

云南金宝山铂钯矿 Sr-Nd-Os 同位素组成： 岩浆成因及演化分析

陶 琰¹, 胡瑞忠¹, 漆 亮¹, 屈文俊², 储著银³, 苟体忠¹

1. 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550002;
2. 中国地质科学院国家地质实验测试中心, 北京 100037;
3. 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029

【摘要】 金宝山铂钯矿是峨眉山大火成岩省具有典型意义的岩浆 Ni-Cu-PGE 矿床, 成矿岩体岩石 Rb-Sr, Sm-Nd, Re-Os 同位素特征表明: 成矿岩浆为地幔柱成因并受到岩石圈地幔和地壳混染作用的影响。eNd (260 Ma) = -1.78 ~ +0.81, 介于地幔柱与岩石圈地幔之间但明显靠近地幔柱的同位素组成。γOs (260 Ma) = 20 ~ 60, 高于任何端元类型的地幔储集库, 体现地壳混染作用的效果。模式分析认为, 成矿岩浆形成演化过程中大约有 10% 的岩石圈地幔熔体混合并受到 5% 左右的下地壳混染。

【关键词】 Sr-Nd-Os 同位素; 岩浆 Ni-Cu-PGE 矿床; 峨眉山大火成岩省; 地幔柱; 金宝山铂钯矿

中图分类号: P588.1 文献标识码: A
文章编号: 1001-6872(2010)02-0060-08

扬子地台西缘大面积分布晚古生代玄武岩, 出露面积约 $0.3 \times 10^6 \text{ km}^2$ [1,2], 玄武岩系的厚度从 5 000 余米(云南宾川)到数百米(贵州盘县)不等, 区内还有众多同期的镁铁-超镁铁岩体、辉绿岩脉及有关酸性岩体产出等, 为全球晚古生代最主要的大火成岩省之一, 称之为峨眉山大火成岩省 [3], 岩石地球化学及地幔柱动力学效应的研究表明峨眉山大火成岩省为地幔柱成因 [4,5]。

峨眉山大火成岩省岩浆 Cu-Ni-PGE 矿化岩体

广泛分布 [6], 构成峨眉山地幔柱成矿系统中一个非常重要的成矿系列 [7,8], 典型矿床主要有金宝山铂钯矿、朱布 Cu-Ni-PGE 矿床、力马河镍矿、白马寨镍矿、杨柳坪 Cu-Ni-PGE 矿床 [9] 等(图 1)。金宝山铂钯矿是峨眉山大火成岩省最大的铂族元素矿床, 锆石 SHRIMP 年龄揭示岩体形成年龄在 260 Ma 左右 [10], 与峨眉山大火成岩省其他镁铁-超镁铁岩体的 SHRIMP 年龄高度一致 [11], 并与峨眉山玄武岩年龄 [12,13] 相吻合。元素地球化学研究表明, 金宝山

收稿日期: 2009-11-18; 改回日期: 2010-01-21

基金项目: 中国科学院重要方向项目(KZCX2-YW-Q04-06); 国家自然科学基金项目(40773033, 40973039); 中国科学院百人计划项目

作者简介: 陶 琰, 男, 46 岁, 研究员(博士), 地球化学专业, 研究方向: 岩石学和矿床地球化学. E-mail: taoyan@vip.gyig.ac.cn

超镁铁岩与低钛峨眉山玄武岩在元素地球化学特征上表现出一致的岩浆成因属性,两者在成岩机制上互补,低钛峨眉山玄武岩普遍经历了橄榄石结晶分异和硫化物熔离亏损作用,金宝山成矿岩体则是低钛峨眉山玄武岩岩浆深部分异的堆晶相^[14],岩浆经深部演化形成的含矿晶粥、最后在岩浆通道相中堆集成岩成矿^[15,16]。

铜镍铂族元素矿床成矿岩体作为研究峨眉山大火成岩省岩浆系统的一个重要窗口,其地球化学限定性对揭示地幔柱地球化学特征、地幔柱与岩石圈的相互作用、壳幔相互作用等都具有重要的指示意义。研究拟对金宝山铂钯成矿岩体 Sr-Nd-Os 同位素组成特征进行分析、进一步探讨成矿岩浆成因及演化过程,重点示踪成矿岩浆形成演化过程中是否有岩石圈参与及下地壳混染并对可能的混染程度进行模式拟合分析。

1 金宝山铂钯矿简介

金宝山铂钯矿是我国 20 世纪 70 年代初发现的一个大型铂族元素矿床^①,位于扬子地台西南缘云南省弥渡县。岩体呈似层状(岩席)产出,空间展布呈两翼平缓的短轴背斜形态,长约 5 km、宽 1 km 左右、厚度 25 m~170 m,为一小型镁铁-超镁铁岩体,侵位于泥盆系碳酸盐岩地层中(图 2),锆石 SHRIMP 年龄为 $260.6 \text{ Ma} \pm 2.8 \text{ Ma}$ ^[10]。岩体岩石类型较单一,主要为蛇纹石化辉石橄榄岩,岩体周缘及上部有一些辉长岩,底部及边部局部产出斜长角闪岩及辉石岩。矿体赋存在辉橄岩中呈似层状、凸镜状,总体上可划分为 5 个矿层群,分别位于岩体底部(①、②矿层)、中部(③矿层)和顶部(④、⑤矿层),矿床 90% 以上的工业储量集中在底部矿层和中部矿层中。矿石含硫化物、但含量一般低于

①杨廷祥. 云南省弥渡县金宝山铂钯矿典型矿床研究报告. 云南地矿局第三地质大队,1989.

