

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*

夏 斌^{①②} 陈根文^① 梅厚均^① 郭令智^③ 肖序常^④
喻亨祥^① 漆 亮^② 王国强^① 钟志洪^①

(①中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510560; ②中国科学院地球化学研究所矿床地球化学开放研究实验室, 贵阳 550002; ③南京大学地球科学系, 南京 210093; ④中国地质科学院地质研究所, 北京 100037)

摘要 吉定蛇绿岩地幔橄榄岩 PGE 总量略高于原始地幔, 但其玄武岩比大洋中脊玄武岩中的 PGE 含量高, 且 Pd/Ir 比值明显偏低. 堆晶岩、岩墙群和玄武岩具明显 Pt 负异常和 Rh 正异常, 形成特殊的“N”型 PGE 模式, 地幔橄榄岩与壳层岩石具有相似的分布模式. 提出吉定蛇绿岩 PGE 分布与本区地幔较程度部分熔融有关, 岩浆结晶分异作用使 PGE 分异, 导致堆晶岩中 PGE 含量向上变低. 吉定蛇绿岩中 Au 高是由于后期交代蚀变的结果; Pt-Pd 分异说明两者分别受合金相和硫化物相控制; Rh 正异常可能与熔体中较高的 f_{O_2} 有关.

关键词 铂族元素 地球化学 蛇绿岩 上地幔 西藏吉定

铂族元素(PGE)在自然界主要分布在基性、超基性岩中, 全球 99% 的铂族金属产于岩浆硫化物矿床中^[1]. 由于铂族元素和金具有相似的性质, 它们常放在一起, 用来研究地幔物质的演化、核-幔分异、早期地球物质的分配、地幔过程、陨石轰击事件、玄武岩成因及含 PGE 的岩浆硫化物矿床、铬铁矿床的起源与成因^[2~6]. 近年来, 我们对雅鲁藏布缝合带蛇绿岩中的铂族元素作了系列研究^[7], 本文着重探讨吉定蛇绿岩铂族元素的地球化学及其与地幔物质过程的关系.

1 样品及分析方法

雅鲁藏布江蛇绿岩带被认为代表洋盆早期的构造背景^[8~13], 吉定蛇绿岩位于雅鲁藏布江缝合带中段, 是我国蛇绿岩剖面发育较完整的少数剖面之一(图1), 形成于早白垩世. 发育有地幔橄榄岩、堆晶岩、岩墙群、枕状玄武岩和含放射虫硅质岩. 地幔橄榄岩主要由方辉橄榄岩组成, 向下变为二辉橄榄岩, 向上变为纯橄岩, 岩石具蛇纹石化. 堆晶岩带分异明显, 下部由易剥橄榄岩、橄橄榄易剥岩及易剥辉长岩组成, 向上变为层状辉长岩和均质辉长岩. 王希斌等^[9, 10]将堆晶岩带分为: (1)底部临界带或过渡带, (2)层状杂岩带, (3)均质辉长岩带. 岩墙群由辉长辉绿岩和辉绿岩组成. 顶部为粒玄岩和枕状玄武岩. 本文研究的样品包括下部地幔橄榄岩中的

2000-12-13 收稿, 2001-02-15 收修改稿

* 国家科技攀登计划预选项目(编号 95-预-25)、国家自然科学基金(批准号: 49772109)、科学技术部“国家重点基础研究发展规划”(G1999043204)及中国科学院地球化学研究所矿床地球化学开放研究实验室资助项目

方辉橄榄岩、纯橄岩, 堆晶岩中的易剥辉长岩、辉长岩、岩墙群中的辉绿岩及上部玄武岩. 样品几乎覆盖了整个蛇绿岩剖面, 因此具有一定的代表性和完整性. 样品分析在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学开放实验室由漆亮制样分析完成. 用 Na_2O_2 碱熔分解试样, Te 共沉淀富集, 同位素稀释-ICP-MS 法测定, 所用试剂中 HCl 和 SnCl_2 均经两次 Te 共沉淀提纯, 分析仪器为 Finnigan MAT Element 型高分辨率等离子体质谱仪. 技术检测限(单位: $\times 10^{-9}$)为: Ir 0.02, Ru 0.045, Rh 0.024, Pt 0.23, Pd 0.11, Au 0.32. 分析具体过程见文献[14]. Ni, Cu, Cr 采用 ICP-MS 法测定.

