineral Deposita*, 43: 791-803.
- Zhou M F, Nicolas T A, John M, Christina Y W and Allen K K. 2008. Two magma series and associated ore deposit types in the Permian Emeishan Large igneous province, SW China[J]. *Lithos*, 103: 352-368.