

云南哀牢山金矿带大坪金矿铂族元素(PGE)和 Re-Os 同位素地球化学及其矿床成因意义

孙晓明^{1,2)}, 石贵勇¹⁾, 熊德信^{1,3)}, 王生伟¹⁾, 翟伟¹⁾, 屈文俊⁴⁾, 杜安道⁴⁾

1) 中山大学地球科学系, 广州, 510275; 2) 南京大学成矿作用国家重点实验室, 210093;

3) 广东省肇庆学院, 526061; 4) 国家地质实验中心, 北京, 100037

内容提要:采用镍硫火试金 ICP-MS 法和 Carius 管溶矿与 ICP-MS 联合测定法分析了云南大坪金矿各类金矿石和主要围岩的 PGE 和矿石矿物的 Re-Os 同位素组成, 结果显示各类金矿石的 Σ PGE 变化较大, 为 $(3.91 \sim 61.64) \times 10^{-9}$, 平均 25.93×10^{-9} , 与该区喜马拉雅期煌斑岩脉 (22.19×10^{-9}) 相当, 而高于加里东期闪长岩围岩 $((2.79 \sim 4.75) \times 10^{-9})$; 金矿石 Pt/Pt* 均低于 1, 为 0.01~0.9, 平均 0.249, 接近煌斑岩(0.45), 而远低于闪长岩围岩的(1.38~1.57)。金矿石的球粒陨石标准化曲线显示明显的 Pt 和 Ir 负异常和 Ru 与 Rh 正异常, 相似于煌斑岩脉的 PGE 配分模式, 而明显区别于闪长岩围岩, 显示大坪金矿成矿与幔源煌斑岩等基性岩脉的侵入有关, 成矿物质主要不是来自闪长岩。PGE 元素比值显示该区煌斑岩脉可能是由经历了基性岩浆抽提和交代作用形成的亏损地幔部分熔融产生的, 其原始岩浆中 S 已达到饱和。大坪金矿矿石矿物的 Re/Os 比值均 >1 , 为 6.36~121.67, $^{187}\text{Os}(t)$ 均为高正值, 为 290.21~810.24, 平均 492.92, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}(t)$ 为 0.495~1.154, 远高于金矿形成时(距今约 33.55Ma)球粒陨石 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 的初始比值(0.12679), 显示该矿成矿过程中有来自地壳的高放射性成因 ^{187}Os 的加入。PGE 和 Re-Os 同位素组成显示大坪金矿的成因与该区新生代以来强烈的壳幔相互作用有关, 其成矿流体主要来自地幔排气形成的深源地幔流体和下地壳脱水形成的富 CO_2 流体, 韧性剪切带提供了流体运移和汇聚的通道, 深源流体与闪长岩之间的水/岩反应和沸腾作用导致物理化学条件的改变和矿质沉淀。大坪金矿属于典型的剪切带控制的深源热液型金矿。

关键词: PGE; Re-Os 同位素; 喜马拉雅期煌斑岩脉; 壳幔相互作用; 大坪金矿; 哀牢山金矿带

哀牢山金矿带是我国最主要的喜马拉雅期金成矿带, 其中相继发现了老王寨、墨江、长安和大坪等大型金矿, 特别是其中大坪金矿以其较复杂的成矿地质背景而引起许多中外矿床学研究者的重视和研究(金世昌等, 1994; 胡云中等, 1995; 韩润生等, 1997; 应汉龙, 1998; 毕献武等, 1996, 1999; Burnard et al., 1999; 熊德信等, 2006a, 2006b; 孙晓明等, 2006a), 但对其成因和成矿物质来源等问题仍有进一步探讨的必要。

铂族元素(PGE)由于具有特殊地球化学性质, 其配分模式一般不会受到热液蚀变等地质作用的影响(Barnes et al., 1985), 因此目前已被广泛用于基性超基性岩的岩石成因和演化以及与其有关的成矿作用的示踪研究, 取得了许多重要的进展(Naldrett et al., 1980, 1981, 2000; Barnes et al., 1985, 1987, 1993; Lorand, 1989; Fleet et al., 1991,

1996; Chai et al., 1992; Garuti et al., 1997; 储雪蕾等, 2001, 2002; 李胜荣等, 1994; 李晓林等, 1998; 许成等, 2003; Jiang et al., 2003; Pasava et al., 2003, 2004; Maier et al., 2004; 何高等, 2006; 孙晓明等, 2006b)。而 Re-Os 同位素体系可用于金属矿床中矿石矿物的直接定年和成矿物质示踪, 已被广泛用于矿床地球化学的研究(杜安道等, 1994; Lambert et al., 2000; 蒋少涌等, 2000; 毛景文等, 2001, 2002, 2004; 杨刚等, 2005; 董方浏等, 2005; 石贵勇等, 2006; 王生伟等, 2006)。本文较系统地分析了大坪金矿床主要金矿石的 PGE 和 Re-Os 同位素组成, 并据此讨论了金矿成因和成矿物质来源。

1 矿床地质概况

大坪金矿位于哀牢山金矿带的南部(图1), 矿

注: 本研究得到国家自然科学基金(编号 40673045, 40173025)、国家重点基础研究发展规划(973)项目(编号 2002CB412610)、国家教育部跨世纪优秀人才培养计划基金和南京大学成矿作用国家重点实验室开放基金的资助。

收稿日期: 2006-12-06; 改回日期: 2007-01-22; 责任编辑: 郝梓国。

作者简介: 孙晓明, 男, 1963年生。教授, 博士生导师, 主要从事矿床地球化学研究。电话: 202-84110968; Email: eessxm@mail.sysu.edu.cn。

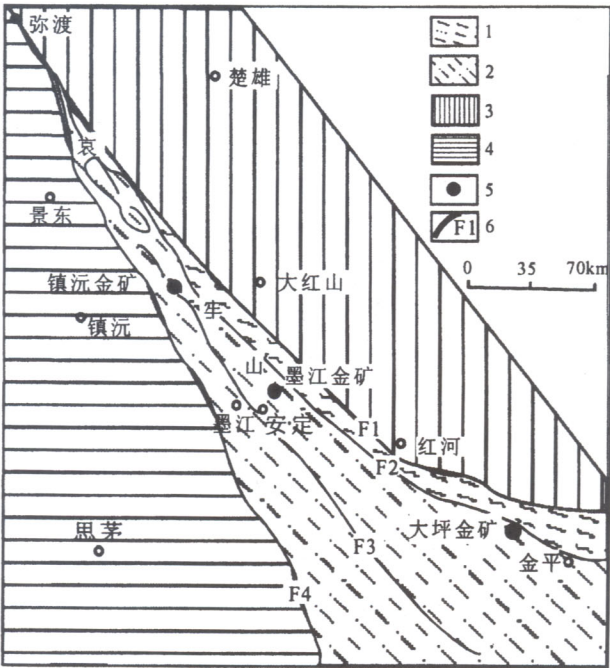


图 1 哀牢山金矿带地质简图

Fig. 1 Geological sketch map of Ailaoshan gold belt

1—哀牢山深变质岩; 2—哀牢山浅变质岩; 3—扬子地块; 4—中甸地块; 5—金矿; 6—深大断裂; F1—红河深大断裂; F2—哀牢山深大断裂; F3—九甲-安定断裂; F4—阿墨江深大断裂

1—Hypometamorphic rocks; 2—Epimetamorphic rocks; 3—Yangtze Craton; 4—Zhongdian Craton; 5—Gold deposit; 6—Deep fault; F1—Red River deep fault; F2—Ailaoshan deep fault; F3—Jiujia-Anding fault; F4—Amojiang deep fault

区约 60%为桃家寨闪长岩体所占据,此外尚见较多煌斑岩和花岗斑岩等岩脉。Rb-Sr 等时线法测得闪长岩的成岩年龄为 481 Ma 左右,属于加里东期侵入岩(金世昌等,1994;胡云中等,1995)。闪长岩体总体呈北西向展布,长约 17 km,宽约 4~5 km,出露面积约 76 km²。岩体为块状构造,但局部由于强烈的剪切和韧性变形而呈片状构造。主要矿物成分为 30%~40%角闪石、约 40%斜长石和约 10%石英。镜下观察显示其中石英见明显波状消光和核幔构造;多数斜长石见晶体破碎和弯曲,大部分蚀变为绢云母和钠长石等,而部分角闪石已被绿泥石等所取代,显示该矿成矿过程中受到强烈韧性变形和糜棱岩化的影响。煌斑岩多呈数十厘米的脉体出现,具明显的斑状构造,镜下观察,斑晶主要为金云母,而基质为金云母,钠长石和透辉石等。局部煌斑岩脉体也受到韧性变形影响而出现片理化,其中矿物大多数蚀变为绿泥石和绢云母等。从区域上看,这些煌斑岩脉属于哀牢山金矿带中普遍出现的新生代煌斑

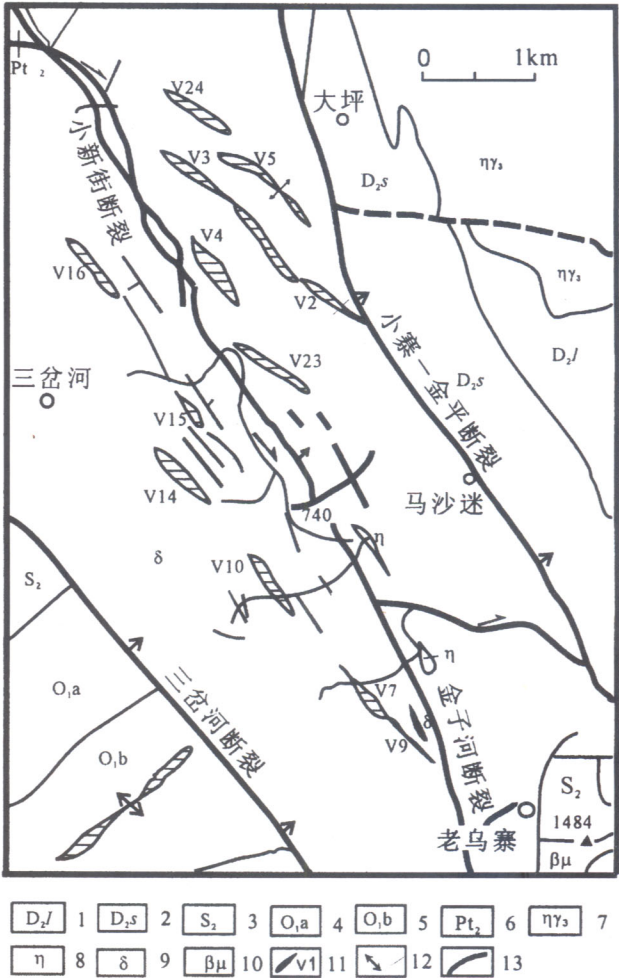


图 2 大坪金矿床地质简图(据应汉龙,1998 和武警黄金部队第十三支队,1990 改编)

Fig. 1 Geological sketch map of Daping gold deposits (modified after Ying, 1998, and 13th Gold Detachment of the Chinese People's Armed Police Force, 1990)

1—中泥盆统老阱寨组灰岩; 2—中泥盆统宋家寨组炭泥质页岩夹硅质页岩及灰岩; 3—中志留统白云岩、白云质灰岩; 4—下奥陶统中组砂岩夹板岩; 5—下奥陶统下组; 6—哀牢山群阿龙组片岩和片麻岩; 7—黑云二长花岗岩; 8—二长岩、石英二长岩; 9—闪长岩、花岗闪长岩; 10—煌斑岩; 11—含金石英脉及其代号; 12—背斜; 13—向斜

1—Limestone of Laojingzhai Fm. of Middle Devonian; 2—Carbonaceous to argillaceous shale intercalated with siliceous shale and limestone of Songjiazhai Fm. of Middle Devonian; 3—Dolostone and dolomitic limestone of Middle Silurian; 4—Sandstone intercalated with slate of Lower Ordovician; 5—Lower formation of Lower Ordovician; 6—Gneiss and schist of Precambrian Ailaoshan Group; 7—Biotite monzonitic granite; 8—Monzonite and quartz monzonite; 9—Diorite and granodiorite; 10—lamprophyre; 11—Auriferous quartz veins and their number; 12—Anticline; 13—Syncline

岩脉体群的一部分,其形成时代多为 30~34 Ma (Wang et al., 2001)。

矿床由数百条含金多金属石英矿脉组成,它们绝大多数分布于桃家寨岩体内,多数长约 500~1000m,宽多数十厘米。含金矿脉在矿物组成上具有较明显的分带性,由中心向边部具有由团块状含金多硫化物带→石英脉带→含白钨矿石英脉带的变化。矿石矿物由自然金、白钨矿和多种硫化物(黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、斑铜矿、闪锌矿等)组成,而脉石矿物主要为石英、方解石、白云石和绢云母等。毕献武等(1996)利用电子自旋共振(ESR)法估算了大坪金矿成矿年龄约为 50Ma,而作者等最近对大坪金矿含金硫化物石英脉中的绢云母等进行了 ^{40}Ar - ^{39}Ar 定年,得出其成矿年代为 33.55Ma(孙晓明等, 2006c)。矿床详细地质特征参见胡云中等(1995)人的文章。

2 样品和分析方法

本次测试所用样品均采自大坪金矿主要金矿脉(如三号、五号、六号和八号脉)及其主要围岩。对全岩样品,在洗净和烘干后,按照岩性分别球磨粉碎至 75 μm 粒度,以尽量降低相互污染;对单矿物样品,均破碎到粒径 0.1~0.25 cm,双目镜下手工挑选至纯度 99.9%以上,并在玛瑙研钵中研磨至 75 μm 粒度。

样品测试工作在国家地质实验测试中心进行,具体分析流程分别叙述如下。

2.1 PGE 分析

将 200 目待测样品与一定比例碳酸钠、硼酸钠、硼砂、玻璃粉、硫磺、面粉混合,倒入坩埚中,加入适当量钨稀释剂在 1150℃ 高温炉内熔融 1h,把熔体倒入铁模中冷却后取出镍扣,用 6mol/l 的盐酸溶解镍扣,Te 共沉淀,放置过夜,抽滤出不溶物,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。

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 contents in the standard samples

标样	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd
GPt-3 测定值	8.124	4.4	12.6	1.1	6.2	3.7
推荐值	9.6 $\pm$ 2	4.3 $\pm$ 0.5	14.8 $\pm$ 2.7	1.3 $\pm$ 0.3	6.4 $\pm$ 0.9	4.6 $\pm$ 0.6
GPt-4 测定值	2.138	5.8	2.8	4.6	51.2	68.2
推荐值	2.4 $\pm$ 0.6	4.7 $\pm$ 1.1	2.5 $\pm$ 0.2	4.3 $\pm$ 0.8	58 $\pm$ 5	60 $\pm$ 9

注:单位为 $\times 10^{-9}$

Au、Ag 为单独取样,王水分解,AAS 法(原子吸收法)测定。ICP-MS 测定精度 $\text{RSD} \leq 6.5$,测试标样为 GDP-3 和 GDP-4,测定值对比结果见表 1,从表中可见测定值与推荐值相当吻合。

