

doi: 10.13745/j.esf.2015.02.014

# 超基性岩红土风化壳中铂族元素(PGE)的地球化学特征及其表生行为:来自印尼与中国不同气候环境红土剖面的对比研究

付 伟<sup>1,2</sup>, 黄小荣<sup>2</sup>, 杨梦力<sup>2</sup>, 张亚倩<sup>2</sup>, 牛虎杰<sup>3</sup>

1. 桂林理工大学 隐伏金属矿产勘查广西重点实验室, 广西 桂林 541004

2. 桂林理工大学 地球科学学院, 广西 桂林 541004

3. 金川集团股份有限公司, 甘肃 金昌 737100

FU Wei<sup>1,2</sup>, HUANG Xiaorong<sup>2</sup>, YANG Mengli<sup>2</sup>, ZHANG Yaqian<sup>2</sup>, NIU Hujie<sup>3</sup>

1. Guangxi Key Laboratory of Hidden Metallic Ore Deposits Exploration, Guilin University of Technology, Guilin 541004, China

2. College of Earth Sciences, Guilin University of Technology, Guilin 541004, China

3. Jinchuan Group, Jinchang 737100, China

**FU Wei, HUANG Xiaorong, YANG Mengli, et al. Geochemical behavior of Platinum Group Elements (PGE) during the laterization process of the ultramafic rock: A comparative study of two laterite profiles under different climate conditions from Indonesia and China. *Earth Science Frontiers*, 2015, 22(2): 160-173**

**Abstract:** To study the geochemical characteristics and evolution of PGE during the laterization of the ultramafic rock, the Kolonodale profile from Indonesia and Yuanjiang profile from China were selected as the comparative studying targets. Our work revealed that the PGE supergene enrichment are apparent in both two laterite profiles, and the enrichment factors relative to parent rocks are 5.42 (Kolonodale profile) and 6.52 (Yuanjiang profile) individually. This PGE enrichment effect is closely associated with the laterization degree of the weathering product. However, the vertical distribution pattern of PGE is different in these two cases, showing “dumb bell”-like shape in the Kolonodale profile and “inverted spoon”-like shape in the Yuanjiang profile. Geochemical evidence indicated that chromite minerals are the original source of PGE in the laterite crust, and the geochemical behavior of PGE is highly consistent with Fe and Cr, which show typical residual concentration during the laterization process. This mechanism led to PGE enrichment in the upper part of the laterite crust. Furthermore, climate constrained the laterization degree of the ultramafic rock, and then influenced the concentration and behavior of PGE during weathering. For the Kolonodale profile, PGE may have undergone more migration and redistribution in the laterite crust due to the higher laterization degree, leading to one more PGE concentration segment occurring in the lower part of the laterite crust. Our work further confirmed that Pd and Os are more mobile in the intensively weathered crust, and they may show relatively high differentiation with Pt, Ir, Ru and Rh. Except this, the internal differentiation of PGE was not significant in general during the ultramafic rock laterization.

**Key words:** PGE; geochemical behavior; laterite crust; ultramafic rock; climate condition

**摘 要:**选择印度尼西亚苏拉威西岛 Kolonodale 地区和中国云南省元江地区的两处红土剖面为研究对象,对比研究不同气候环境下 PGE 在超基性岩红土风化壳中的地球化学特征及其表生行为。测试数据表明,PGE

收稿日期:2013-09-13;修回日期:2014-03-24

基金项目:国家自然科学基金青年基金项目(41102051);广西自然科学基金项目(2012GXNSFAA053187,桂科青 0991083);广西重点实验室建设项目(11-031-20,12-071-20);桂林理工大学“八桂学者”项目

作者简介:付 伟(1980—),男,博士,副教授,主要从事矿床地质学及地球化学方向的教学与科研工作。E-mail:fuwei@glut.edu.cn

在两例红土剖面中都表现出了不同程度的表生富集效应,相对于基岩的最大富集系数分别达 5.42 (Kolonodale 剖面)和 6.52 (元江剖面),并且 PGE 在风化产物中的富集系数与样品的红土化强弱指标(S/SAF 值)关系密切。但 PGE 在两例剖面中的垂向分布特征明显不同,它们的含量曲线分别呈“哑铃状”(Kolonodale 剖面)和“倒勺子状”(元江剖面)。地球化学证据指示,风化壳中的 PGE 主要源自基岩中的铬铁矿,它在超基性岩红土化过程中的表生行为与 Fe 和 Cr 等元素高度一致,显示出残余富集的习性。这种机制导致了 PGE 富集段出现在元江和 Kolonodale 风化壳剖面的上部(红土层)。此外,气候环境通过制约基岩的红土化程度来对 PGE 的表生行为产生影响。Kolonodale 剖面的红土化程度高于元江剖面,PGE 在强烈红土化作用下会在风化壳内部发生迁移再分配,这是导致在 Kolonodale 剖面的腐岩层中也出现 PGE 富集现象的可能机制。研究进一步证实,Pd 和 Os 在红土化程度较高的风化壳中活动迁移性较强,它们会与 Pt、Ir、Ru 和 Rh 等元素发生相对明显的内部分异。除此之外,在超基性岩红土化过程中 IPGE 与 PPGE 之间或 PGE 内部各单项元素之间的内部分异现象并不显著。

**关键词:** 铂族元素;地球化学行为;红土风化壳;超基性岩;气候背景

**中图分类号:** P618.53;P595 **文献标志码:** A **文章编号:** 1005-2321(2015)02-0160-14

PGE(铂族元素)在地壳中平均丰度最高的岩类非超基性岩莫属。长期以来,有关超基性岩中 PGE 地球化学和矿物学的研究一直被地学界高度关注,前人在超基性岩中 PGE 的元素地球化学演化、地质作用示踪意义以及富集成矿机制等领域上都取得了大量研究进展<sup>[1-11]</sup>。然而,前人研究超基性岩中的 PGE 多侧重于探讨它的内生地质作用过程,而对于它的外生地质作用过程缺少足够的关注。为寻找隐伏的 PGE 矿床,前人从勘查地球化学的角度出发,对一些产在超镁铁质混杂岩体上的风化土壤层进行了分析,这些工作揭开了 PGE 表生地球化学研究的序幕<sup>[12-13]</sup>。此后,一些学者又对一些典型基性-超基性岩风化壳中的 PGE 地球化学分布、表生行为以及载体矿物等科学问题开展了探讨<sup>[14-24]</sup>。尽管现有的研究积累还非常薄弱,但上述研究对于指导 PGE 矿床勘查和理解 PGE 表生地质演化具有重要的意义。

众所周知,元素的表生分布、赋存状态以及地球化学行为等与气候环境密切相关,PGE 亦不例外。Fletcher 等<sup>[15]</sup>报道,在温带气候条件下的加拿大 Tulameen 地区,在超镁铁质混杂岩的风化壳中,Pt 可以从铂族元素矿物中释放出来,以溶液或胶体的形式迁移,最后在有机质含量高的渗透土中沉淀富集下来。Gray 等<sup>[24]</sup>报道在热带干旱半干旱气候条件下的西澳大利亚,Pt 和 Pd 在风化过程中呈残留富集,其中 Pt 主要与赤铁矿共生,而 Pd 主要被富铝针铁矿富集;Ndjigui 等<sup>[20-22]</sup>报道在热带雨林气候环境下的喀麦隆 Lomié 地区,超基性岩红土风化壳剖面中 PGE 的富集主要与铁氧化物的发育相关,两者间存在明显的正相关关系。刘英超等<sup>[23]</sup>报道在亚热

带季风气候区的中国云南地区,PGE 在红土风化壳中的含量随着红土化程度增强而增高。可见,在不同的气候环境下,PGE 在超基性岩红土风化壳中的分布和地球化学行为表现出明显的多样性和复杂性。

为进一步认识不同气候环境对超基性岩红土化过程中 PGE 地球化学行为的影响,本文选取发育在热带雨林气候环境下的印度尼西亚苏拉威西岛 Kolonodale 地区的红土风化壳剖面(以下简称 Kolonodale 剖面),以及发育在亚热带季风气候背景下的中国云南省元江地区的红土风化壳剖面(以下简称元江剖面)作为研究对象,在详细分析这两个典型超基性岩红土剖面 PGE 地球化学特征的基础上,对比它们的 PGE 分布规律与地球化学行为,进而探讨气候环境对 PGE 表生地质演化的影响。

## 1 研究区气候与地质背景

### 1.1 Kolonodale 红土剖面

Kolonodale 剖面发育在印度尼西亚苏拉威西岛,具体地理位置是在中苏拉威西省东部沿海的 Kolonodale 地区。该地区属海岛型热带雨林气候,气候环境炎热、多雨,有一定的干湿气候交替,年平均气温为 25~27℃,年降水量 2 500 mm 以上。研究剖面所在地区海拔较低,最高海拔不超过 350 m,多低山平台、山脊、山前丘陵等地貌,排水通畅。

在地质背景上,Kolonodale 红土风化壳的基岩是蛇纹岩。该岩类在区域上多与橄榄岩、二辉橄榄岩和不同蛇纹岩化程度的超基性岩类混杂发育,被认为是东苏拉威西蛇绿岩构造带的组成部分。东苏拉威西蛇绿岩构造带的发育时代为晚白垩世—古近

纪,是太平洋板块向欧亚板块俯冲侵位作用的产物<sup>[25]</sup>。在整个苏拉威西岛东部地区,由于长期遭受热带雨林气候的强烈风化作用,蛇绿岩带内超基性岩体之上普遍发育了厚层的红土风化壳<sup>[26]</sup>。在Kolonodale 地区,蛇纹岩之上的红土风化壳表现出明显的岩相分带<sup>[27-28]</sup>,具有明显的红土层(紫红色红土层,土黄色红土层)和腐岩层的二元结构。其中,红土层矿物成分以赤铁矿、针铁矿为主,含少量石英和铬铁矿等,底部出现硅质网脉。腐岩层矿物成分以蛇纹石为主,风化裂隙中多见硅镁镍矿脉(图 1a)。

1.2 元江红土剖面

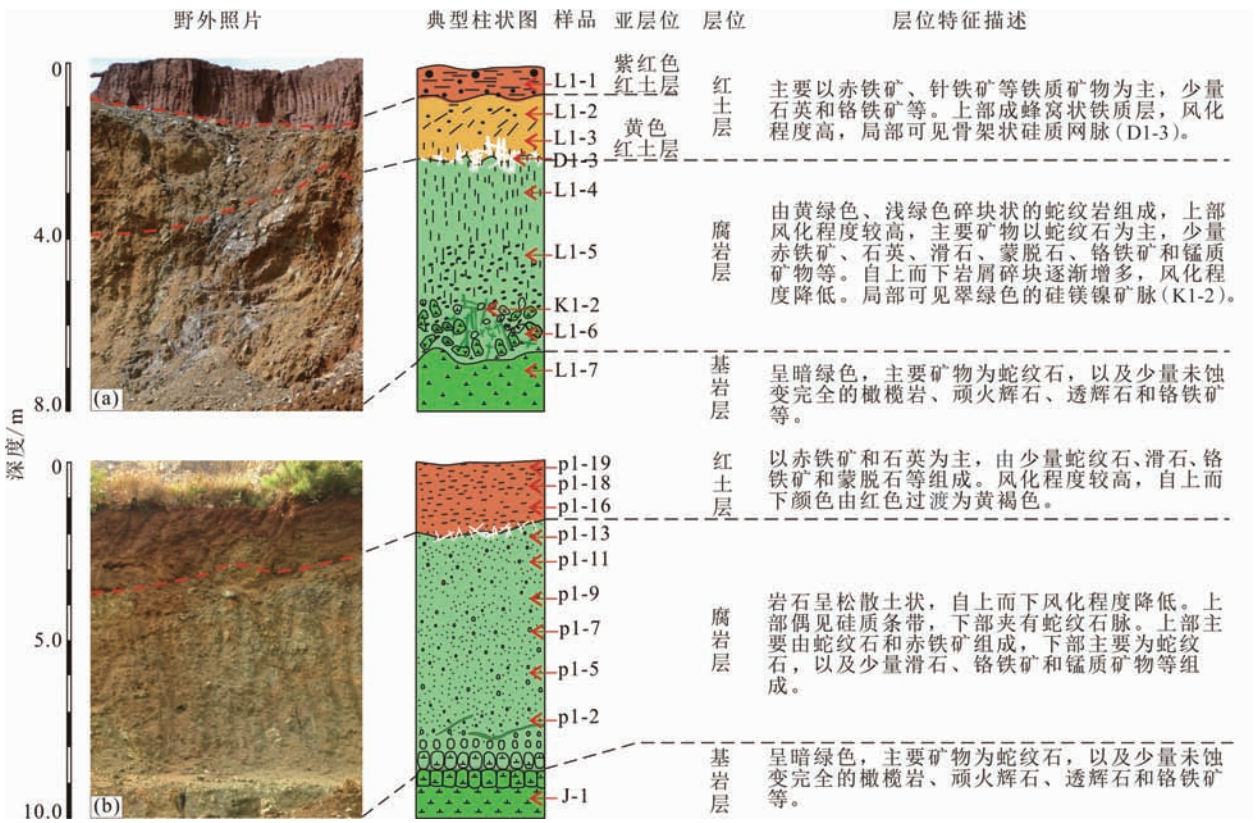
元江红土剖面产在中国西南地区的云南省,具体地理位置是云南省元江县与墨江县分界处的安定镇。剖面所在地区属于怒江河谷地带,具有典型的亚热带季风气候环境,年平均气温在 17.5℃左右,年降雨量约 1 100 mm,存在明显的雨季和旱季。剖面所在地区海拔在 1 500 m 上下,中—低山山地地貌,沟壑纵横,水系较发育,排水系统良好。

在地质背景上,元江红土剖面发育在安定超基

性杂岩体之上,属于哀牢山蛇绿混杂岩带的一部分。哀牢山蛇绿混杂岩带在中国云南省内绵延数千公里,由若干个断断续续出露的基性超基性岩体构成。该蛇绿混杂岩带构造侵位于晚三叠世,是中生代早期扬子板块与思茅—印支板块之间碰撞缝合的地质构造标志<sup>[29-30]</sup>。安定岩体主要是由蛇纹石化的橄榄岩和二辉橄榄岩以及蛇纹岩组成,由于受新生代以来间歇式抬升的区域构造运动的影响<sup>[31]</sup>,岩体在相对稳定地质环境下遭受长期风化,形成了厚层的红土风化壳。在红土风化壳上,元江剖面表现出明显的岩相分带<sup>[32]</sup>,自上而下可分为:红土层→腐岩层→基岩层。其中,红土层矿物成分以赤铁矿为主,含少量石英和铬铁矿等;腐岩层矿物成分以蛇纹石为主,包含少量赤铁矿、滑石和铬铁矿等<sup>[33]</sup>(图 1b)。

2 取样及分析方法

本研究在印尼 Kolonodale 和中国元江地区开展野外考察并选取了典型剖面,剖面新鲜且风化亚层结构清晰。剖面取样从风化壳顶部自上而下连续



(a)—Kolonodale 剖面;(b)—元江剖面。

图 1 红土风化壳野外地质特征及岩相描述

Fig. 1 Field geological characteristics of the laterite profiles and lithostratigraphic descriptions

采集,样品间隔多在 1 m 左右,不跨层和漏层,确保在红土层→腐岩层→基岩层的每一类风化亚层均有控制样品。取样位置详见图 1。所有野外取好的样品装入聚乙烯或布制的样品袋中封存运送回实验室,在室温下晾干后备用。

样品前处理进行常温烘干,去除表层杂质,并在玛瑙研钵中研磨成 200 目的均匀粉末。PGE 分析在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学重点实验室完成。采用钽试金法进行富集,电感耦合等离子质谱仪(ICP-MS,PE Elan 6000 型)测试。测试主要流程为:称取 15 g 全岩粉末样品(200 目),与 40 g 四硼酸钠、2.5 g 铁粉、1.0 g 镍粉、1.0 g 硫磺混合,再加适量<sup>190</sup>Os 稀释剂,表面覆盖一层四硼酸钠粉末后,在试金炉内 1 050 ℃熔融 45 min。冷却后,取出试金扣并置于已放 10 mL 水的烧杯中。待试金扣粉化后,加 30 mL 浓盐酸加热溶解,过滤收集不溶残渣。先进行 Os 的蒸馏,并进行 Os 的测试。蒸馏后的残留液再制备成 2% HNO<sub>3</sub> 溶液 10 mL,待 Ir、Ru、Rh、Pt、Pd 的测试。按 20 g 取样计算,方法检出限分别为:Os(0.033×10<sup>-9</sup>)、Ir(0.39×10<sup>-9</sup>)、Ru(0.024×10<sup>-9</sup>)、Rh(0.013×10<sup>-9</sup>)、Pt(0.12×10<sup>-9</sup>)、Pd(0.20×10<sup>-9</sup>)。其相对标准偏差为 1%(Os)~8%(Pt)。具体实验条件和步骤见文献[34]。

此外,在前期工作的基础上,本研究补充测试了元江剖面样品的部分主量元素,测试方法主要采用 X 射线荧光光谱(XRF),前处理和上机测试均在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学重点

实验室完成。

3 测试结果

表 1 和表 2 分别给出了 Kolonodale 和元江剖面样品的 PGE 测试数据及计算的相关参数。

3.1 Kolonodale 剖面

在 Kolonodale 剖面中,基岩(L1-7)∑PGE 值为 28.48×10<sup>-9</sup>,风化壳样品 ∑PGE 值为(57.69~154.32)×10<sup>-9</sup>,平均值为 112.34×10<sup>-9</sup>,所有风化壳样品 ∑PGE 值均高于基岩,显示出表生富集效应,富集系数介于 2.03~5.42(平均值为 3.95)。在各个风化亚层中,从红土层到腐岩层,∑PGE 值从(124.69~154.32)×10<sup>-9</sup>(平均值为 136.49×10<sup>-9</sup>)变化为(57.69~127.20)×10<sup>-9</sup>(平均值为 88.18×10<sup>-9</sup>),整体表现为相对降低的变化趋势。整个剖面 ∑PGE 最高值出现在红土层的顶部(样品 L1-1,∑PGE 值为 154.32×10<sup>-9</sup>),最低值出现在腐岩层下段(L1-5,∑PGE 值为 57.69×10<sup>-9</sup>),∑PGE 值存在一定的波动,但波动幅度较小。

Mitchell 和 Keays<sup>[35]</sup>将 PGE 细分为两个亚族:Ir 族(IPGE;Os、Ir 和 Ru)和 Pd 族(PPGE;Rh、Pt 和 Pd)。本文计算了基岩与风化产物的 ∑IPGE/∑PPGE 比值,其中基岩为 0.86,而风化壳样品为 0.68~1.05,平均为 0.74。总体上风化产物的 ∑IPGE/∑PPGE 比值普遍低于基岩,仅红土层顶部 L1-1 样品例外(比值为 1.05)。

表 1 Kolonodale 剖面中 PGE 与部分主量元素分析结果  
Table 1 The contents of PGE and some major elements in the Kolonodale laterite profile