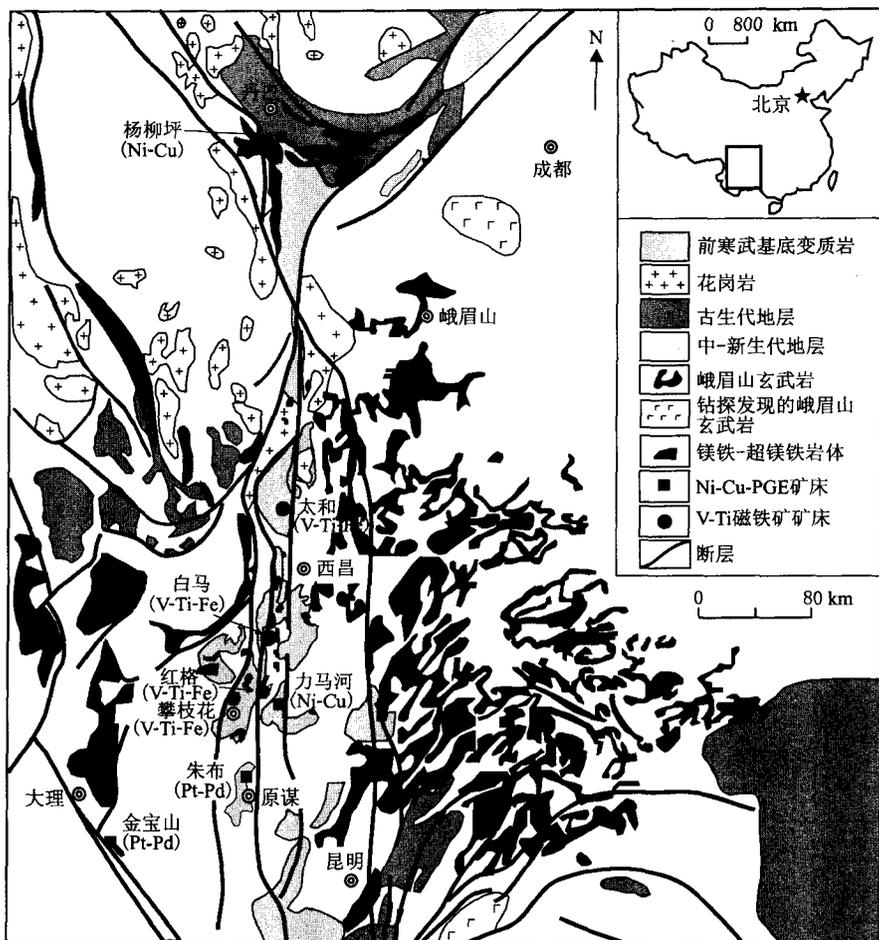


图 1 峨眉山大火成岩省地质简图(据马言胜等, 2009^[17]修改)
Fig. 1 Geological sketch map showing the Emeishan large igneous province

3%,硫化物主要呈浸染状,成矿元素以铂族元素为主、铜镍含量较低,属岩浆铜镍铂族元素矿床中贫铜镍型铂族元素矿床,铂族元素中相对富集铂钯,Pt, Pd 含量较 Rh, Ru, Or, Ir 高一个数量级左右,矿石 $w(\text{Pt}+\text{Pd})$ 一般在 $1 \times 10^6 \sim 3 \times 10^6$,最高可达 17 g/t;铜的质量分数一般从 0.03% 到 0.24%,平均 0.14%;镍的质量分数一般从 0.07% 到 0.2%,平均 0.17%。

2 样品分析及结果

样品采集于金宝山岩体 5# 勘探线附近,代表不同层位的矿石和非含矿的辉橄岩,包括地表出露的基岩样品及部分勘查工程揭露出来的样品。1 号样品为 5# 勘探线上岩体上部的非含矿辉橄岩,岩石有蛇纹石化蚀变,含少量新鲜橄榄石。2 号样品采自勘探坑道 PD1339,为③矿层中的高品位矿石样品,样品 $w(\text{Pt}+\text{Pd})$ 达 16×10^6 ,蛇纹石化强烈,全岩蚀变为蛇纹岩,硫化物以浸染状为主,含硫化物细脉。3 号样品采自勘探坑道 PD1339 的 322 支坑,为

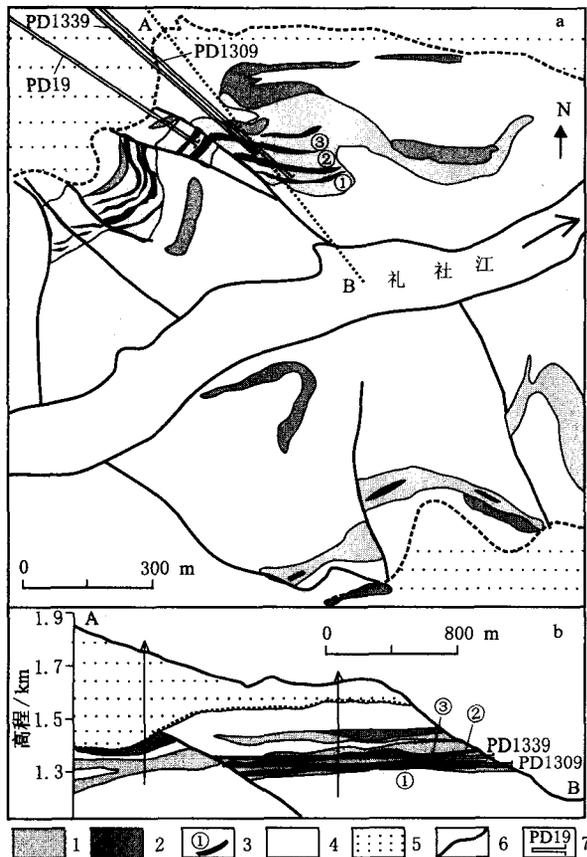


图2 金宝山矿区地质简图(a)及岩体的代表性剖面(b) (剖面为5#勘探线在礼社江北西侧的部分,据杨廷祥,1989^①修改)

1. 辉橄岩; 2. 辉长岩; 3. Pt-Pd 矿层及编号; 4. 泥盆系白云岩; 5. 三叠系页岩; 6. 断层; 7. 坑道

Fig. 2 Geological sketch map (a) and a representative section (b) of the Jinbaoshan deposit (part of the exploration section 5# in northwest side of the Lishe river, based on Yang Tinxiang, 1989^①)

第③矿层中较高品位的矿石样品,样品 $w(\text{Pt}+\text{Pd})$ 达 10×10^6 ; 岩石蛇纹石化强烈,全岩蚀变为蛇纹岩,矿石发育脉状构造,硫化物呈浸染状及细脉状产出。4号样品采自勘探坑道 PD1309,代表岩体下部产出的非含矿辉橄岩,为②矿层的底板,主要由橄榄石和辉石组成,样品蛇纹石化蚀变较弱,含有大量新鲜橄榄石。5号样品采自勘探坑道 PD1309,代表岩体下部非含矿的辉橄岩,是①矿层的底板,主要由蛇纹石化橄榄石和部分蚀变的辉石组成,含有较多新鲜橄榄石。6号样品为5#勘探线上岩体底部边缘产出的角闪辉石岩,可能为岩浆就地分异作用形成的析离体。7号样品采自勘探坑道 PD19,为花斑岩,代表岩浆演化晚期就地结晶分异出来的少量酸性岩汁结晶产物,产出规模较小,一般宽度 3 m~5 m,产在超镁铁岩石之中。这些样品基本上代表了岩体的主要岩石类型和矿石类型,其中,所采集分析的辉橄岩是蚀变相对较弱的代表性样品。

在 Re-Os 分析中,对富矿 2 号样品全岩及分选出浸染状硫化物 2A 号样品和硫化物细脉 2B 分别进行了分析,主要是考查块样中不同物相部分 Os 同位素组成是否均一化。

Rb-Sr, Sm-Nd 同位素在中国科学院地质与地球物理研究所固体同位素地球化学实验室测定,分析方法及流程参见文献[18],分析结果列于表 1 中。Re-Os 分析在国家地质实验测试中心 Re-Os 同位素实验室完成,同位素比值测定采用 TJA PQ ExCell ICPMS,分析流程参见文献[19],分析结果列于表 2 中。

表 1 金宝山岩体 Sr-Nd 同位素分析结果. $w(\text{B})/10^{-6}$

Table 1 Sr-Nd isotopes of whole rock samples from the Jinbaoshan intrusion (in $[\times 10^{-6}]$)

样号	样品名称	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (260 Ma)	ϵ_{Nd} (260 Ma)	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (260 Ma)
1	辉橄岩	1.65	7.15	0.139 4	0.512 537(11)	0.512 300	-0.07	6.39	17.9	1.029 0	0.709 201(12)	0.705 395
2	含矿辉橄岩	0.78	3.85	0.123 2	0.512 526(15)	0.512 316	0.26	1.73	16.0	0.311 7	0.709 007(12)	0.707 854
4	辉橄岩	1.36	6.62	0.124 7	0.512 523(14)	0.512 311	0.16	5.85	27.3	0.616 1	0.708 446(10)	0.706 167
5	辉橄岩	1.27	6.27	0.123 1	0.512 554(19)	0.512 345	0.81	12.1	52.3	0.669 0	0.708 744(10)	0.706 270
6	角闪辉石岩	2.50	12.1	0.125 5	0.512 514(14)	0.512 301	-0.05	11.4	129	0.255 2	0.708 449(13)	0.707 505
7	花斑岩	14.6	75.4	0.117 4	0.512 412(11)	0.512 212	-1.78	48.8	165	0.850 1	0.710 172(9)	0.707 028

注: Sr 同位素初始值及 $\epsilon_{\text{Nd}}(i)$ 按 260 Ma 计算, 采用衰变常数 $\lambda(^{87}\text{Rb}) = 1.42 \times 10^{-11} \text{ year}^{-1}$, $\lambda(^{147}\text{Sm}) = 6.54 \times 10^{-12} \text{ year}^{-1}$, 现在球粒陨石储集库采用: $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR now}} = 0.196 7$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR now}} = 0.512 638$ (据 Jacobsen and Wasserburg, 1980^[19])

表 2 金宝山岩体 Re-Os 同位素分析结果

Table 2 Re-Os isotopic compositions of samples from the Jinbaoshan intrusion

样号	样品名称	$w(\text{Re})/10^{-9}$	$w(\text{Os})/10^{-9}$	$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$	2σ	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	2σ	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (260 Ma)	γ_{Os} (260 Ma)
1	辉橄岩	0.052	1.347	0.186 1	0.005 3	0.183 4	0.008 4	0.182 6	45.1
2	含矿辉橄岩(全岩)	7.907	203.4	0.185 9	0.002 0	0.154 2	0.001 9	0.153 4	21.9
3	含矿辉橄岩	0.950	3.318	1.369	0.039	0.187 1	0.003 2	0.181 2	44.0
4	辉橄岩	0.340	1.447	1.124	0.078	0.206 9	0.006 2	0.202 0	60.5
5	辉橄岩	0.384	2.013	0.912	0.071	0.202 9	0.003 4	0.198 9	58.1
2A	含矿辉橄岩 (分选浸染状硫化物)	14.25	202.5	0.338 3	0.005 0	0.153 3	0.014 0	0.151 8	20.7
2B	含矿辉橄岩 (分选硫化物细脉)	1.909	28.66	0.318 6	0.010 9	0.155 2	0.010 8	0.153 8	22.2

注: γ_{Os} 按 260 Ma 计算, 采用衰变常数 $\lambda_{\text{Re}}^{187} = 1.666 \times 10^{-11} \text{ year}^{-1}$ (据 Smoliar, 1996)^[21], 现在球粒陨石储集库采用: $(^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os})_{\text{CHUR now}} = 0.397 2$, $(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_{\text{CHUR now}} = 0.127 57$ (据 Walker, 1989)^[22], 其球粒陨石 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (260 Ma) = 0.125 85

3 讨 论

3.1 Sr, Nd 同位素组成: 岩浆起源及成因系列分析

金宝山岩体 Nd 同位素组成: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (260 Ma) = 0.512 212~0.512 345, $\epsilon\text{Nd} = -1.78 \sim +0.81$, 其中, 岩浆就地结晶分异晚期形成的花斑岩具有最低的 $\epsilon\text{Nd} = -1.776 21$, 其他超镁铁岩石样品的 $\epsilon\text{Nd} = -0.07 \sim +0.81$, 变化较小; 根据当前地幔类型的理论框架^[23,24], 金宝山岩体 ϵNd 值明显不同于软流圈地幔 ($\epsilon\text{Nd} = 7 \sim 13$)、也显著高于大陆岩石圈地幔 ($\epsilon\text{Nd} < -5$), 而比较接近地幔柱源区的 Nd 同位素组成 ($\epsilon\text{Nd} = 0 \sim +7$), 其同位素组成介于地幔柱与岩石圈地幔之间, 显示出地幔柱成因、并可能受到岩石圈地幔混染作用的影响。