2.2 Re-Os 同位素分析

样品中的 Re 和 Os 含量测定均采用同位素稀释法(ID-ICP-MS)完成。 ^{185}Re 和 ^{190}Os 稀释剂购买于美国橡树岭国家实验室(Oak Ridge National Laboratory),并在国家地质实验测试中心标定。将准确称取的分析样品通过长细颈漏斗加入到 Carius 管底部,缓慢加液氮到有半杯乙醇的保温杯中,调节温度到 -50~-80℃。将 Carius 管插到该保温杯中,通过长细颈漏斗把准确称取的 ^{185}Re 和 ^{190}Os 混合稀释剂加入到 Carius 管底部,再加入 4 mL 10 mol/L HCl, 4mL 16 mol/L HNO_3 。当管底溶液冰冻后,用丙烷氧气火焰加热封好 carius 管的细颈部分。放入不锈钢套管内。轻轻放套管入鼓风烘箱内,待回到室温后,逐渐升温到 230 oC,保温 12h。在底部冷冻的情况下,打开 Carius 管,并用 40 mL 水将管中溶液转入蒸馏瓶中。于 105~110℃ 蒸馏 50 min,用 10 mL 水吸收蒸出的 OsO_4 。用于 ICPMS(等离子体质谱仪测定)测定 Os 同位素比值。将蒸馏残液倒入 150 mL Teflon 烧杯中待分离 Re。将第一次蒸馏残液置于电热板上,加热近干。加少量水,加热近干。重复两次以降低酸度。加入 10 ml 5 mol/L NaOH,稍微加热,转为碱性介质。转入 50mL 聚丙烯离心管中,离心,取上清液转入 120 mL Teflon 分液漏斗中。加入 10 mL 丙酮,振荡 5min。萃取 Re。静止分相,弃去水相。加 2 mL 5 mol/L NaOH 溶液到分液漏斗中,振荡 2 min,洗去丙酮相中的杂质。弃去水相,排丙酮到 150 mL 已加有 2mL 水的 Teflon 烧杯中。在电热板上 50℃ 加热以蒸发丙酮。加热溶液至干。加数滴浓硝酸和 30% 过氧化氢,加热蒸干以除去残存的 Os。用数毫升稀 HNO_3 溶解残渣,稀释到硝酸浓度

为 2%。采用美国 TJA 公司生产的 TJA X-series ICP-MS 测定同位素比值。对于 Re:选择质量数 185、187,用 190 监测 Os。对于 Os:选择质量数为 186、187、188、189、190、192。用 185 监测 Re。

Ni 和 Cu 等微量元素分析在南京大学与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 ELAN9000 型的 ICP-MS。

3 测试结果和讨论

3.1 PGE 元素地球化学

大坪主要金矿脉和围岩的 PGE、Cu、Ni 和部分样品的 Au、Ag 含量及 PGE 的主要参数见表 2。从表中可见:(1)各类金矿脉的 PGE 总量 Σ PGE 均较低,为 $(3.91\sim61.64)\times10^{-9}$, 平均 25.93×10^{-9} , 与煌斑岩的 22.19×10^{-9} 相当,而高于闪长岩围岩的 $(2.79\sim4.75)\times10^{-9}$ 、黄铁矿的 10.85×10^{-9} 和白钨矿的 $(2.97\sim3.88)\times10^{-9}$; (2)绝大多数金矿石样品 IPGE(Os+Ir+Ru)富集而 PPGE(Rh+Pt+Pd)亏损型, PPGE/IPGE 多数低于 1, 为 0.03~1.18, 平均 0.595, 相似于金矿脉中黄铁矿的 0.62 和白钨矿的 0.57~0.88, 此值略高于煌斑岩的 0.18, 而远低于闪长岩围岩的相应值(7.12~15.33); (3)金矿脉的其它主要 PGE 参数如 Pt/Ir、Pd/Ir 和 Pt/Pd 均相对近似于煌斑岩,而与闪长岩围岩区别较大。

类似于稀土元素(REE)的 Eu 和 Ce 异常表达方式,可以采用如下公式计算 PGE 中 Pt 的异常值(Pt/Pt*):

$$Pt/Pt^* = \frac{Pt_N}{\sqrt{Rh_N \cdot Pd_N}}$$

式中 Pt_N 、 Rh_N 和 Pd_N 均为球粒陨石标准化值。从表 2 可见,大坪金矿脉的 Pt/Pt* 均低于 1,为 0.01~0.9, 平均 0.249, 相似于煌斑岩的 0.45, 而远低于闪长岩围岩的 1.38~1.57。

对大坪金矿不同类型金矿石和围岩样品的 PGE 测定值进行 CI 碳质球粒陨石标准化后作图(图 3), 从中可见:各金矿石及其中黄铁矿和白钨矿样品的 PGE 配分曲线相当一致,绝大多数样品出现 Pt 和 Ir 的负异常和 Ru 与 Rh 的正异常,呈较明显的 M 型配分模式,与煌斑岩岩脉的 PGE 配分模式很相似,而与闪长岩围岩的 PGE 配分模式有很大的区别,后者出现明显的 Rh 负异常,显示大坪金矿的成因和物质来源可能与喜马拉雅期煌斑岩岩脉具有亲缘关系,而与闪长岩岩体关系不大。

值得注意的是,大坪金矿几乎所有样品的 PGE 配分模式均出现明显的 Ru 正异常,与西藏等地蛇绿岩套中地幔橄榄岩中的 PGE 组成相似(夏斌等, 2001; 陈根文等, 2002), 与同处哀牢山金矿带的墨江金矿也非常相似(孙晓明等, 2006b)。前人研究显示: Ru 的含量可以用来指示岩浆中 S 是否达到饱和,因为在 PGE 中,只有 Ru 可单独与 S 形成硫

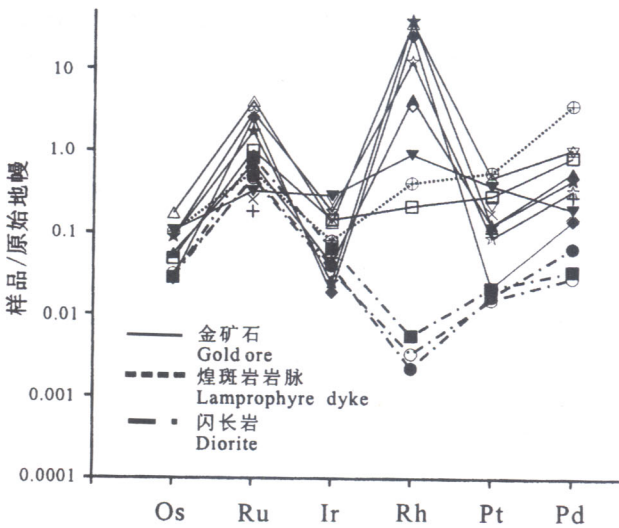


图 3 大坪金矿主要矿石和围岩 PGE 的球粒陨石标准化曲线(CI 球粒陨石 PGE 和 Au 含量据 McDonough et al., 1995)

Fig. 3 Chondrite-normalized pattern of PGE in auriferous ores and major around rocks in Daping Au deposit (The PGE of C1 chondrite after McDonough et al., 1995)

化物 RuS_2 (Barnes et al., 1985)。大坪金矿中普遍出现的 Ru 正异常可能暗示其成矿物质来源于 S 饱和的原始岩浆。

在 Pt/Pd-Ir/Pd 关系图(图 4)上, 可见大坪金矿样品主要落在地幔线上或附近, 显示其中 PGE 主要来自地幔。在 Pd/Ir-Pt/Pt* 图(图 5)上, 可见大坪金矿矿石和围岩的落点较为分散, 但主要落在部分熔融趋势内, 而相对远离结晶分异趋势, 显示该矿有关的原始岩浆可能主要是地幔岩部分熔融形成的。

在岩浆结晶分异过程中, IPGE 相对于 PPGE 为相容元素, IPGE 优先进入橄榄石等早期晶出的矿物中, 而 PPGE 主要进入残留熔体, 而在部分熔融过程中, PPGE 优先进入熔浆中, 而 IPGE 留在残留体内, 使得部分熔融形成的岩浆的原始地幔或球粒陨石配分曲线具有富集 PPGE 而亏损 IPGE 的特点, 许多地幔熔岩正具有这种 PGE 配分模式 (Lorand J P, et al., 1989; Tatsumi Y, et al., 2000)。大坪金矿中加里东期赋矿闪长岩也具有这种配分模式, 而主要金矿石的 PGE 配分曲线正好相反, 具有富集 IPGE 和亏损 PPGE 的正斜率型配分模式, 与西藏许多蛇绿岩套底部地幔橄榄岩的 PGE 配分模式相似(喻亨祥等, 2000; 夏斌等,