层位	样品 编号	$w_b/10^{-9}$									$\Sigma$ IPGE/ $\Sigma$ PPGE	$\Sigma$ PGE	Pt/ Pd	Pt/ Os	Pt/ Ir	Pt/ Ru	Pt/ Rh	$w_b/\%$					
		Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	$\Sigma$ IPGE	$\Sigma$ PPGE	$\Sigma$ PGE	$\Sigma$ PPGE	富集系数						SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	
红 土 层	紫红色 红土层	L1-1	24.50	20.40	34.10	5.32	44.10	25.90	79.00	75.32	154.32	1.05	5.42	1.70	1.80	2.16	1.29	8.29	3.71	11.60	63.45	5.36	0.55
	黄色 红土层	L1-2	18.80	19.60	17.50	5.05	33.60	35.90	55.90	74.55	130.45	0.75	4.58	0.94	1.79	1.71	1.92	6.65	3.21	11.96	63.22	4.99	0.44
		L1-3	4.52	17.40	28.60	5.27	42.80	26.10	50.52	74.17	124.69	0.68	4.38	1.64	9.47	2.46	1.50	8.12	2.79	8.75	66.00	6.58	0.65
腐 岩 层		L1-4	9.11	9.98	16.80	2.87	18.70	22.20	35.89	43.77	79.66	0.82	2.80	0.84	2.05	1.87	1.11	6.52	35.89	2.61	22.65	1.11	21.80
		L1-5	5.17	6.47	11.90	1.55	14.50	18.10	23.54	34.15	57.69	0.69	2.03	0.80	2.80	2.24	1.22	9.35	45.29	4.56	19.13	1.10	16.45
		L1-6	15.90	13.70	24.70	4.60	36.80	31.50	54.30	72.90	127.20	0.74	4.47	1.17	2.31	2.69	1.49	8.00	39.65	4.22	32.5	2.50	7.20
基 岩 层		L1-7	3.98	3.23	5.98	0.92	6.97	7.40	13.19	15.29	28.48	0.86		0.94	1.75	2.16	1.17	7.59	42.09	1.87	8.91	0.42	35.97

注:PGE 分析者为孙亚莉、孙胜玲;富集系数=风化壳样品含量/基岩含量;主量元素数据来源文献①。

① 付伟. 北部湾周边红土型镍矿的控矿条件及成矿机理研究. 广西自然科学基金项目结题报告, 2013:1-133.

表 2 元江剖面中 PGE 与部分主量元素分析结果

Table 2 The contents of PGE and some major elements in the Yuanjiang laterite profile

层位	样品编号	$w_b/10^{-9}$									$\Sigma$ IPGE/	$\Sigma$ PGE	Pt/	Pt/	Pt/	Pt/	Pt/	$w_b/\%$					
		Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	$\Sigma$ IPGE	$\Sigma$ PPGE	$\Sigma$ PGE	$\Sigma$ PPGE	富集系数	Pd	Os	Ir	Ru	Rh	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	
红土层	pl-19	3.16	5.34	8.17	1.16	5.28	7.46	16.67	13.9	30.57	1.2	1.72	0.71	1.67	0.99	0.65	4.55	41.05	13.16	20.45	0.52	5.22	
	pl-18	19.30	20.90	32.90	4.64	27.60	10.40	73.10	42.64	115.74	1.71	6.52	2.65	1.43	1.32	0.84	5.95	25.76	5.23	46.88	1.28	9.55	
	pl-16	21.40	21.80	31.20	5.88	17.10	17.80	74.40	40.78	115.18	1.82	6.49	0.96	0.80	0.78	0.55	2.91	31.87	3.17	41.11	1.01	10.98	
腐岩层	pl-13	7.72	7.42	13.40	1.90	10.80	7.74	28.54	20.44	48.98	1.40	2.76	1.40	1.40	1.46	0.81	5.68	29.65	2.49	42.27	0.98	13.28	
	pl-11	6.82	6.12	8.18	1.10	5.97	3.67	21.12	10.74	31.86	1.97	1.79	1.63	0.88	0.98	0.73	5.43	39.08	2.31	28.49	1.04	18.18	
	pl-9	5.62	5.10	9.01	1.29	5.51	3.68	19.73	10.48	30.21	1.88	1.70	1.50	0.98	1.08	0.61	4.27	38.83	1.05	17.21	0.42	29.15	
	pl-7	4.44	4.29	7.47	1.05	6.44	3.69	16.20	11.18	27.38	1.45	1.54	1.75	1.45	1.50	0.86	6.13	37.62	1.06	17.95	0.56	29.37	
	pl-5	6.15	7.16	9.67	1.26	8.54	1.69	22.98	11.49	34.47	2.00	1.94	5.05	1.39	1.19	0.88	6.78	40.29	1.30	13.32	0.65	30.83	
	pl-2	4.38	4.10	4.34	1.07	4.57	0.74	12.82	6.38	19.20	2.01	1.08	6.18	1.04	1.11	1.05	4.27	38.88	1.01	14.25	0.32	30.92	
基岩层	J-1	3.85	2.96	5.32	0.98	3.10	1.55	12.13	5.63	17.76	2.16		2.00	0.81	1.05	0.58	3.18	38.80	0.80	7.49	0.44	38.03	

注:PGE分析者为孙亚莉、孙胜玲;富集系数=风化壳样品含量/基岩含量。

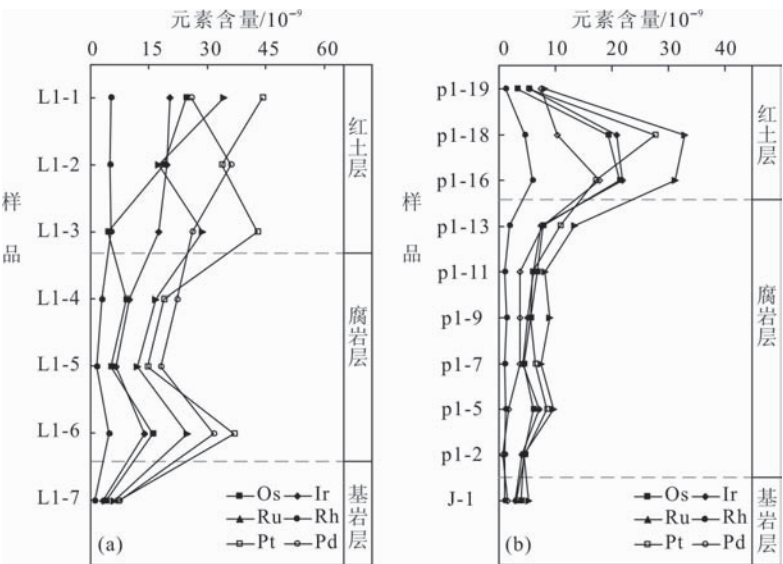
对于 PGE 中的 6 个组成元素,它们在风化壳中的含量高低依次为 Pt((14. 50~44. 10)×10<sup>-9</sup>, 平均为 31. 75×10<sup>-9</sup>)>Pd((18. 10~35. 90)×10<sup>-9</sup>,平均为 26. 62×10<sup>-9</sup>)>Ru((11. 90~34. 10)×10<sup>-9</sup>,平均为 22. 27×10<sup>-9</sup>)>Ir((6. 74~20. 40)×10<sup>-9</sup>,平均为 14. 59×10<sup>-9</sup>)>Os((4. 52~24. 50)×10<sup>-9</sup>,平均为 13. 00×10<sup>-9</sup>)>Rh((1. 55~5. 32)×10<sup>-9</sup>,平均为 4. 11×10<sup>-9</sup>)。总体上,6 个元素在风化壳剖面上的含量变化相对一致,即在红土层和腐岩层底部出现高值区,而在腐岩层上部出

现低值区,呈“哑铃状”分布特点。按照分布曲线的相似性分类,Ru 和 Pt 接近,Pd、Ir 和 Os 相类似,而 Rh 则稍显独特(图 2a)。

图 3a、b 为 Kolonodale 剖面的基岩标准化配分模式图,在红土层中(图 3a),配分曲线存在一定的波动性;而在腐岩层中(图 3b),线条相对较平坦光滑。这说明在红土层中 PGE 各单项元素之间存在一定程度的分异现象,而在腐岩层中则不明显。

3.2 元江剖面

在元江剖面中,基岩(J-1)ΣPGE 值为 17. 76×

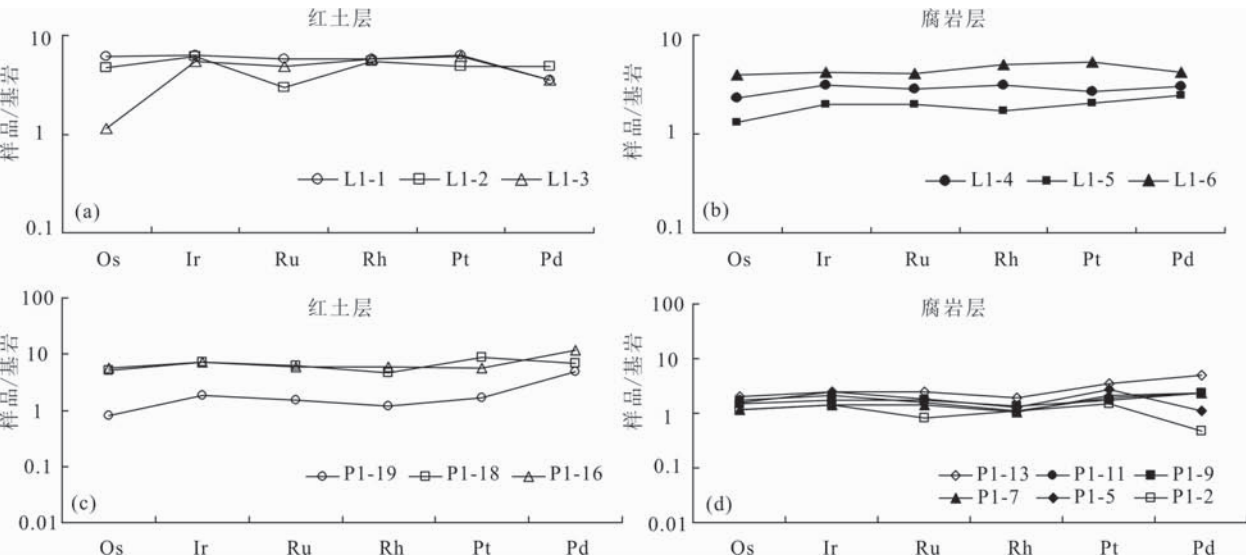


(a)—Kolonodale 剖面;(b)—元江剖面。

图 2 风化剖面中 PGE 元素垂向含量变化图

Fig. 2 Vertical variations of PGE contents along the laterite profiles





(a)和(b)—Kolonodale 剖面;(c)和(d)—元江剖面。  
图 3 PGE 基岩标准化配分模式图

Fig. 3 The bedrock normalization patterns of PGE in the two studying laterite profiles

$10^{-9}$ , 风化壳样品  $\Sigma$ PGE 值为  $(19.20 \sim 115.74) \times 10^{-9}$ , 平均值为  $50.40 \times 10^{-9}$ 。所有风化壳样品  $\Sigma$ PGE 值均高于基岩, 显示出表生富集效应, 富集系数为  $1.08 \sim 6.52$  (平均值为  $2.84$ )。从红土层到腐岩层,  $\Sigma$ PGE 值从  $(30.57 \sim 115.74) \times 10^{-9}$  (平均值为  $87.16 \times 10^{-9}$ ) 变化为  $(19.20 \sim 48.98) \times 10^{-9}$  (平均值为  $32.02 \times 10^{-9}$ ),  $\Sigma$ PGE 值存在一定的波动, 但整体而言, 呈逐渐变小的变化趋势, 表现为“上高下低”的特征。 $\Sigma$ PGE 值最高值出现在红土层上段样品中 (p1-18,  $\Sigma$ PGE 值为  $115.74 \times 10^{-9}$ ), 而最低值出现在腐岩层下段样品中 (p1-2,  $\Sigma$ PGE 值为  $19.20 \times 10^{-9}$ )。

从  $\Sigma$ IPGE/ $\Sigma$ PPGE 比值来看, 风化壳样品的  $\Sigma$ IPGE/ $\Sigma$ PPGE 比值为  $1.20 \sim 2.01$ , 平均为  $1.72$ , 均小于基岩 ( $2.16$ )。对于 PGE 中的单个元素, 它们在风化产物中的平均含量从高到低依次为 Ru ( $(4.34 \sim 32.90) \times 10^{-9}$ , 平均为  $13.82 \times 10^{-9}$ )  $>$  Pt ( $(4.57 \sim 27.60) \times 10^{-9}$ , 平均为  $10.20 \times 10^{-9}$ )  $>$  Ir ( $(4.10 \sim 21.80) \times 10^{-9}$ , 平均为  $9.14 \times 10^{-9}$ )  $>$  Os ( $(3.16 \sim 21.40) \times 10^{-9}$ , 平均为  $8.78 \times 10^{-9}$ )  $>$  Pd ( $(0.74 \sim 17.80) \times 10^{-9}$ , 平均为  $6.32 \times 10^{-9}$ )  $>$  Rh ( $(1.05 \sim 5.88) \times 10^{-9}$ , 平均为  $2.15 \times 10^{-9}$ )。6 个元素在风化壳剖面上的含量变化基本一致, 它们的分布曲线也非常相似, 表现为在红土层中出现高值区间而在腐岩层中出现低值区间的特征, 呈“倒勺子状”分布特点 (图 2b)。

图 3c、d 为元江剖面风化壳样品的基岩标准化配分模式图, 从中可以看出, 风化壳样品曲线均表现为相对平坦而光滑。整体而言, 元江剖面风化壳样品中 PGE 各单项元素之间无明显的分异现象。

4 讨论

4.1 PGE 的表生富集

在超基性岩风化壳中, PGE 在风化产物中的含量显著高于基岩, 这种 PGE 的表生富集效应已被众多案例所证实<sup>[16,21,24,36]</sup>。通常, PGE 的富集区主要位于风化壳上部, 即土壤腐殖层和铁质红土层中。Gray 等<sup>[24]</sup>报道, 在西澳大利亚诺斯曼威卢纳蛇绿岩带的红土风化壳中, PGE 在风化壳上部铁质红土层内的含量相对于基岩富集 3~5 倍, 而在局部富含黏土的风化产物中 PGE 含量最大可达到  $2000 \times 10^{-9}$ 。再如杨竹森等<sup>[16]</sup>报道的云南西部菲红超基性岩红土风化壳剖面, 上部表层土壤带和铁质黏土带中 PGE 含量最高可达  $107.19 \times 10^{-9}$ , 风化产物相对于基岩 (平均为  $13.62 \times 10^{-9}$ ) 至少富集了 3.57~7.87 倍。此外, 在少数情况下, PGE 的富集区也可出现在风化壳下部的腐岩层中, 典型案例如喀麦隆东南部 Lomié 地区的 Nkamouna 和 Mang North 两个剖面<sup>[22]</sup>, 其中在 Nkamouna 剖面中  $\Sigma$ PGE 值最高可达到  $182.70 \times 10^{-9}$ , 是基岩 ( $22.17 \times 10^{-9}$ ) 的 8.24 倍, 而 Mang North 剖面中更达到了

211.90×10<sup>-9</sup>,是基岩(7.51×10<sup>-9</sup>)的 28.21 倍。

从本文获取的数据来看,Kolonodale 和元江剖面中 PGE 的表生富集效应也比较明显,最大富集系数分别为 5.42 和 6.52,两者之间相差不大。在 PGE 的单项元素特征上,风化产物均以高 Pt、Ru 和低 Os、Rh 为特点。对比发现,在两例剖面中 PGE 高值段的发育位置有一定差异。元江剖面 PGE 的高值段只出现在风化壳上部的红土层中,这与前人报道的案例特征比较相似,如巴西 O'Toole 剖面<sup>[36]</sup>,西澳大利亚诺斯曼威卢纳红土剖面<sup>[24]</sup>,中国云南西部菲红剖面、朱布剖面和金宝山剖面<sup>[16,23]</sup>,以及新喀里多尼亚南部 Lavaka 剖面<sup>[19]</sup>等。而在 Kolonodale 剖面中,PGE 高值段不仅出现在风化壳上部的红土层中,而且在风化壳下部的腐岩层中也有出现,这种现象在前人报道的案例中尚不多见,比较接近的是喀麦隆 Lomié 地区的 Nkamouna 和 Mang North 剖面<sup>[22]</sup>。

4.2 PGE 表生富集与红土化程度的关系

气候环境制约着岩石的风化程度,进而影响风化壳中元素的分布状态。反过来,若分析风化壳中风化程度与元素含量的关系,则有助于揭示气候环境对元素表生行为的影响。衡量岩石风化程度的指标有多种类型,但适用条件各有所异。CIA 值适合于评价长英质岩石的风化程度<sup>[37]</sup>,而 S/SAF 值更适合应用于铁镁质岩石<sup>[38-40]</sup>。对于 Kolonodale 和元江这两例超基性岩风化壳,本文主要采用 S/SAF 值对它们的红土化程度进行评价。S/SAF 值的表达式为 SiO<sub>2</sub>/(SiO<sub>2</sub>+Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>),采用它可将红土化作用划分为弱红土化作用、中等红土化

作用和强红土化作用 3 个不同的阶段,即 S/SAF 比值越小,红土化程度越高。据此方法,本文计算了两例研究剖面中风化产物的 S/SAF 比值。其中,Kolonodale 剖面 S/SAF 比值介于 0.04 到 0.66,平均值为 0.32;而元江剖面 S/SAF 比值为 0.33~0.73,平均值为 0.56。通过 SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 三角图解亦可以看出(图 4),Kolonodale 剖面红土层样品分别位于强红土化和中等红土化区间,指示 Kolonodale 剖面的红土化程度高于元江剖面,这与它们发育的气候背景是相匹配的。

为探讨 PGE 富集与红土化程度之间的关系,并且能消除基岩中 ΣPGE 背景含量的差异,本文构建了 S/SAF 值与 PGE 富集系数之间的协变图解(图 4)。从中发现,在单个红土剖面的内部,无论是 Kolonodale 剖面还是元江剖面,风化产物的 PGE 富集系数都随红土化程度的加深而变大,呈显著的正相关关系。在弱红土化阶段(对应于腐岩层),两例剖面中 PGE 的富集与红土化强度成明显的正相关关系。而在中等强度红土化阶段及强烈红土化阶段(对应于红土层),PGE 的富集与红土化强度之间的协变关系则变得相对模糊。值得注意的是,在不同产地的红土风化壳之间,并非红土化程度高的 Kolonodale 剖面比红土化程度低的元江剖面产生了更高的 PGE 富集效应。这说明超基性岩红土化程度的强弱与 PGE 表生富集程度的高低之间并不具有绝对的线性正相关关系。PGE 发生表生富集应该是若干内外生因素综合作用的结果,而红土化程度是其中一个不可忽略的重要因素。

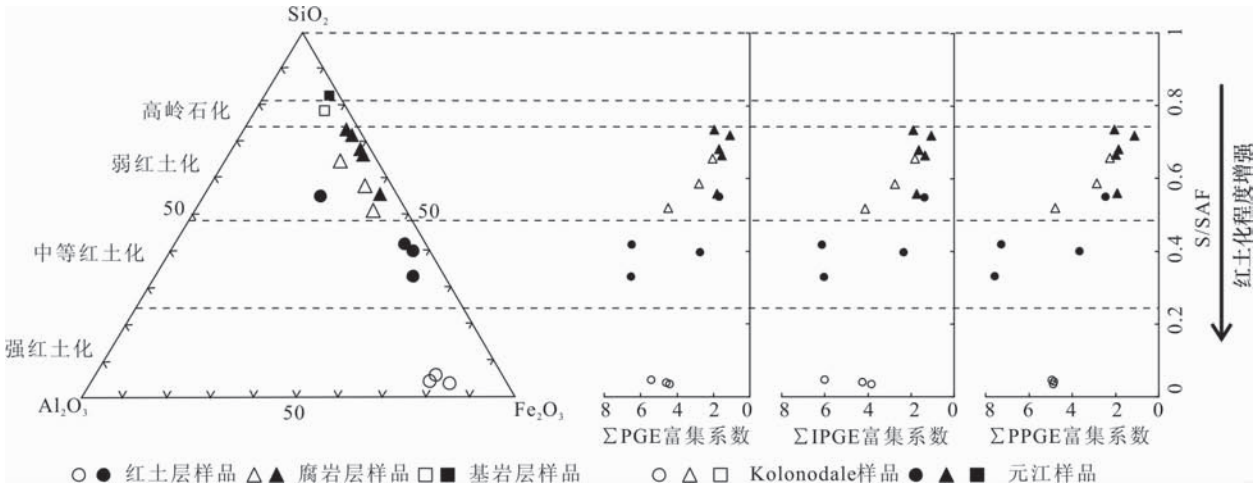


图 4 红土化程度与 PGE 富集系数关系图  
Fig. 4 The correlation pattern of laterization degree versus PGE enrichment factor

