

文章编号: 0258-7106(2012)02-0229-12

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

付伟^{1,2,3}, 牛虎杰¹, 陈远荣^{1,2}, 雷良奇^{1,2}, 黄小荣¹, 任小瑞¹

(1 桂林理工大学地球科学学院, 广西 桂林 541004; 2 广西隐伏金属矿产勘查重点实验室, 广西 桂林 541004;
3 广东省地质过程与矿产资源探查重点实验室, 广东 广州 510275)

摘要 文章选取印尼苏拉威西岛 Kolonodale 红土型镍矿区为研究区, 对 201 个浅井剖面共采取 3 161 件风化壳样品, 进行了 $w(\text{Ni})$ 值的测试, 以揭示超基性岩红土风化壳中 Ni 的表生富集规律及矿化结构特征。研究结果表明, 在平面上, 矿区内风化壳的 $w(\text{Ni})$ 平均值的高低与地形地貌关系密切。斜坡带、坡脚堆积带的风化壳为含镍高值区, 其 $w(\text{Ni})$ 值为 0.8%~1.8%; 山顶平台区、山脊的风化壳为含镍低值区, 其 $w(\text{Ni})$ 值为 0.7%~1.4%。在垂向上, 风化产物的 $w(\text{Ni})$ 值的高低与取样深度及样品属性密切相关。 $w(\text{Ni})$ 值随着红土带→腐岩带→基岩带的变化出现低值(0.85%~1.55%)→高值(1.15%~4.75%)→低值($\leq 0.55\%$)的波动变化规律。矿层的产状(分布、深度、厚度)与风化壳产状之间表现出明显的正相关关系。矿区内的低品位矿层($1.5\% \leq w(\text{Ni}) \leq 2.0\%$)和高品位矿层($w(\text{Ni}) \geq 2.0\%$)单独或组合发育, 产出“正常型双层矿化”、“倒置型双层矿化”、“低品位单层矿化”、“高品位单层矿化”和“叠层矿化”等 5 种矿化结构类型。综合分析认为, 富镁及中等程度蛇纹石化的超基性岩母岩、热带雨林气候环境是矿区内发育富镍红土风化壳的首要条件。吸附、离子交换以及次生沉淀等 3 种成矿作用的共同发育, 导致了红土风化壳中 Ni 表生矿化的连续性、矿石类型的多样性及特高品位矿石的形成。矿床中矿化结构类型的多样化是区域构造背景、地形地貌、构造发育、水文条件等诸多因素耦合作用的结果。文章指出, 在今后的红土型镍矿床的找矿勘查过程中, 需要综合考虑各类内、外生控矿因素对矿床发育的影响, 总结矿区尺度的矿化结构规律, 可有效地指导矿床勘查工作。

关键词 地质学 红土型镍矿 品位变化 矿化结构 成矿作用 东南亚

中图分类号: P618.63

文献标志码: A

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

FU Wei^{1,2,3}, NIU HuJie¹, CHEN YuanRong^{1,2}, LEI LiangQi^{1,2}, HUANG XiaoRong¹ and Ren XiaoRui¹

(1 Department of Earth Sciences, Guilin University of Technology, Guilin 541004, Guangxi, China; 2 Guangxi Key Laboratory of Hidden Metallic Ore Deposits Exploration, Guilin 541004, Guangxi, China; 3 Guangdong Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, Guangzhou 510275, Guangdong, China)

Abstracts

The Kolonodale ore deposit, located in Sulawesi Island of Indonesia, was chosen as the research target for

* 本文为国家自然科学基金(41102051)、国家自然科学基金(40972220)与广西自然科学基金(桂科青 0991083)联合资助的成果
第一作者简介 付伟,男,1980年生,博士,副教授,主要从事矿床地质学及勘查工程的教学与研究。Email: fuwei@glite.edu.cn
收稿日期 2011-09-26; 改回日期 2012-02-06。许德煊编辑。

the study of the Ni supergene enrichment and mineralization texture in the laterite weathering crust from ultrabasic rock. 3 161 samples collected from 201 shallow-well profiles were analyzed for Ni grade. The results show that the average Ni grade of laterite weathered crust has good relationship with topography and land form. On the gentle slope and at hill foot, the Ni value is commonly high (0.8% ~ 1.8%), whereas in the ridge and platform of the highland, the Ni value is relatively low (0.7% ~ 1.4%). The average Ni grade changes in order of low(0.85% ~ 1.55%) → high(1.15% ~ 4.75%) → low($\leq 0.55\%$) with the increasing depth from laterite layer through saprolite layer to base rock layer, suggesting that the Ni grade is related to the depth and petrological type of the sample. The modes of occurrence of ore beds, with $w(\text{Ni}) \geq 1.5\%$, change greatly but have good positive correlation with laterite weathered crust in depth and thickness. Five types of mineralization textures were distinguished, namely "normal double-layer texture", "inverted double-layer texture", "high grade single-layer texture", "low grade single-layer texture" and "laminated-layer texture". A comprehensive analysis shows that the Ni supergene enrichment and mineralization in Kolonodale area are attributed to the weathering process of the outcropped ultrabasic rock body under the conditions of active plate tectonic movement and tropical rain-forest climate. Various types of mineralization texture are closely related to regional factors, such as basement rock, landform, local structure, and drainage condition. The adsorption, ion exchange and secondary deposition are considered to be the main ore-forming processes. The authors hold that various controlling factors, no matter whether they are of geological origin or of geographical origin, must be considered comprehensively in the determination of the exploration direction, and the study and summarization of the mineralization texture of the ore deposit is beneficial to further mineral prospecting.

Key words: geology, laterite nickel deposit, ore grade change, mineralization texture, ore-forming process, Southeast Asia

超基性岩红土风化壳中蕴藏着丰富的镍矿资源,这种表生成因的镍矿床一般被称之为红土型镍矿床。该类矿床是镍矿床类型中资源储量最大的一类,也是当前全球矿业领域开发利用的热点之一(Brand et al., 1998; Ashok et al., 2004; 王瑞江等, 2008)。东南亚地区与中国毗邻,区内红土型镍矿床(点)广泛发育,其中,仅印度尼西亚就蕴藏着全球红土镍矿石总储量的12%,菲律宾更达17%,此外,缅甸等国也具有良好的成矿条件和资源前景(Ashok et al., 2004)。得益于良好的地缘优势,当前中国企业赴东南亚地区的“淘镍”浪潮方兴未艾(霍晓萍等, 2011)。

必须指出的是,当前中国开发利用东南亚红土型镍矿资源的盲目性较大,尤其缺乏相关矿床学理论的有力支撑。20世纪80年代初,冶金部曾组织赴菲律宾考察红土型镍矿,并报道了相关成果(冶金工业部, 1980),之后的近20年内,中国在该领域的研究成果几近空白。直至2005年前后,国内一些地质勘查队伍才开始进入东南亚矿业勘查市场,红土型镍矿床被高度关注,相关的地质勘查及研究工作得以起步。目前,在大量实地勘查的基础上,国内已获

取了有关东南亚红土型镍矿床的丰富的野外第一手资料,部分学者已开始着手探索该类型矿床的成矿理论及勘查技术难题,一批本土化的研究成果相继出现。已取得的代表性研究成果包括典型矿床成矿特征研究(付伟等, 2010; 张道红等, 2010; 王志刚, 2010; 罗太旭, 2008; 刘成忠等, 2009; 马绍春等, 2009; 何灿等, 2008), 勘查技术与方法研究(付小锦等, 2010; 崔敏利等, 2009; 徐强等, 2009)等。应该说,上述工作为今后开展境外红土型镍矿床的实地勘查积累了宝贵经验,也为后续深入研究奠定了良好基础。但必须清醒地认识到,当前国内对红土型镍矿床的成矿规律及成因的认识还非常有限,已有的成果多局限于对野外成矿特征的描述性认识,而缺乏建立在大量实测数据基础上的规律性及机理性的认识。

本文以发育于印度尼西亚苏拉威西岛的Kolonodale红土型镍矿区为研究对象,在进行实地地质调查的基础上,对富镍红土风化壳进行了完整的剖面取样及镍含量分析,总结了风化壳中矿化元素在平面及垂向上的品位变化及表生富集规律。依此为证据,探讨了该矿床的形成环境、矿化结构、成矿

作用方式及其对找矿勘探的指示意义。

1 研究区地质背景

Kolonodale 红土型镍矿床位于印度尼西亚苏拉威西岛的东部沿海。该地区大面积出露由构造侵位形成的基性-超基性杂岩体(图 1)。Kadariusmana 等(2004)认为,该地区的基性-超基性杂岩体属于东苏拉威西蛇绿岩构造带的一部分。该蛇绿岩带的规模巨大,南北延伸近 700 km,出露总面积达 15 000 km²。东苏拉威西蛇绿岩的出露为区域内红土型镍矿床的形成提供了必要的物质基础,世界著名的 Sorowako 矿床(Golightly, 1979)就发育在此蛇绿岩带内。

付伟等(2010)首次报道了 Kolonodale 红土型镍矿区的成矿地质背景及基本成矿特征。该矿区的地表多被热带雨林覆盖,以低山丘陵地貌为主,山体坡度一般为 5~20°,靠近海岸的地带为大于 30°。区内超基性岩广泛分布,岩性主要为蛇纹石化橄榄岩、二辉橄榄岩。矿区内的构造以断层破碎带为主,有 3 条 NW 向和 NE 向的构造破碎带,产状陡倾。红土型镍矿体产在热带雨林覆盖下的超基性岩风化壳中。通过探矿工程揭露,含矿红土风化壳在垂向剖

面上出现明显的岩相分带,即红土带→腐岩带→基岩带(图 1)。红土带的上部为紫红色铁帽层,出现大量铁质氧化物,胶结成粘粒状或团块状构造,主要矿物成分是褐铁矿、赤铁矿、少量次生石英和高岭土等,厚度一般为 0~5 m;红土带的中-下部发育黄色铁质矿层,呈疏松多孔的土状构造,主要矿物有针铁矿、褐铁矿和少量基岩风化残留碎块,厚度一般为 1~10 m。腐岩带主要呈灰绿色,其上部风化产物的粒度较细,向下,混杂的基岩风化-半风化碎块逐渐增多,该带的主要矿物成分是蛇纹石等镁铁层状硅酸盐类矿物,沿裂隙或节理多见浸染状翠绿色硅镁镍矿,该层厚度一般为 1~5 m。基岩主要在矿区边缘的海岸带出露,有少部分被探矿工程揭露,主要由蛇纹石化橄榄岩、橄榄岩和二辉橄榄岩等组成。该矿床产出的镍矿石有 2 种类型,一类是产在剖面上部红土层中的铁氧化物型镍矿石,另一类是产在矿化剖面下部腐岩带中的硅酸盐型镍矿石。

2 取样与分析方法

本次研究的范围是 Kolonodale 矿区内的红土风化壳分布区。取样剖面选自勘探浅井的井壁,采用全井连续刻槽或刻线法取样,单个样品的长度平均

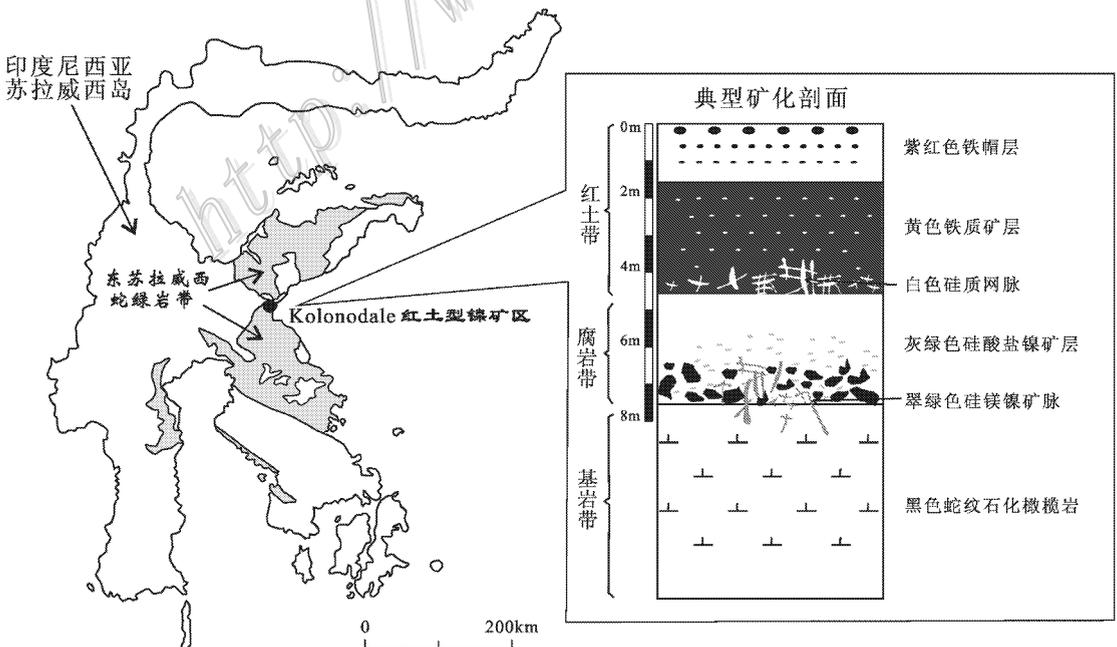


图 1 Kolonodale 矿区位置及典型矿化剖面柱状图(据付伟等, 2010 修改)

约 1 m。本次研究共选取浅井剖面 201 个, 取样 3 161 件。每个样品需进行干燥, 粉碎至粉末状, 并充分搅拌均匀, 使用手持式 X 光荧光光谱仪对镍含量进行快速测定。

与实验室数据相比, 野外手持式 X 光荧光光谱仪的分析数据不可避免地存在误差, 在应用于勘查实践及研究工作时, 必须进行科学的误差控制和校正。经实践发现, 通过对富镍红土风化壳样品进行干燥度和粒度的统一控制, 保持测试地点及测试环境的稳定, 手持式 X 光荧光光谱仪的分析数据与实验室湿化学分析数据之间存在着良好的线性关系。经过线性回归分析进行误差校正后, 手持式 X 光荧光光谱仪的分析数据可近似代替实验室测试数据(崔敏利等, 2009)。应该说, 该测试方法是开展境外红土型镍矿床勘查和研究工作的特殊选择, 其优点是能有效克服国外分析测试条件不便的难题, 方便应对勘查环境复杂多变的局面, 实现对矿床的快速评价和成矿规律的及时总结。

本文选取了一个典型剖面进行实验室数据与野外分析数据的对比(表 1)。实验室数据分析由桂林矿产地质研究院测试中心完成, 采用传统的湿化学分析方法。经对比发现, 手持式 X 光荧光光谱仪的数据与实验室数据之间虽然在单个样品上误差值偏大, 但整个样品群的误差值区间则非常小, 并且, 不同样品间的误差值非常接近(图 2)。采用一元回归分析, 计算出这 2 组数据的相关系数: $r = 0.9988$, 表现出非常显著的正相关关系。通过计算, 它们之间的线性换算方程式为: $Y \approx 1.003X + 0.35$ (X 为手持式 X 光荧光光谱仪的野外实测值; Y 为实验室分析值)。该换算方程与崔敏利等(2009)提出的:

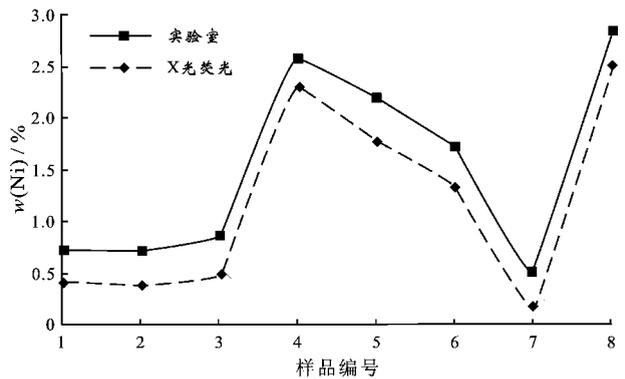


图 2 X 光荧光分析与实验室测试中 Ni 含量对比分析折线图

Fig. 2 Comparative chart for X fluorescence analysis and laboratory testing of Ni content data

$Y = 0.9940X + 0.339297$ 非常接近。在 Kolonodale 研究区, 取 $w(\text{Ni}) \geq 1.5\%$ 作为划定矿体的边界品位, 因此, 本文与前人在校正 10^{-2} 区间上的误差不会对研究结果产生实质影响。矿区内典型剖面的实验对比以及与前人工作的对比, 都说明在本研究区采用手持式 X 光荧光光谱仪对富镍红土风化壳样品进行镍含量的分析是可行的。每个样品在野外实测数据值的基础上加上校正值 0.35, 即可得到替代实验室分析的数据值, 并应用于本文的成矿规律总结研究。

3 分析及结果

3.1 红土风化壳中镍含量的变化

本次研究对浅井剖面进行了完整的取样, 并测试了它们的 $w(\text{Ni})$ 值, 采用统计和对比分析方法总结了红土风化壳中镍含量的变化规律。在 Kolonodale 研究区内, 红土风化壳一般直接覆盖于超基性岩体之上, 它主要是基底母岩发生原地风化作用的产物, 局部可见少量异地迁移堆积的物质。红土风化壳的厚度多为 0~32 m, 平均厚度约 15.7 m。经测试发现, 红土风化壳中不同取样点的 $w(\text{Ni})$ 值变化较大, 但总体上为 0.55%~4.75%, 其中, 绝大多数为 0.85%~2.35%, 而低于 0.85% 或高于 4.35% 者均少见。在平面上, 风化壳的 $w(\text{Ni})$ 平均值的高低与地形地貌关系密切, 斜坡带、坡脚堆积带风化壳的 $w(\text{Ni})$ 平均值偏高(0.8%~1.8%), 而山顶平台区和山脊风化壳的 $w(\text{Ni})$ 平均值偏低(0.7%~1.4%)。在垂向上, 红土风化壳的 $w(\text{Ni})$ 值的高低

表 1 X 光荧光分析与实验室测试的 Ni 含量数据对比

Table 1 Comparison between the X fluorescence analysis and laboratory testing of Ni content data

样品编号	$w(\text{Ni})/\%$	
	X 光荧光分析	实验室测试
1	0.40	0.72
2	0.38	0.72
3	0.48	0.87
4	2.30	2.60
5	1.76	2.19
6	1.33	1.72
7	0.17	0.49
8	2.51	2.85

与采样深度关系密切,低值样品多出现在剖面的上部和底部,而高值样品则多出现在剖面的中-下部。考虑到红土风化壳剖面上出现明显的垂向分带(红土带→腐岩带→基岩带),本文对不同岩相带的 $w(\text{Ni})$ 值进行了归类统计。经统计分析发现,红土带样品的 $w(\text{Ni})$ 值多为 0.85%~1.55%,腐岩带样品的 $w(\text{Ni})$ 值多为 1.15%~3.35%,而基岩样品 $w(\text{Ni})$ 值则多低于 0.55%,自上而下表现出低→高→低的波动变化特征。本研究区红土风化壳中 $w(\text{Ni})$ 值变化的普遍规律是,高 $w(\text{Ni})$ 值的红土风化壳多出现在缓坡角斜坡带,风化产物的 $w(\text{Ni})$ 值高于基底母岩的 $w(\text{Ni})$ 值,腐岩带样品的 $w(\text{Ni})$ 值高于红土带样品的 $w(\text{Ni})$ 值。

3.2 矿层产状及品位变化

在风化壳垂向剖面 $w(\text{Ni})$ 值分析的基础上,本文取 $w(\text{Ni}) \geq 1.5\%$ 作为边界品位来圈定矿层,并分析其产状。经分析发现,矿层的发育严格受超基性岩红土风化壳的平面分布及垂向延伸所制约(图 3)。在平面上,红土型镍矿层的分布范围限定在超基性岩顶部的红土风化壳内,而在超基性岩裸露区及非超基性岩风化壳中均未见矿。在垂向上,红土型镍矿层的顶界深度(即埋深)可介于红土风化壳地表以下 0~24 m 区间内,其中约有 82.8% 的见矿浅井在 10 m 之内见矿,而矿层顶界位于 20 m 以下的浅井仅占 1%。矿层底界的深度变化也非常大,可位于地表以下 0~32 m 区间内,其中,高频区间集中在 13~

21 m,约占见矿浅井总数的 45%;此外,在 25% 的浅井内,矿层底界可一直延伸至 23 m 以下。总体而言,矿层的产出深度主要集中在风化壳的中-下部,大致对应于红土带的底部及腐岩带的大部分。在见矿浅井中,矿层厚度的变化范围为 1~19 m,以厚 1~5 m 为主,约占 65%,厚 6~9 m 的矿层占 21%,厚度 ≥ 10 m 的矿层仅在部分钻孔中零星产出,其总数也只约占 10%。总体来看,矿层的平均埋深约 6.2 m,厚度约 5.3 m,其产状随风化壳产状的变化而变化。

本文对矿层中矿石样品的 $w(\text{Ni})$ 值进行了测试与统计。经测试发现,整体上矿石的 $w(\text{Ni})$ 值为 1.5%~4.75%,其中, $w(\text{Ni}) \geq 2.0\%$ 的样品可定为高品位矿石, $1.5\% \leq w(\text{Ni}) < 2.0\%$ 的样品归为低品位矿石。这 2 类矿石在产出空间上相对独立,分别构成高品位镍矿层和低品位镍矿层。矿层内的 $w(\text{Ni})$ 值相对稳定,其变化系数远小于常见的内生矿床。值得注意的是,低品位镍矿层和高品位镍矿层的“品位台阶”明显不同。所谓“品位台阶”是指矿体边界两侧矿石与围岩之间的品位落差。以 B4H47 浅井的剖面为例(表 2),低品位矿层上、下边界处的“品位台阶”分别为 0.28% 和 0.48%,而高品位矿层上、下边界处的“品位台阶”为 0.74% 和 1.61%,后者明显高于前者。统计分析发现,矿区内低品位矿层的品位台阶普遍较低,多为 0.5%~1.0%,而高品位矿层的品位台阶则较高,多为 1.0%~1.5%,有的甚至大于 2.0%。高、低品位镍矿层在“品位台阶”上

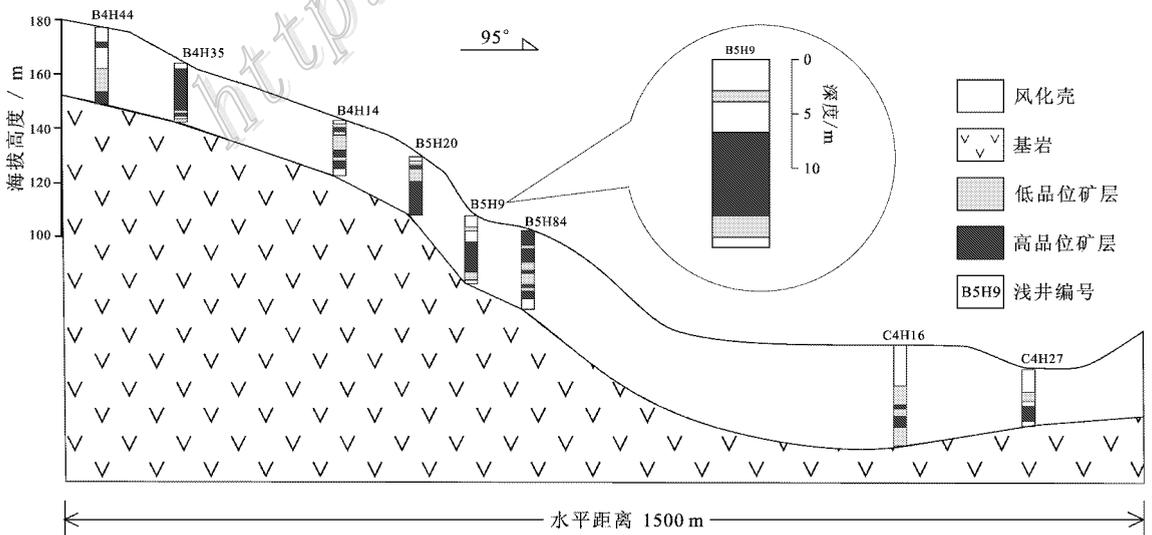
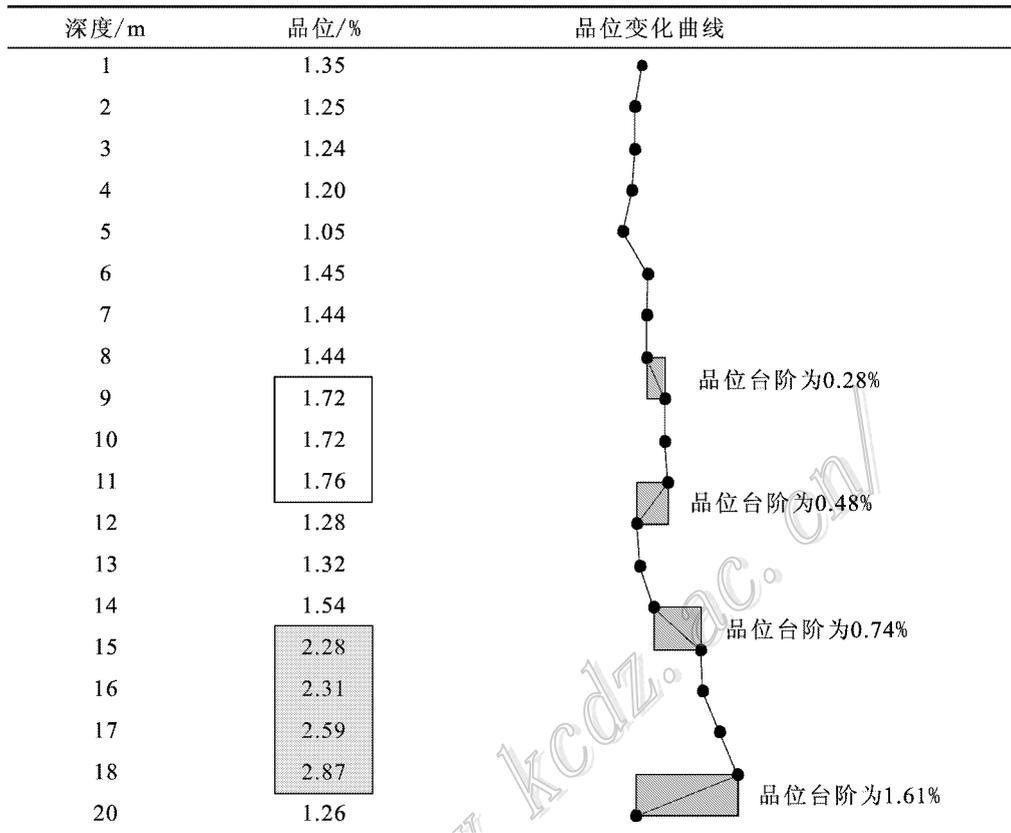


图 3 Kolonodale 矿区典型连井矿化剖面图

Fig. 3 Vertical profile along explored shallow-well in the Kolonodale ore district

表2 代表性浅井(B4H47)剖面中风化壳样品的品位变化曲线及品位台阶

Table 2 Ni grade step of the weathering product sampled from B4H47 shallow-well profile



的差异可能指示了它们成矿作用方式的不同。

3.3 矿化结构类型

本文重点分析了矿化浅井中 $w(\text{Ni})$ 值的垂向变化,解剖并归纳了矿区内红土风化壳中镍的表生矿化结构。分析发现,在不同的浅井剖面中,低品位矿层和高品位矿层的出露位置会有差异,而且,它们之间的组合关系、空间配置等现象也显示出复杂性,指示了红土风化壳中镍表生矿化结构的多样化。在 Kolonodale 矿区内,出现了“双层矿化”、“单层矿化”、“叠层矿化”等3种基本的矿化结构类型。“双层矿化”结构可进一步划分为“正常型双层矿化”和“倒置型双层矿化”2个亚类;“单层矿化”结构可划分为“低品位单层矿化”和“高品位单层矿化”2个亚类(图4)。

“正常型双层矿化”结构是指红土剖面中自上而下依次出现一段低品位镍矿层和一段高品位镍矿层的典型现象。以 B4H45 浅井为例(图4),低品位矿层出现在剖面的中-上部,埋深 10 m,厚 3 m, $w(\text{Ni})$ 为 1.61% ~ 1.75%。高品位矿层出现在剖面的下

部,埋深 16 m,厚 5 m, $w(\text{Ni})$ 为 2.43% ~ 3.41%。在该类矿化结构中,低品位矿层和高品位矿层在产出空间上彼此独立,两者之间通常存在一段低于边界品位的夹层,也有少量剖面中出现低品位矿层与高品位矿层连续发育的现象。“倒置型双层矿化”结构是指红土剖面中自上而下依次出现一段高品位矿层和一段低品位矿层,其矿层的空间配置关系与“正常型双层矿化”结构正好相反。以 C4H56 浅井为例(图4),高品位矿层出现在剖面的中部,埋深 6 m,厚 3 m, $w(\text{Ni})$ 为 2.26% ~ 3.20%,低品位矿层出现在剖面的下部,埋深 9 m,厚 2 m, $w(\text{Ni})$ 为 1.69% ~ 1.82%。

“单层矿化”结构以红土剖面中只出现一段低品位或高品位的矿层为典型特征。“高品位单层矿化”结构以 C4H53 浅井为例(图4),矿层出现在剖面的中-上部 3 m 处,厚 6 m, $w(\text{Ni})$ 为 2.53% ~ 3.08%。“低品位单层矿化”结构以 B5H6 浅井为例(图4),矿层出现在剖面的下部 12 m 处,厚 6 m, $w(\text{Ni})$ 为 1.56% ~ 1.98%。

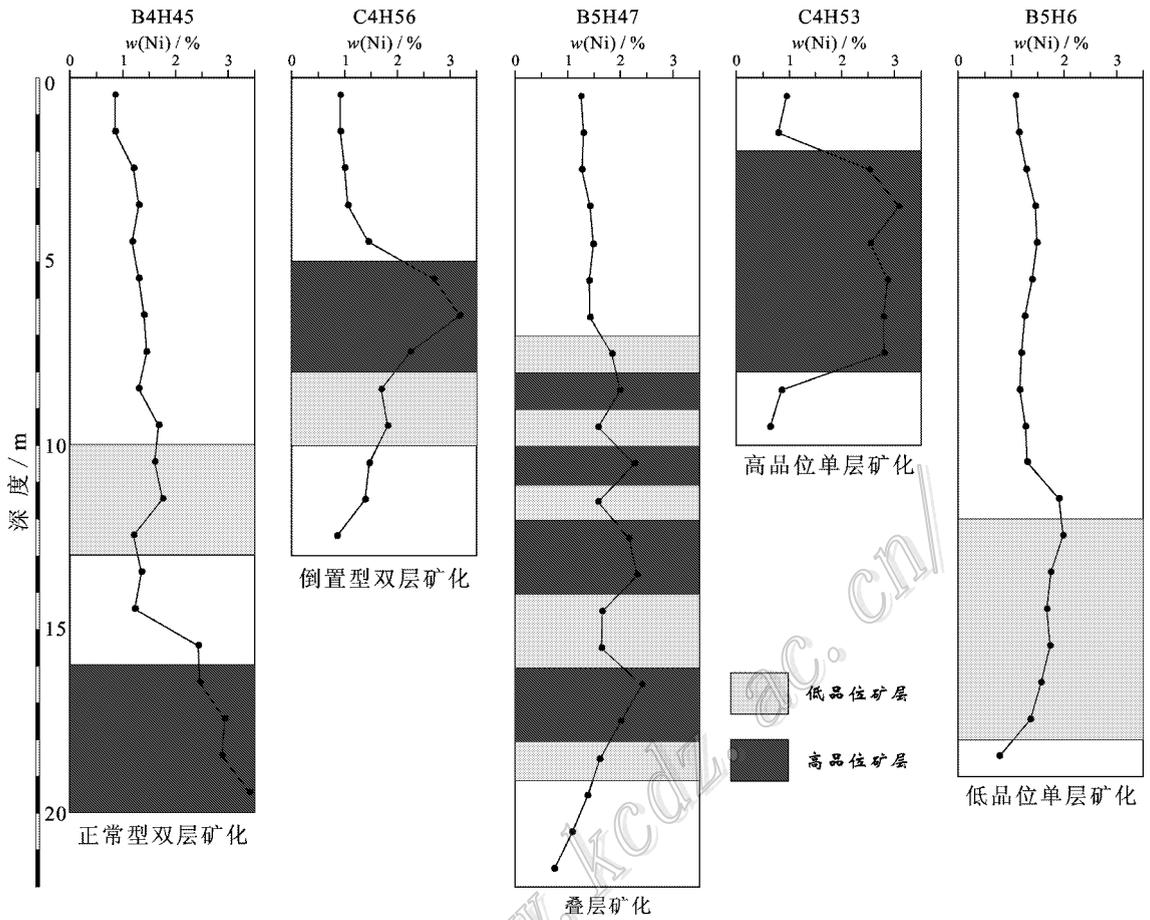


图 4 典型矿化结构剖面示意图

Fig. 4 Sketch profiles of typical different ore-forming textures

“叠层矿化”结构是指红土剖面中发育 3 层及以上矿段,并且出现低品位矿层与高品位矿层交替叠合发育的现象。在该类矿化结构中,最典型的是在厚度较大的低品位矿层中“夹心”发育一层或多层薄层状高品位矿层。以 B5H47 浅井为例(图 4),在红土剖面中出现 9 段矿层,低品位矿层发育在剖面的中部,埋深 8 m,厚 12 m, $w(\text{Ni})$ 为 1.58% ~ 1.84%,在该矿层内发育有 4 段 $w(\text{Ni})$ 为 2.00% ~ 2.41% 的高品位矿层。

统计分析表明,该区内这 5 种矿化类型,即“正常型双层矿化”、“倒置型双层矿化”、“高品位单层矿化”、“低品位单层矿化”及“叠层矿化”,分别占见矿浅井总数的 23.6%、9.6%、8%、39% 和 19.8%。总体来看,该区内各种矿化类型所占比例的差异较大,其中以“低品位单层矿化”类型最常见,其次为“正常型双层矿化”和“叠层矿化”,而其余 2 种类型则较少发育。

4 讨论

4.1 富镍红土风化壳发育的核心条件

从世界范围来看,表生红土型镍矿床无一例外的全都产在超基性岩红土风化壳内,说明母岩条件是形成该类型矿床的首要条件。前人研究表明,在超基性岩系列中,红土型镍矿床多见于以纯橄岩和二辉橄榄岩为基岩的红土风化壳中(Brand et al., 1998; Elias, 2002; Freyssinet et al., 2005),少量见于辉石岩的红土风化壳中(Colinf et al., 1990)。在超基性岩内,镍通常以类质同象形式代替镁进入硅酸盐矿物的晶格。按照鲍文反应序列,从早到晚, $w(\text{Ni})$ 按橄榄石(0.4%) → 斜方辉石(0.09% ~ 0.04%) → 单斜辉石(0.05% ~ 0.02%) 的顺序降低(刘英俊等, 1984)。因此,富镁的超基性母岩才能为后期风化过程中镍的次生富集提供充足物源。此

外,基岩蛇纹石化程度的高低也会对风化产物中 $\omega(\text{Ni})$ 的高低产生重要影响(Golightly et al., 1981)。在Kolonodale矿区内,含矿风化壳多数发育在蛇纹石化二辉橄橄榄岩之上。野外考察发现,中等程度蛇纹石化的超基性岩更有利于发育富镍红土风化壳,而未蛇纹石化和高度蛇纹石化基岩的成矿效应较差。其原因可能是,蛇纹石化的基岩较破碎,利于表生流体垂向渗透而发育厚层风化壳。此外,蛇纹石这种层状硅酸盐矿物晶格中的镁离子也容易与表生淋滤流体中的镍离子发生离子置换(Freyssinet et al., 2005),导致成矿元素的富集。倘若基岩曾经经历过强蛇纹石化作用,则原岩中Ni的本底值会显著降低,反而不利于镍的表生风化富集。因此,富镁及中等程度蛇纹石化的超基性岩母岩是该地区形成富镍红土风化壳的首要条件。

气候因素是红土化作用的表生营力,它促成Ni从母体矿物中活化释放出来。世界上的现代红土型镍矿床基本上集中在南、北纬 22° 以内的热带气候地域内(Elias, 2002)。前人研究表明,气候环境制约着红土型镍矿床的基本矿化类型。“含水镁硅酸盐型”红土型镍矿床主要发育于低纬度热带雨林环境下的环太平洋岛弧蛇绿岩带,代表性实例如印尼苏拉威西岛的Sorowako矿床(Golightly, 1979)和新喀里多尼亚的Goro矿床(Wells et al., 2009)。“氧化物型”红土型镍矿床广泛发育于中-低纬度热带-亚热带环境下的内陆蛇绿岩带(如土耳其的Caldag矿床, Thorne et al., 2009)、海岛蛇绿岩带(如古巴的Moa Bay矿床, Elias, 2002)以及内陆地台超基性岩出露区(如澳大利亚Cawse矿床, Brand et al., 1996)。“黏土型”红土型镍矿床主要发育于中纬度干湿交替季风气候环境下的内陆地台超基性岩出露区,如澳大利亚的Murrin矿床和Bulong矿床(Freyssinet et al., 2005)。在前期研究中,付伟等(2010)将Kolonodale红土型镍矿床划归为“含水镁硅酸盐型”,该矿床的发育与该地区处于热带雨林气候环境密切相关。该矿区全年高温、多雨,且濒临海岸线,导致降水中盐度高,这些因素都极有利于发生充分而持久的红土化作用,在强红土化作用下,Ni被大量活化淋滤并次生富集,导致发育厚大的富镍红土风化壳。

4.2 镍表生成矿作用的可能机制

由前述已知,Kolonodale矿区富镍红土风化壳中的矿石分为高品位和低品位2种类型,两者在空间上有一定的独立性。物相分析表明,矿区内的低品

位镍矿层主要是氧化物型矿石,而高品位镍矿层主要是硅酸盐型矿石(付伟等, 2010)。铁氧化物镍矿石中主要的载镍矿物是针铁矿,而硅酸盐镍矿石的主要载镍矿物非常复杂,以镍蛇纹石为主,还包括含镍蒙脱石、含镍滑石、镍海泡石、针铁矿等矿物组合。在硅酸盐镍矿石中,还包括一些特高品位的翠绿色硅镁镍矿,单个捡块样的最高 $\omega(\text{Ni})$ 可达8.71%。它多呈典型的胶状、细脉状、薄膜状等构造产出在节理裂隙中,是由镍蛇纹石、镍滑石及石英等多种矿物胶结而成的一种混合物。

前人研究表明,Ni在表生作用下的富集成矿方式是多途径的。对于氧化物型矿石,其主要载镍矿物是镍针铁矿,针铁矿可与渗滤溶液发生水岩作用,选择性吸附溶液中的Ni而形成富集镍的矿段(Das et al., 1999)。对于硅酸盐型矿石,其载镍矿物主要是镍蛇纹石,由基岩中风化残余的蛇纹石变化而成。在红土剖面的中-下部,淋滤溶液的pH值由地表的酸性转变为碱性(Golightly, 1981),在这种环境下,蛇纹石等层状硅酸盐矿物中的镁离子易与淋滤流体中的镍离子发生离子置换,形成富镍蛇纹石等载镍矿物(Mattigod et al., 1979; Golightly, 1981; Freyssinet et al., 2005)。而含镍蒙脱石的形成则可能是辉石风化作用所致(Colin et al., 1990)。 $\omega(\text{Ni})$ 值特高的硅镁镍矿是一种次生胶体沉淀作用的产物(Golightly, 1981; Brand et al., 1998)。

结合本次研究结果来分析,发育在风化壳剖面上部的镍矿层的共性特征是:矿石品位低、矿层与围岩的品位台阶小、以铁氧化物为主要载镍矿物。这些信息指示出其成矿作用方式应该是以铁氧化物吸附成矿作用为主。发育在风化壳剖面中-下部的镍矿层的共性特征是:矿石品位高、矿层与围岩的品位台阶大、以硅酸盐矿物为主要载镍矿物,指示出其成矿作用方式可能以离子交换与次生沉淀共同作用为主。因此,3种矿化作用(吸附作用、离子交换作用及次生沉淀作用)的共同存在(图5),导致了区内红土风化壳中Ni的表生矿化连续发育、载镍矿物类型多样以及出现特高品位矿石的现象。

4.3 红土型镍矿床矿化结构多样化的成因

由前述已知,母岩条件和气候环境是红土型镍矿床能否发育的主要因素。但针对某一具体矿床而言,其成矿特征的复杂性则与构造环境、地形地貌、矿区构造、水文活动等因素密切联系(Brand et al., 1998; Elias, 2002; Freyssinet et al., 2005)。诸多控矿

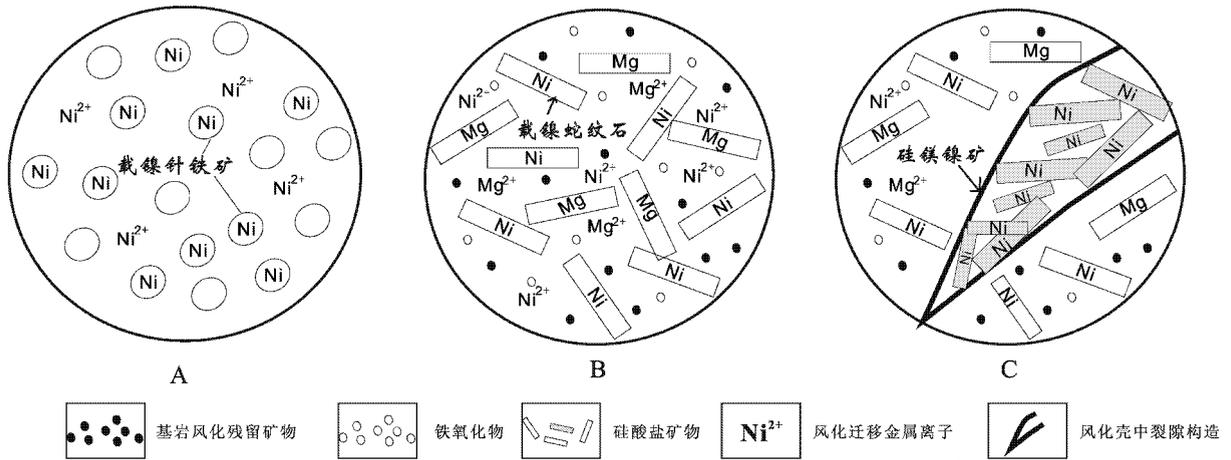


图 5 镍表生富集的成矿作用方式示意图

A. 吸附作用; B. 离子交换作用; C. 次生沉淀作用

Fig. 5 Ore-forming processes related to nickel supergene enrichment

A. Adsorption process; B. Ion exchange process; C. Secondary deposition process

因素并非单一作用,而是在一定的时空域中发生耦合作用,共同推进了超基性岩的红土化过程及镍的表生矿化。笔者认为,矿区构造影响着地形地貌,而地形地貌又制约着水文条件,它们联合气候因素共同作用制约着成矿过程,导致超基性岩风化壳中出现了“双层矿化”等 5 种矿化结构类型。

Kolonodale 矿区内典型的“正常型双层矿化”剖面主要发育在地形起伏小且坡度较缓的斜坡带。在该类地貌区,地下水的垂向淋滤及侧向渗流作用都很强,局部发育同风化断裂,是矿区内最主要的赋矿带。前期工作表明,风化壳上层的低品位矿层和风化壳中-下层的高品位矿层属 2 种不同的矿石类型,前者是一种氧化物载镍矿物组合,而后者则是一种硅酸盐载镍矿物组合(付伟等 2010)。因此,载镍矿物的空间分异是导致矿化剖面中出现“双层矿化”结构的原因。

在全球红土型镍矿床中,“正常型双层矿化”结构非常普遍,尤其在“含水镁硅酸盐型”红土型镍矿床中最典型。该类矿化结构主要发育在强烈红土化作用的地域,需要同时满足下列条件:雨量充沛且炎热的气候环境、低山缓坡的地貌条件、潜水面长期偏低且地下水排泄流畅的水文条件。在这种环境下,只有在超基性岩风化壳的中-上部经历了充分的表生淋滤作用时,才能保障有足够的矿质在剖面的中-下部形成次生富集带(Freyssinet et al., 2005)。此外,必须注意的是,硅镁镍矿等高位载镍硅酸盐矿

物多属不稳定矿物相(Golightly et al., 1981),很容易被后期红土化作用进一步改造。因此,该类矿物能被保存下来还必须具备良好的埋藏环境,或者,即使被改造,但在风化壳内部仍然具备较强的续生能力。这种认识可与斑岩型矿床中次生富集带的成因分析相类比,即次生富集带一旦发育,必须有上覆保护层的存在才能被保存下来(秦克章, 2002)。Kolonodale 矿区处于西太平洋板块消减构造环境,苏拉威西岛地区自新生代以来持续抬升(Kadarusmana et al., 2004),风化壳中垂向淋滤及侧向渗流作用强烈,次生富集作用普遍发育。即使矿区内地表红土化作用及物理剥蚀作用强烈,早期形成的次生富集带常被红土化改造或物理剥蚀,但由于矿区内地下水位线(潜水面)能长期保持较低水平,因此,风化壳内部产生次生富集的续生能力仍然较强,导致“正常型双层矿化”结构的持久保留。

“低品位单层矿化”类型易出现在山顶平台。在这种地貌区,地下水位线偏高,雨水的下渗空间小,对风化壳的淋滤作用有限,因此,在风化壳的下部不易形成次生富集带。“高品位单层矿化”类型多发育于陡坡,且上覆红土层较薄。这可能是局部地形剥蚀强烈,造成“正常型双层矿化”剖面的中-上部被剥蚀夷尽,只残留了剖面的中-下部,形成“富矿根”的结果。

“叠层矿化”类型多发育在斜坡带,常与“正常型双层矿化”伴生。这类矿化要求在低品位矿层内部

具备发育高品位矿层的微环境。考虑到高品位矿层中的载镍矿物多为镍蛇纹石及镍滑石等,它们多在风化壳的中-下部以次生沉淀或离子交换的方式形成,这说明有利于它们发育的微环境应该是孔隙度大、渗透率高的部位,例如,同风化断层破碎带、风化砾石残积带、基岩节理密集带、砾石与腐泥土之间的环状接触带等。这些部位都是富镍淋滤流体发生次生沉淀或充分进行离子交换作用的有利场所,尤其是同风化断层破碎带,是最适宜高品位硅镁镍矿发育的赋存空间(Cluzel et al., 2007)。笔者认为,高渗透率空间在风化壳剖面中的不连续发育可能是导致“叠层矿化”的原因。“倒置型双层矿化”则可能是“叠层矿化”剖面的上部被物理剥蚀,只残留了剖面下部的特殊类型。

4.4 对东南亚地区开展红土型镍矿床勘查的启示意义

在东南亚地区,产于超基性岩红土风化壳中的镍矿床的成矿特征非常复杂,矿体发育的深度、厚度以及矿石类型、矿化结构等特征变化大,受多种内、外地质条件的制约。印尼的红土型镍矿床主要发育在中-新生代由于板块俯冲而侵位的蛇绿岩套杂岩体上,超基性岩母体的成分复杂,而且与各类基性岩、沉积岩混杂发育。对勘查区的选择应优先考虑纯橄岩、二辉橄榄岩等基岩的分布区,它们比辉石岩更有利于成矿,尤其是母岩遭受中等程度的蛇纹石化对形成高品位的硅镁镍矿有利。在相同母岩的条件下,在矿床勘查过程中,应重视地形地貌对红土风化壳发育的影响。红土风化壳的发育规模与厚度直接制约着矿层的规模与厚度,两者之间呈正相关关系(图6)。在勘查过程中,应优选海拔较低、坡度较缓且切割较浅的厚层风化壳,山顶夷平面、坡度缓倾

的山坡、起伏小的山脊等都有利于原生矿的发育和保存(何灿等,2008;付伟等,2010),同时,应注意在山脚冲积扇等部位寻找堆积型矿床。

由于东南亚地区的红土型镍矿床多属“含水镁硅酸盐型”,表现出单层矿化、双层矿化、叠层矿化等多种矿化结构,应根据勘查区浅层矿化的具体情况总结规律,以指导预测深部的矿化趋势。对于国内部分地质勘查单位建议采用土壤次生晕勘查方法(徐强等,2009;付小锦等,2010),笔者认为,该方法对于寻找斜坡带埋深浅的“富矿根”是有效的,但对于寻找厚层风化壳中的矿体则需要综合考虑地质及地貌因素,并配合以浅钻为主的勘查工程来部署。在实施浅井勘探时,需注意在勘查施工中一定要穿透风化壳,不能穿矿而止,避免漏掉“双层矿化”和“叠层矿化”的下部矿层。对高品位硅酸镍矿层的勘探,要密切注意与矿区构造发育的关系,通过对基岩中节理破碎带以及同风化期构造的产状来预测其展布规律。

5 结论

(1)在Kolonodale矿区的超基性岩红土风化壳中,风化产物的 $w(\text{Ni})$ 值在0.55%~4.75%的范围内变化。在平面上,风化壳的 $w(\text{Ni})$ 平均值的高低与地形地貌关系密切,斜坡带、坡脚堆积带的风化壳为含镍高值区,其 $w(\text{Ni})$ 值为0.8%~1.8%;山顶平台区、山脊的风化壳为含镍低值区,其 $w(\text{Ni})$ 值为0.7%~1.4%。在垂向上,风化产物中含镍的高低与取样深度及样品属性密切相关,红土带→腐岩带→基岩带, $w(\text{Ni})$ 值出现低值(0.85%~1.55%)→高值(1.15%~4.75%)→低值($\leq 0.55\%$)的波动变

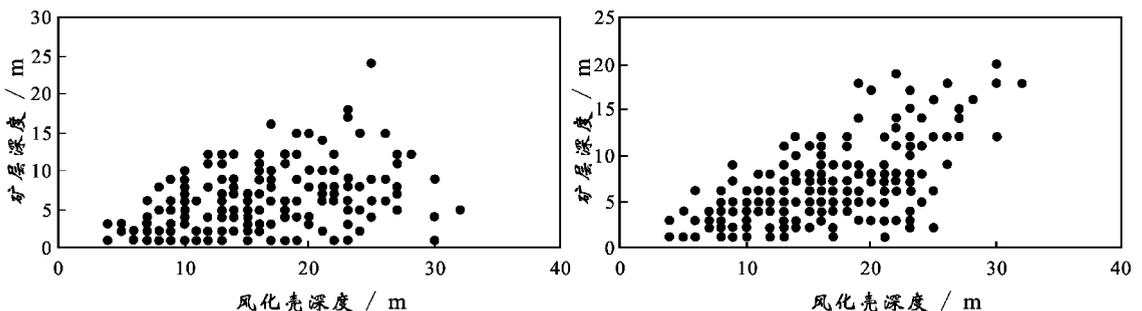


图6 矿化浅井中矿层产状与风化壳发育的相关关系图

化规律。

(2) 取 $w(\text{Ni}) \geq 1.5\%$ 作为边界品位来圈定矿层,发现矿层的产状随风化壳产状的变化而变化,矿层的深度与风化壳的深度、矿层的厚度与风化壳的厚度之间,表现出明显的正相关关系。矿区内出现低品位矿层($1.5\% \leq w(\text{Ni}) < 2.0\%$)和高品位矿层($w(\text{Ni}) \geq 2.0\%$)单独或组合发育的现象,可划分出“正常型双层矿化”、“倒置型双层矿化”、“低品位单层矿化”、“高品位单层矿化”和“叠层矿化”等 5 种矿化结构类型。

(3) 矿区内的 Ni 能够表生富集成矿是诸多内、外生地质因素耦合作用的结果。富镁及中等程度蛇纹石化的超基性岩母岩、热带雨林气候环境,是矿区内发育富镍红土风化壳的首要条件。吸附、离子交换以及次生沉淀等 3 种成矿作用方式的共同存在,导致了红土风化壳中 Ni 表生矿化的连续发育、矿石类型的多样以及特高品位矿石的形成。矿床中矿化结构类型的多样化是区域构造背景、地形地貌、构造发育、水文条件等因素耦合作用的结果。

(4) 本研究成果显示,在今后的红土型镍矿床的找矿勘查过程中,需要综合考虑各类内、外生控矿因素对矿床发育的影响,总结矿区尺度的矿化结构规律,可有效地指导矿床勘查工作。

志 谢 在野外考察过程中,得到 Pan China Indo. 公司的周伟强、林忠平、魏金龙等友人的大力协助,谨致谢意!感谢审稿专家提出的宝贵意见!

参考文献/References

崔敏利,张宝林,苏捷,徐永生. 2009. 印尼苏拉威西岛红土型镍矿的高效快速勘查模式[J]. 地质与勘探, 45(4): 417-422.

付伟,周永章,陈远荣,胡云沪,陈南春,牛虎杰,张志伟,李小龙. 2010. 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, 17(2): 127-139.

付小锦,王志刚,张启军,石文学,李宏臣,廖华明,陈丹明,付方建,陈怀亮,范丽平,王西玉. 2010. 土壤地球化学测量在菲律宾红土型镍矿勘查中的应用[J]. 地质找矿论丛, 25(4): 372-376.

何灿,肖述刚,谭木昌. 2008. 印度尼西亚红土型镍矿[J]. 云南地质, 27(1): 20-26.

霍晓萍,付伟. 2011. 中国投资东南亚红土型镍矿的现状与对策建

议[J]. 对外经贸实务, (1): 79-81.

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[J]. 江西有色金属, 23(2): 3-7.

刘英俊,曹励明,李兆麟,王鹤年,储同庆,张景荣,编著. 1984. 元素地球化学[M]. 北京:科学出版社.

罗太旭. 2008. 印度尼西亚卫古岛风化壳型硅酸镍矿床地质特征与成矿机制[J]. 地质与勘探, 44(4): 45-49.

马绍春,郑国龙. 2009. 缅甸莫羌塘红土型镍矿成矿地质条件[J]. 云南地质, 28(2): 166-171.

秦克章. 2002. 斑岩铜矿次生富集带的特征、形成条件以及在我国产出的可能性[J]. 矿床地质, 21(增刊): 447-451.

王瑞江,聂凤军,严铁雄,江思宏,王海北,李岩. 2008. 红土型镍矿床找矿勘查与开发利用新进展[J]. 地质评论, 54(2): 215-224.

王志刚. 2010. 菲律宾迪纳加特岛红土型镍矿床地质特征及找矿勘查方法[J]. 地质与勘探, 46(2): 361-366.

徐强,薛卫冲,徐素云,朱元起. 2009. 印度尼西亚红土镍矿的生成及找矿勘探[J]. 矿产与地质, 23(1): 73-75.

冶金工业部. 1980. 菲律宾红土镍矿的生成及找矿勘探[J]. 地质与勘探, (1): 26-29.

张道红,孙媛. 2010. 缅甸达贡山含镍风化壳地质地球化学特征及成矿作用[J]. 桂林理工大学学报, 30(3): 332-338.

Ashok D D, Gordon W B and Robert C O. 2004. The past and the future of nickel laterites[M]. Toronto: The PDAC 2004 International Convention.

Brand N W, Butt C R M and Hellsten K J. 1996. Structural and lithological controls in the formation of the Cawse nickel laterite deposits western Australia: Implication for supergene ore formation and exploration in deeply weathered terrains[A]. In: Grimsey E J and Neuss I. eds. Nickel '96, mineral to market[M]. Australian Institute of Mining and Metallurgy Special Publication. 185-191.

Brand N W, Butt C R M and Elias M. 1998. Nickel laterites: Classifications and features[J]. AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics, 17(4): 81-88.

Cluzel D and Vigier B. 2007. Syntectonic mobility of supergene nickel ores of New Caledonia (Southwest Pacific): Evidence from faulted regolith and garnierite veins[J]. Resource Geology, 25: 112-117.

Colin F, Nahon D, Trescases J J and Melfi A J. 1990. Lateritic weathering of pyroxenites at Niquelandia, Goias, Brazil: The supergene behavior of nickel[J]. Econ. Geol., 85: 1010-1023.

Das S K, Sahoo R K, Muralidhar J and Nayak B K. 1999. Mineralogy and geochemistry of profiles through lateritic nickel deposits at Kansa, