

热带地区红土型镍矿风化壳元素 迁移富集规律研究

——以菲律宾南部苏里高 Pili 镍矿为例

高雅¹⁾, 邓江洪²⁾, 杨晓勇³⁾, 段留安⁴⁾, 罗贤冬⁵⁾

1) 安徽省地质实验研究所(国土资源部合肥矿产资源监督检测中心), 合肥, 230001;

2) 中国科学院海洋研究所, 山东青岛, 2660713;

3) 中国科学技术大学地球和空间科学学院, 合肥, 230026;

4) 中国地质调查局烟台海岸带地质调查中心, 山东烟台, 264004;

5) 安徽省勘查技术院, 合肥, 230001



内容提要: 位于东南亚热带地区的菲律宾和印度尼西亚是世界上主要的红土型镍矿产区。在菲律宾南部的苏里高(Surigao)地区广泛分布红土型镍矿床,矿床类型属于含水镁硅酸盐型。本文主要通过对菲律宾苏里高地区 Pili 红土型镍矿详细的野外地质调查,结合红土风化壳剖面的矿物学组成及地球化学特征来探讨热带地区红土风化壳的分层特征及元素迁移富集规律。根据矿物组成特征将 Pili 红土型镍矿风化壳剖面自上而下分为四层:黏土层、红土层、腐岩层以及基岩。其中腐岩层镍含量可达 1% 以上,是主要的镍含矿层。红土剖面地球化学特征显示红土层呈现富 Fe、Mn 贫 Si、Mg 的特征。上部黏土层相对红土层反而出现富 Al、Si、Cr、Ni 贫 Fe、Mn 的特征。区别于常见的红土型镍矿,Pili 镍矿红土层反而呈现贫镍的特征。剖面元素迁移率特征显示,黏土层经历了强烈的 Si、Mg、Fe、Mn 流失,红土层经历了 Mg、Si 等元素的强烈流失以及 Fe、Mn 等元素中等程度的流失。下层腐岩层中经历了 Fe、Mn、Cr 等元素的富集以及镍的强烈富集。由此我们提出三阶段过程来解释 Pili 红土型镍矿的元素迁移和富集:腐岩发育阶段、红土发育阶段以及晚期溶解再沉淀阶段。腐岩初始发育阶段未发生明显的元素迁移流失。红土初始发育阶段受地表流体的影响发生了强烈的 Mg、Si 等元素的流失。红土初始形成以后,受热带地区强降水作用影响,后期还原性地表流体不断淋滤使其上部还经历了强烈的 Fe、Mn 流失而形成黏土层。中部的红土层也相应发生了强烈的镍流失和中等程度的 Fe、Mn 流失。该阶段强烈的元素迁移可能是热带地区红土型镍矿风化壳所特有的特征。流体淋滤携带的镍逐渐由红土层向下迁移,并以含镍镁硅酸盐的形式最终富集在腐岩层中。本研究的发现对该区红土型镍矿找矿勘查工作具有重要指示意义。

关键词: 红土型镍矿;蛇绿岩;超基性岩;风化壳;元素迁移富集;菲律宾;苏里高

红土型镍矿是资源储量最大的镍矿床类型(Elias, 2002),约占全球镍矿储量的 60%(Mudd, 2010)。红土型镍矿主要形成于超基性岩在地表风化过程中的次生富集。地表化学风化过程中,大气降水与超基性岩直接发生作用,导致原始的硅酸盐矿物发生溶解并淋滤出活动性元素(如 Si 和 Mg 等),同时导致相对不活动的元素如 Fe 以氢氧化物(如针铁矿)的形式富集在氧化带中形成红土。富镁的超基性岩能为红土型镍矿提供充足物源,主要是由于其镍含量明显高于镁铁质和硅铝质岩石。镍

在超基性岩风化过程中伴随硅酸盐矿物分解发生溶解再沉淀并进入含镍针铁矿中,然后还会在土壤水不断渗滤的过程中进一步向下淋滤并最终在腐岩层中富集。这种典型的逐次递减表生过程是目前具有经济价值的红土型镍矿石尤其是高品位腐岩层矿石形成的主要机制。红土型镍矿中镍富集分布的控制因素比较复杂,主要包括岩性、气候、地形以及地表有机质等。

不同的气候环境类型下形成不同矿化类型的红土型镍矿床。其中,低纬度热带雨林环境下主要形

注:本文为国家自然科学基金资助项目(编号:41803002,41673040)的成果。

收稿日期:2021-12-24;改回日期:2022-05-01;网络首发:2022-05-20;责任编辑:章雨旭。Doi: 10.16509/j.georeview.2022.05.035

作者简介:高雅,女,1989年生,硕士,工程师,主要从事水工环、矿产地质方向的调查评价与研究;Email: 343379276@qq.com。通讯作者:

邓江洪,男,1987年生,博士,助理研究员,主要从事岩石地球化学研究;Email:jhdeng0507@163.com。

成“含水镁硅酸盐型”红土型镍矿床,如环太平洋岛弧蛇绿岩带新喀里多尼亚的 Goro 矿床 (Wells et al., 2009) 以及印尼苏拉威西岛的 Soroako 矿床 (Golightly and Arancibia, 1979);中—低纬度热带—亚热带环境下主要形成“氧化物型”红土型镍矿床,包括一些内陆地台超基性岩出露区(如澳大利亚 Cawse 矿床) (Brand et al., 1996)、海岛蛇绿岩带(如古巴的 Moa Bay 矿床) (Elias, 2002) 以及内陆蛇绿岩带(如土耳其的 Çaldağ 矿床) (Thorne et al., 2009);在中纬度干湿交替的环境下主要形成“黏土型”红土型镍矿床。前人已经对不同气候地区的红土型镍矿风化壳进行了大量研究,结果表明热带地区风化壳中各种元素 (Al、Fe、Cr、Ni、Ti 以及 REE 等) 迁移和富集特征与亚热带地区明显不同,甚至同一地区不同矿床的元素富集和迁移特征也存在很大差异。

地处赤道两侧低纬度热带的东南亚地区发育大量中生代到新生代时期的蛇绿岩,导致广泛的超基性岩出露。无论是成矿母岩还是气候特征方面,均为红土型镍矿的形成提供了极佳的条件。位于东南亚的菲律宾和印度尼西亚两国也是世界上主要的红土型镍矿产区,供应了 95% 的中国镍矿进口总量

(杨永飞, 2020)。然而这些热带地区的红土型镍矿总体研究程度还比较低。在我国矿业开发“走出去”战略的推动下,东南亚地区红土型镍矿目前已成为我国企业开展境外矿业投资的热点 (霍晓萍和付伟, 2012),这也为我们开展热带地区超基性岩表生风化以及红土型镍矿形成过程中各种元素的迁移富集特征和机制的研究提供了便利。

菲律宾南部棉兰老岛东北端的苏里高 (Surigao) 地区发育蛇绿岩的红土型镍矿风化壳。该区的红土型镍矿属于“含水镁硅酸盐型”,与该地区的热带雨林气候环境密切相关。该区位于海岸线附近,降雨中含有较多的盐分,在高温、多雨的热带雨林气候以及高盐度的降雨作用下,出露地表的超基性岩极易发生充分且强烈的红土化作用使得大量的镍元素经历活化淋滤发生再富集,从而形成较厚的富镍红土型风化壳。本研究选取菲律宾苏里高地区 Pili 红土型镍矿风化壳新鲜竖井剖面开展了系统的 X 射线衍射分析以及主微量元素分析,获得了该风化壳剖面的矿物组成、元素含量变化特征,并依之探讨了在热带风化条件下超基性岩风化壳的分层特征及元素迁移富集规律。希望本文有助于深入了解热带地区超基性蛇绿岩的红土化过程和镍富集机

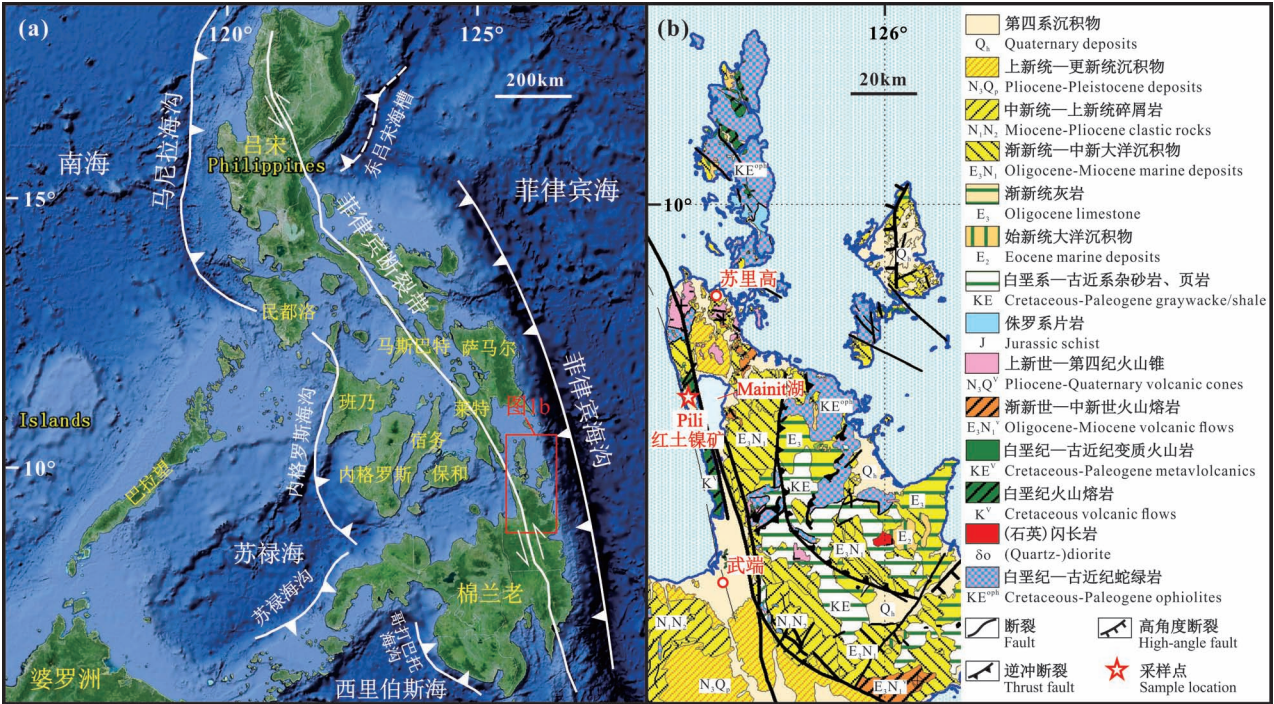


图 1 菲律宾群岛 (a) 以及棉兰老岛北部苏里高地区 (b) 地质构造简图, 据 Deng Jianghong et al. (2017) 以及 Aurelio and Peña (2010) 修改