4.3 PGE 的来源与表生行为

PGE 有着独特的地球化学属性,它在陆壳中含量极低,表现为严重的亏损,相对于地核和地幔,其含量可能少于地球整体 PGE 含量的 0.01%<sup>[41-42]</sup>。因此,在超基性岩红土风化壳的发育过程中,PGE 的来源和演化受外源陆壳物质(如冲积物、地下水和大气粉尘等)的影响较小,而主要是依赖和继承于基岩矿物。

超基性岩中 PGE 的寄主矿物种类繁多,包括硫化物<sup>[35,43]</sup>、Pt-Ir、Pt-Fe 等 PGE 合金矿物<sup>[8,35]</sup>或铬铁矿和橄榄石等造岩矿物<sup>[11,44-45]</sup>等,但这些 PGE 的寄主矿物并非在各地的超基性岩体中都同时存在。在本研究的 Kolonodale 和元江两个剖面中,它们的基底母岩在岩性上相似,均是由超镁铁质二辉橄榄岩蚀变而来的蛇纹岩。母岩中的造岩矿物主要是蛇纹石,还包含少量的橄榄石、辉石、滑石、铬铁矿和铬尖晶石等,PGE 的含量普遍都偏低( $\Sigma$ PGE 值仅为  $10 \times 10^{-9}$  左右)。可见,无论是 PGE 含量,还是矿物组合特征,这两处基岩都与富 PGE 硫化物或富 PGE 合金矿物的超基性岩类不

同。据此推测,Kolonodale 和元江红土风化壳中的 PGE 都可能主要来自基岩中的铬铁矿,这些 PGE 可能以铂族元素矿物(PGM)的形式被包裹在铬铁矿晶体之中<sup>[46]</sup>。

简而言之,超基性岩的红土化过程是一个脱 Mg、Si 和 Ca 而富 Fe、Ni 和 Cr 的常温常压地球化学蚀变<sup>[18,38]</sup>。那么,分析风化壳中 PGE 与常量元素之间协变关系,则有助于认识它的地球化学行为。表 3、4 和图 5、6 给出了 Kolonodale 和元江两剖面中 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 与 PGE 各元素之间的相关系数及协变图解。从中可以发现,Kolonodale 和元江剖面中 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 与  $\Sigma$ PGE 表现出了显著的正相关关系,相关系数分别达 0.84 和 0.78。此外,Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 与 PGE 各元素之间也表现出了显著的正相关关系(表 3、4 和图 5、6),Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 与  $\Sigma$ PGE 在两个剖面中的相关系数分别达 0.88 和 0.84。与 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 和 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 不同的是,MgO 与  $\Sigma$ PGE 以及 SiO<sub>2</sub> 与  $\Sigma$ PGE 之间都表现出明显的负相关关系(图 6)。据此可认为,在红土化过程中 PGE 的地球化学行为与 Fe 和 Cr 相对一致,显示出残余富集的习性。

表 3 Kolonodale 剖面中 PGE 元素内部以及与部分主量元素之间的相关系数计算表  
Table 3 The correlation coefficients of PGE and some major elements in the Kolonodale laterite profile

	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	$\Sigma$ PGE	$\Sigma$ IPGE	$\Sigma$ PPGE	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	MgO
Ir	0.74 (0.057)												
Ru	0.61 (0.144)	0.84 (0.017)											
Rh	0.67 (0.099)	0.97 (<0.001)	0.88 (0.009)										
Pt	0.63 (0.128)	0.94 (0.002)	0.95 (0.001)	0.98 (<0.001)									
Pd	0.66 (0.109)	0.84 (0.017)	0.62 (0.140)	0.86 (0.013)	0.78 (0.039)								
$\Sigma$ PGE	0.78 (0.039)	0.97 (<0.001)	0.91 (0.004)	0.98 (<0.001)	0.97 (<0.001)	0.86 (0.013)							
$\Sigma$ IPGE	0.86 (0.014)	0.94 (0.002)	0.92 (0.004)	0.93 (0.003)	0.93 (0.003)	0.77 (0.045)	0.98 (<0.001)						
$\Sigma$ PPGE	0.68 (0.094)	0.95 (0.001)	0.87 (0.012)	0.99 (<0.001)	0.97 (<0.001)	0.91 (0.004)	0.98 (<0.001)	0.92 (0.004)					
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.57 (0.183)	0.96 (0.001)	0.79 (0.035)	0.92 (0.003)	0.90 (0.006)	0.73 (0.062)	0.88 (0.008)	0.84 (0.017)	0.89 (0.008)				
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.45 (0.310)	0.91 (0.004)	0.79 (0.033)	0.90 (0.006)	0.90 (0.006)	0.65 (0.112)	0.84 (0.018)	0.79 (0.035)	0.85 (0.015)	0.98 (<0.001)			
SiO <sub>2</sub>	-0.51 (0.244)	-0.89 (0.007)	-0.68 (0.093)	-0.82 (0.023)	-0.78 (0.037)	-0.58 (0.169)	-0.77 (0.043)	-0.75 (0.051)	-0.75 (0.051)	-0.96 (<0.001)	-0.95 (0.001)		
MgO	-0.62 (0.140)	-0.94 (0.002)	-0.82 (0.023)	-0.93 (0.003)	-0.93 (0.002)	-0.87 (0.011)	-0.94 (0.002)	-0.87 (0.011)	-0.96 (0.001)	-0.91 (0.004)	-0.88 (0.008)	0.78 (0.039)	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.67 (0.100)	0.90 (0.005)	0.65 (0.116)	0.80 (0.032)	0.77 (0.043)	0.67 (0.099)	0.80 (0.029)	0.80 (0.030)	0.77 (0.041)	0.94 (0.002)	0.89 (0.008)	-0.92 (0.003)	-0.86 (0.014)

注:前面数值为 Pearson 相关系数,括号中的数值为显著性检验结果(双侧检验);样本量为 7。



表 4 元江剖面中 PGE 元素内部以及与部分主量元素之间的相关系数计算表

Table 4 The correlation coefficients of PGE and some major elements in the Yuangjiang laterite profile

	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	ΣPGE	ΣIPGE	ΣPPGE	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	MgO
Ir	0.99 (<0.001)												
Ru	0.98 (<0.001)	0.99 (<0.001)											
Rh	0.98 (<0.001)	0.98 (<0.001)	0.97 (<0.001)										
Pt	0.90 (<0.001)	0.92 (<0.001)	0.95 (<0.001)	0.86 (0.001)									
Pd	0.86 (0.002)	0.87 (0.001)	0.87 (0.001)	0.91 (<0.001)	0.70 (0.023)								
ΣPGE	0.99 (<0.001)	0.99 (<0.001)	0.99 (<0.001)	0.98 (<0.001)	0.94 (<0.001)	0.88 (0.001)							
ΣIPGE	0.99 (<0.001)	0.99 (<0.001)	0.99 (<0.001)	0.98 (<0.001)	0.93 (<0.001)	0.87 (0.001)	0.99 (<0.001)						
ΣPPGE	0.96 (<0.001)	0.98 (<0.001)	0.99 (<0.001)	0.96 (<0.001)	0.94 (<0.001)	0.90 (<0.001)	0.99 (<0.001)	0.98 (<0.001)					
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.80 (0.005)	0.80 (0.006)	0.83 (0.003)	0.77 (0.009)	0.83 (0.003)	0.80 (0.006)	0.84 (0.002)	0.82 (0.004)	0.87 (0.001)				
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.77 (0.010)	0.76 (0.011)	0.78 (0.008)	0.69 (0.028)	0.81 (0.005)	0.65 (0.042)	0.78 (0.007)	0.77 (0.008)	0.79 (0.006)	0.90 (<0.001)			
SiO <sub>2</sub>	-0.79 (0.007)	-0.77 (0.009)	-0.83 (0.003)	-0.76 (0.011)	-0.88 (0.001)	-0.66 (0.038)	-0.82 (0.003)	-0.81 (0.005)	-0.85 (0.002)	-0.89 (0.001)	-0.78 (0.008)		
MgO	-0.53 (0.112)	-0.60 (0.066)	-0.61 (0.059)	-0.56 (0.091)	-0.57 (0.083)	-0.76 (0.011)	-0.63 (0.052)	-0.59 (0.072)	-0.69 (0.028)	-0.79 (0.007)	-0.66 (0.036)	0.51 (0.128)	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04 (0.903)	0.16 (0.654)	0.17 (0.638)	0.12 (0.737)	0.16 (0.667)	0.36 (0.304)	0.17 (0.630)	0.13 (0.712)	0.24 (0.498)	0.22 (0.545)	0.12 (0.741)	0.004 (0.991)	-0.75 (0.013)