表 2 大坪金矿主要矿石类型和围岩铂族元素(PGE)、Ni、Cu、Au 和 Ag 含量及相关参数^①

Table 2 PGE, Ni, Cu, Au and Ag contents and relative parameters of ores and around rocks from Daping Au deposit												
样品编号	样品名称 ^②	采样位置	Os	Ru	Ir	Rh	Pt	Pd	Ni	Cu	Au	Ag
04105	闪长岩	六号金矿脉	0.096	2.482	0.128	0.002	0.119	0.259	4.71	116	200	230
04106	闪长岩		0.106	2.346	0.111	0.003	0.109	0.112	6.90	52	5.6	120
04123	煌斑岩岩脉		0.345	2.788	0.259	0.374	3.956	14.470	84.07	303	110	400
04125	闪长岩	八号金矿脉	0.096	4.158	0.208	0.005	0.151	0.135	21.25	314	4.8	350
04102	Py+Q 金矿脉	三号金矿脉	0.16	5.09	0.47	0.19	2.05	3.37	33.18	7630	/	/
04103	Cp+Q 金矿脉	五号金矿脉	0.19	3.52	0.14	3.93	0.91	2.22	65.21	30140	/	/
04113	Sc+Cp+Ga+Q 金矿脉	六号金矿脉	0.59	20.19	0.43	32.74	3.46	4.23	2.54	1.36	/	/
04114	Sc+Cp+Py+Q 金矿脉		0.30	8.71	0.08	35.17	0.90	1.80	/	/	/	/
04115-1	Cp+Q 金矿脉		0.30	14.64	0.60	11.24	0.63	1.33	8.84	23900	/	/
04115-2	Cp+Q 金矿脉		0.09	12.85	0.06	22.92	0.16	0.57	8.84	23900	/	/
04116	Cp+Py+Q 金矿脉		0.05	0.02	0.06	3.28	0.39	0.11	49.77	33270	/	/
04124	Ga+Cp+Q 金矿脉	八号金矿脉	0.36	1.63	0.93	0.83	2.75	0.78	187.49	13380	/	/
04102Py	Py	三号金矿脉	0.001	3.32	0.824	1.079	1.584	4.045	33.18	7630	/	/
04107Sc	Sc	六号金矿脉	0.001	1.286	0.532	0.068	1.286	0.707	2.42	0.58	/	/
04114Sc	Sc		0.001	0.921	0.161	0.033	0.739	1.117	2.81	7.36	/	/
原始地幔			3.4	5.0	3.2	0.9	7.1	3.9				
C1 球粒陨石			490	710	455	130	1010	550				

样品编号	Pt/Ir	Pd/Ir	Pt/Pd	Cu/Pd	PPGE /IPGE	∑PGE	Pt/Pt *	数据来源
04105	0.93	2.02	0.46	447.88	0.14	3.09	1.38	本文
04106	0.98	1.01	0.97	464.29	0.09	2.79	1.57	
04123	15.27	55.87	0.27	20.94	5.54	22.19	0.45	
04125	0.73	0.65	1.12	2325.93	0.07	4.75	1.53	
04102	4.36	7.17	0.61	2264.09	0.98	11.33	0.68	
04103	6.50	15.86	0.41	13576.58	1.83	10.91	0.08	
04113	8.05	9.84	0.82	0.32	1.91	61.64	0.08	
04114	11.25	22.50	0.50	/	4.17	46.96	0.03	
04115-1	1.05	2.22	0.47	17969.92	0.85	28.74	0.04	
04115-2	2.67	9.50	0.28	41929.82	1.82	36.65	0.01	
04116	6.50	1.83	3.55	302454.55	29.08	3.91	0.17	
04124	2.96	0.84	3.53	17153.85	1.49	7.28	0.90	
04102Py	1.92	4.91	0.39	1886.28	1.62	10.85	0.20	
04107Sc	2.42	1.33	1.82	0.82	1.13	3.88	1.55	
04114Sc	4.59	6.94	0.66	6.59	1.74	2.97	1.02	
原始地幔	2.22	1.22	1.82		1.03	23.50	1.00	McDonough et al. ,1995
C1 球粒 陨石	2.22	1.21	1.84		1.02	3345.00	1.00	

^①PGE 和 Au、Ag 的单位为 $\times 10^{-9}$, Ni 和 Cu 的单位为 $\times 10^{-6}$. “/” 示未测;
^②矿物代号: Py—黄铁矿; Cp—黄铜矿; Ga—方铅矿; Sc—白钨矿; Q—石英。

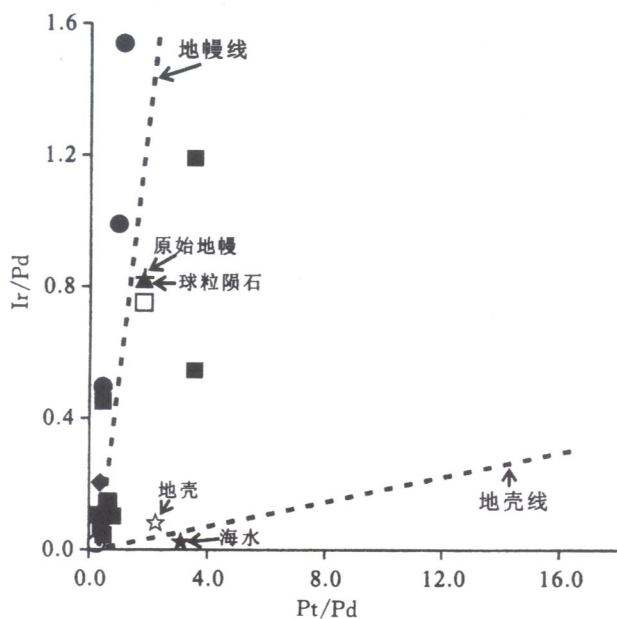


图 4 大坪金矿主要矿石和围岩 Pd/Ir 和 Pt/Pt* 图
(据 Garuti et al., 1997 改编)。图例与图 5 同
Fig. 4 Pd/Ir vs. Pt/Pt* diagram of ores and around
rocks from Daping Au deposit(modified after
Garuti et al., 1997)

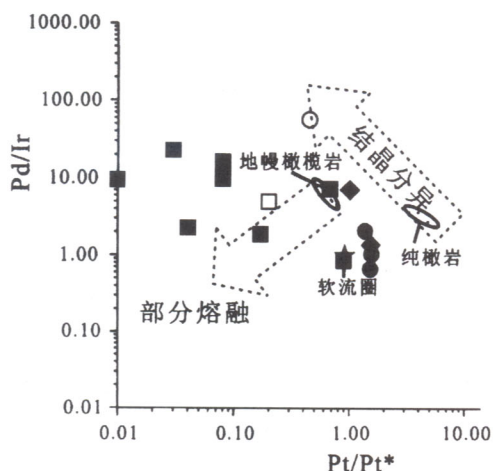


图 5 大坪金矿主要矿石和围岩 Pt/Pd-Ir/Pd 关系图
(据 Jiang et al., 2003 改编)

Fig. 5 Pt/Pd vs. Ir/Pd for ores and around rocks from
Daping Au deposit(modified after Jiang et al., 2003)
图中:●—闪长岩围岩;■—金矿石;○—煌斑岩岩脉;
◆—白钨矿;□—黄铁矿
●—diorite;■—auriferous ores;○—lamprophyre;
◆—scheelite;□—pyrite