Fig. 1 Geological map of the Philippine Archipelago (a) and Surigao district (b), northern Mindanao Island, revised after Deng Jianghong et al. (2017) and Aurelio and Peña (2010)

制,为今后该地区镍资源的勘探提供参考。

1 区域地质概况

菲律宾群岛位于西南环太平洋滨岸,属于欧亚板块与太平洋板块之间的岛弧带。其西侧为中国的南海海盆,东侧为菲律宾海盆(图 1a),与太平洋板块相接,南侧与印度洋板块毗邻。菲律宾群岛经历的地质作用有碰撞、俯冲和断层走滑等,群岛主体包括一套变质地层、岩浆弧、蛇绿岩、沉积盆地和欧亚大陆碎片。欧亚大陆碎片由巴拉望岛北部、民都洛岛南部、朗布隆群岛、班乃岛的布鲁昂阿半岛组成,统称为北巴拉望地块。菲律宾群岛除去大陆碎片以外的部分统称菲律宾活动带。整个菲律宾活动带被一条左行走滑的菲律宾断裂带贯穿(图 1a)。菲律宾断裂带与菲律宾活动带同方向展布,其形成受控于菲律宾活动带东西两侧的俯冲作用(图 1a),对菲律宾活动带侵入岩、火山岩及矿产的分布起到重要的控制作用。

菲律宾活动带的很多地区之下有蛇绿岩,呈带状分布于群岛的若干地区。蛇绿岩通常与新生代之前的片岩及千枚岩共生,代表了岩浆弧的基底,年龄在侏罗纪到古近纪之间。蛇绿岩带中的超基性岩是铬铁矿和镍矿的重要物质来源。地表的含镍蛇绿岩经过风化淋滤沉积形成了红土型风化壳,进而发展为红土型矿床。红土型矿床在菲律宾分布较广,东部地区的萨马岛至棉兰老岛东北部的苏里高一带和巴拉望岛南部地区均为红土型矿床的主要分布区。除此之外,红土型镍矿还零星分布于吕宋岛西南部、民都洛岛、莱特岛等地。该区不同岩性类型的下伏基岩形成不同类型的红土型矿床,主要由两种类型:一种与辉绿岩、辉长岩等有关,其中铝土质含量较高;另外一种与橄榄岩等相关,镍和铁的含量较高。

2 矿区地质特征

矿区位于菲律宾南部棉兰老岛北部的苏里高半岛(图 1b),在北苏里高省首府苏里高市的 Malimono 镇 Pili 村,矿区覆盖面积为 218.316 hm²。矿区西部临海,东部不远处是 Mainit 湖(图 1b)。矿区的大地构造位于环太平洋构造带(I 级)—西太平洋岛弧带(Ⅱ级)。矿区出露蛇绿岩型超基性岩、灰岩、火山岩以及中生代到新生代浅海到深海环境下沉积的砂岩。矿区主要的岩性组合为细碧岩—辉绿岩、超基性岩及第四纪玄武岩—安山岩组合。区内大面积的超基性以及基性岩石的分布、炎热湿润的气候条件、

充沛的雨量,都有利于红土风化壳型镍矿床的形成。

Pili 地区红土型镍矿矿体的边界与红土层和超基性基岩层的分界线较为一致,其分布在红土风化壳的范围内(图 2a、b、c),发育于红土风化壳下部的腐岩层(蛇纹石化橄榄岩/蛇纹岩)中(图 2a、b、c)。镍矿体多为面形展布,且形态复杂,呈现出似层状、透镜状以及条状。地形和发育程度影响着红土风化壳的产状、形态以及厚度。厚度大且连续稳定的矿体多发育于平缓地段的红土风化壳中(图 2a);而厚度较薄且相对不连续稳定的矿体一般出露在陡坡、山脊和冲沟切割程度较深的地段,有些地段在地表有基岩出露(图 2d)。

镍矿床埋深主要分布在 0~5m 的范围内。矿体顶部的盖层是以镍含量小于边界品位(0.5%)的腐岩层顶部以及红土型风化壳中残余的红土层为主,总体厚度较不均匀(图 2a、b、c)。在地形剥蚀的作用下,部分矿区的矿体在地表即出露,部分矿区在红土层一两米下出露腐岩矿体(图 2e)。矿体下部的底板围岩主要包含镍含量小于品位下限的块状弱至中等蛇纹石化的橄榄岩。矿体和盖层底板围岩交界处呈渐变过渡的趋势(图 2a—d),其中盖层和底板总体与地表面平行。矿体的底板受选择性风化作用、超基性岩的红土化作用以及镍在腐岩层中的选择性富集作用的影响,相比矿体顶板变化较大。

3 样品采集及分析方法

本文所研究风化壳样品采自新鲜的竖井(图 2f),深度约为七米。从顶部自上而下在竖井壁上刻槽取样,总体每间隔 0.2m 采集一件样品,每件样品长 0.2m,局部位置间隔 0.1m 采集一件样品,样长 0.1m,样重 0.5kg ~ 1.0kg,总计采集 42 件样品,具体采样情况见表 1。将采集的样品干燥处理后,再开展后续的 X 射线衍射分析以及全岩主、微量元素分析。

3.1 X 射线衍射分析(XRD)

XRD 分析在中国科学技术大学理化科学实验中心 X 射线衍射实验室完成,仪器型号为 PHILIPS 公司 X'Pert PRO 型 X 射线衍射仪,工作电压 40kV,工作电流 40 mA。

3.2 全岩主、微量元素测定

选取适量土壤/岩石样品放置在不污染的自动玛瑙研磨器之中研磨到 200 目。在进行最终的分析测试之前,预先将上述研磨好的粉末放置于烘干箱内,经过 3h 100 ℃ 温度下的烘干过程后再放置于干

燥器皿中。

主量元素分析在广州澳实矿物实验室完成,采用 X 射线荧光光谱(XRF)法测定。XRF 样品制备方法包括熔融玻璃片法和粉末压片法。本次研究中的样品,采用熔融玻璃片法。在制备玻璃片时,岩石用做过烧失的样品,以 1 : 8 的比例熔融玻璃片。岩石的样品玻璃片制备方法:用试样纸称 0.5 g 做过烧失的样品倒入塑料瓶中,称 4.0 g $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ 熔剂倒

入瓶中,盖好,震摇,使样品与熔剂混匀。加 5 滴 1% $\text{LiBr} - 0.05\% \text{NH}_4\text{I}$ 混合助熔剂于铂金坩埚中,倒入混合样品,以数滴去离子水(Milli-Q)冲洗塑料杯,溶液倒入铂金坩埚,在 1250 $^{\circ}\text{C}$ 下熔融制成玻璃片。制备好的样品玻璃片采用日本理学 Rigaku100e 型 X-射线荧光光谱仪(XRF)测定样品的主量元素含量。岩石的工作曲线由包括超基性岩到酸性岩的不同岩石类型的一套岩石标样构成。各项元素的分析

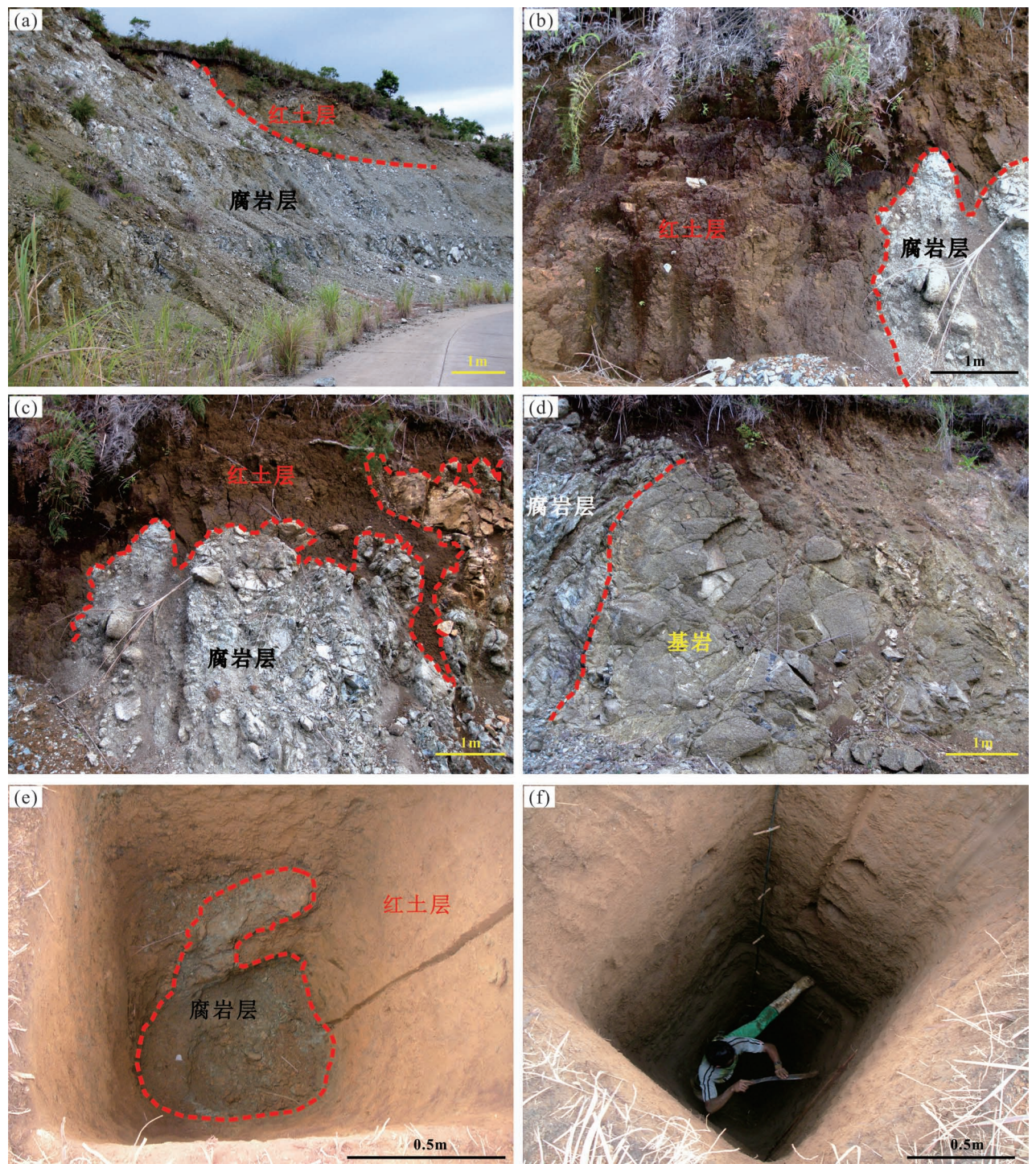


图 2 菲律宾苏里高地区 Pili 红土型镍矿野外照片

Fig. 2 Field photos of the Pili laterite nickel deposit in the Surigao district, Philippines