注:前面数值为 Pearson 相关系数,括号中的数值为显著性检验结果(双侧检验);样本量为 10。

PGE 与 Cr 在风化壳中的显著正相关关系也指示了铬铁矿是 PGE 在风化壳中的主要载体矿物。由于铬铁矿的抗风化能力较强,它在风化产物中的相对含量会随着超基性岩红土化程度的增强而升高,并最终在风化壳顶部的红土层中大量残积。在强红土化作用下,红土层中的铬铁矿可能被部分溶解,它携带的 PGE 也会随之被释放<sup>[18-19]</sup>。这些被活化的 PGE 会被风化壳内发育的铁氧化物/氢氧化物(磁铁矿、针铁矿和赤铁矿等)吸附或包裹<sup>[17]</sup>,或与 Fe 结合形成等轴铁铂矿(Pt<sub>3</sub>Fe)、Pt-Fe-(Cu-Pt)合金和铂族元素氧化物等<sup>[14,19,47]</sup>,从而继续在红土层中富集。这种机制可以合理解释 Kolonodale 和元江剖面中 PGE 在风化壳上部红土层中富集的现象。

除残余富集外,PGE 在红土化过程中存在迁移和再分配的可能性。Ndjigui 和 Bilong<sup>[22]</sup>提出红土风化壳中的 PGE 可能以物理方式迁移,即风化壳上

部被活化释放出来 PGE 矿物“微粒”能被地下水强烈的淋滤作用从表层中携带至底部,从而产生堆积<sup>[19]</sup>。Fletcher 等<sup>[15]</sup>发现在加拿大 Tulameen 超基性杂岩体附近渗出的地下水中每升含有(0.4~0.8)×10<sup>-9</sup>的 Pt,这说明 PGE 在风化作用下能进入地下水并产生迁移。实验地球化学研究表明,在常温常压下,酸性条件中 PGE 可与 Cl<sup>-</sup> 等结合形成络合物迁移<sup>[48-49]</sup>。此外,在酸性环境和高的 Eh 条件下,PGE 还能以“氧化物离子”(如 RuO<sub>4</sub><sup>-</sup>)的形式进入溶液<sup>[50]</sup>。可见,在红土风化壳中物理或化学作用主导的 PGE 迁移和再分配行为是可能存在的。对于本文研究的 Kolonodale 剖面,风化壳的上部层位是典型的酸性 pH 环境,且所在地区临海,雨水与地下水中富含盐分和卤族元素成分,这种物理化学环境有利于 PGE 发生活化并沿剖面向下垂向迁移,在到达腐岩带后 PGE 可能因物理化学环境变化而发生

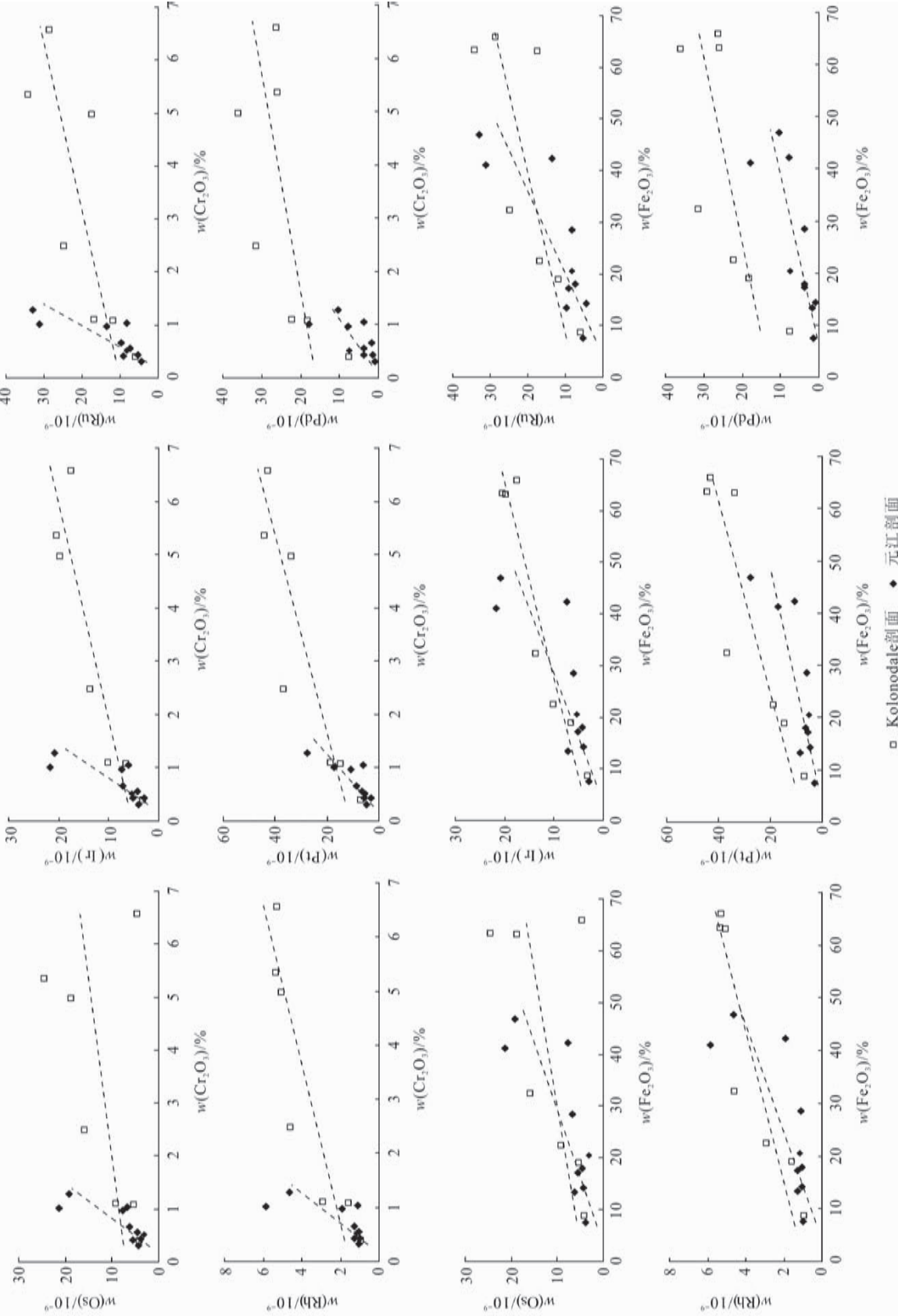


图 5 风化产物中  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$  与 PGE 元素二元协变图解  
Fig. 5 The binary diagrams of  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  versus PGE individually in the weathering products

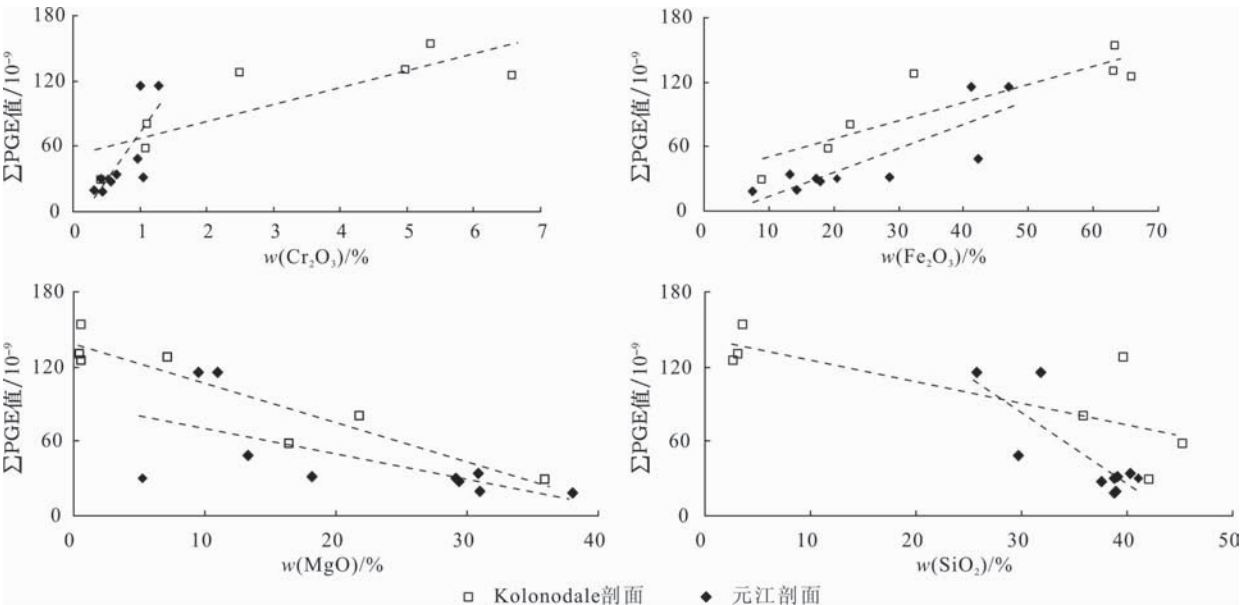


图6 风化产物中Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、MgO、SiO<sub>2</sub>分别与ΣPGE的协变关系图  
Fig. 6 The binary diagrams of Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, SiO<sub>2</sub> versus ΣPGE individually in the weathering products

沉淀,当然也不排除PGE矿物“微粒”发生物理迁移的可能性,这种PGE元素的迁移再分配行为能够解释前述在Kolonodale剖面下部出现PGE富集段的现象。元江剖面则有所不同,它受气候环境制约红土化程度偏弱,不利于PGE在风化壳内部发生迁移再分配。