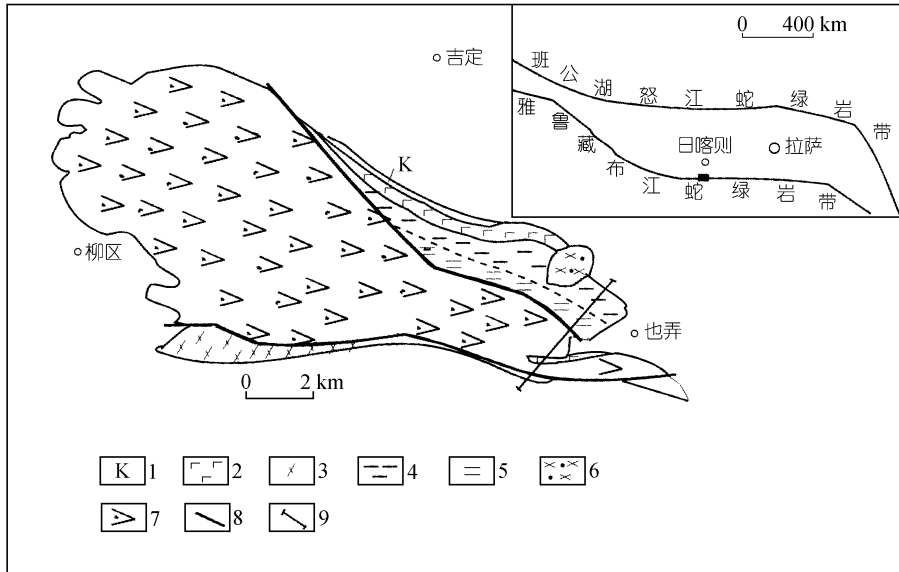


图 1 吉定蛇绿岩分布地质简图(据文献[9]改绘)

1. 白垩系地层; 2. 玄武岩; 3. 辉绿岩; 4. 岩床群; 5. 堆晶岩; 6. 辉长岩; 7. 方辉橄榄岩和纯橄岩;
8. 断层; 9. 采样剖面

2 PGE 和 Au 的含量及分布

2.1 PGE 和 Au 的含量

地幔橄榄岩: 西藏吉定蛇绿岩地幔橄榄岩 PGE, Au 含量变化较小(表 1), 与 IPGE (Ir 与 Ru) 相比, PPGE (Pt 与 Pd) 含量变化略大. PGE 总量为原始地幔(20.6×10^{-9})^[15, 16] 的 1.4~2.3 倍. Pd/Ir 为 0.67~2.49. 方辉橄榄岩和含辉纯橄岩 PGE 总量分别为 27.69×10^{-9} ~ 30.1×10^{-9} 和 46.25×10^{-9} , 两者相差 1.5 倍, 分别是原始地幔橄榄岩的 1.4 和 2.3 倍. 含辉纯橄岩与方辉橄榄岩相比, 明显富 Pd, Pt, Au.

堆晶岩: PGE 总量为 4.21×10^{-9} ~ 37.26×10^{-9} , 变化较大, 与岛湾地区蛇绿岩中的堆晶岩^[18] 相比, 后者斜方辉石岩中含有很高的 PGE, 而单斜辉石岩中的 PGE 变化较大, 被认为是造山带蛇绿岩的特征. 在 Troodos 蛇绿岩套中, 辉长岩上部 PGE 含量为 11×10^{-9} ~ 22.5×10^{-9} , 下部可达 100×10^{-9} ^[19]. 西昆仑库地蛇绿岩中辉长岩 PGE 总含量为 2.4×10^{-9} ~ 20.59×10^{-9} , 辉石岩含量为 2.37×10^{-9} ~ 23.98×10^{-9} ^[20], 与本区相似. 吉定堆晶岩在其下部形成两个相对较高的 PGE 层位, 这种现象特罗多斯杂岩中也有发现, 但后者中的 PGE 主要集中在下部铬铁矿层和

含硫化物较高的层位. 本区并没有发现铬铁矿层, 镜下也未见硫化物存在. PGE 含量在剖面上具从下向上变低的趋势, 特别是 Ir 表现最为明显, Pd, Pt, Ru 也有类似显示. 说明在堆晶岩形成过程中, 结晶分异作用对铂族元素的分异具有一定的控制. Pd/Ir 比值为 0.81~7.27; Pd/Pt 比值除 DJ-72 外, 主要集中在 0.53~2.73 之间, 绝大部分样品的 Pd/Ir 和 Pd/Pt 比值高于球粒陨石和原始地幔的比值.