2001; 陈根文等, 2002), 说明与大坪金矿有关的岩
浆岩如煌斑岩等可能是由经过基性岩浆抽提和交代
形成的亏损地幔再部分熔融产生的, 而加里东期闪

长岩主要由正常地幔岩部分熔融形成的, 同时也暗
示从加里东期到喜马拉雅期, 哀牢山地区的地幔性
质发生了很大的改变。

3.2 Re-Os 同位素地球化学

大坪金矿主要矿石矿物黄铁矿和白钨矿中的
Re 和 Os 含量以及¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os 和¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os 比值见
表 3。表 3 中还给出了¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os 的质谱测定精度
和由稀释法误差传递公式计算得到的含量测定精
度。所测¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os 和¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os 比值均扣除了全流
程空白。

Re-Os 同位素体系是成矿过程地壳物质混入程
度的高灵敏指示剂。在镁铁-超镁铁岩浆上涌过程中
及其在地壳岩浆房中与地壳物质, 尤其是与含硫化
物地壳发生反应, 可使其组分发生变化。由于地壳相
对富 Re, 混入越多地壳物质产生放射成因¹⁸⁷Os 含
量越高, 相应¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Re 初始比值也越高(毛景文
等, 2001)。表 3 可见, 虽然大坪金矿样品中的 Re 和
Os 含量均不高, 但 Re/Os 比值均>1, 含金黄铁矿
Re/Os 为 6.36~74.07, 而白钨矿为 121.67, 显示
成矿过程有地壳物质的加入。

为探讨 Os 同位素组成随地质时代的变化规
律, Walker 等(1989, 1994)提出利用参数 $\gamma_{Os}(t)$ 来
进行对比研究。一般说来, 由于地壳物质 Re/Os 的
比值较高, 地壳物质的加入会使地质体 $\gamma_{Os}(t)$ 趋向
高正值, 而 Re 的亏损会导致 $\gamma_{Os}(t)$ 趋向低值甚至
负值。由表 3 可见, 大坪金矿 33.55 Ma 时的 γ_{Os} 均
为高正值, 为 290.21~810.24, 平均 492.92。同
时, 计算显示大坪金矿石在 33.55Ma 时的¹⁸⁷Os/¹⁸⁸
Os (t)为 0.495~1.154, 远高于相应地质时期的球
粒陨石¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os 初始比值(0.12679), 均显示大坪
金矿在成矿过程中有来自地壳的高放射性成因¹⁸⁷Os
的加入。图 6 也显示大坪金矿样品落在地幔和地壳
演化线之间, 说明其中有地壳组分的加入。

较系统的流体包裹体研究发现, 大坪含金石英
脉中存在大量纯气相含 N₂ 的 CO₂包裹体, 同时存在
很多麻粒岩相高结晶度的石墨微粒, 显示其成矿流
体和成矿物质部分来自下地壳(熊德信等, 2006a)。
含金石英脉中白钨矿 Sr-Nd 同位素和惰性气体同
位素研究也得出了相似的结论(孙晓明等, 2006a;
熊德信等, 2006b)。因此, 我们认为大坪金矿中的
地壳组分应主要来自下地壳。

3.3 成矿意义

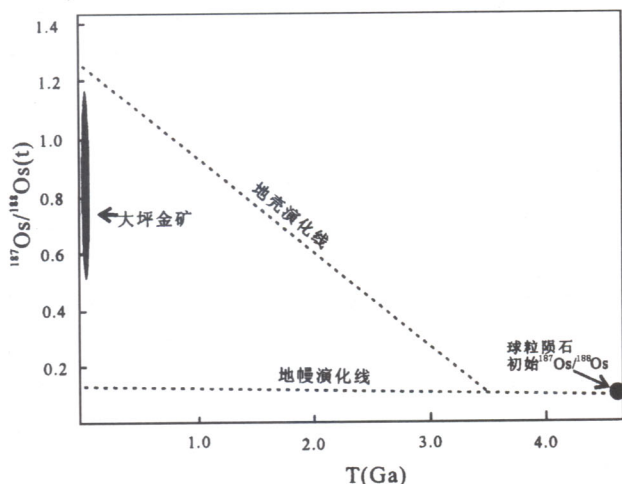
前人对大坪金矿成因和成矿流体和物质来源进

表 3 大坪金矿黄铁矿和白钨矿 Re-Os 同位素组成*

Table 3 Re-Os isotopic compositions of pyrites and scheelites from Daping gold deposit

矿物	样号	样重(g)	Re ng/g		普 Os ng/g		Os187ng/g		Re ¹⁸⁷ /Os ¹⁸⁸		Os ¹⁸⁷ /Os ¹⁸⁸		$\gamma_{Os}(t)$
			测定值	不确定度	测定值	不确定度	测定值	不确定度	测定值	不确定度	测定值	不确定度	
黄铁矿	04102	1.205	0.0406	0.0029	0.0064	0.0003	0.0005	0.0001	30.41	2.63	0.62	0.11	377.62
黄铁矿	04103	1.200	0.0736	0.0038	0.0052	0.0006	0.0005	0.0002	67.73	8.95	0.68	0.27	409.45
黄铁矿	04113	1.199	0.0655	0.0016	0.0028	0.0002	0.0003	0.0001	113.02	8.67	0.89	0.20	552.53
黄铁矿	04114	1.202	0.0277	0.0026	0.0017	0.0002	0.0002	0.0001	79.71	14.04	1.01	0.34	658.86
黄铁矿	04115	1.201	0.1414	0.0035	0.0022	0.0003	0.0002	0.0001	310.50	46.12	0.79	0.33	384.83
黄铁矿	04120	1.205	0.2118	0.0314	0.0029	0.0006	0.0003	0.0002	354.23	86.28	0.91	0.44	459.64
黄铁矿	04120-1	0.404	0.1719	0.0071	0.0048	0.0015	0.0008	0.0004	171.80	52.90	1.25	0.72	810.24
白钨矿	4107	0.399	0.0876	0.0046	0.0007	0.0002	0.0001	0.0025	528.88	153.10	0.79	26.06	290.21

注: $\gamma_{Os}(t) = \left[\frac{(^{187}Os/^{188}Os)_{\text{样品}}(t)}{(^{187}Os/^{188}Os)_{\text{球粒陨石}}(t)} - 1 \right] \times 100$; 其中 $(^{187}Os/^{188}Os)_{\text{球粒陨石}}(t) = (^{187}Os/^{188}Os)_{\text{初始值}} + (^{187}Re/^{188}Os)(e^{\lambda t} - e^{\lambda t})$, 式中, $(^{187}Os/^{188}Os)_{\text{初始值}} = 0.09531$, $^{187}Re/^{188}Os = 0.40186$, 地球形成年龄 $t = 4.558 \times 10^9 a$, ^{187}Re 的衰变常数 λ 取 $1.666 \times 10^{-11} a^{-1}$ 。

图 6 大坪金矿 $^{187}Os/^{188}Os(t)$ 组成与地质时间(T)关系

图(据 White, 2005 改编)

Fig. 6 $^{187}Os/^{188}Os(t)$ vs. T diagram of Daping gold deposit (modified after White, 2005)

行了不少研究,多数人认为该矿为喜山早期拉张构造背景下,深源地幔流体上升,和地壳浅部的大气饱和水混合,混合流体在构造作用下与加里东期闪长岩围岩发生水/岩反应,并从中或从变质基底汲取成矿物质(金世昌等,1994;胡云中等,1995;韩润生等,1997;应汉龙,1998;毕献武等,1996,1999;Burnard et al., 1999),形成的成矿流体由于温压等物理化学条件的改变导致矿石矿物的沉淀。本文的研究结果清楚地显示大坪金矿的成矿主要与地幔部分熔融形成的煌斑岩有亲缘关系,其成矿物质主要来自地幔,部分来自下地壳,而不是闪长岩围岩,因此,大坪金矿的形成可能与哀牢山金矿带的强烈