Sr 同位素组成: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (260 Ma) = 0.705 395~0.707 854。相对于变化较小的 Nd 同位素组成、Sr 同位素的组成有较大变化, 在 Sr-Nd 同位素组成耦合关系图上, 表现为 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值向高放射性组成方向上的漂移 (图 3)。这种现象在峨眉山大火成岩省镁铁-超镁铁岩体上是普遍的^[25,26], 世界其他大火成岩省产出的镁铁-超镁铁岩体也都普遍存在这种现象^[27], 一些研究人员认为 Sr 同位素组成的变化是地壳混染作用的结果, 如 Arndt (2003) 认为 Noril'sk-Talnakh 镍矿 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的漂移是地壳浅部蒸发岩和碎屑沉积岩混染作用造成的^[28]; 但是, Revillon *et al.* (2002) 发现未蚀变的单斜辉石有比全岩低的 Sr 同位素组成值, 因此认为, 高放射性 Sr 同位素组成是蚀变作用造成的结果^[29]; 目前对如何解释这一现象的争议尚未获得统一看法。据本文金宝山岩体同位素造成分析的有限数据显示, 蚀变较强的含矿样品 2 号及岩浆就地分异出来的花斑岩和角闪辉石岩有相对较高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, 而蚀变较弱的辉橄岩 (为岩体中的早期堆晶相) 有相对较低的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, 可能反映岩浆就地结晶分异的晚期岩浆受更多的围岩地层混染、特别是广泛发育的岩浆期后热液蚀变使之有更高的放射性 Sr 同位素组成, 造成在 Sr-Nd 同位素组成耦合关系图上 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 向高放射性组成方向上的漂移。根据侵入相与喷发相的产出特点分析, 镁铁-超镁铁岩体比喷发的火山岩有一个缓慢冷却成岩的过程, 这一过程可使岩浆受到更多的围岩地层混染, 并且伴随冷却成岩过程还会发生易啊期后热液蚀变改造 (包含与围岩中水的水岩交换反应)^[30], 一般, 镁铁-超镁铁岩体的蛇纹石化等蚀变是普遍的, 因此, 倾向于认为争议中造成 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 漂

移的两种情况都存在: 就地结晶分异过程中迭加的围岩地层混染及岩浆期后热液蚀变改造作用。

总体上, 金宝山铂钯矿 Sr, Nd 同位素组成与峨眉山玄武岩基本一致, 反映了成矿母岩浆与峨眉山玄武岩岩浆成因一致, 为地幔柱成因, 岩浆源区相当于 EM2 型地幔 (图 3)。根据 Xu *et al.* (2001)^[5] 对峨眉山玄武岩成因类型的划分及论述, 高钛玄武岩 Nd 初始同位素组成含有相对较高的放射性同位素组成, $\epsilon\text{Nd} = +4.8 \sim +1.1$, 低钛玄武岩的 ϵNd 相对较低一些, 一般在 $+1.4 \sim -4.8$; 金宝山岩体岩矿石 Nd 同位素组成 ϵNd (260 Ma) = $-1.78 \sim +0.81$, 与低钛峨眉山玄武岩相当。

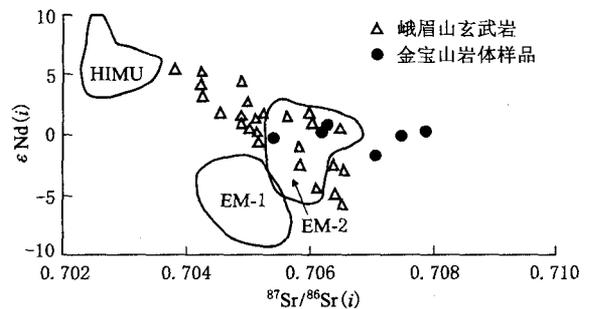


图 3 金宝山岩体 Sr-Nd 同位素组成地幔端元类型据 Farmer G L, 2003^[23], 峨眉山玄武岩数据据 Xu *et al.*, 2001^[5]

Fig. 3 Plot of ϵNd (i) versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (i) for the Jinbaoshan intrusion and contemporaneous volcanic rocks in the region

3.2 Os 同位素组成: 地壳混染及硫化物熔离分析

岩矿石 Os 同位素组成 $\gamma\text{Os} = 20.7 \sim 60.5$, 高于任何端元类型的地幔储集库, 反映了地壳物质混染作用的影响 (图 4)。含矿样品与非含矿岩石存在明显差异, 含矿样品含放射性同位素组成较低、富矿 3 号样品的 3 个分选样品, 初始 Os 同位素组成基本相近, 表明局部同位素组成的均一化程度较高, 其 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (260 Ma) = 0.151 8~0.153 8, γOs (260 Ma) 在 20 左右; 非含矿超镁铁岩含放射性同位素组成较高, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (260 Ma) = 0.182 6~0.202 0, γOs (260 Ma) 为 45.1~60.5。含矿样品含放射性同位素组成比非含矿岩石低, 可能是因为金宝山硫化物熔离较早的原因造成的, 硫化物熔离发生在岩浆演化的早期, 硫化物熔离后成矿岩浆继续受地壳混染作用的影响, 富含硫化物的矿石 (或含矿岩浆) 因有较高的 Os 含量、因而对 Os 含量较低的地壳混染表现得不敏感, γOs (260 Ma) 增加值较小, 而基本上不含硫化物的岩浆 Os 含量相对较低, 地壳混染造成了 γOs (260 Ma) 的显著提高。金宝山铂钯矿硫化物与非矿化岩石 Re-Os 同位素组成上的关系与峨眉山大火成岩省贫铂岩浆硫化物矿床

力马河镍矿的情形正好相反,体现两种不同矿化类型的矿床在成矿机制上可能存在的差异,力马河镍矿富硫化物的矿石样品 $\gamma_{Os}(i)$ 值高、非矿化岩石 $\gamma_{Os}(i)$ 值较低,在成岩成矿机制上被认为是混染程度较高的岩浆熔离形成的硫化物熔体和混染程度较低的后期岩浆的混合,成矿硫化物熔离发生在岩浆演化晚期^[31,32]。

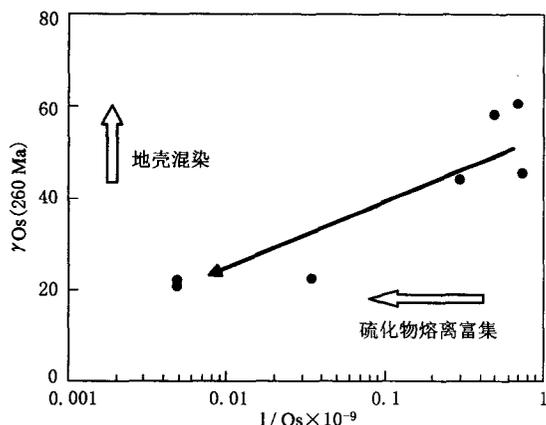


图4 金宝山岩体 $\gamma_{Os}(260\text{ Ma})-1/Os$ 关系

Fig. 4 $\gamma_{Os}(260\text{ Ma})$ vs $1/Os$ for the samples of the Jinbaoshan deposit