4.4 PGE的表生分异

在内生作用中,IPGE倾向于相容元素,而PPGE倾向于不相容元素,二者之间在岩浆体系中会产生一定的分异<sup>[1]</sup>。但是,当前人们对IPGE与PPGE在表生作用下的分异行为还不清楚。从本文获得的数据来看,IPGE与PPGE在超基性岩红土化过程中的分异特征不太明显。在基岩标准化配分模式图上,Kolonodale和元江剖面的风化产物PGE配分曲线都相对平坦,未出现因IPGE与PPGE分异而产生的左倾或右倾型斜率(图3)。此外,在ΣIPGE与ΣPPGE二元图解中,二者均表现出极强的正相关关系(图7),其相关系数分别为0.92和0.98。这些现象都指示了IPGE与PPGE在红土化过程中的分异比较微弱,风化产物的IPGE/PPGE值均以继承基岩的初始特征为主。值得注意的是,从基岩到风化产物,ΣIPGE/ΣPPGE值有一定的降低趋势,如元江剖面从2.16降到1.20,而Kolonodale剖面从0.86降到0.68。该现象表明,单从本研究的两个案例来看,PPGE似乎更倾向于

在红土风化壳中出现富集,但当前对该现象的成因机制尚难以解释。

通过Pt-Os、Pt-Ir、Pt-Ru、Pt-Rh和Pt-Pd等二元图解有助于揭示PGE内部各个单项元素之间地球化学行为的异同<sup>[22]</sup>。表3、4和图7给出了本研究剖面Pt与PGE各元素之间的相关系数和二元图解。从中发现,无论是强红土化风化壳(Kolonodale剖面)还是弱红土化风化壳(元江剖面),Pt-Ir、Pt-Ru和Pt-Rh之间都表现出极强的正相关关系(图7),相关系数都达0.9左右。而Pt-Pd之间的正相关性较弱,相关系数只有0.78(Kolonodale剖面)和0.70(元江剖面)。此外,Pt-Os之间存在一定变异,它们在元江剖面的相关系数高达0.90,而在Kolonodale剖面却只有0.63。这些特征说明,在Kolonodale剖面中,Pt、Ir、Ru和Rh等四个元素间的地球化学行为相对一致,而Pd和Os元素则有所不同,即它们之间相对产生了比较明显的分异。这种Pd和Os元素的分异特征也可以从风化壳中Pt/Pd和Pt/Os比值的变化趋势中反映出来,即在Kolonodale剖面的红土层中(Pt/Pd)<sub>风化产物</sub>/(Pt/Pd)<sub>基岩</sub>以及(Pt/Os)<sub>风化产物</sub>/(Pt/Os)<sub>基岩</sub>值都显著大于1,指示Pd和Os元素在红土风化壳中的活动性高于Pt而产生了分异。这与前人研究发现Pd的活动性比Pt要强<sup>[19,51-52]</sup>,在表生环境下更容易被分散的认识是一致的。相对而言,在红土化程度低的元

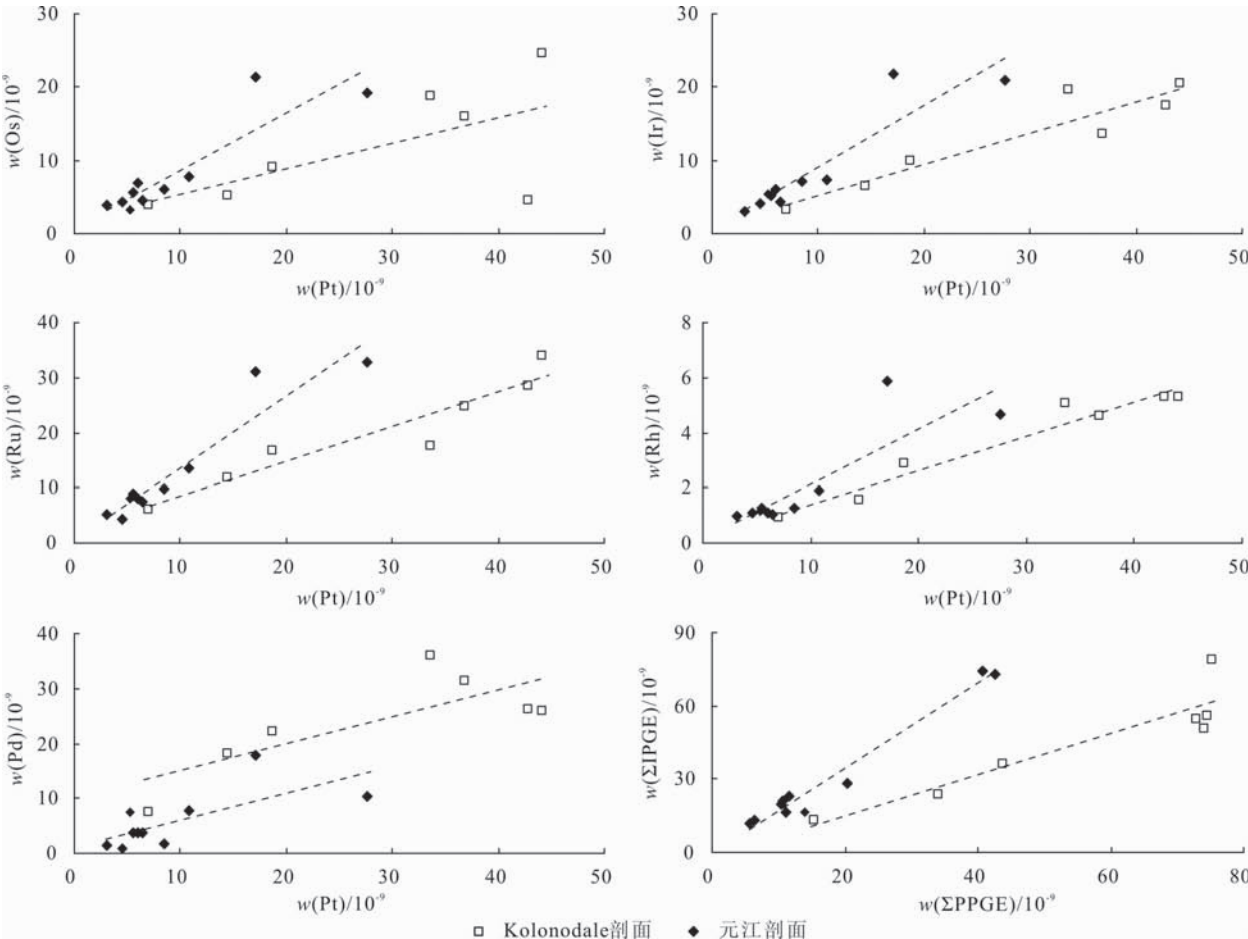


图 7 风化产物中 Pt 与 Os、Ir、Ru、Rh、Pd 元素以及  $\Sigma$ IPGE 与  $\Sigma$ PPGE 二元协变图解  
Fig. 7 The binary diagrams of Pt versus Os, Ir, Ru, Rh, Pd, and  $\Sigma$ IPGE versus  $\Sigma$ PPGE individually in the weathering products

江剖面中 PGE 内部各个单项元素间的分异特征更加不显著。

5 结论

通过对印尼 Kolonodale 和中国元江两个超基性岩红土风化壳剖面中 PGE 地球化学特征及其表生行为的对比研究,主要得出以下几个结论:

(1)印尼 Kolonodale 和中国元江红土风化壳都表现一定程度的 PGE 表生富集效应,相对于基岩的最大富集系数分别达 5.42 和 6.52。但两例剖面中 PGE 的垂向分布曲线有一定差异。在 Kolonodale 剖面中 PGE 呈“哑铃状”分布,PGE 高值段同时出现在红土层和腐岩层;而在元江剖面中 PGE 呈“倒勺子状”分布,PGE 高值段只出现于红土层。

(2)红土风化壳中的 PGE 主要源自基岩中的铬铁矿,它在超基性岩红土化过程中的表生行为与 Fe 和 Cr 等元素高度一致,显示出残余富集的习

性。这种机制导致了 PGE 富集段出现在元江和 Kolonodale 风化壳剖面的上部(红土层)。此外,气候环境通过制约基岩的红土化程度来对 PGE 的表生行为产生影响。Kolonodale 剖面的红土化程度高于元江剖面,PGE 在强烈红土化作用下会在风化壳内部发生迁移再分配,这是导致在 Kolonodale 剖面的腐岩层中也出现 PGE 富集现象的可能机制。

(3)Pd 和 Os 在红土化程度较高的风化壳中活动迁移性较强,它们会与 Pt、Ir、Ru 和 Rh 等元素发生相对明显的内部分异。除此之外,在超基性岩红土化过程中 IPGE 与 PPGE 之间或 PGE 内部各单项元素之间的内部分异现象并不显著。

在野外工作过程中,得到 Pan China Indo 公司众多员工、云锡集团童祥总工程师和元江镍业有限公司李松林工程师的热情协助;在分析测试过程中得到中国科学院广州地球化学研究所陈建林研究员的大力帮助;匿名审稿专家对论文初稿提出了许多建设性的修改意见,在此一并致以诚挚的谢意!