的壳幔相互作用有关。

胥颐等(2003)等根据大量地球物理资料对红河-哀牢山断裂带及其邻区的地壳和上地幔的结构进行了较为精细的研究,发现红河-哀牢山一带地壳厚度为 40km 左右,在 Moho 面附近出现明显的低速异常带,推测是本区下地壳在大规模韧性剪切作用下受到上地幔的热扰动引起的(胥颐等,2003)。沿着该断裂带的壳幔相互作用从第三纪以来一直存在,大量新生代基性岩脉的出现表明上地幔物质的上涌。距今约 33.5Ma 的喜山早期,本区在地壳拉张和强烈韧性剪切条件下,Moho 面上升,地幔物质部分熔融并上涌,形成大量煌斑岩等基性岩脉,同时发生强烈排气作用,对下地壳进行热烘烤,地幔排气形成的深源地幔流体和下地壳脱水形成的富 CO_2 流体混合,沿韧性剪切带上升,并与糜棱岩化的加里东期闪长岩围岩发生水/岩反应,局部发生流体沸腾作用,导致成矿流体物理化学条件的改变和矿石矿物的沉淀,最后在剪切带脆性构造中形成含金石英脉。

4 主要结论

大坪金矿各类金矿石的 ΣPGE 变化较大,为 $(3.91 \sim 61.64) \times 10^{-9}$, 平均 25.93×10^{-9} , Pt/Pt^* 均低于 1,为 0.01~0.9, 平均 0.249, IPGE 富集而 PPGE 亏损, PPGE/IPGE 为 0.03~1.18, 平均 0.595, 球粒陨石标准化曲线上显示 Pt 和 Ir 的负异常和 Ru 与 Rh 的正异常,呈较明显的 M 型配分模式,相似于该区喜马拉雅期煌斑岩脉的 PGE 组成,而明显区别于加里东期闪长岩围岩,显示其成矿与地幔熔融成因的煌斑岩等基性岩脉有关,成矿物质

主要不是来自闪长岩围岩。

大坪金矿矿石 PGE 的比值显示与其成因有关的岩浆岩如煌斑岩等可能是由经历了基性岩浆抽提和交代作用形成的亏损地幔部分熔融产生的,其原始岩浆中 S 已达到饱和。

大坪金矿金矿石的 Re/Os 比值均 >1 ,为 6.36~121.67。 $\gamma\text{Os}(t)$ 均为高正值,为 290.21~810.24,平均 492.92, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}(t)$ 为 0.495~1.154,远高于相应地质时期球粒陨石 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 初始比值(0.12679),显示大坪金矿在成矿过程中有来自地壳的高放射性成因 ^{187}Os 的加入。结合流体包裹体的证据,这些地壳物质主要来自下地壳。

大坪金矿的成因与该区新生代以来强烈的壳幔相互作用有关,其成矿流体主要来自地幔排气形成的深源地幔流体和下地壳脱水形成的富 CO_2 流体,韧性剪切带提供了流体运移和汇聚的通道,成矿流体与闪长岩之间的水/岩反应和沸腾作用导致物理化学条件的改变和矿质沉淀,因此,大坪金矿是典型的剪切带控矿的深源热液型金矿。

致谢 本文野外采样和资料收集得到云南元阳大坪金矿地质科、云南省地质调查院、云南省地质矿产勘查开发和武警黄金部队第十三支队的大力支持,样品分析得到南京大学成矿作用国家重点实验室陆建军教授和高剑锋老师的大力协助,谨致谢忱!

参 考 文 献

- 毕献武,胡瑞忠,何明友. 1996. 哀牢山金矿带 ESR 年龄测定及其地质意义. 科学通报, 41(4): 1301~1303.
- 毕献武, 胡瑞忠. 1999. 云南大坪金矿床矿化剂来源及其对金成矿的制约. 矿物学报, 19(1): 28~33.
- 陈根文,夏斌,梅厚均,等. 2002. 西藏路曲蛇绿岩地幔橄辉岩的贵金属元素地球化学特征. 地球化学, 31(6): 549~556.
- 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.
- 储雪蕾,孙敏,周美夫. 2002. 内蒙古林西大井铜多金属矿床矿石的铂族元素分布和物质来源. 科学通报, 47(6): 457~461.
- 董方浏,侯增谦,高永丰,等. 2005. 滇西腾冲大铜厂铜—铅—锌矿床的辉钼矿 Re-Os 同位素定年. 矿床地质, 24(6): 663~668.
- 杜安道,何红蓼,殷宁万,等. 1994. 辉钼矿的铼-钨同位素地质年龄测定方法研究. 地质学报, 68(4): 339~347.
- 韩润生,金世昌,雷丽. 1997. 云南元阳大坪改造型金矿床的成矿热液系统地球化学. 矿物学报, 17(3): 337~344.
- 何高文,孙晓明,杨胜雄,等. 2006. 东太平洋 CC 区多金属结核铂族元素(PGE)地球化学及其意义. 矿床地质, 25(2): 164~174.
- 胡云中,唐尚鹤,王海平,等. 1995. 哀牢山金矿地质. 地质出版社, 北京: 106~250.
- 蒋少涌,杨竞红,赵葵东,等. 2000. 金属矿床 Re-Os 同位素示踪与定年研究. 南京大学学报(自然科学), 36(6): 669~677.
- 金世昌,韩润生. 1994. 改造型矿床的成矿热液系统的地球化学特征——以元阳金矿床为例. 云南地质, 13(1): 17~22.
- 李胜荣,高振敏,陈南生. 1994. 试论铂族元素地球化学示踪体系. 矿物岩石地球化学通报, 1: 36~37.
- 李晓林,柴之芳,毛雪瑛. 1998. 铂族元素地球化学示踪研究——四川新街层状侵入岩体铂族元素地球化学特征. 地球物理学报, 41(增刊): 162~168.
- 毛景文,Stein H,杜安道,等. 2004. 长江中下游地区铜金(铂)矿 Re-Os 年龄精测及其对成矿作用的指示. 地质学报, 78(1): 121~131.
- 毛景文,杜安道. 2001. 广西宝坛地区铜镍硫化物矿石 982 Ma Re-Os 同位素年龄及其地质意义. 中国科学(D 辑), 31(12): 993~998.
- 毛景文,杨建民,屈文俊,等. 2002. 新疆黄山东铜镍硫化物矿床 Re-Os 同位素测定及其地球动力学意义. 矿床地质, 21(4): 323~330.
- 石贵勇,孙晓明,王生伟,等. 2006. 云南白马寨铜镍硫化物矿床 Re-Os 同位素定年及其地质意义. 岩石学报, 22(10): 2451~2456.
- 孙晓明,熊德信,石贵勇,等. 2006a. 云南大坪金矿白钨矿惰性气体同位素组成特征及其成矿意义. 岩石学报, 22(3): 725~732.
- 孙晓明,熊德信,王生伟,等. 2006b. 云南哀牢山金矿带墨江金镍矿床铂族元素(PGE)地球化学及其对矿床成因的制约. 矿床地质, 25(4): 438~446.
- 孙晓明,石贵勇,熊德信,等. 2006c. 云南哀牢山金矿带大坪剪切带型金矿 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年. 地质学报(待刊).
- 王生伟,孙晓明,石贵勇,等. 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.
- 夏斌,陈根文,梅厚均,等. 2001. 西藏吉定蛇绿岩铂族元素地球化学及其对地幔过程的制约. 中国科学(D 辑), 31(7): 578~585.
- 熊德信,孙晓明,石贵勇,等. 2006a. 云南大坪金矿白钨矿微量元素、稀土元素和 Sr-Nd 同位素组成特征及其意义. 岩石学报, 22(3): 733~741.
- 熊德信,孙晓明,翟伟,等. 2006b. 云南大坪金矿含金石英脉中高结晶度石墨包裹体: 下地壳麻粒岩相变质流体参与成矿的证据. 地质学报, 80(9): 1448~1456.
- 许成,黄智龙,刘丛强,等. 2003. 铂族元素地球化学研究评述. 地学前缘, 10(4): 520~528.
- 杨刚,杜安道,卢记仁,等. 2005. 金川镍-铜-铂矿床块状硫化物矿石的 Re-Os(ICP-MS)定年. 中国科学(D 辑), 35(3): 241~245.
- 应汉龙. 1998. 云南大坪金矿床围岩蚀变和同位素地球化学特征. 黄金科学技术, 6(4): 14~23.
- 喻享祥,夏斌,梅厚均,等. 2000. 西藏大竹卡蛇绿岩中地幔橄辉岩铂族元素分布特征. 科学通报, 45(22): 2446~2452.
- Barnes S J and Naldrett A J. 1987. Fractionation of the platinum-group elements and gold in some komatiites of the Abitibi greenstone belt, Northern Ontario. Economic Geology, 82(1): 165~183.