(a)公路边一自然风化壳剖面,出露浅层红土层(上部)以及厚层腐岩层(蛇纹岩,下部);(b)厚层红土层,稳定出露;(c)薄层红土层,下部为腐岩层的蛇纹岩;(d)橄榄岩基岩(右)与腐岩(左)渐变过渡,橄榄岩中发育有大量裂隙,充填蛇纹石细脉;(e)地表浅竖井剖面,底部出露蛇纹岩;(f)地表竖井剖面,上部为黏土层和红土层,下部为腐岩层

(a) Natural weathering profile along the highway, exposing a shallow laterite layer (upper part) and thick saprolite layer (serpentine, lower part). (b) Thick laterite layer, stably exposed. (c) Thin laterite layer, the base is the saprolite (mainly serpentine). (d) Peridotite bedrock (right) gradually transforms to saprolite (left), and there are a lot of fractures in the peridotite filled with serpentine veins. (e) Surficial shallow well profile, with serpentine at the bottom. (f) Surficial well profile, the upper are clay layer and laterite layer, and the lower is saprolite layer

精度分别为: SiO₂: 0.8%, Al₂O₃: 0.5%; Fe₂O₃: 0.4%; MgO: 0.4%; CaO: 0.6%; Na₂O: 0.3%; K₂O: 0.4%; MnO: 0.7%; TiO₂: 0.9%; P₂O₅: 0.8%。

微量元素在广州澳实矿物实验室用电感耦合等离子体发射光谱(ICP-AES)测试并采用溶液法测定完成。使用的仪器型号为 Varian Vista-PRO 型 ICP-AES (CCD 全谱直读 ICP-AES),工作时高频发生器功率 0.9 kW,等离子冷却气体流量 15.0 L/min,辅助气体流量 1.5 L/min,雾化器流量 1.25 L/min,积分时间 5s,测定重复次数 8 次。除个别元素如高场强元素 Nb、Zr、Hf 外,大部分微量元素的分析精度均优于 5%。

4 结果和讨论

4. 1 红土型镍矿风化壳矿物组成及垂向结构分层

本区为典型的超基性岩红土型风化壳,前人将此类型红土风化壳自上而下总体分为红土层、腐岩层、基岩层三层。一般认为,最上部的红土层盖层由低镁高铁的红色褐铁矿组成;中部的腐岩层按照不同的特征分为上部的黄色、红黄色土状腐岩以及下部为黄色、黄绿色土块状腐岩两个层位;基岩层为超基性岩红土型风化壳的母岩。

根据不同矿物组成,我们对该竖井的红土型镍矿风化壳剖面进行了分层,如表 2 及图 3 所示。从竖井剖面土壤样品的 XRD 分析结果(表 2)可以看

表 1 菲律宾苏里高地区 Pili 红土型镍矿采样记录

Table 1 Sampling information of the Pili laterite nickel deposit in the Surigao district, Philippines

编号	采样深度(m)		样长 (m)	层位	颜色及性状 (颜色渐变过渡)	编号	采样深度(m)		样长 (m)	层位	颜色及性状 (颜色渐变过渡)
	起	至					起	至			
Pili1-1	0	0.2	0.2	黏土层	棕灰色土层	Pili1-22	4.2	4.4	0.2	红土层	黄红色土层
Pili1-2	0.2	0.4	0.2	黏土层	棕灰色土层	Pili1-23	4.4	4.5	0.1	红土层	砖红色土层
Pili1-3	0.4	0.6	0.2	黏土层	棕灰色土层	Pili1-24	4.5	4.6	0.1	红土层	砖红色土层
Pili1-4	0.6	0.8	0.2	黏土层	棕灰色土层	Pili1-25	4.6	4.7	0.1	红土层	砖红色土层
Pili1-5	0.8	1.0	0.2	黏土层	棕灰色土层	Pili1-26	4.7	4.8	0.1	红土层	浅灰—黄红色土块状
Pili1-6	1.0	1.2	0.2	黏土层	棕灰色土层	Pili1-27	4.8	4.9	0.1	红土层	黄红色土块状
Pili1-7	1.2	1.4	0.2	黏土层	棕灰色土层	Pili1-28	4.9	5.0	0.1	红土层	红黄—砖红色土块状
Pili1-8	1.4	1.6	0.2	红土层	棕灰色土层	Pili1-29	5.0	5.1	0.1	红土层	砖红—红黄夹黑色土块状
Pili1-9	1.6	1.8	0.2	红土层	棕灰色土层	Pili1-30	5.1	5.2	0.1	红土层	砖红—红黄夹黑色土块状
Pili1-10	1.8	2.0	0.2	红土层	棕灰色土层	Pili1-31	5.2	5.3	0.1	红土层	砖红—红黄夹黑色土块状
Pili1-11	2.0	2.2	0.2	红土层	棕灰色土层	Pili1-32	5.3	5.4	0.1	红土层	砖红—红黄夹黑色土块状
Pili1-12	2.2	2.4	0.2	红土层	红棕色土层	Pili1-33	5.4	5.6	0.2	腐岩层	黄色夹黑色土块状
Pili1-13	2.4	2.6	0.2	红土层	红棕色土层	Pili1-34	5.6	5.8	0.2	腐岩层	黄色夹黑色土块状
Pili1-14	2.6	2.8	0.2	红土层	红棕色土层	Pili1-35	5.8	6.0	0.2	腐岩层	黄绿色土块—块状
Pili1-15	2.8	3.0	0.2	红土层	红棕色土层	Pili1-36	6.0	6.2	0.2	腐岩层	黄绿色土块—块状
Pili1-16	3.0	3.2	0.2	红土层	红棕色土层	Pili1-37	6.2	6.4	0.2	腐岩层	黄绿色土块—块状
Pili1-17	3.2	3.4	0.2	红土层	红棕色土层	Pili1-38	6.4	6.6	0.2	腐岩层	黄绿色土块—块状
Pili1-18	3.4	3.6	0.2	红土层	红棕色土层	Pili1-39	6.6	6.8	0.2	腐岩层	黄绿色土块—块状
Pili1-19	3.6	3.8	0.2	红土层	棕灰色土层	Pili1-40	6.8	7.0	0.2	腐岩层	黄绿色土块—块状
Pili1-20	3.8	4.0	0.2	红土层	棕灰色土层	Pili1-41	7.0	7.2	0.2	腐岩层	黄绿色土块—块状
Pili1-21	4.0	4.2	0.2	红土层	棕灰色土层	Pili1-42	7.2	7.2	0	腐岩层	黄绿色土块—块状

表 2 菲律宾苏里高地区 Pili 红土型镍矿床矿物组成结果汇总

Table 2 Summary of mineral compositions of the Pili laterite Ni deposit in the Surigao district, Philippines

层位	厚度(m)	矿物组成	鉴定方法
黏土层	~1.5	针铁矿、赤铁矿、高岭土、钙铝榴石	XRD
红土层	~4	针铁矿、赤铁矿、顽火辉石、透辉石、钛磁赤铁矿、铬镁铁矿、镁氧化物	XRD
腐岩层	2~10 m 不等	镁铁硅酸盐(蛇纹石、橄榄石、辉石等)、赤铁矿、硅镁镍矿	XRD, 薄片观察
基岩	腐岩层以下全是	橄榄石、辉石及蛇纹石等	薄片观察

出,菲律宾苏里高 Pili 红土型镍矿红土层的矿物组成主要为针铁矿、赤铁矿等铁氧化物,然后就是一些含镁矿物等。在典型超基性岩红土型风化壳分层的基础上,此处我们在风化壳最顶部还划分出一层黏土层(表 2)。

这一黏土层和红土层的区别在于,一方面其含有大量的黏土矿物,表现为其 Al_2O_3 含量很高;另一方面,这层黏土中的镍含量较高,比红土层的高,关于这个我们将在下文继续讨论。黏土层和腐殖层为渐变过渡关系,局部见有浮砾,浮砾以褐铁矿结核为主,呈黏土状,黏性较大。除了主要矿物褐铁矿(针铁矿)、赤铁矿和高岭土外,还有部分钙铝榴石(表 2)。

黏土层和红土层之间是渐变过渡的,在黏土层和红土层过渡带中的矿物除了褐铁矿、赤铁矿外,还含有少量顽火辉石风化后的残留体。红土层主要分为两部分,上部为棕灰色土层,下部为黄红色、砖红色黏土,两者为渐变过渡关系,局部夹褐铁矿团块和结核;呈土状、碎块状、蜂窝状等。红土层的矿物成分和黏土层及过渡层大体上相似,除了有褐铁矿和赤铁矿外,还有透辉石、钛磁赤铁矿和铬镁铁矿等(表 2)。红土层和腐岩层之间是渐变过渡的,在他们的过渡带上,除了镍含量的显著增高外,还出现了铬氧化物。

腐岩层是指主要的结构特征和原岩相似、体积没有发生较大的改变且化学成分改变较少的基岩风化物质。多为灰绿色、黄绿色蛇纹石/蛇纹岩,上部和风化程度较高的红土层为渐变过渡关系,往下则逐渐变为碎块状或块状,岩石的硬度也逐渐增加。岩石基本完全蛇纹石化,并且发育有大量的裂隙,沿裂隙可见黑褐色铁锰质细脉及绿色镍硅化物。