3.3 地幔柱-岩石圈相互作用及地壳混染模式分析

根据地幔柱理论模型,研究认为地幔柱头在到达岩石圈底部时、上升的热浮力对岩石圈的机械侵蚀造成岩石圈拉张减薄及地面变形抬升^[33],但地幔柱头的热侵蚀及伴随构造张裂等是否导致岩石圈部分熔融尚在探索中^[34~36]。另外,岩浆系统研究表明岩浆通过底劈、孔隙渗透及岩浆劈裂的方式向上运动,形成一个由各级岩浆储集库和岩浆通道构成的储运系统^[37,38],在这一过程中幔源岩浆会受到地壳物质混染,研究表明峨眉山玄武岩普遍经历了地壳混染^[5,39],对峨眉山大火成岩省玄武岩 Os 同位素组成的研究揭示玄武岩 γ_{Os} 值从低到高的变化,证实不同程度的地壳混染^[40,41],峨眉山大火成岩省铜镍铂族元素矿床成矿作用的研究也表明,地壳混染是造成岩浆硫化物熔离及铜镍硫化物矿床形成的重要原因^[42],但目前对混染的具体状况并未明确,对上下地壳的混染作用还有待进一步区分。

$^{87}Sr/^{86}Sr$ 的漂移反映金宝山岩体成因上就地冷却成岩阶段围岩地层的混染及岩浆期后热液蚀变作用过程中浅表水的影响。岩浆系统研究认为岩浆通常会在地壳根部积聚形成岩浆底垫^[8],在下地壳形成在岩浆储运系统中是最重要的岩浆储集库,金宝山岩体中的橄榄石均一化程度很高^[43],橄榄石主要形成于深部大规模的岩浆房系统,成矿岩浆可能在下地壳经历了一个重要的演化阶段。由于 Os 同位

素组成在上、下地壳存在很大差异,下地壳一般具有很高的放射性 Os 同位素组成、 Os 含量也较高^[45],因此对下地壳混染更为敏感,而不同地幔类型在 Nd 同位素组成上有显著区分,下面将根据 $Os-Nd$ 同位素耦合关系的模式分析示踪和区分金宝山岩体成因上可能存在的下地壳混染作用、并探讨是否有岩石圈地幔在岩浆成因上的贡献。

根据地幔柱模型可能存在的岩浆混染作用,混合模式分析如图5所示,L1. 地幔柱岩浆受岩石圈地幔的混染;L2. 地幔柱岩浆与岩石圈地幔部分熔融熔体的混合;L3,L4. 上地壳和下地壳对地幔柱岩浆的混染;L5,L6. 地幔柱岩浆与岩石圈地幔部分熔融的熔体混合(10%)后的岩浆再受到上地壳和下地壳的混染。混染模式分析中,作为混染/混合作用起始端点的金宝山岩体原始岩浆(地幔柱原始岩浆) Nd, Os 同位素组成依据有关文献报道的峨眉山大火成岩省最具原始特征的苦橄岩: $\gamma_{Os} = +5$, $\epsilon_{Nd} = +4$ ^[25,40];作为混染/混合端元的软流圈地幔、大陆岩石圈地幔及上下地壳的同位素组成、目前还缺乏地域限定性的资料,暂以一般意义上的同位素组成数据进行模式计算;下地壳 Os 同位素组成被认为可有很大变化^[44],考虑到扬子地台西缘下地壳可能主要为元古代的古老基底,选取了较高的放射性同位素组成值 $\gamma_{Os} = +6500$ 。

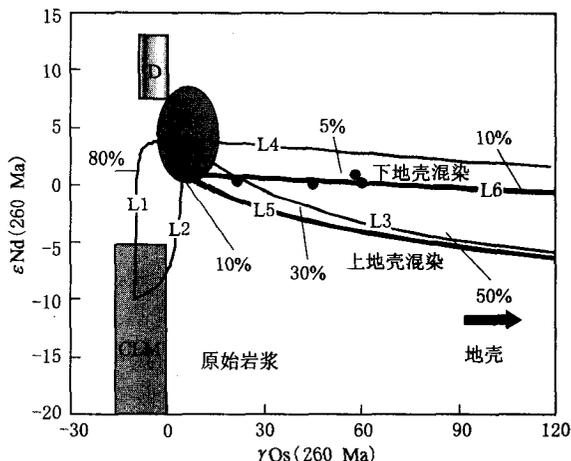


图5 模式混染曲线及金宝山铂钨矿岩矿石 $\gamma_{Os}-\epsilon_{Nd}$ 图

D. 软流圈地幔; P. 地幔柱; CLM. 大陆岩石圈地幔; 百分数示混合/混染程度; 模式计算端元组成主要参考文献^[44~47]; 金宝山岩体原始岩浆(地幔柱原始岩浆) $-Os = 0.72 \times 10^{-9}$, $\gamma_{Os} = +5$, $Nd = 20 \times 10^{-6}$, $\epsilon_{Nd} = +4$; 大陆岩石圈地幔熔体 $-Os = 0.2 \times 10^{-9}$, $\gamma_{Os} = -10$, $Nd = 50 \times 10^{-6}$, $\epsilon_{Nd} = -10$; 大陆岩石圈地幔 $-Os = 3.5 \times 10^{-9}$, $Nd = 1.2 \times 10^{-6}$; 地壳 $-Nd = 32 \times 10^{-6}$, $\epsilon_{Nd} = -10$; 下地壳 $-Os = 0.1 \times 10^{-9}$, $\gamma_{Os} = +6500$; 上地壳 $-Os = 0.05 \times 10^{-9}$, $\gamma_{Os} = +1250$

Fig. 5 γ_{Os} versus ϵ_{Nd} diagram illustrating the effects of plume-derived basalt mixed with SCLM and crustal contaminants

模型分析表明,成矿岩浆主要来源于地幔柱岩浆源区,同时受到大陆岩石圈地幔熔体的混合及地壳物质的混染影响。从图5可以看到,金宝山岩矿石 Nd-Os 同位素组成落在一条下地壳混染线上,其同位素组成的变化是下地壳物质不同程度混染作用的效果,这一变化趋势明显不同于单纯由上地壳混染作用的结果。当前对岩浆活动体系的研究认为岩浆底垫或深部的岩浆储集库出现在壳幔边界及下地壳中^[48],地震波速层的数值拟合分析也表明在大火成岩省壳幔边界是大量岩浆囤积并结晶堆积的场所^[49],成矿岩浆受到下地壳的混染影响体现了深部岩浆储集库阶段的岩浆演化过程,根据模式分析,金宝山岩浆受下地壳混染的程度大约在5%左右。