表 1 吉定蛇绿岩 PGE 和 Au 含量^{a)}

		Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au	∑PGE	Cu	Ni
JD-42	方辉橄榄岩	6.49	7.98	0.98	6.90	7.75	22.39	30.10	7.58	1842.81
JD-43	方辉橄榄岩	7.60	9.81	0.96	4.55	4.77	22.52	27.69	9.35	2133.85
JD-44	含辉纯橄岩	7.01	8.70	1.02	12.10	17.42	38.15	46.25	7.43	1778.13
JD-50	单辉橄榄岩	4.41	10.99	5.94	9.29	6.63	7.01	37.26	13.89	1804.82
JD-51	辉长橄长岩	0.83	2.11	4.96	2.90	6.04	4.95	16.84	146.57	336.57
JD-52	辉长橄长岩	7.33	1.96	0.99	11.21	5.94	10.83	27.43	145.53	322.77
JD-57	暗色辉长岩	0.88	1.02	0.76	1.98	1.32	15.58	5.96	60.94	106.34
JD-59	异剥辉长岩	0.52	1.40	1.45	1.22	1.93	5.18	6.52	51.60	131.31
JD-63	异剥辉长岩	0.70	0.85	1.53	2.53	1.63	3.17	7.24	81.51	108.47
JD-66	异剥辉长岩	0.68	2.30	0.54	0.51	1.39	7.43	5.42	71.25	136.23
JD-72	异剥辉长岩	0.59	1.22	1.22	0.00	1.18	4.99	4.21	111.82	134.80
JD-80	辉绿岩	0.67	1.75	9.62	2.85	3.31	3.75	18.20	9.99	7.20
JD-81	辉绿岩	0.98	1.26	0.82	0.17	3.31	4.25	6.54	6.60	14.85
JD-83	辉绿岩	0.64	1.80	3.30	0.75	4.99	3.88	11.48	57.28	65.08
JD-84	辉绿岩	0.57	1.29	1.77	0.03	2.88	3.56	6.54	52.89	50.11
JD-85	辉绿岩	0.82	0.60	1.04	0.45	3.71	2.46	6.62	56.03	47.19
JD-111	玄武岩	0.75	1.78	1.01	0.44	2.52	2.90	6.50	16.75	9.92
JD-112	玄武岩	1.18	0.83	0.54	0.50	1.22	2.81	4.27	14.17	9.55
JD-116	玄武岩	0.86	3.19	2.97	2.80	6.26	2.42	16.08	38.48	41.89
JD-119	玄武岩	0.78	1.63	0.63	0.26	1.25	2.42	4.55	30.06	8.84
JD-122	玄武岩	0.54	1.33	0.48	0.76	0.90	4.08	4.01	56.25	45.82
JD-123	玄武岩	0.73	1.70	1.35	0.61	1.17	3.51	5.56	34.09	21.87
JD-125	玄武岩	0.63	0.54	0.81	0.16	1.37	2.86	3.51	29.63	24.95
	原始地幔	3.6	4.3	1.7	7	4	1	20.60	28	2110

a) PGE 和 Au 需 $\times 10^{-9}$, Cu, Ni 需 $\times 10^{-6}$. 原始地幔除 Pt 数据引自文献[15]外, 其它 PGE 和 Au 数据引自文献[16], Cu, Ni 数据引自文献[17]

辉绿岩和玄武岩: 辉绿岩 PGE 总量为 $6.54 \times 10^{-9} \sim 18.20 \times 10^{-9}$, 玄武岩的 PGE 总量为 $3.51 \times 10^{-9} \sim 16.08 \times 10^{-9}$. 两者含量相近. 与已发表的玄武岩资料相比, 本区玄武岩 PGE 含量明显偏高. Hymlyn 等^[21]的 40 个 MORB 样品平均 $\sum \text{PGE} < 3 \times 10^{-9}$, 其中 $\text{Pd} < 0.83 \times 10^{-9}$, $\text{Ir} < 0.02 \times 10^{-9}$. 而更接近科马提岩的含量 ($\text{Ir} 0.6 \times 10^{-9} \sim 3.0 \times 10^{-9}$, $\text{Ru} 0.8 \times 10^{-9} \sim 3.6 \times 10^{-9}$, $\text{Pd} 8.2 \times 10^{-9} \sim 24 \times 10^{-9}$ ^[22]). 辉绿岩的 Pd/Ir 比值为 3.37~7.79, Pd/Pt 为 1.16~96. 玄武岩的 Pd/Ir 比值为 1.03~7.28, 比大洋中脊玄武岩的 Pd/Ir 比值 41^[20]低得多. 玄武岩 Pd/Pt 比值为 1.18~8.56.

此外, 吉定蛇绿岩不同岩性层中金含量均异常地高, 而且含量稳定, 不同岩石中金含量变化不大. 蛇绿岩中不同岩性层具有不同的 PGE 含量, 地幔橄榄岩 PGE 含量最高, 堆晶岩次之, 辉绿岩和玄武岩中最少.

2.2 PGE 分布模式

利用球粒陨石标准化后的 PGE 按铂族元素熔点从高到低的顺序投点(图 2), 地幔橄榄岩的 PGE 分布模式, 呈不规则的 U 型. 与原始地幔橄榄岩的平坦分布模式不同. 橄榄岩样品间的

IPGE 值非常接近, 在标准化模式图中分布较为集中. 相比之下, 样品之间的 PPGE 值差异较大, 纯橄岩比方辉橄岩明显富 PPGE, $(Pd/Ir)_N$ 值为 0.56~2.24. $(Pd/Pt)_N$ 值为 1.83~2.52; 铂异常 $[Pt/Pt^* = Pt_N / \sqrt{Rh_N \times Pd_N}]^{[21]}$ 为 0.79~1.07, 以负异常为主. 辉长岩和辉绿岩的 PGE 分布模式具有一定的相似性, 呈“N”型, 这种分布型式在其他地区可见于铬铁矿、部分蛇绿岩套中的硫化物、科马提岩、Bushveld 杂岩的边缘带和主带、Stillwater 层状侵入岩的底带的铬铁矿层等^[22]. Troodos 蛇绿岩套中的含硫化物辉长岩也具有类似的 PGE 分布模式^[19]. 辉长岩的 $(Pd/Ir)_N$ 为 0.73~6.59, 除一个样品外, 其余样品均大于 1, 反映模式曲线为正斜率型; Pt/Pt^* 为 0.19~2.37, 除一个样品外, 其余的均为负异常. 辉绿岩中 PGE 的几个特征元素比值与辉长岩相似, 但铂异常明显得多, 表现在 Pt/Pt^* 比值更低, 为 0.01~0.18. 几类岩石都具有相似 PGE 的分布模式, 与地幔橄橄榄岩相比, 其他几类岩石具有更大斜率的分布模式, 且元素间的变化更大.

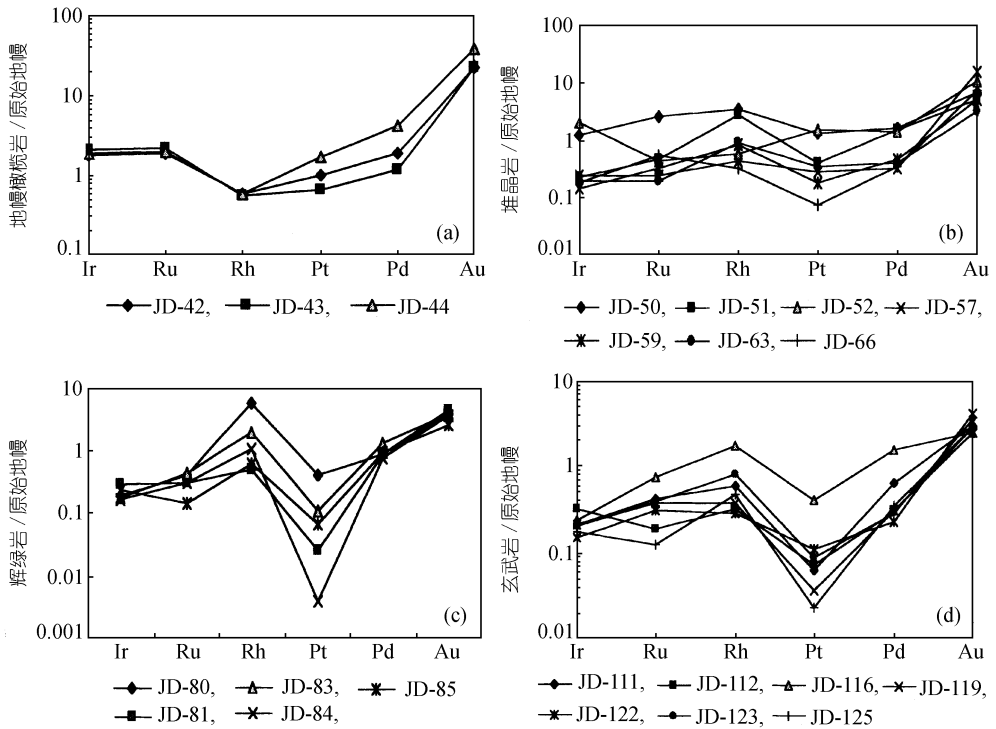


图 2 吉定蛇绿岩 PGE 分布模式
(a) 橄橄榄岩; (b) 堆晶岩; (c) 辉绿岩; (d) 玄武岩. 图下编号同表 1

3 讨论

3.1 上地幔部分熔融对 PGE 分异的影响

吉定蛇绿岩 3 个地幔橄橄榄岩样品 CaO 的含量分别为 0.1%, 0.01%, 0.5%, Al_2O_3 的含量分别为 0.14%, 0.09%, 1.63%. 说明为经较高程度部分熔融后残留的强亏损地幔. 结合吉定蛇绿岩内地幔橄橄榄岩和玄武岩中稀土元素的含量特征, 两者均表现为 LREE 亏损, 两种岩石的

(La/Yb)_N 分别为 0.47 和 0.39. 橄榄岩中 La 含量为 $0.02 \times 10^{-6} \sim 0.10 \times 10^{-6}$, ΣREE (不包括 Y)为 $0.57 \times 10^{-6} \sim 1.03 \times 10^{-6}$; 玄武岩中 La 含量为 $2.49 \times 10^{-6} \sim 3.10 \times 10^{-6}$, ΣREE (不包括 Y)为 $35.40 \times 10^{-6} \sim 61.26 \times 10^{-6}$, 也能说明本区上地幔曾发生较高级度的部分熔融. 而吉定蛇绿岩地幔橄榄岩中亏损 Rh, 而壳层岩石中富集 Rh, 两者呈互补的关系, 从一定程度上说明 PGE 与上地幔部分熔融有关, Rh 的这种特征还将在后面作进一步的讨论.

吉定蛇绿岩地幔岩的 PGE 分布模式略具正斜率, 如果不考虑 Rh, 上部堆晶岩、岩墙群和熔岩具有与下部地幔橄榄岩相似的 PGE 分布型式(图 2). 说明侵入岩整体继承了地幔橄榄岩的 PGE 组成, PGE 分布与上地幔部分熔融有关. 而熔岩具较高的 PGE 总量和较低 Pd/Ir 比值的正斜率型 PGE 分布模式, 与 MORB 强烈的陡倾斜型式不一致, 而与科马提岩具有相似的分布型式^[22], 后者被认为是上地幔高度熔融的产物.

大量研究认为, 地幔中大部分 PGE 是以硫化物形式存在的^[3, 21, 23]. 在本区的橄榄岩和堆

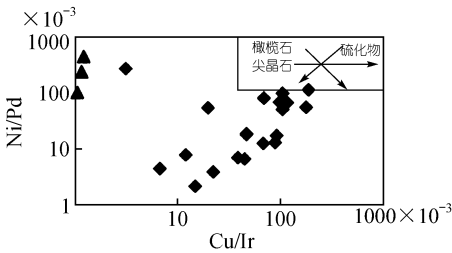


图 3 吉定蛇绿岩的 Ni/Pd 对 Cu/Ir 图解
箭头方向表示不同矿物分异方向^[12], 图中三角形为
橄榄岩样品, 其他为堆晶岩、辉绿岩和玄武岩

晶岩中均未发现硫化物存在, 表明熔岩中硫未达到饱和状态. 一些间接证据显示, 硫化物确实对 PGE 分布有控制作用, 如在堆晶岩下部存在一亲硫元素铜含量较高的层位, 同时也是 PGE 富集的层位, 如 JD-50、JD-52 样品. 利用 Ni/Pd-Cu/Ir 图解(图 3)可以说明控制 PGE 分布的主要地质因素, 从图中可以看出, 样品明显沿硫化物分异方向分布, 说明岩浆分异过程中, PGE 是受硫化物控制的.