- Barnes S J, Couture J F, Sawyer E W, et al., 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. *Economic Geology*, 88: 1402 ~ 1418.
- Barnes S J, Naldrett A J and Gorton M P. 1985. The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas. *Chem. Geol.*, 53: 303~323.
- Bi X W and Hu R Z, 1999. Mineralizer source and its constraints on gold mineralization of the Daping gold deposit, Yunnan. *Acta Mineralogica Sinica*, 119(1): 28~33 (in Chinese with English abstract).
- Bi X W, Hu R Z and He M Y. 1996. ESR dating of Ailaoshan gold metallogenic belt and geologic significance. *Chinese Science Bulletin*. 41(18): 1546~1549.
- Burnard P G, Hu R Z, Turner G, et al. 1999. Mantle, crustal and atmospheric noble gases in Ailaoshan gold deposits, Yunnan Province, China. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63: 1595~1604.
- Chai G and Naldrett A J, 1992. Characteristics of Ni-Cu-PGE mineralization and genesis of the Jinchuan deposit, Northwest China. *Economic Geology*, 87: 1475~1495.
- Chen G W, Xia B, Mei H J, et al. 2002. Geochemical characteristics of precious metallic elements in the mantle peridotite from Luqu ophiolite, Tibet. *Geochimica*, 31(6): 549~556(in Chinese with English abstract).
- Chu X L, Sun M and Zhou M F. 2001. The platinum-group elements geochemistry in chemical geodynamics. *Acta Petrologica Sinica*, 17(1): 112~122(in Chinese with English abstract).
- Chu X L, Sun M and Zhou M F. 2002. PGE patterns of ores of the Dajing Cu-polymetallic deposit in Linxi County, Inner Mongolia: indicator to source of metallogenic elements. *Chinese Science Bulletin*, 47, 1119~1124.
- Dong F L, Hou Z Q, Gao Y F, et al., 2005. Re-Os isotopic dating of molybdenite from Datongchang copper-lead-zinc deposit in Tengchong area, Western Yunnan.
- Du A D, He H L and Yin W N, et al., 1994. The study on the analytical methods of Re-Os age for molybdenites. *Acta Geologica Sinica*, 68(4): 339~347(in Chinese with English abstract).
- Fleet M E and Stone W E. 1991. Partitioning of platinum-group elements in the Fe-Ni-S system and their fractionation in nature. *Geochim Cosmochim. Acta*, 55: 245~253.
- Fleet M E, Crocket J H and Stone W E. 1996. Partitioning of platinum group elements (Os, Ir, Pt, Pd) and gold between sulfide liquid and basalt melt. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60: 2397~2412.
- Garuti G, Fershtater G, Bea F, et al. 1997. Platinum-group elements as petrological indicator in mafic-ultrabasic complexes of the central and southern Urals: preliminary results. *Tectonophysics*, 276: 181~194.
- Han R S, Jin S C and Lei L. 1997. Geochemistry of ore-forming hydrothermal system of Daping reworked gold deposit, Yuanyang, Yunnan. *Acta Mineralogica Sinica*, 17(3): 337~344 (in Chinese with English abstract).
- He G W, Sun X M, Yang S X, et al., 2006. Platinum group elements (PGE) geochemistry of polymetallic nodules in the CC zone, Eastern Pacific Ocean. *Mineral Deposit*, 25(2): 164~174 (in Chinese with English abstract).
- Hu Y Z, Tang S C, Wang H P, et al., 1995. *Geology of Gold Deposits in Ailaoshan*. Geological Publishing House, Beijing: 106 ~ 250 (in Chinese with English abstract).
- Jiang S Y, Yang J H, Ling H F, et al., 2003. Re-Os isotopes and PGE geochemistry of black shales and intercalated Ni-Mo polymetallic sulfide bed from the Lower Cambrian Niutitang Formation, South China. *Progress In Natural Sciences*, 13(10): 788~794.
- Jiang S Y, Yang J H, Zhao K D, et al., 2000. Re-Os isotope tracer and dating method in ore deposits research. *Journal of Nanjing University (Natural Sciences Edition)*, 36(6): 669~677 (in Chinese with English abstract).
- Jin S C and Han R S. Geochemistry characteristics of metallogenic hydrothermal system of the reformed deposit -taking Yuanyang gold deposit as an example. *Yunnan Geology*, 13(1): 17~22 (in Chinese with English abstract).
- Lambert D D, Frick L R, Foster J G, et al. 2000. Re-Os isotope systematic of the Voisey's Bay Ni-Cu-Co magmatic sulfide system, Labrador, Canada: II. Implications for parental magma chemistry, orogenesis, and metal redistribution. *Econ Geol.*, 95(4): 867~888.
- Li S R, Gao Z M and Chen N S. 1994. A trial discussion on geochemical tracing system of platinum group elements. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 1: 36 ~ 37 (in Chinese).
- Li X L, Cai Z F and Mao X Y. 1998. Study of geochemical tracing of platinum group elements; the geochemical characteristics of platinum group elements in Xinjie layered intrusion, Sichuan Province. *Acta Geophysica Sinica*, 41(suppl.): 162~168 (in Chinese with English abstract).
- Lorand J P. 1989. Abundance and distribution of Cu-Fe-Ni sulfides, sulfur, copper and platinum-group elements in orogenic type spinel ilmenite massifs of Ariege (Northeastern Pyrenees, France. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 93: 50~64.
- Maier W D and Barnes S J. 2004. Pt/Pd and Pd/Ir ratios in mantle-derived magmas: a possible role for mantle metasomatism. *South African Journal of Geology*, 107: 333~340.
- Mao J W and Du A D. 2001. 982Ma Re-Os isotopic age of Cu-Ni sulphide deposit and its geological implication from Baotan area, Guangxi Province, China. *Science in China (series D)*, 31(12): 993~998.
- Mao J W, Stein H, Du A D, et al. 2004. Molybdenite Re-Os precise dating for molybdenite from Cu-Au-Mo deposits in the Middle-Lower reaches of Yangtze River belt and its implications for mineralization. *Acta Geologica Sinica*, 78(1): 121~131 (in Chinese with English abstract).