基岩为黄绿色、灰黑色橄榄岩,呈致密块状,岩石裂隙发育,沿裂隙面可见有不同程度蛇纹石化。基岩中的主要矿物有橄榄石、辉石以及蛇纹石等。腐岩层中及腐岩层和基岩间成分均属渐变过渡关

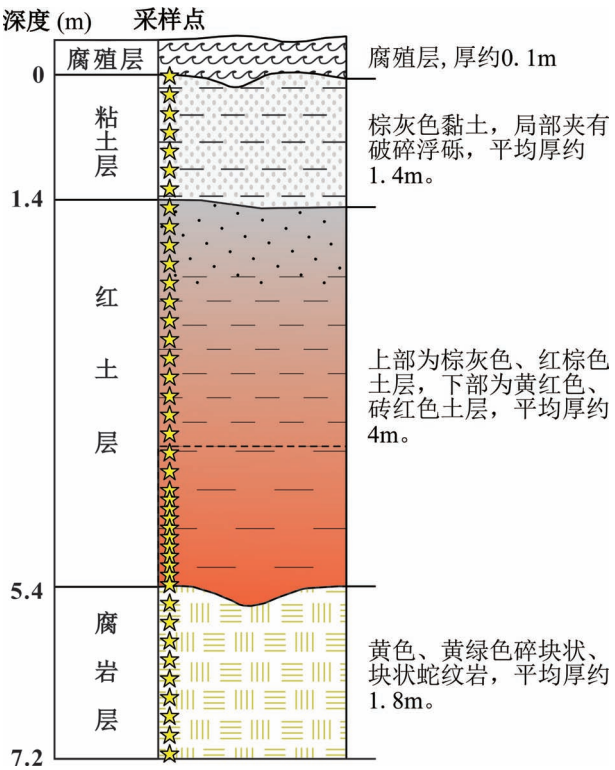


图 3 菲律宾苏里高地区 Pili 红土型镍矿竖井剖面垂向分层示意图及采样位置

Fig. 3 Vertical zonation and sampling location of the well profile of Pili laterite Ni deposit in the Surigao district, Philippines

系,腐岩层中的主要矿物和基岩基本相似,以不同比例的蛇纹石以及残留的橄榄石和辉石等为主,此外还含有赤铁矿和硅镁镍矿(表 2)。

4. 2 红土型镍矿各层含矿性特征

苏里高地区 Pili 红土型镍矿剖面样品的全岩主要元素和关键微量元素分析结果列于表 3。

黏土层:与红土层相比,黏土层铁含量较低,但其硅含量和铝含量相对较高(图 4a);镍含量中等,平均含量近 2000×10^{-6} ,从上至下,镍含量有降低趋势(图 4b);但其铬含量极其高(图 4b),远高于腐岩

层;在黏土层和红土层过渡带,铬含量急剧降低(图 4b)。

红土层:红土层具有最高的铁含量和最低的镁、硅含量(图 4a);红土层的铝的含量中等,低于上层黏土层,但高于下层腐岩层(图 4a)。红土层中的镍、铬含量最低,显著低于黏土层和腐岩层(图 4b)。

腐岩层:腐岩层的镍含量平均约为 10000×10^{-6} ,远高于黏土层和红土层(图 4b),是该区镍矿床的富矿层位;其铬含量也比红土层高很多,但比黏土层低。腐岩层相对于红土层还出现富硅、镁,贫

表 3 菲律宾苏里高地区 Pili 红土型镍矿主量元素及部分关键微量元素测试结果

Table 3 Major element and some key trace element analyzing results of the Pili laterite nickel deposit in the Surigao district, Philippines

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	烧失	总和	Co	Cr	Ni
Pili1-1	22.92	22.24	32.14	0.09	0.46	0.11	0.04	0.92	0.18	0.031	17.9	98.57	203	7930	1710
Pili1-2	23.77	23.65	30.59	0.06	0.43	0.08	0.04	0.96	0.15	0.025	17.8	98.77	163.5	6800	1705
Pili1-3	24.90	24.99	27.86	0.07	0.45	0.08	0.05	1.01	0.15	0.024	17.8	98.38	184	6740	1935
Pili1-4	24.23	24.23	29.41	0.05	0.46	0.08	0.05	0.96	0.22	0.023	17.65	98.45	165	4420	1350
Pili1-5	21.92	22.72	33.31	0.04	0.48	0.07	0.04	0.88	0.35	0.025	17.15	98.35	314	6320	1535
Pili1-6	16.78	20.63	40.52	0.02	0.46	0.04	0.03	0.79	0.43	0.024	16.8	98.23	152	1510	588
Pili1-7	10.96	16.63	50.85	<0.01	0.43	0.02	0.02	0.70	0.47	0.025	16.2	98.36	162	90	156
Pili1-8	6.32	13.27	60.05	<0.01	0.39	0.01	0.02	0.49	0.61	0.019	14.95	98.26	217	70	204
Pili1-9	3.77	11.26	65.40	<0.01	0.40	<0.01	0.02	0.35	0.74	0.016	14.1	98.36	132	40	256
Pili1-10	2.67	9.06	69.08	<0.01	0.45	0.01	0.02	0.27	0.72	0.012	13.65	98.38	121.5	30	117
Pili1-11	2.42	8.17	70.47	<0.01	0.46	0.01	0.02	0.25	0.71	0.011	13.3	98.58	93.3	60	462
Pili1-12	2.25	7.35	71.18	<0.01	0.45	0.01	0.02	0.24	0.72	0.011	13.2	98.33	130	80	519
Pili1-13	2.55	8.50	69.46	<0.01	0.43	0.01	0.01	0.28	0.79	0.013	13.6	98.33	140	80	1000
Pili1-14	2.32	8.22	70.19	<0.01	0.42	0.01	0.01	0.26	0.79	0.012	13.65	98.52	140	80	1160
Pili1-15	2.30	8.26	71.41	<0.01	0.43	<0.01	0.01	0.24	0.71	0.010	12.9	98.58	105.5	80	990
Pili1-16	4.13	8.96	68.59	<0.01	0.50	0.01	0.01	0.27	0.89	0.010	12.65	98.47	144.5	100	1180
Pili1-17	3.18	8.63	70.69	<0.01	0.64	<0.01	0.01	0.25	0.87	0.008	11.6	98.50	163.5	130	1400
Pili1-18	3.22	8.49	70.77	<0.01	0.71	0.01	0.02	0.23	0.76	0.006	11.3	98.45	295	360	1040
Pili1-19	3.72	9.03	69.24	<0.01	0.65	0.04	0.02	0.24	0.80	0.011	11.95	98.31	138.5	80	660
Pili1-20	5.10	9.27	67.49	<0.01	0.63	0.01	0.02	0.23	0.79	0.007	12.3	98.62	115	40	302
Pili1-21	4.26	9.18	68.10	<0.01	0.72	0.01	0.02	0.23	0.91	0.009	12.3	98.66	129.5	40	256
Pili1-22	5.81	9.66	65.90	<0.01	0.73	0.01	0.02	0.24	0.89	0.015	12.5	98.49	99.9	90	306
Pili1-23	4.46	7.23	70.61	<0.01	0.59	0.01	0.02	0.15	0.85	0.012	11.4	98.33	126	30	510
Pili1-24	7.03	9.08	63.92	<0.01	0.54	0.01	0.02	0.19	0.66	0.017	14.85	98.31	148	110	623
Pili1-25	6.81	8.67	64.41	<0.01	0.70	0.01	0.02	0.27	0.55	0.017	14.25	98.29	133.5	120	564
Pili1-26	3.89	6.33	72.69	<0.01	0.78	0.01	0.02	0.12	0.73	0.005	10.7	98.20	127.5	70	858
Pili1-27	4.34	6.13	73.28	<0.01	0.86	0.01	0.02	0.10	0.65	0.005	10.35	98.39	131.5	80	900
Pili1-28	10.51	9.13	58.88	<0.01	0.92	0.01	0.02	0.19	0.65	0.016	15.85	98.36	148	420	620
Pili1-29	7.16	7.46	67.43	<0.01	1.00	0.01	0.02	0.11	0.67	0.006	11.85	98.32	156.5	90	464
Pili1-30	8.43	8.92	63.41	0.02	1.10	0.01	0.02	0.15	0.63	0.011	12.9	98.41	140	140	364
Pili1-31	8.29	9.21	63.57	0.01	1.36	0.01	0.01	0.11	0.80	0.011	12.6	98.61	188.5	160	526
Pili1-32	8.79	7.81	64.16	0.03	1.37	0.01	0.01	0.11	0.67	0.007	12.7	98.52	179	190	609
Pili1-33	19.17	4.30	53.86	0.16	3.35	0.04	0.01	0.04	0.68	0.001	14.75	98.47	301	2620	2050
Pili1-34	20.82	4.40	49.83	0.23	5.13	0.05	0.01	0.05	0.63	0.001	15.3	98.50	379	4860	3340
Pili1-35	38.41	1.08	13.10	0.55	29.14	0.09	0.01	0.01	0.14	0.001	15.2	98.41	196	4880	>10000
Pili1-36	39.00	0.77	11.79	0.17	30.84	0.08	0.01	0.01	0.14	0.001	15.0	98.35	158	3770	9780
Pili1-37	38.72	0.89	13.23	0.22	28.84	0.07	0.01	0.01	0.13	0.001	15.6	98.40	161	4900	>10000
Pili1-38	37.20	1.02	15.67	0.48	25.57	0.06	0.01	0.01	0.18	0.001	16.5	97.45	196.5	5120	>10000
Pili1-39	38.97	0.61	12.88	0.26	29.14	0.07	0.01	0.01	0.17	0.001	15.6	98.39	191	4960	>10000
Pili1-40	39.89	0.59	11.05	0.04	30.52	0.08	0.01	0.01	0.17	0.001	15.55	98.50	157	4300	>10000
Pili1-41	40.33	0.37	10.00	0.06	31.62	0.07	0.01	0.01	0.13	0.001	15.15	98.33	158.5	4300	9810
Pili1-42	37.54	0.83	12.61	0.01	28.38	0.06	0.01	0.02	0.24	0.001	16.75	97.07	182	4640	>10000