目前普遍接受这样的观点, PPGE 主要以低温硫化物的形式存在, 而 IPGE 以 Os-Ir-Ru 合金或高温硫化物的形式与尖晶石共存^[24]. 因此当熔融程度较低时, PPGE 与一些含铜硫化物一起进入熔体中, 而 IPGE 残留下来, PPGE 与 IPGE 分离, 在残余地幔橄榄岩中形成负斜率的 PGE 分布模式, 而玄武岩中则形成低 PGE 含量, 具正陡倾斜的 PGE 分布模式. 这种现象显然与本区橄榄岩、上部岩墙群及熔岩的分布模式不符(图 2), 因为本区地幔橄榄岩的 PGE 分布模式除一个样品具负斜率分布外, 另两个样品均呈正斜率分布. 熔岩的 PGE 分布模式虽呈正斜率分布, 但 Pd/Ir 比值远小于一些典型蛇绿岩中的熔岩所具有的 Pd/Ir 比值, 如 Troodos 蛇绿岩套中枕状熔岩中 Pd/Ir 比值达 90~160^[21]. 当熔融程度很高、并快速熔融时, 难溶的 Os-Ir-Ru 合金或高温硫化物与低温硫化物一起熔融, 使相容元素和不相容元素一起进入熔体, 其结果就会使壳层岩石 PGE 含量较高, 且不会出现 MORB 那样的陡倾斜模式. 同时使橄榄岩与壳层岩石具相似的 PGE 分布模式. 这一点还可以从本区蛇绿岩中 Cu, Ni 的含量特征得到进一步说明, 由于 Ni 在地幔过程中, 表现为相容元素的特征, 而 Cu 为不相容元素. 因此, 通常情况下, 在地幔部分熔融过程中, 随熔融程度的增加, Cu 进入熔体中, 地幔残余体中硫化物含量越来越少, 地幔亏损 S, Cu, 而富 Ni. 本区的情况不一样, 橄榄岩中 Ni 与 Cu 都出现亏损. 其 Cu 含量为 $7.43 \times 10^{-6} \sim 9.35 \times 10^{-6}$, 仅相当于原始地幔(28×10^{-6})的四分之一到三分之一. Ni 的含量($1778.13 \times 10^{-6} \sim 2133.85 \times 10^{-6}$, 平均 1918.26×10^{-6})也较低. Cu, Ni 间的正相关关系, 也暗示部分熔融过程中, Cu 和 Ni 是一起被带出的, 同时也表明两个元素在地质过程中是受同一地质作用控制的. 引起这现象的原因是上地幔经历过较高级度的部分熔融时, Ni 开始进入熔体中,

从而使地幔岩中也亏损 Ni, 但 Ni 的亏损程度较 Cu 低.

3.2 岩浆分异对 PGE 分异的影响

本区堆晶岩与辉绿岩墙相比, PGE 总量较高, PGE 在堆晶岩中具从下向上减少的趋势. 在本区堆晶岩的下部单辉橄榄岩和辉长橄长岩中出现 PGE 明显变富的现象, 反映出辉长岩在结晶分异过程中, PGE 之间发生过分离. 这在 Troodos 蛇绿岩中的堆晶岩内也有类似现象^[19], 这种分异作用主要是受硫化物和铬尖晶石分异形成的, 如本区分别在堆晶岩下部含铬尖晶石较高和含铜高的两个层位中 PGE 含量较高. Troodos 蛇绿岩中的堆晶岩中 PGE 分布更为明显, 凡是出现铬铁矿的层位, PGE 含量一般都高^[19].

3.3 Au 富集及 Rh, Pt 亏损

吉定蛇绿岩中 Rh 的分布特征有些特别, 在橄榄岩中表现为负异常, 在堆晶岩、岩墙群和玄武岩中为正异常, 两者呈互补关系. 推测 Rh 的分异是发生地幔部分熔融过程中产生的抽提作用形成的. Rh 的化学性质介于 PPGE 与 IPGE 之间, 在 Barnes 等^[22]的分类中, Rh 属于 PPGE. Amosse 等^[24]及 Gueddari 等^[25]通过对 PGE 在硅酸盐中溶解度的研究, 再现了 Rh 的双重性, 在 1430℃, 当 $f_{O_2} < 10^{-7}$ bar 时, Rh 表现出 PPGE 的性质; 当 $f_{O_2} > 10^{-7}$ bar 时, Rh 变为三价, 易于进入尖晶石晶格中. 这与 Capobianco 等^[26]的结论是一致的, Capobianco 等通过实验证实 Rh 与尖晶石具有很好的地球化学亲合性, Rh 在尖晶石/流体中的分配系数达 90. 本区堆晶岩下部单辉橄榄岩和辉长橄长岩中分别含 Rh 5.94×10^{-9} 和 4.96×10^{-9} , 明显高于其上部辉长岩中的含量. 进一步证明了 Capobianco 等的实验结果. 但这还不能有效地解释整个堆晶岩、岩墙群和玄武岩中明显的正 Rh 异常. Maier 等^[27]在研究 Bushveld 杂岩中 PGE 分布模式时, 通过控制不同的物质组成、一硫化物比例、硫化物含量等因素进行模拟, 得出了一系列堆晶岩的 PGE 分布模式, 当硫化物中一硫化物固熔体比例超过 80% 时, 在硅酸岩和铬铁矿岩中均出现 Rh 正异常和 Pt 负异常, PGE 分布模式与本区堆晶岩相似, 这也间接说明 f_{O_2} 对 Rh 形成的影响. 在目前对 Rh 有限的了解基础上, 认为本区熔岩中的正 Rh 异常是在快速高熔融程度、较高 f_{O_2} 条件下, Rh 与 Pd 等进入低温硫化物被熔融体带出的, 从而在几类岩石中形成 Rh 与 Pd 的富集. 熔岩中 Rh 与 Ir 的反相关关系, 而 Rh 与 Pd 具明显的正相关关系(图 4), 也说明 Rh 与 Pd 具有相似的地球化学性质.