## 参考文献

- [1] Barnes S J, Naldrett A J, Gorton M P. The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas[J]. *Chemical Geology*, 1985, 53(1): 303-323.
- [2] Barnes S J, Naldrett A J. Fractionation of the platinum-group elements and gold in some komatiites of the Abitibi greenstone belt, northern Ontario[J]. *Economic Geology*, 1987, 82(1): 165-183.
- [3] Fleet M E, Crocket J H, Stone W E. Partition of platinum-group elements (Os, Ir, Ru, Pt, Pd) and gold between sulfide liquid and basalt melt[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1996, 60(13): 2397-2412.
- [4] Pašava J, Barnes S J, Vymazalová A. The use of mantle normalization and metal ratios in the identification of the sources of platinum-group elements in various metal-rich black shales[J]. *Mineralium Deposita*, 2003, 38(6): 775-783.
- [5] Pašava J, Vymazalová A, Petersen S, et al. 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[J]. *Mineralium Deposita*, 2004, 39(7): 784-792.
- [6] 孙晓明, 熊德信, 王生伟, 等. 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[J]. *矿床地质*, 2006, 25(4): 438-446.
- [7] 孙晓明, 石贵勇, 熊德信, 等. 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[J]. *地质学报*, 2007, 81(3): 394-404.
- [8] 苏尚国, 沈存利, 邓晋福, 等. 铂族元素的地球化学行为及全球主要铂族金属矿床类型[J]. *现代地质*, 2007, 21(2): 361-370.
- [9] Naldrett T, Kinnaird J, Wilson A, et al. 铂族元素在地壳中的富集: 以布什维尔德杂岩为例(英文)[J]. *地学前缘*, 2008, 15(5): 264-297.
- [10] 宋谢炎, 胡瑞忠, 陈列锰. 铜、镍、铂族元素地球化学性质及其在幔源岩浆起源、演化和岩浆硫化物矿床研究中的意义[J]. *地学前缘*, 2009, 16(4): 287-305.
- [11] 王建, Hattori K H, Stern C R, 等. 软流圈熔体地幔交代作用过程中的铂族元素行为[J]. *地学前缘*, 2010, 17(1): 164-176.
- [12] Fuchs W A, Rose A W. The geochemical behavior of platinum and palladium in the weathering cycle in the Stillwater complex, Montana[J]. *Economic Geology*, 1974, 69(3): 332-346.
- [13] Westland A D. Inorganic chemistry of the platinum-group elements[C]//Cabri L J. *Platinum Group Elements*; Mineralogy, Geology, Recovery. Canadian Institute of Mining and Metallurgy Special Volume 23. Westmount: Geology Division of Canadian Institute of Mining and Metallurgy, 1981: 7-19.
- [14] Bowles J F W. The development of platinum-group minerals (PGM) in the laterites: Minerals morphology[J]. *Chronicle of Mineral Research and Exploration*, 1995, 520: 55-63.
- [15] Fletcher W K, Cook S J, Hall G E M, et al. Enrichment of platinum and associated elements in organic seepage soils of the Tulameen ultramafic complex, southern British Columbia[J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 1995, 54(1): 39-47.
- [16] 杨竹森, 高振敏, 罗泰义, 等. 滇西菲红超基性岩风化壳铂族元素地球化学行为[J]. *矿物学报*, 2001, 21(4): 625-630.
- [17] Traoré D, Beauvais A, Augé T, et al. Platinum and palladium mobility in supergene environment; The residual origin of the Pirogues river mineralization, New Caledonia[J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 2006, 88(1): 350-354.
- [18] Traoré D, Beauvais A, Chabaux F, et al. Chemical and physical transfers in an ultramafic rock weathering profile; Part 1. Supergene dissolution of Pt-bearing chromite[J]. *American Mineralogist*, 2008, 93(1): 22-30.
- [19] Traoré D, Beauvais A, Augé T, et al. Chemical and physical transfers in an ultramafic rock weathering profile; Part 2. Dissolution vs. accumulation of platinum group minerals[J]. *American Mineralogist*, 2008, 93(1): 31-38.
- [20] Ndjigui P D. Behaviour of palladium in three lateritic profiles developed on serpentinites in the Lomié ultramafic complex, South-East Cameroon[J]. *Journal of the Cameroon Academy of Sciences*, 2008, 7(3): 173-190.
- [21] Ndjigui P D, Bilong P, Bitom D, et al. Mobilization and redistribution of major and trace elements in two weathering profiles developed on serpentinites in the Lomié ultramafic complex, South-East Cameroon[J]. *Journal of African Earth Sciences*, 2008, 50(5): 305-328.
- [22] Ndjigui P D, Bilong P. Platinum-group elements in the serpentinite lateritic mantles of the Kongo-Nkamouna ultramafic massif (Lomié region, South-East Cameroon)[J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 2010, 107(1): 63-76.
- [23] 刘英超, 杨竹森, 田世洪, 等. 云南省中西部红色风化壳中铂族元素分布特征[J]. *地质学报*, 2011, 85(2): 272-281.
- [24] Gray D J, Schorin K H, Butt C R M. Mineral associations of platinum and palladium in lateritic regolith, Ora Banda Sill, western Australia[J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 1996, 57(1): 245-255.
- [25] Kadatusmana A, Miyashita S, Maruyama S, et al. Petrology, geochemistry and paleogeographic reconstruction of the East Sulawesi Ophiolite, Indonesia [J]. *Tectonophysics*, 2004, 392(1): 55-83.



- [26] Golightly J P. Geology of Soroako nickeliferous laterite deposits[C]//Evans D J I, Shoemaker R S, Veltman H. International Laterite Symposium. New York: American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers, 1979: 38-56.
- [27] 付伟, 周永章, 陈远荣, 等. 东南亚红土镍矿床地质地球化学特征及成因探讨: 以印尼苏拉威西岛 Kolonodale 矿床为例[J]. 地学前缘, 2010, 17(2): 127-139.
- [28] 付伟, 牛虎杰, 陈远荣, 等. 超基性岩红土风化壳中镍的表生富集规律及矿化结构研究: 以印尼苏拉威西岛 Kolonodale 矿区为例[J]. 矿床地质, 2012, 31(2): 229-240.
- [29] 张旗, 周德进, 李秀云, 等. 云南双沟蛇绿岩的特征和成因[J]. 岩石学报, 1995, 11: 190-202.
- [30] 莫宣学, 潘桂棠. 从特提斯到青藏高原形成: 构造-岩浆事件的约束[J]. 地学前缘, 2006, 13(6): 43-51.
- [31] 杨立强, 刘江涛, 张闯, 等. 哀牢山造山型金成矿系统: 复合造山构造演化与成矿作用初探[J]. 岩石学报, 2010, 26(6): 1723-1739.
- [32] 乔富贵, 朱杰勇, 田毓龙, 等. 全球镍资源分布及云南镍矿床[J]. 云南地质, 2005, 24(4): 395-401.
- [33] 黄小荣, 付伟, 牛虎杰, 等. 云南元江富镍红土风化壳的垂向结构及矿物组成[J]. 矿床地质, 2012, 31: 1127-1128.
- [34] 孙亚莉, 管希云, 杜安道. 铀试金富集贵金属元素 I: 等离子体质谱法测定地质样品中痕量铂族元素[J]. 岩矿测试, 1997, 16(1): 12-17.
- [35] Mitchell R H, Keays R R. Abundance and distribution of gold, palladium and iridium in some spinel and garnet lherzolites: Implications for the nature and origin of precious metal-rich intergranular components in the upper mantle [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1981, 45(12): 2425-2442.
- [36] Taufen P M, Marchetto C M L. Tropical weathering control of Ni, Cu, Co and platinum group element distributions at the O'Toole Ni-Cu sulphide deposit, Minas Gerais, Brazil [J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 1989, 32(1): 185-197.
- [37] Nesbitt H W, Young G M, McLennan S M, et al. Effects of chemical weathering and sorting on the petrogenesis of siliciclastic sediments, with implications for provenance studies [J]. *The Journal of Geology*, 1996, 104(5): 525-542.
- [38] Schellmann W. Considerations on the definition and classification of laterites[C]//Lateritisation Processes; Proceedings of the International Seminar on Lateritisation Processes. New Delhi: Oxford & IBH Publishing Company, 1981: 1-10.
- [39] Schellmann W. A new definition of laterite[J]. *Natural Resources of Development*, 1983, 18: 7-21.
- [40] Schellmann W. A new definition of laterite[R]//Banerji R K. *Lateritisation Processes*. New Delhi: Memoir of the Geology Survey of Indian, 1986, 120: 1-7.
- [41] Taylor S R, McLennan S M. The geochemical evolution of the continental crust[J]. *Reviews of Geophysics*, 1995, 33(2): 241-265.
- [42] Schmidt G, Palme H, Kratz K. Fractionation of highly siderophile elements in the Earth's upper continental crust[J]. *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 1998, 79: 354.
- [43] 谭娟娟, 朱永峰. 布什维尔德铂族元素矿床: 铂族矿物赋存状态及其成因[J]. 地学前缘, 2009, 16(2): 227-238.
- [44] Keays R R, Campbell I H. Precious metals in the Jimberlana intrusion, Western Australia: Implications for the genesis of platinumiferous ores in layered intrusions[J]. *Economic Geology*, 1981, 76(5): 1118-1141.
- [45] Malitch K N, Thalhhammer O A R. Pt-Fe nuggets from clinopyroxene-dunite massifs, Russia: A structural, compositional and osmium-isotope study[J]. *The Canadian Mineralogist*, 2002, 40(2): 395-417.
- [46] Augé T, Maurizot P. Stratiform and alluvial platinum mineralization in the New Caledonia ophiolite complex[J]. *The Canadian Mineralogist*, 1995, 33(5): 1023-1045.
- [47] Salpéteur I, Martel-Jantin B, Rakotomanana D. Pt and Pd mobility in ferrallitic soils of the West Andriamena area (Madagascar): Evidence of a supergene origin of some Pt and Pd minerals[J]. *Chronicle of Mineral Research and Exploration*, 1995, 520: 27-45.
- [48] Wood S A, Mountain B W. Thermodynamic constraints on the solubility of platinum and palladium in hydrothermal solutions: Reassessment of hydroxide, bisulfide, and ammonia complexing[J]. *Economic Geology*, 1989, 84: 2020-2028.
- [49] Middlesworth J M, Wood S A. The stability of palladium(II) hydroxide and hydroxy-chloride complexes: An experimental solubility study at 25-85 °C and 1 bar[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1999, 63(11): 1751-1765.
- [50] Brookins D G. Platinoid element Eh-pH diagrams (25 °C, 1 bar) in the systems M-O-H-S with geochemical applications [J]. *Chemical Geology*, 1987, 64(1): 17-24.
- [51] Prichard M H, Lord R A. Evidence for differential mobility of platinum-group elements in the secondary environment in Shetland ophiolite complex[J]. *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy (Section B: Applied Earth Science)*, 1994, 103: 79-86.
- [52] Oberthür T, Weiser T W, Gast L. Geochemistry and mineralogy of platinum-group elements at Hartley Platinum Mine, Zimbabwe[J]. *Mineralium Deposita*, 2003, 38(3): 327-343.