注:常量元素氧化物的单位为 %; Co、Cr、Ni 的单位为 $\times 10^{-6}$ 。

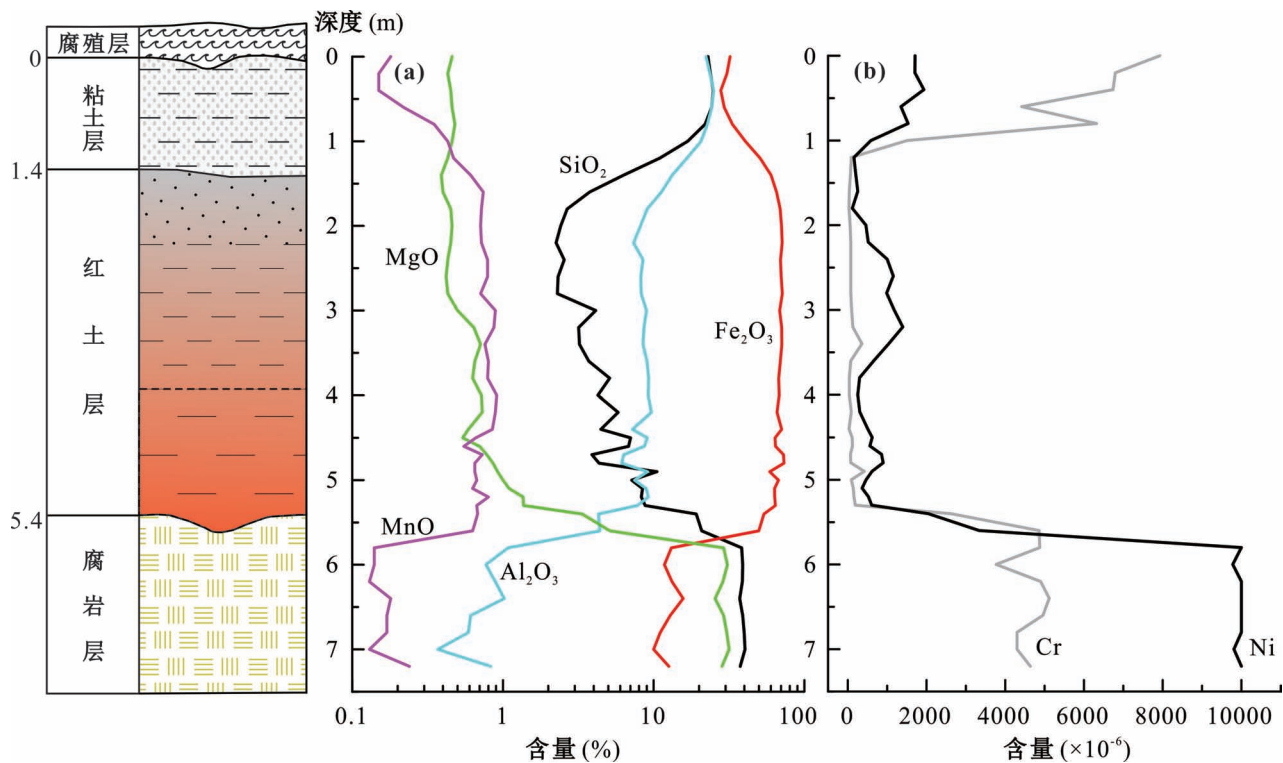


图 4 菲律宾苏里高地区 Pili 红土型镍矿元素垂直分布图

Fig. 4 Vertical elemental distribution diagram of the Pili laterite Ni deposit in the Surigao district, Philippines

铝、铁、锰的特征。

从图 4 可以看出,从上至下,镍在黏土层、红土层到腐岩层的转变过程中呈现先减少后富集的趋势,主要富集在腐岩层中,其品位增高到边界工业品位(0.5%)以上而形成矿体。总体上讲,Pili 镍矿含镍品位大于边界品位以上的矿体对应于腐岩层的上、中部,大部分地段的矿体顶板为腐岩层的顶部界线,在部分地段矿体可向上延伸到腐岩层和红土层的过渡带,较少的地段矿体包含了整个腐岩层。红土风化壳各层都有不同程度的镍、铬矿化。

4. 3 红土型镍矿风化壳主要元素
迁移富集特征及规律

母岩中的原生矿物经过化学风化作用发生溶解、蚀变,原岩中的元素进入溶液而流失或直接再沉淀转变成新的次生矿物。母岩的性质和气候环境背景决定了原生矿物蚀变和新生矿物形成的差异性。红土的化学风化特征可以反过来指示不同红土成因类型以及解释风化程度的差异和成土环境。一些通常用来评估化学风化程度的指数如化学蚀变指数(CIA)、风化指数(WI)和化学风化强度(CIW)等都是由迁移元素如 Ca、Na、K 等含量来计算的

(Nesbitt and Wilson, 1992 , Price and Velbel, 2003)。但是这些元素并不是超基性岩的主要元素,在橄榄岩/蛇纹岩中的含量均很低,因而这些化学风化相关指数并不适用于超基性岩型的红土风化壳。由此,针对超基性岩风化壳,前人根据其主要元素 Mg、Si、Al、Fe 提出了超镁铁质蚀变指数(UMIA)来对红土型镍矿的地球化学变化进行评估(Aiglsperger et al. , 2016) :

$$UMIA = 100 \times \frac{n(Al_2O_3) + n(Fe_2O_3^T)}{n(SiO_2) + n(MgO) + n(Al_2O_3) + n(Fe_2O_3^T)} \tag{1}$$

根据计算结果,新鲜橄榄岩 UMIA 值最低(图 5),为 3.1(表 2),其次是腐岩层,主体 UMIA 均低于 10(图 5),显示较小程度的 Mg、Si 流失。腐岩层与红土层过渡的样品 UMIA 值骤升至 40~50 左右(图 5)。而红土层则具有很高的 UMIA 值(图 5),主体在 70~90 期间,显示出强烈的 Mg、Si 流失以及 Fe 富集特征(图 5b)。此外,本次研究新划分出的黏土层也呈现出相应的 Al 含量逐渐增高的趋势(图 5b)。

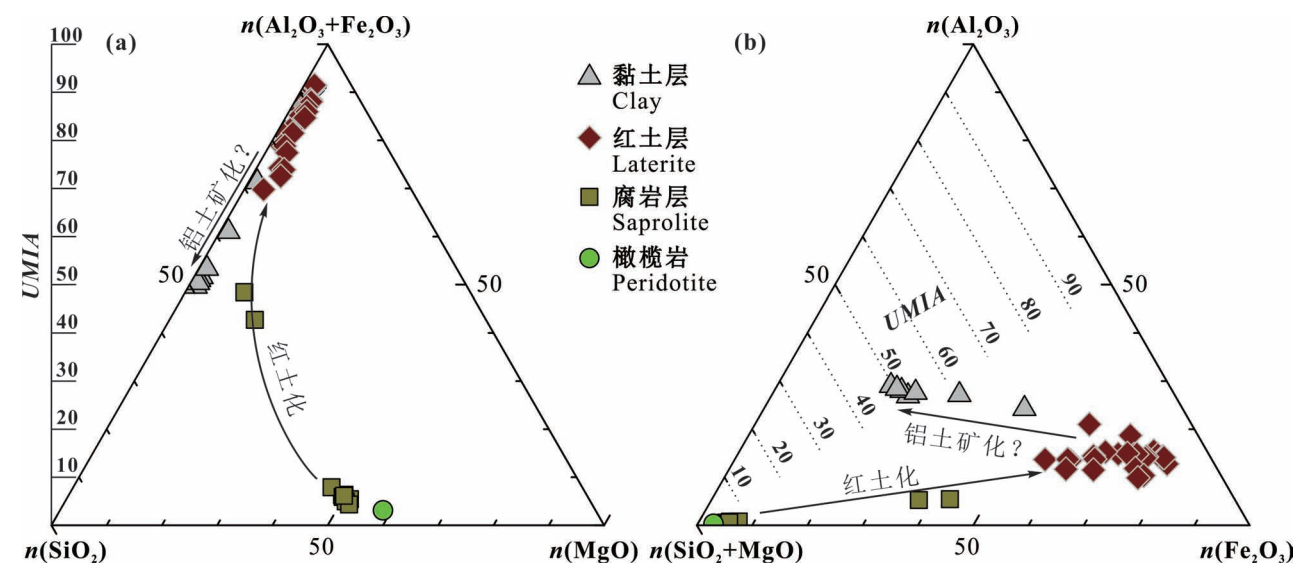


图5 菲律宾苏里高地区 Pili 红土型镍矿风化壳 Al—Fe—Mg—Si 摩尔含量三角判别图, 底图引自 Aiglsperger et al. (2016)

Fig. 5 Molar Al—Fe—Mg—Si ternary plots of the weathering crust from the Pili laterite nickel deposit in Surigao district, Philippines. The basemaps are after Aiglsperger et al. (2016)

(a) AF—S—M 三元图显示了橄榄岩风化的总体趋势, 初始 MgO 损失, SiO₂ 损失, Al₂O₃ 和 Fe₂O₃ 富集。(b) A—SM—F 三元图显示了 Al₂O₃ (铝土矿化)或 Fe₂O₃ 富集的风化趋势

(a) AF—S—M ternary plot illustrating the general weathering trend of peridotites with initial loss of MgO followed by loss of SiO₂ and concomitant enrichment of Al₂O₃ and Fe₂O₃. (b) A—SM—F ternary plot illustrating the weathering trend with respect to Al₂O₃ enrichment (bauxitization) or Fe₂O₃ enrichment

为了进一步量化 Pili 镍矿各主要元素的迁移富集程度,我们还引入了迁移率的概念(Nesbitt, 1979, Ma Jinlong et al., 2007)。风化壳是一个开放的系统,因此在风化过程中会有体积和质量的变化,因而质量平衡计算是研究化学风化过程中元素迁移的最佳方法之一,特别是估算剖面中元素加入或流失的通量(Brimhall et al., 1991)。体积变化量可以通过一种不活动元素的含量来进行校正,认为该元素在风化过程中的质量恒定。在超基性岩、基性岩风化壳中,一般把 Ti 当做不活动元素。因此在风化产物与原岩之间无体积变化的条件情况下(Nahon and Merino, 1996),Ti 可作为参考元素,设 Ti 不活动,用 Ti 来矫正体积,即通过计算风化壳相对于原岩中各元素与 Ti 的比值变化来代表元素的迁移率:

$$\text{迁移率} = 100\% \times \frac{R_i - R_p}{R_p} \quad (2)$$

其中 R_i 和 R_p 分别代表风化壳和原岩样品中某种活动元素含量与 Ti 元素含量的比值;i—风化壳, p—原岩。

从图 6a 可以看出,从黏土层到红土层,MgO 和 SiO₂ 的迁移率接近-100%,说明原岩中几乎所有的

Mg 和 Si 都经风化作用而流失,这也指示 Pili 镍矿所在的热带地区,风化作用十分强烈。Fe、Mn 等氧化还原变价元素在黏土层中迁移率均低于-90%(图 4a),说明也发生了强烈的流失。虽然红土层中呈现 Fe、Mn 等元素的强烈富集(图 4a),但其接近-50%的迁移率,仍然表示 Fe、Mn 在风化淋滤过程中发生了将近一半的流失。Al 的迁移率趋势与 Fe、Mn 等相似,但总体迁移性是主量元素中最弱的(图 6a)。与 Mg、Si 等元素相似,Cr、Ni 在黏土层中的迁移率均超过-90%,呈现显著流失的特征;而在腐岩层中 Cr、Ni 可比橄榄岩原岩富集 2 到 6 倍。