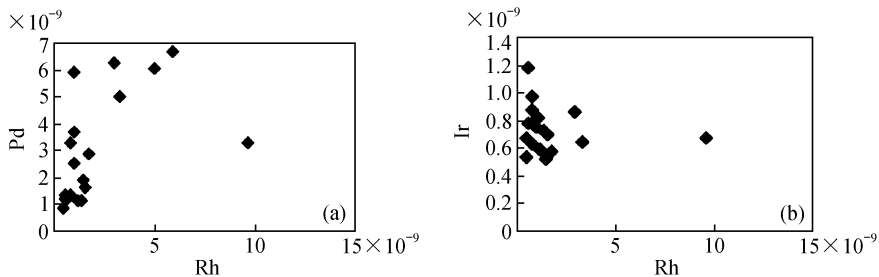


图 4 吉定蛇绿岩壳层岩石 Rh 与 Pd, Ir 间的相关关系

吉定蛇绿岩不论是地幔橄橄榄岩, 还是洋壳岩石, 均具明显 Au 异常, 各种岩石中 Au 含量相近, Au 与其他 PGE 的相关性普遍较差, 说明 Au 具有与其他 PGE 不一致的独立来源. 暗示 Au 是由于外来的含金流体对岩石交代的结果, 这种交代很可能源于后期交代蚀变作用, 野外观察发现岩石具蛇纹石化, 本次研究虽未对蛇纹石化对 PGE 迁移的影响作专门工作, 但从一些

蛇纹石化较强的样品 PGE 含量较稳定的情况分析, PGE 在蛇纹石化过程中保持相以稳定. 前人研究^[4, 18, 22]也表明, 交代蚀变作用不会导致 PGE 迁移, 但可以使金活化转移.

地幔橄榄岩中铂的负异常与铂的特殊性质有关, 研究表明, Pt 在合金 / 硫化物熔体的分配系数是 Pd 的 1000 倍^[2], 当合金 - 硫化物共存时, Pt 强烈进入合金相, 而从熔体中分离出来的硫化物富 Pd, 地幔部分熔融过程中导致两者在壳层岩石中发生分离和 Pt 的普遍亏损.

4 结论

通过前面的分析, 可以得出以下几点结论: (1)吉定蛇绿岩地幔橄榄岩 PGE 总量略高于原始地幔, 但其玄武岩比大洋中脊玄武岩中的 PGE 含量高, 且 Pd/Ir 比值明显偏低. 蛇绿岩中金含量普遍较高, 在堆晶岩、岩墙群和玄武岩中, 具 Pt 负异常和 Rh 正异常; 地幔橄榄岩与壳层岩石具有相似的分布模式; (2)吉定蛇绿岩 PGE 分布与本区地幔较高程度部分熔融有关; (3)吉定蛇绿岩中 Au 高是由于后期交代蚀变的结果; Pt-Pd 分异说明两者分别受合金相和硫化物相控制; Rh 正异常可能与熔体中较高的 f_{O_2} 有关; (4)堆晶岩结晶分异作用使 PGE 分异, 导致堆晶岩中 PGE 含量向上变低.

致谢 在写作过程中, 徐义刚研究员曾提出过许多宝贵意见, 在此特表感谢.