另外,金宝山岩矿石 Nd-Os 同位素组成的变化趋势线与下地壳混染线 L6 基本吻合,其可能的起始端点的同位素组成为在模式分析上的地幔柱岩浆与岩石圈地幔熔体 10% 的混合,反映了岩石圈地幔的影响。对峨眉山玄武岩的地球化学研究也揭示了岩石圈地幔对峨眉山玄武岩岩浆的贡献^[35,50]。岩石圈地幔对地幔柱岩浆的影响可以有两种方式:一种方式是同化混染、另一种方式是部分熔融的熔体与地幔柱岩浆混合,在图6中分别为曲线 L1(混染)、L2(混合)。由于岩石圈 Nd 含量低、混染作用对岩浆熔体 Nd 同位素组成的影响很小,要达到 L6 所在的 Nd 同位素组成、岩石圈的混染需要达到 80% 左右,实际上是不可能的,因此,图5中地壳混染前岩浆同位素组成的起始端点的 ϵ_{Nd} 值主要归因于岩石圈部分熔融熔体与地幔柱岩浆混合作用,模式计算的岩石圈地幔熔体混合比例为 10% 左右,说明地幔柱活动巨大的热扰动及高热岩浆的热侵蚀造成了岩石圈地幔的部分熔融并混合到地幔柱岩浆中。

因此,根据拟合分析认为,成矿岩浆来源于地幔柱部分熔融,演化过程中经历了 10% 左右的大陆岩石圈地幔熔体混合,并受到下地壳 5% 左右的混染。

3.4 Re, Os 组成:硫化物熔离模式分析

Os 在熔离硫化物和硅酸盐熔体间的分配系数比 Re 高一个数量级以上,因此,可以利用 Re, Os 在亲硫性上的差异示踪硫化物熔离作用。

在 Re, Os 的含量上,含矿样品远高于非含矿岩石,熔离硫化物相对硅酸盐岩浆是高度富集 Re, Os 的,挑选的硫化物样品本身并不代表熔离硫化物的 Re, Os 组成,仅仅是熔离硫化物结晶分异等作用后的效果,按 2 号样品含硫化物 3%、全岩 $w(\text{Os})$ 200×10^{-9} 概算,熔离硫化物中的 $w(\text{Os})$ 大致要高达

$6\ 600 \times 10^{-9}$ 左右,基本上不含硫化物的非含矿样品 $w(\text{Os})$ 最低在 1.3 左右,考虑岩石含橄榄石 60%,硅酸盐岩浆中 $w(\text{Os})$ 应低于 0.65×10^{-9} ,熔离硫化物中的 $w(\text{Os})$ 高于硅酸盐岩浆 10 000 倍以上,与实验测定的分配系数一致^[51],体现了成矿岩体为熔离成矿的岩浆系统。根据基本不含硫化物的代表性(4 号样品)中 $w(\text{Re}), w(\text{Os})$,以含有 50% 的橄榄石概算,把 Os 视为相容元素 $D_{\text{Os}}^{(\text{Ol}/\text{melt})} = 3$ 、Re 为不相容元素 $D_{\text{Re}}^{(\text{Ol}/\text{melt})} = 0$,估计原始岩浆中 $w(\text{Re}), w(\text{Os})$ 分别为 $0.68 \times 10^{-9}, 0.72 \times 10^{-9}$ 。同样基本不含硫化物 5 号样品含有较高的 Os 含量与岩石含有相对较多的铬铁矿有关。硫化物熔离模式分析如图 6 所示,金宝山矿石的组成落在 $R = 13\ 000$ 左右的熔离硫化物与原始岩浆结晶分异物的不同比例组合线上,矿石中硫化物含量一般低于 3%,模式计算能很好的拟合金宝山矿石的实际构成,模式计算中 R 为熔离参数(与单位熔离硫化物平衡的岩浆量)。拟合的 R 值较高,指示硫化物熔离作用中单位重量岩浆熔离出来的硫化物很少,效果上造成了铂族元素在硫化物中的高度富集,其熔离硫化物的 Re, Os 组成类似于 J-M reef 铂矿层^[54]。

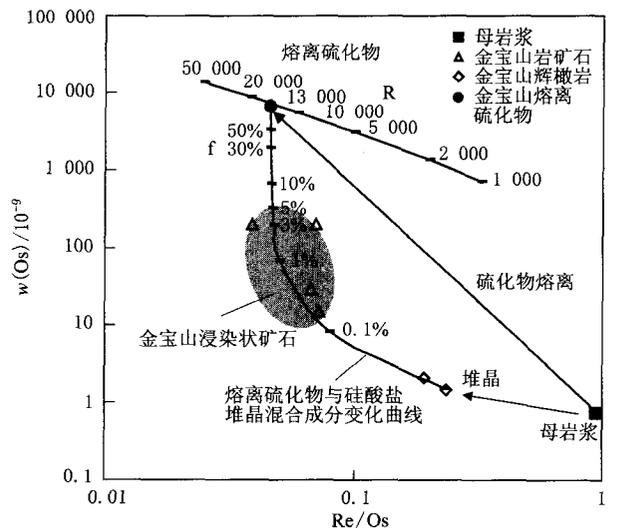


图6 金宝山铂钯矿硫化物熔离模式拟合:Os-Re/Os 图。熔离分配系数: $D_{\text{Re}} = 500$, $D_{\text{Os}} = 30\ 000$ (据文献[51~53])

Fig. 6 Common Os vs Re/Os ratio for sulfide segregation

4 结 论

金宝山岩体原始岩浆为地幔柱成因,岩石圈地幔参与了地幔柱岩浆活动,地幔柱活动巨大的热扰动及高热岩浆的热侵蚀造成了岩石圈地幔的部分熔融并混合到地幔柱岩浆中,模式计算岩石圈地幔熔

体的混合比例大约为 10%。下地壳对成矿岩浆的混染作用在 Os 同位素组成上是显著的、估计下地壳的混染程度在 5% 左右,揭示成矿岩浆可能在下地壳经历了一个重要的演化阶段。