橄榄岩原岩主要由橄榄石和辉石(以及蛇纹石等)组成,在橄榄岩风化形成红土过程中,橄榄石、辉石等容易首先发生伊丁石化和蒙脱石化,导致 Mg、Si 等元素大量流失以及 Fe 高度富集形成铁氧化物或氢氧化物等。而铁氧化物、氢氧化物等的稳定性则主要受控于 Eh 和 pH,比如高 Eh(氧化性)状态有利于富 Fe³⁺ 矿物(赤铁矿、针铁矿等)稳定存在,而 pH 值又决定了富 Fe 矿物是以赤铁矿形式还是针铁矿形式存在:高 pH 状态针铁矿稳定;低 pH 状态针铁矿易分解形成赤铁矿(Golightly, 1981)。

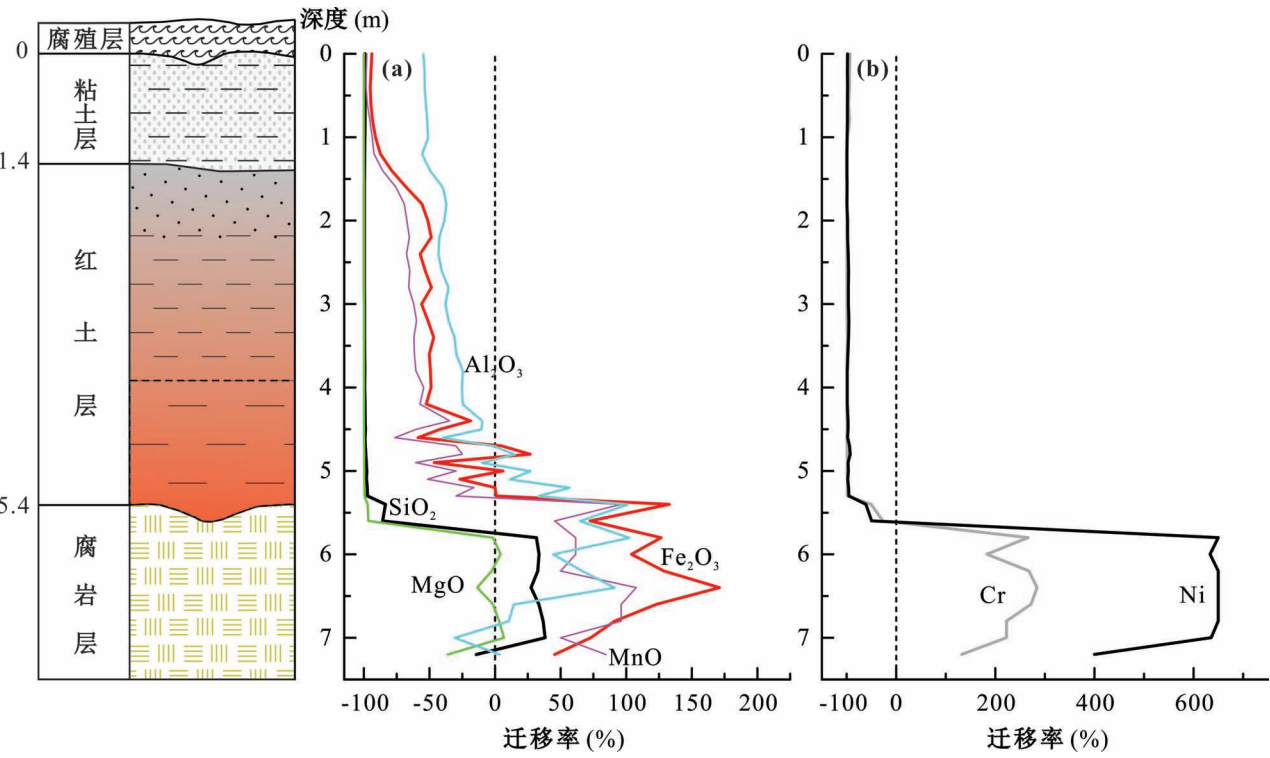


图 6 菲律宾苏里高地区 Pili 红土型镍矿风化壳剖面元素垂向迁移特征

Fig. 6 Vertical elemental migration characteristics of the weathering crust profile from the Pili laterite nickel deposit in the Surigao district, Philippines

另外,低 Eh(还原性)状态则容易导致 Fe^{3+} 转化为易溶的 Fe^{2+} 而发生流失。Pili 镍矿红土层中大量针铁矿和部分赤铁矿的存在说明红土形成于强氧化以及 pH 值偏碱性的环境。比较有意思的是 Pili 镍矿上部黏土层中还发生了铁的大量流失,说明红土初始形成以后 Eh 还发生了显著降低。由于黏土层上部覆盖有一定厚度(约 0.1m)的腐殖层(图 3),可以局部形成还原环境,产生大量细菌。Laskou and Economou-Eliopoulos (2007) 的研究也表明,有机质提供的还原环境和细菌等对铁氧化物等的溶解具有关键作用。本次研究虽然并未测定风化壳剖面有机质的含量,但是通过前人的研究结果判断,红土风化壳剖面顶部通常有机质含量较高(Fu Wei et al., 2014)。因此该黏土层可能是最初形成的红土后来受富含有机质的还原性流体不断渗滤导致 Fe 流失而形成的。该层上覆的腐殖层为地表渗透水提供了所需的有机质和还原细菌等物质基础。

4. 4 红土型镍矿风化壳镍富集机制

红土型镍矿中元素的迁移富集过程比较复杂,常以自上而下逐次递增的方式。镍、铬含量与岩石的蚀变、风化程度有关。黏土层的镍含量和铬含量

要比红土层高(图 4b),这可能是因为黏土层中含有很高的黏土矿物(蒙脱石等),对镍和铬具有吸附作用,导致它们在后期铁大量流失的过程中反而得到了富集。这也反应镍和铬在黏土层的赋存状态主要是以吸附形式存在。在红土层中黏土矿物的含量较少,因此其吸附能力可能较弱,这也可能是红土层镍含量低的原因。腐岩层中铁镁含量与橄榄岩原岩比较接近,说明腐岩层中的铁主要是以镁铁硅酸盐的形式存在,这与 X 射线衍射分析结果一致(表 2)。此外,在腐岩层中黏土矿物的含量大大减少,因此其吸附能力要小很多,这与腐岩层中铝的含量要比黏土层和红土层明显偏低的特征是一致的。但是腐岩层却具有很高的镍含量,尤其是在蛇纹石化强烈及镍硅酸盐细脉发育部位含镍很高,这说明腐岩层中的镍主要以镍硅酸盐的形式存在,而不是吸附作用。铬的富集和镍稍有不同,其在黏土层反而具有最高的含量,在腐岩层中富集程度低于镍,这说明虽然与镍的赋存形式类似,铬在黏土层和腐岩层中分别以吸附形式和铬硅酸盐的形式存在,但黏土层对铬的吸附作用要强于镍,导致这两种元素在不同层位的富集程度有一定差异。

根据前述风化壳剖面元素迁移特征,我们将苏里高地区 Pili 红土型镍矿的形成过程主要分为三个阶段:

(1)腐岩发育阶段。腐岩形成在红土化过程的早期是十分普遍的现象(Freyssinet et al., 2005)。在腐岩初始形成阶段中,基岩橄榄岩发生机械破碎并沿裂隙发育蛇纹石化。在进一步风化作用下,基岩完全蛇纹石化形成蛇纹岩。该阶段岩石体积发生一定膨胀,但是主要元素流失较少,因而也不会有很大程度的镍富集。

(2)红土发育阶段。随着风化锋面逐渐向下延伸,下部的基岩逐渐腐岩化,而上部早期形成的腐岩块体或碎屑受到水解和氧化作用而发生严重破坏。新形成的风化产物以红褐色含铁矿物(褐铁矿、赤铁矿等)为主,具有典型的土质构造。伴随这个阶段的发展,从先前的腐岩层中分离出一层稳定的红土层。这一阶段也发生了显著的地球化学变化,Fe、

Al 含量明显增加,Mg,Si 含量明显下降(图 7a, b)。通常情况下,在该阶段也会伴随强烈的镍富集现象,因为原生矿物释放的 Ni^{2+} 可以进入含镍针铁矿中或者被针铁矿吸附,促使红土样品镍含量提高到 0.5% ~ 1.0% 左右。但这与 Pili 红土型镍矿中红土层贫镍的特征(图 4a)并不相符,这些红土层甚至比原岩橄榄岩具有更低的镍含量(图 7c、d)。红土剖面元素迁移特征也显示镍在红土层中大量流失(图 6b),这说明该阶段红土形成以后还经历了进一步的风化淋滤过程从而对红土成分进行了改造。

(3)晚期溶解再沉淀阶段。该阶段在先前报道的红土风化剖面中较为少见,可能与 Pili 地区特殊的气候(热带强降水)和地表环境(植被发育、腐殖层覆盖)有关系。该阶段强烈的元素迁移可能也是热带地区红土型风化壳所特有的特征。红土形成以后,地表水经腐殖层不断向下渗滤,代入还原性有机质,使得先前形成的(含镍)针铁矿发生溶解,导致