参 考 文 献

- 1 Naldrett A J, Duke J M. Platinum mentals in magmatic sulfide ores. *Science*, 1980, 208: 1417~1424
- 2 Fleet M E, Crocket J H, Lin M H et al. Laboratory partitioning of platinum-group elements and gold with application to magmatic sulfide-PGE deposits. *Lithos*, 1999, 47: 127~142
- 3 Lorand J P. Fractionation of PGE and gold in the upper mantle: adetailed study in Pyrenean orogenic lherzolites. *J Petrol*, 1999, 40: 957~981
- 4 徐义刚, Orberger B, Reeves S J. 上地幔铂族元素的分异——吉林汪清橄榄岩包体提供的证据. *中国科学, D 辑*, 1998, 28(3): 201~207
- 5 Chou M F, Sun M, Keays R R et al. Controls on platinum-group elemental distributions of podiform chromitites: a case study of high-Cr and high-Al chromiform Chinese orogenic belts. *Geochim Cosmochim Acta*, 1998, 62: 677~688
- 6 Pattou L, Lorand J L, Gros M. Non-chondritic platinum-group element ratios in the earth's mantle. *Nature*, 1996, 379: 712~715
- 7 喻亨祥, 夏 斌, 梅厚均, 等. 西藏大竹卡蛇绿岩中地幔橄榄岩 PGE 分布特征. *科学通报*, 2000, 45(22): 2446~2452
- 8 肖序常. 藏南日喀则蛇绿岩及有关的大地构造问题. 见: 李光岑, J L 麦尔西叶, 主编. 中法喜马拉雅考察成果. 北京: 地质出版社, 1980. 143~168
- 9 王希斌, 鲍佩声, 邓万明, 等. 西藏蛇绿岩. 北京: 地质出版社, 1987. 2~29
- 10 王希斌, 曹佑功, 郑海翔. 西藏雅鲁藏布江(中段)蛇绿岩组合层序及特提斯洋壳演化的模式. 见: 中法喜马拉雅考察成果, 1980. 北京: 地质出版社, 1984. 115~143
- 11 夏 斌, 王国庆, 钟富泰, 等. 喜马拉雅及邻区蛇绿岩和地体构造图说明书. 兰州: 甘肃科学出版社, 1993. 10~26
- 12 夏 斌, 郭令智, 施央申. 西藏南部蛇绿岩及其地体构造. 广州: 中山大学出版社, 1998. 79~83
- 13 毕 华, 王中刚, 王元龙, 等. 西昆仑造山带构造-岩浆演化史. *中国科学, D 辑*, 1999, 29(3): 297~302
- 14 漆 亮, 胡 静. 等离子体质谱法快速测定地质样品中的痕量铂族元素和金. *岩矿测试*, 1999, 18: 267~270
- 15 Sun S S, Wallace D A, Hoatson D M, et al. U se of geochemistry as a guide to platinum group element poential of mafic-ultramafic rock: examples from thewest pilbara block and halls creek mobile zone, Western Australia. *Prec Res*, 1991, 50: 1~35

- 16 Brügmann G E, Arndt N T, Hofmann A W, et al. Noble metal abundances in komatite suites from Alexo, Ontaio, and Gorgona Island, Colombia. *Geochim Cosmochim Acta*, 1987, 51: 2159~2169
- 17 Sun S S. Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle. *Geochim Cosmochim Acta*, 1982, 46: 179~192
- 18 Edward S J. Harzburgites and refractory melts in the Lewis Hill massif, Bay of Islands ophiolite complex: The base-metals and precious-metals story. *Canadian Mineralogist*, 1990, 28: 537~552
- 19 Hazel M P Richard A L. Platinum and palladium in the Troodos ophiolite complex, Cyprus. *Canadian mineralogist*, 1990, 28: 607~617
- 20 王志洪, 侯泉林, 李继亮, 等. 西昆仑蛇绿岩铂族元素初步研究. *科学通报*, 1999, 44: 1676~1680
- 21 Hamlyn P R, Keays R R, Cameron W E. Precious metals in magnesian low-Ti lavas: implications for metallogenesis and sulfur saturation in primary magmas. *Geochim Cosmochim Acta* 1985, 49: 1797~1811
- 22 Barnes S J, Naldrett A J, Gorton M P. The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas. *Chem Geol*, 1985, 53: 303~323
- 23 Mecher F G, Thalhammer TV. The giant chromite deposits at Kempirsai, Ural: constraints from trace element(PGE, REE) and isotope data. *Mineralium Deposta*, 1999, 34: 250~272
- 24 Amosse J. Analytical determination of PGE in geological samples by EAA and ICP-MS. *Int. Symp. on Mineralisation related to Mafic and Ultramafic Magmatism. Orléans 1-3, Sept, 1993(abstract)*
- 25 Gueddari K, Pioule M, Amosse J. Differentiation of platinum-group elements(PGE) and of gold during parting of peridotites in the Iherzolitic massif of the Berico-Rifean rifean range (Ronda and Beni Bousera). *Chem Geol*, 1996, 134: 181~197
- 26 Capobianco C J, Drake M J. Partitioning of ruthenium, rhodium, palladium beteewn spinel and silicate melt and implications for platinum group element fractionation trends. *Cosmochim Acta*, 1990, 54: 869~874
- 27 Maier W D, Barnes S -J. Platinum-group elements in silicate rocks of the Lower, Critical and Main Zonest at Union section, western Bushveld complex. *J Petrol* 1999, 40: 1647~1671