- Mao J W, Yang J M, Qu W J et al. 2002. Re-Os dating of Cu-Ni sulphide ores from Huangshandong deposit in Xinjiang and its geodynamic significance. *Mineral Deposits*, 21(4): 323~330 (in Chinese with English abstract).
- McDonough W F and Sun S-S. 1995. The composition of the earth. *Chemical Geology*, 120: 223~253.
- Naldrett A J, Asia M, Krstic S, et al., 2000, The composition of mineralization at the voisey's Bay Ni-Cu sulfide deposit, with special reference to Platinum-group elements. *Economic Geology*, 95(4): 845~865.
- Naldrett A J and Duke M. 1980. Platinum metals in magmatic sulfide ores. *Science*, 208: 1417~1424.
- Naldrett A J. 1981. Nickel sulfides deposits: classification, composition and genesis. *Econ. Geol.*, 75 Ann Vol.: 628~685.
- Pasava J, Barnes S and Vyma A. 2003. The use of mantle normalization and metal ratios in the identification of the sources of platinum-group elements in various metal-rich black shales. *Mineralium Deposita*, 38: 775~783.
- Pasava J, Vyma A, Petersen S et al., 2004. PGE distribution in massive sulfides from the PACMANUS hydrothermal field, eastern Manus basin, Papua New Guinea: implications for PGE enrichment in some ancient volcanogenic massive sulfide deposits. *Mineralium Deposita*, 39: 784~792.
- Shi G Y, Sun X M, Wang S W, et al. 2006. Re-Os isotopic dating and its geological implication of Baimazhai Cu-Ni sulphide deposit, Yunnan province, China. *Acta Petrologica Sinica*, 22(10) (in press).
- Sun X M, Xiong D X, Wang S W, et al., 2006a, Noble gases isotopic composition of fluid inclusions in scheelites collected from Daping gold mine, Yunnan Province, China, and its metallogenic significance. *Acta Petrologica Sinica*, 22(3): 725~732 (in Chinese with English abstract).
- Sun X M, Xiong D X, Wang S W, et al. 2006b, Platinum group elements (PGE) geochemistry of Mojiang Au-Ni deposit and its constraint on the ore genesis. *Mineral Deposit*, 25(3) (in press).
- Sun X M, Shi G Y, Xiong D X et al., 2006c. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Daping shear zone hosted gold deposit in Yunnan province, China. *Acta Geologica sinica* (in press).
- Tatsumi Y, Oguri K, Shimoda G, et al., 2000. Contrasting behavior of noble-metal elements during magmatic differentiation in basalts from the Cook Islands, Polynesia. *Geology*, 28: 131~134.
- Walker R J, Morgan J W, Hanski E J, et al. 1997. Re-Os systematics of Early Proterozoic ferropicrites, Pechenga complex, northwestern Russia: evidence for ancient ^{187}Os enriched plumes. *Geochim cosmochim Acta*, 61: 3145~3160.
- Walker R J, Morgan J W, Horan M F, et al., 1994. Re-Os isotopic evidence for an enriched mantle source for the Noril'sk type ore bearing intrusions, Siberia. *Geochim Cosmochim Acta*, 58: 4179~4197.
- Wang J H, Qi L, Yin A, et al., 2001, Emplacement age and PGE geochemistry of lamprophyres in the Laowangzhai gold deposit, Yunnan, SW China. *Science in China, Series D*, 44(Supp.): 146~154.
- Wang S W, Sun X M, Shi G Y, et al., 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).
- White W M. 2003. Lecture Notes of Isotope Geochemistry. <http://www.geo.cornell.edu/geology/classes/Geo656/>.
- Xia B, Chen G W, Mei H J, et al., 2001. PGE geochemistry of Jiding ophiolite in Tibet and its constraint on mantle processes. *Sciences in China, Series D*, 44(11): 1019~1028.
- Xiong D X, Sun X M, Shi G Y, et al., 2006a. Trace elements, REE and Nd-Sr isotopic compositions in scheelites and their significances for the mineralization in Daping gold mine in Yunnan province, China. *Acta Petrologica Sinica*. 22(3): 733~741 (in Chinese with English abstract).
- Xiong D X, Sun X M, Zhai W, et al., 2006b. Graphite inclusions with high crystallinity in the auriferous quartz veins from Daping gold deposit in Yunnan Province, China: evidence for involvement of metamorphic fluid from granulite-facies lower crust in the mineralization. *Acta Geologica Sinica*, 80(9): 1448~1456.
- Xu C, Huang Z L, Liu C Q, et al., 2003. Review on geochemistry of platinum group elements. *Earth Science Frontiers*, 10(4): 520~528 (in Chinese with English abstract).
- Yang G, Du A D, Lu J R et al., 2005. Re-Os isotopic age dating of Cu-Ni-PGE sulphide deposit from Jinchuan area, Gansu province, China. *Science in China(series D)*, 35(3): 241~245.
- Ying H L. 1998. The geochemistry characteristics of wallrock alteration and isotope of Daping gold deposit. *Gold Science and Technology*. 6(4): 14~23 (in Chinese with English abstract).
- Yu H X, Xia B, Mei H J et al., 2000. The distribution characteristics of PGE in mantle rocks in the Dazuka ophiolite, Tibet. *Chinese Science Bulletin*, 45(22): 2446~2452 (in Chinese).

Platinum Group Elements Geochemistry and Re-Os Isotopic Compositions of Daping Gold Deposit in Ailaoshan Gold Belt, Yunnan Province, China and Their Metallogenic Implications

SUN Xiaoming^{1,2)}, SHI Guiyong¹⁾, XIONG Dexin^{1,3)}, WANG Shengwei¹⁾, ZAI Wei¹⁾,

Qu Wenjun⁴⁾, Du Andao⁴⁾

1) Department of Earth Science, Sun Yatsen University, Guangzhou, 510275, China; 2) State Key Laboratory for Mineral Deposits Research, Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing, 210093, Jiangsu, China; 3) Zhaoqing University, Zhaoqing, 526061, Guangdong, China; 4) National Research Center of Geoanalysis, Beijing, 100037

Abstract

Concentration of platinum group elements(PGE) of various gold ores and around rocks and Re-Os isotopic compositions of major ore minerals of Daping gold deposit were analyzed by using an inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) with nickel sulfide fire assay pre-concentration and carius tube decomposing technique with acetone extracted Re method. The results show that the total PGE (Σ PGE) in the gold ores are greatly varied, varying between 3.91×10^{-9} to 61.64×10^{-9} and averaging 25.93×10^{-9} , which are similar to that of the Himalayan lamprophyre dykes(22.19×10^{-9}) and much higher than those of the Caledonian diorite around rocks ($(2.79 \sim 4.75) \times 10^{-9}$). Parameter Pt/Pt* of the gold ores are 0.01~0.9, with an average of 0.249, closing to that of the lamprophyre dykes (0.45), and much lower than those of the diorite (1.38~1.57). Chondrite normalized patterns of the gold ores show marked negative Pt and Ir and positive Ru and Rh anomalies, which are also similar to that of the lamprophyre dykes but obviously different from those of the diorite, suggesting that gold mineralization was closely related to the lamprophyre intrusion, and the ore-forming materials didn't derive mainly from the diorite. Element ratios of the PGE show that the lamprophyre dykes was formed by partial melting of a depleted mantle which had undergone extraction of mafic magma and metasomatism, and the primary magma was sulfur saturated. Re/Os ratios of the ore minerals are quite high, varying between 6.36 to 121.67, and $\gamma_{Os}(t)$ are 290.21~810.24, averaging 492.92. Besides, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}(t)$ of the ore minerals are 0.495~1.154, which are much higher than the initial $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratio of chondrite (0.12679) at the gold metallogenic age (33.55Ma), implying that crust-derived radiogenic Os might have been added during gold mineralization. PGE geochemistry and Re-Os isotopic compositions indicate that genesis of the Daping gold deposit was closely related to strong crust-mantle interaction in the Ailaoshan area since the Cenozoic era, and the ore-forming fluids was mixture of the mantle-derived fluids formed by the upper mantle degassing and the CO₂-riching fluids from the lower crust released by dehydration and roasting triggered by the rising hot mantle magma's heat. The shear zone provided channel for fluid migration and mixing, and the ore-forming fluids migrated up along micro-fractures in the shear zone, reacted with the diorite, and finally deposited the ore minerals in the brittle structures of the shear zone because of water-rock interaction and boiling. Thus, the Daping is a typical shear zone controlled mesothermal gold deposit.

Key words: Platinum group elements(PGE); Re-Os isotopic composition; Himalayan lamprophyre dyke; crust-mantle interaction; Daping gold deposit; Ailaoshan gold belt