参考文献

- [1] 熊舜华,李建林. 峨眉山地区晚二叠世大陆裂谷边缘玄武岩系的特征[J]. 成都地质学院学报, 1984, 30(3): 43-59.
- [2] 宋谢炎,侯增谦,汪云亮,等. 峨眉山玄武岩的地幔柱成因[J]. 矿物岩石, 2002, 22(4): 27-32.
- [3] 徐义刚,钟孙霖. 峨眉山大火成岩省:地幔柱活动的证据及其熔融条件[J]. 地球化学, 2001, 30(1): 1-9.
- [4] Chung S L, Jahn B M. Plume-lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalts at the Permian-Triassic boundary[J]. *Geology*, 1995, 23: 889-892.
- [5] Xu Y, Chung S L, Jahn B M, *et al.* Petrological and geochemical constraints on the petrogenesis of the Permo-Triassic Emeishan Flood basalts in southwestern China[J]. *Lithos*, 2001, 58: 145-168.
- [6] 张成江,刘家铎,刘显凡,等. 峨眉火成岩省成矿效应初探[J]. 矿物岩石, 2004, 24(1): 5-9.
- [7] 胡瑞忠,陶 琰,钟 宏,等. 地幔柱成矿系统:以峨眉山地幔柱为例[J]. 地学前缘, 2005, 12(1): 42-54.
- [8] 钟 宏,朱维光,漆 亮,等. 攀西地区峨眉山玄武岩的铂族元素地球化学特征[J]. 科学通报, 2006, 51(11): 1 297-1 304.
- [9] 宋谢炎,张成江,胡瑞忠,等. 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[J]. 矿物岩石, 2005, 25(4): 35-44.
- [10] 陶 琰,马言胜,苗来成,等. 云南金宝山超镁铁岩体锆石 SHRIMP 年龄[J]. 科学通报, 2008, 53(22): 2 828-2 832.
- [11] Zhong H, Zhu W G. Geochronology of layered mafic intrusions of the Pan-Xi area in the Emeishan large igneous province, SW China[J]. *Miner Depos*, 2006, 41: 599-606.
- [12] 范蔚茗,王岳军,彭头平,等. 桂西晚古生代玄武岩 Ar/Ar 和 U/Pb 年代学及其对峨眉山玄武岩省喷发时代的约束[J]. 科学通报, 2004, 49(18): 1 892-1 900.
- [13] 王登红,李建康,王成辉,等. 与峨眉山地幔柱有关年代学研究的新进展及其意义[J]. 矿床地质, 2007, 26(5): 550-556.
- [14] 陶 琰,罗泰义,高振敏,等. 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[J]. 地质论评, 2004, 50(1): 9-15.
- [15] 陶 琰,胡瑞忠,杜安道,等. 峨眉山大火成岩省岩浆铜镍铂族元素矿床成矿作用系统性研究[J]. 矿床地质, (增刊:第八届全国矿床会议论文集), 2006, 250-254.
- [16] 马言胜,陶 琰,钟 宏,等. 四川阿布郎当超镁铁质岩体的地球化学特征:原始岩浆、地幔部分熔融程度及成岩过程分析[J]. 岩石学报, 2009, 25(5): 1 146-1 158.
- [17] 马言胜,陶 琰,钟 宏,等. 云南金宝山超镁铁质侵入体中铬铁矿的矿物化学及成因研究[J]. 矿物学报, 2007, 27(3/4): 342-350.
- [18] Zhong H, Zhu W G, Chu Z Y, *et al.* Shrimp U-Pb zircon geochronology, geochemistry, and Nd-Sr isotopic study of contrasting granites in the Emeishan large igneous province, SW China[J]. *Chem Geol*, 2007, 236: 112-133.
- [19] 屈文俊,杜安道. 铜镍硫化物的 Re-Os 同位素定年方法及应用实例[J]. 地球学报, 2005, 26(Supl): 140-142.
- [20] Jacobsen S B, Wasserburg G J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1980, 50: 139-155.
- [21] Smoliar M I, Walker R J, Morgan J W. Re-Os ages of group IIA, IIIA, IVA, and IVB iron meteorites[J]. *Science*, 1996, 271: 1 099-1 102.
- [22] Walker R J, Morgan J W. Rhenium-osmium systematics of carbonaceous chondrites[J]. *Science*, 1989, 243: 19-522.
- [23] Hofmann A W. Sampling Mantle Heterogeneity through Oceanic Basalts: Isotopes and Trace Elements[A]. In: *The Mantle and Core-Treatise on Geochemistry Volume 2*[C]. Edited by Carlson R W, Elsevier, 2003, 61-101.
- [24] Farmer G L. Continental Basaltic Rocks[A]. In: *The Crust-Treatise on Geochemistry Volume 3*[C]. Edited by Rudnick R L, Elsevier, 2003, 85-121.
- [25] Zhou M F, Arndt N T, Malpas J, *et al.* Two magma series and associated ore deposit types in the Permian Emeishan large igneous province, SW China[J]. *Lithos*, 2008, 103(3-4): 352-368.
- [26] Tao Y, Li C, Song X Y, *et al.* Mineralogical, petrological, and geochemical studies of the Limahe mafic-ultramafic intrusion and associated Ni-Cu sulfide ores, SW China[J]. *Miner Depos*, 2008, 43: 849-872.
- [27] Zhang M, Reilly S Y O, Wang K-L, *et al.* Flood basalts and metallogeny: The lithospheric mantle connection[J]. *Earth Sci Rev*, 2008, 86: 145-174.
- [28] Arndt N T, Czamanske G, Walker R J, *et al.* Geochemistry and origin of the intrusive hosts of the Noril'sk-Talnakh Cu-Ni-PGE sulfide deposits[J]. *Econ Geol*, 2003, 98: 495-515.
- [29] Revillon S, Chauvel C, Arndt N T, *et al.* Heterogeneity of the Caribbean plateau mantle[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 205: 91-106.
- [30] 陶 琰,朱 丹,高振敏,等. 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, 2003, 22(1): 32-37.
- [31] 陶 琰,胡瑞忠,屈文俊,等. 马河镍矿 Re-Os 同位素研究[J]. 地质学报, 2008, 82(9): 1 292-1 304.
- [32] 陶 琰,胡瑞忠,漆 亮,等. 四川马河镁铁-超镁铁质岩体的地球化学特征及成矿分析[J]. 岩石学报, 2007, 23(11): 2785-00.
- [33] 何 斌,徐义刚,肖 龙,等. 峨眉山地幔柱上升的沉积响应及其地质意义[J]. 地质论评, 2006, 52(1): 30-37.
- [34] 张招崇,王福生. 峨眉山玄武岩区两类玄武岩的地球化学:地幔柱-岩石圈相互作用的证据[J]. 地质学报, 2002, 76(2): 281-288.
- [35] 肖 龙,徐义刚,何 斌. 峨眉山地幔柱-岩石圈的相互作用:来自低钛和高钛玄武岩的 Sr-Nd 和 O 同位素证据[J]. 高校地质学报, 2003, 9(2): 207-217.
- [36] 侯增谦,卢记仁,林盛中. 峨眉山地幔柱轴部的榴辉岩-地幔岩源区:主元素、微量元素及 Sr, Nd, Pb 同位素证据[J]. 地质学报, 2005, 79(2): 200-219.
- [37] Klügel A, Hansteen T H, Galipp K. Magma storage and underplating beneath Cumbre Vieja volcano, La Palma (Canary Islands)[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 236: 211-226.
- [38] Li C, Ripley E M, Naldrett A J. Compositional variations of olivine and sulfur isotopes in the Noril'sk and Talnakh intrusions: Implications for ore forming processes in dynamic magma conduits[J]. *Econ Geol*, 2003, 98: 69-86.
- [39] Qi L, Zhou M-F. Platinum-group elemental and Sr-Nd-Os isotopic geochemistry of Permian Emeishan flood basalts in Guizhou Province, SW China[J]. *Chem Geol*, 2008, 248: 83-103.
- [40] Zhang Z C, Zhi X C, Chen L, *et al.* Re-Os isotopic compositions of picrites from the Emeishan flood basalt province, China[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2008, 276: 30-39.
- [41] Xu J F, Suzuki K, Xu Y G, *et al.* Os, Pb, and Nd isotope geochemistry of the Permian Emeishan continental flood basalts: Insights into the source of a large igneous province[J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 2007, 71: 2 104-2 119.
- [42] Wang C Y, Zhou M F, Qi L. Permian flood basalts and mafic intrusions in the Jinping (SW China)-Song Da (northern Vietnam) district:

- mantle sources, crustal contamination and sulfide segregation[J]. *Chem Geol*, 2007, 243: 317-343.
- [43] 陶 琰, 高振敏, 罗泰义, 等. 云南金宝山超镁铁岩原始岩浆成分反演[J]. *岩石学报*, 2002, 18(1): 70-82.
- [44] Ripley E M, Lambert D D, Frick L R. Re-Os, Sm-Nd, and Pb isotopic constraints on mantle and crustal contributions to magmatic sulfide mineralization in the Duluth Complex[J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1999, 62: 3 349-3 365.
- [45] Shirey S B. Re-Os isotopic compositions of Midcontinent rift system picrites: Implications for plume-Lithosphere Interaction and Enriched Mantle Source[J]. *Can J Earth Sci*, 1997, 34: 489-503.
- [46] Saal A E, Rudnick R L, Ravizza G E, *et al.* Re-Os isotope evidence for the composition, formation and age of the lower continental crust [J]. *Nature*, 1998, 393(7): 58-61.
- [47] Esser B K, Turekian K K. The osmium isotopic composition of the continental crust[J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1993, 57: 3 093-3 104.
- [48] Putirka K. Magma transport at Hawaii: Inferences based on igneous thermobarometry[J]. *Geology*, 1997, 25(1): 69-72.
- [49] Zhu D, Luo T Y, Gao Z. M, *et al.* Differentiation of the Emeishan flood basalts at the base and throughout the crust of southwest China [J]. *Intern Geol Rev*, 2003, 45: 471-477.
- [50] Fan W M, Zhang C H, Wang Y J, *et al.* Geochronology and geochemistry of Permian basalts in western Guangxi Province, Southwest China; Evidence for plume-lithosphere interaction[J]. *Lithos*, 2008, 102: 218-236.
- [51] Fleet M E, Crocket J H, Stone W E. Partitioning of platinum-group elements (Os, Ir, Ru, Pt, Pd) and gold between sulfide liquid and basalt melt[J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1996, 60(13): 2 397-2 412.
- [52] Lambert D D, Frick L R, Foster J G, *et al.* Geodynamics of magmatic Cu-Ni-PGE sulfide deposits: New insights from the Re-Os isotope system[J]. *Econ Geol*, 1998, 93: 121-136.
- [53] Hauri E K, Hart S R. Rhenium abundances and systematics in oceanic basalts[J]. *Chem Geol*, 1997, 139: 185-205.
- [54] Maier W D, Barnes S-J. Formation of PGE deposits in layered intrusions[A]. In: Li C, Ripley E M (Eds.). *New Developments in Magmatic Ni-Cu and PGE Deposits*[C]. Geological Publishing House, Beijing, China, 2009, 250-276.

Sr-Nd-Os ISOTOPIC CONSTRAINTS ON MAGMA ORIGIN AND EVOLUTION OF THE JINBAOSHAN Pt-Pd DEPOSIT, YUNNAN

TAO Yan¹, HU Rui-zhong¹, QI Liang¹, QU Wen-jun²,
CHU Zhu-yin³, GOU Ti-zhong¹

1. *Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China;*
2. *Chinese Academy of Geological Sciences, National Research Center for GeoAnalysis, Beijing 100037, China;*
3. *Institute of Geology & Geophysical, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*

Abstract: Jinbaoshan Pt-Pd deposit is a numerous Ni-Cu-PGE deposits in the Emeishan large igneous province. Sr-Nd-Os isotopic compositions of the rocks and ores showed that the ore deposit was of mantle plume generation. Values of γ_{Os} (260 Ma) ranged from 20 to 60 and ϵ_{Nd} (260 Ma) from -1.78 to +0.81, indicating significant interaction of the plume-derived melting with the lithosphere and crustal contamination. Model analysis showed that the SCLM melting added to the plume-derived melting in proportion of about 10% and lower continental crustal contamination in proportion of about 5%.

Key words: Sr-Nd-Os isotope; magmatic Cu-Ni-PGE deposit; Emeishan large igneous province; mantle plume; Jinbaoshan Pt-Pd deposit

ISSN 1001-6872(2010)02-0060-08; CODEN: KUYAE2

Synopsis of the first author: Tao Yan, male, 46 years old, a research fellow of geochemistry. Now he is engaged in the research of petrology and ore deposit geochemistry.