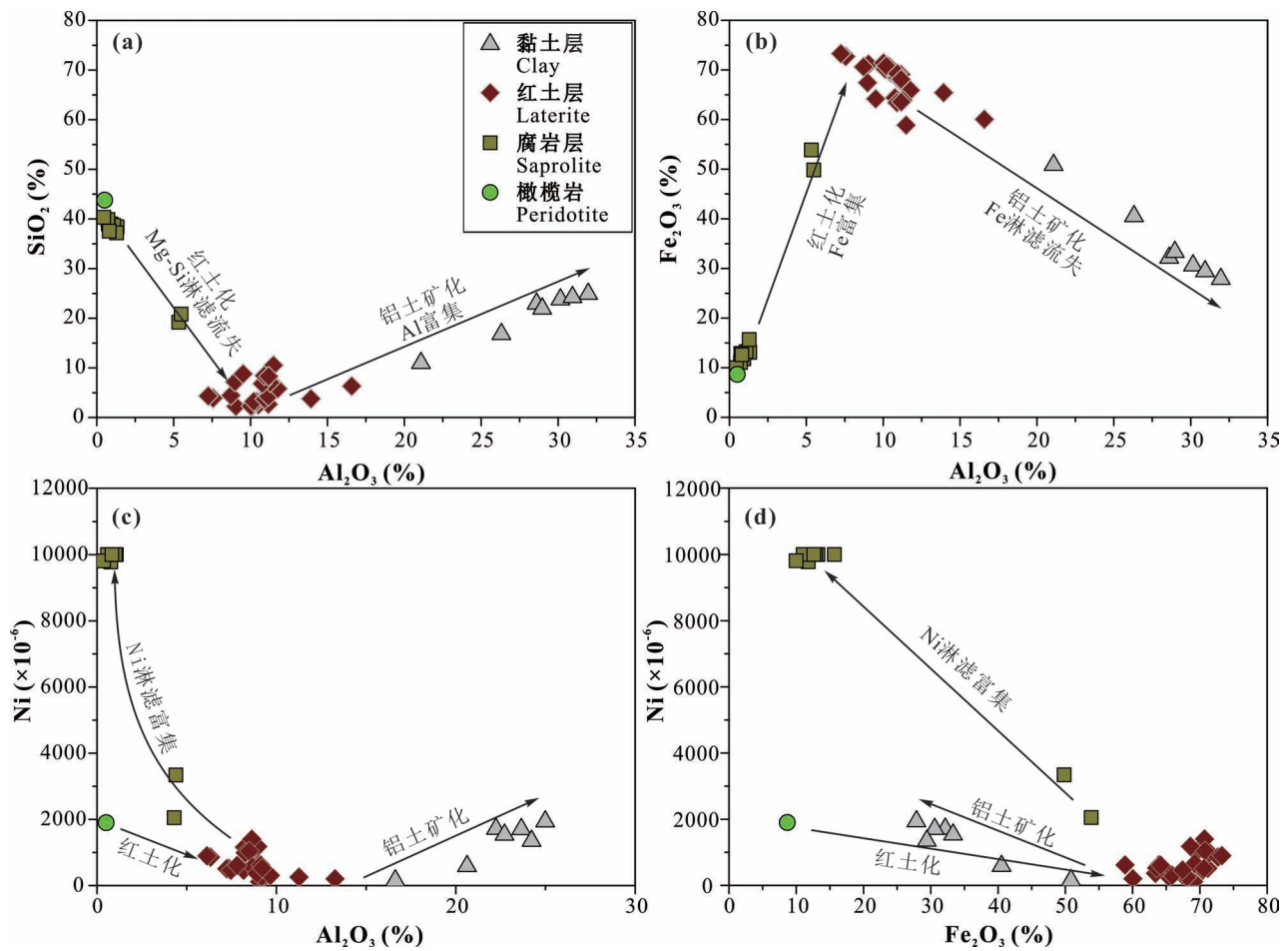


图 7 菲律宾苏里高地区 Pili 镍矿风化壳剖面关键元素相关性图解

Fig. 7 Correlation diagram of key elements in the weathering crust profile of the Pili laterite nickel deposit in the Surigao district, Philippines

铁、镍大量流失。最靠近上部腐殖层的红土层由于受有机质组分影响最大,导致铁流失最多而逐渐发生铝土矿化转变为黏土层(图 7b)。黏土层中剩余的镍、铬由于黏土矿物的吸附作用而被固结,在铁进一步流失的同时反而发生了富集。中间的红土层由于铝土矿化程度较弱,其中的镍、铬等元素反而缺少吸附,然后被逐渐淋滤流失往下迁移。这些被淋滤的镍元素最终进入最下部的腐岩层中形成富镍镁硅酸盐(硅镁镍矿、含镍蛇纹石等)。这就解释了为什么红土层贫镍,而腐岩层中主要元素含量相对橄榄岩原岩变化不大的情况下,镍含量却发生了明显富集(图 7c、d)。

综合以上信息,我们认为菲律宾苏里高地区具有广泛的红土型镍矿成矿潜力,尤其是蛇绿岩广泛出露的区域。不过区别于传统的红土型镍矿红土层含矿的特性,该区以及邻近地区的红土型镍矿含矿层可能主要集中于红土层下部的腐岩层中,未来进一步找矿勘探应对腐岩层的土壤/岩石重点开展工作。

5 结论

通过对菲律宾南部苏里高地区 Pili 红土型镍矿详细的野外地质调查、风化壳剖面矿物组成及全岩地球化学分析,我们得出如下几点认识。

(1) Pili 红土型镍矿是蛇绿岩型超基性岩风化形成的,风化壳剖面自上而下分别分为黏土层、红土层、腐岩层以及橄榄岩基岩,其中腐岩层是主要的镍矿层。

(2) Pili 红土型镍矿风化壳的形成主要经历了三个阶段:腐岩发育阶段、红土发育阶段以及晚期溶解再沉淀阶段。红土初始发育阶段发生了强烈的 Mg、Si 等元素的流失。红土初始形成以后,受热带地区强降水作用影响,后期还原性地表流体不断淋滤使其上部还经历了强烈的 Fe、Mn 流失而形成黏土层。中部红土层也随后发生了强烈的镍流失和中等程度的 Fe、Mn 流失。流体淋滤携带的镍逐渐由红土层向下迁移,并以含镍镁硅酸盐的形式最终富集在腐岩层中。

致谢:感谢赖小东、蓝翔华以及韩伟工程师在野外采样中的帮助。感谢审稿专家对本文提出的非常详细而宝贵的意见。

参 考 文 献 / References

(The literature whose publishing year followed by a “&” is in Chinese

- with English abstract; The literature whose publishing year followed by a “#” is in Chinese without English abstract)
- 付伟,牛虎杰,陈远荣,雷良奇,黄小荣,任小瑞. 2012. 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. *矿床地质*, 31(2): 229~240.
- 付伟,牛虎杰,黄小荣. 2011. 东南亚典型红土型镍矿床的成矿特征与找矿思路. *矿物学报*, 31(S1): 774~775.
- 何灿,肖述刚,谭木昌. 2008. 印度尼西亚红土型镍矿. *云南地质*, 27(1): 20~26.
- 霍晓萍,付伟. 2012. 中国企业投资东南亚红土型镍矿的 SWOT 分析及战略选择. *资源与产业*, 14(01): 18~25.
- 江胜国,王志刚,曹健. 2018. 菲律宾迪纳加特岛 30#矿权区红土型镍矿床地质特征及成矿作用探讨. *地质找矿论丛*, 33(2): 299~305.
- 刘成忠,尹维青,涂春根,何维基. 2009. 菲律宾吕宋岛红土型镍矿地质特征及勘查开发进展. *江西有色金属*, 23(2): 3~10.
- 杨永飞. 2020. 东南亚红土型镍矿资源潜力与开发现状. 2020 年 APOL 镍与不锈钢产业链年会. 中国上海: 1~6.
- 余梦明,闫义,黄奇瑜,刘海泉,张新昌,兰青,陈文煌,钱坤. 2015. 菲律宾蛇绿岩及其大地构造意义. *海洋地质与第四纪地质*, 35(6): 53~71.
- Aiglsperger T, Proenza J A, Lewis J F, Labrador M, Svojtka M, Rojas-Purón A, Longo F, Āurišová J. 2016. Critical metals (REE, Sc, PGE) in Ni laterites from Cuba and the Dominican Republic. *Ore Geology Reviews*, 73: 127~147.
- Aurelio M A, Peña R E. 2010. *Geology of the Philippines*. Mines and Geosciences Bureau; Quezon City: 1~532.
- Brand N W, Butt C R M, Hellsten K J. 1996. Structural and Lithological Controls in the Formation of the Cawse Nickel Laterite Deposits, Western Australia: Implications for Supergene Ore Formation and Exploration in Deeply Weathered Terrains. *Nickel '96: Mineral to Market*. Carlton, Victoria, Australia: Australasian Institute of Mining and Metallurgy: 167~171.
- Brimhall G H, Christopher J L, Ford C, Bratt J, Taylor G, Warin O. 1991. Quantitative geochemical approach to pedogenesis: importance of parent material reduction, volumetric expansion, and eolian influx in lateritization. *Geoderma*, 51(1~4): 51~91.
- Cluzel D, Vigier B. 2008. Syntectonic Mobility of Supergene Nickel Ores of New Caledonia (Southwest Pacific). Evidence from Garnierite Veins and Faulted Regolith. *Resource Geology*, 58(2): 161~170.
- Colin F, Nahon D, Trescases J-J, Melfi A J. 1990. Lateritic weathering of pyroxenites at Niquelandia, Goiás, Brazil; the supergene behavior of nickel. *Economic Geology*, 85(5): 1010~1023.
- Deng Jianghong, Yang Xiaoyong, Qi Huasheng, Zhang Zhaofeng, Mastoi A S, Sun Weidong. 2017. Early Cretaceous high-Mg adakites associated with Cu—Au mineralization in the Cebu Island, Central Philippines: Implication for partial melting of the paleo-Pacific Plate. *Ore Geology Reviews*, 88: 251~269.
- Dimalanta C B, Yumul G P. 2006. Magmatic and amagmatic contributions to crustal growth in the Philippine island arc system: Comparison of the Cretaceous and post-Cretaceous periods. *Geosciences Journal*, 10(3): 321~329.
- Elias M. 2002. Nickel laterite deposits - geological overview, resources and exploitation. Cooke D. R., Pongratz J. *Giant Ore Deposits: Characteristics, genesis and exploration*. Centre for Ore Deposit Research, University of Tasmania: CODES Special Publication. 205~220.
- Freyssinet P, Butt C R M, Morris R C, Piantone P, Hedenquist J W,

- Thompson J F H, Goldfarb R J, Richards J P. 2005. Ore-Forming Processes Related to Lateritic Weathering. One Hundredth Anniversary Volume. Society of Economic Geologists. 681~722.
- Fu Wei, Niu Hujie, Chen Yuanrong, Lei Liangqi, Huang Xiaorong, Ren Xiaorui. 2012#. Supergene enrichment and mineralization texture of nickel in laterite weathered crust from ultrabasic rocks: A case study of Kolonodale ore district in Sulawesi Island, Indonesia. *Mineral Deposits*, 31(2): 229~240.
- Fu Wei, Niu Hujie, Huang Xiaorong. 2011#. Metallogenic characteristics and prospecting ideas of typical laterite nickel deposits in Southeast Asia. *Acta Mineralogica Sinica*, 31(S1): 774~775.
- Fu Wei, Yang Jianwen, Yang Mengli, Pang Baocheng, Liu Xijun, Niu Hujie, Huang Xiaorong. 2014. Mineralogical and geochemical characteristics of a serpentinite-derived laterite profile from East Sulawesi, Indonesia: Implications for the lateritization process and Ni supergene enrichment in the tropical rainforest. *Journal of Asian Earth Sciences*, 93: 74~88.
- Gleeson S A, Butt C R M, Elias M. 2003. Nickel Laterites: A Review. *SEG Discovery*, (54): 1~18.
- Golightly J P. 1981. Nickeliferous Laterite Deposits. Seventy-Fifth Anniversary Volume. Society of Economic Geologists. 710 - 735.
- Golightly J P, Arancibia O N. 1979. The chemical composition and infrared spectrum of nickel- and iron-substituted serpentinite from a nickeliferous laterite profile, Soroako, Indonesia. *The Canadian Mineralogist*, 17(4): 719~728.
- He Can, Xiao Shugang, Tan Muchang. 2008#. The Ni deposits of laterite type in Indonesia. *Yunnan Geology*, 27(1): 20~26.
- Hill I G, Worden R H, Meighan I G. 2000. Geochemical evolution of apalaolaterite: the Interbasaltic Formation, Northern Ireland. *Chemical Geology*, 166(1-2): 65~84.
- Huo Xiaoping, Fu Wei. 2012#. SWOT analysis and strategic investment in mining southeast Asia's laterite nickel. *Resources & Industries*, 14(01): 18~25 (in Chinese with English abstract).
- Ito A, Otake T, Maulana A, Sanematsu K, Sufriadin, Sato T. 2021. Geochemical constraints on the mobilization of Ni and critical metals in laterite deposits, Sulawesi, Indonesia: A mass - balance approach. *Resource Geology*, 71(3): 255~282.
- Jiang Shengguo, Wang Zhigang, Cao Jian. 2018#. Metallogenesis and geological characteristics of lateritic nickel deposits in the property No. 30 of Dinagat Island, Philippines. *Contributions to Geology and Mineral Resources Research*, 33(2): 299~305.
- Laskou M, Economou-Eliopoulos M. 2007. The role of microorganisms on the mineralogical and geochemical characteristics of the Parnassos - Ghiona bauxite deposits, Greece. *Journal of Geochemical Exploration*, 93(2): 67~77.
- Liu Chengzhong, Yin Weiqing, Tu Chungen, He Weiji. 2009#. Geologic Characteristics and Exploration & Utilization Progress of Laterite Nickel Deposits in Luzon Island, Philippines. *Jiangxi Nonferrous Metals*, 23(2): 3~10.
- Ma Jinlong, Wei Gangjian, Xu Yigang, Long Wenguo, Sun Weidong. 2007. Mobilization and re-distribution of major and trace elements during extreme weathering of basalt in Hainan Island, South China. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(13): 3223~3237.
- Mudd G M. 2010. Global trends and environmental issues in nickel mining: Sulfides versus laterites. *Ore Geology Reviews*, 38(1~2): 9~26.
- Nahon D, Merino E. 1996. Pseudomorphic replacement versus dilation in laterites: petrographic evidence, mechanisms, and consequences for modelling. *Journal of Geochemical Exploration*, 57(1-3): 217~225.
- Nahon D B, Paquet H, Delvigne J. 1982. Lateritic weathering of ultramafic rocks and the concentration of nickel in the western Ivory Coast. *Economic Geology*, 77(5): 1159~1175.
- Nesbitt H W. 1979. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature*, 279(5710): 206~210.
- Nesbitt H W, Wilson R E. 1992. Recent chemical weathering of basalts. *American Journal of Science*, 292(10): 740~777.
- Price J R, Velbel M A. 2003. Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. *Chemical Geology*, 202(3~4): 397~416.
- Rangin C. 1991. The Philippine Mobile Belt: a complex plate boundary. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 6(3): 209~220.
- Thorne R, Herrington R, Roberts S. 2009. Composition and origin of the Çaldağ oxide nickel laterite, W. Turkey. *Mineralium Deposita*, 44(5): 581.
- Thorne R L, Roberts S, Herrington R. 2012. Climate change and the formation of nickel laterite deposits. *Geology*, 40(4): 331~334.
- Wells M A, Ramanaidou E R, Verrall M, Tessarolo C. 2009. Mineralogy and crystal chemistry of "garnierites" in the Goro lateritic nickel deposit, New Caledonia. *European Journal of Mineralogy*, 21(2): 467~483.
- Yang Yongfei. 2020#. Resource potential and development status of laterite nickel deposits in Southeast Asia. 2020 APOL Annual Conference of Nickel and Stainless Steel Industrial Chain. Shanghai, China: 1~6.
- Yu Mengming, Yan Yi, Huang Qiyu, Liu Haiquan, Zhang Xinchang, Lan Qing, Chen Wenhuan, Qian Kun. 2015#. Philippine ophiolites and their tectonic significance. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 35(6): 53~71.
- Yumul G P. 2007. Westward younging disposition of Philippine ophiolites and its implication for arc evolution. *Island Arc*, 16(2): 306~317.
- Yumul G P, Dimalanta C B, Maglambayan V B, Marquez E J. 2008. Tectonic setting of a composite terrane: A review of the Philippine island arc system. *Geosciences Journal*, 12(1): 7~17.

Migration and enrichment of elements in thenickel laterite weathering crust of the tropical region: A case study of the Pili Nickel deposit in the Surigao district, southern Philippines

GAO Ya¹⁾, DENG Jianghong²⁾, YANG Xiaoyong³⁾, DUAN Liu'an⁴⁾, LUO Xiandong⁵⁾

- 1) The Geological Experiment Institute of Anhui Province (Hefei Mineral Resources Supervision and Testing Center, the Ministry of Land and Resources), Hefei, 230001;
- 2) Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao, Shandong, 266071;
- 3) School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei, 230026;
- 4) Yantai Geological Survey Center of Coastal Zone, China Geological Survey, Yantai, Shandong, 264004;
- 5) Geological Exploration Technology Institute of Anhui Province, Hefei, 230001

Objectives: The Philippines and Indonesia in tropical Southeast Asia are the world’s major producers of laterite nickel deposits. Laterite nickel deposits are widely distributed in the Surigao district of the southern Philippines and are generally hydrous magnesium-silicate type. In this study, we discuss the zonation characteristics and element migration-enrichment of the laterite nickel weathering crust in the tropical region.

Methods: We studied the detailed field geology of the Pili laterite nickel deposit in the Surigao district, Philippines, combining mineralogical compositions and geochemical characteristics of the laterite nickel weathering crust profile.

Results: According to the mineral compositions, the weathering crust profile of Pili laterite nickel ore is divided into four layers from top to bottom: clay layer, laterite layer, saprolite layer, and bedrock. Saprolite is the main Ni ore-bearing layer of the deposit, which contains about 1 wt% nickel. Geochemical characteristics of the laterite profile show that the laterite is rich in Fe and Mn, and poor in Si and Mg. The upper clay layer is rich in Al, Si, Cr, and Ni, and poor in Fe and Mn compared with the laterite layer. Different from common laterite nickel deposits, the laterite of the Pili nickel deposit is quite Ni-poor. The element migration ratios in the profile show that the clay layer has experienced strong losses of Si, Mg, Fe, and Mn, and the red soil has experienced strong losses of Mg and Si and a moderate loss of Fe and Mn. The lower saprolite layer experienced the enrichment of Fe, Mn, Cr, and Ni.

Conclusions: Based on the above findings, we propose three stages of processes to explain the element migration and enrichment of Pili laterite nickel deposits: the saprolite development stage, laterite development stage, and late dissolution and precipitation stage. There was no obvious element migration or loss during the initial development stage of saprolite. At the initial development stage of laterite, the loss of Mg, Si, and other elements occurred under the influence of surface fluids. After the initial formation of laterite, the upper part of laterite also experienced strong losses of Fe and Mn and formed the clay layer due to the continuous leaching of reducing surface fluids, which was probably affected by heavy rainfalls in the tropical region. In the middle laterite layer, there were strong Ni loss and moderate Fe and Mn losses. The intense element migration at this stage may be the specific characteristic of nickel laterite weathering crust in the tropical region. The fluid-leached nickel gradually migrates down from the laterite layer following the fluid and eventually accumulates in the saprolite in the form of nickel-bearing magnesium silicate. The findings of this study provide significant indications for the exploration of laterite nickel deposits in the district.

Keywords: laterite nickel deposit, ophiolite, ultrabasic rock, weathering crust, element migration—enrichment, Philippines, Surigao

Acknowledgements: This paper was supported by National Natural Science Foundation of China (Nos. 41803002 and 41673040). We greatly thank LAI Xiaodong, LAN Xianghua and HAN Wei for their help in the field sampling. We also appreciate the editor for the handling of the manuscript and reviewers for their detailed and valuable comments

First author: GAO Ya, female, born in 1989, master, engineer, mainly engaged in the investigation, evaluation and study of hydro-, engineering, environmental, and ore deposit geology; Email: 343379276@ qq. com

Corresponding author: DENG Jianghong, male, born in 1987, doctor, research assistant, mainly engaged in the study of petrogeochemistry; E-mail: jhdeng0507@ 163. com

Manuscript received on: 2021-12-24; Accepted on: 2022-05-01; Network published on: 2022-05-20

Doi: 10. 16509/j. georeview. 2022. 05. 035

Edited by: ZHANG Yuxu

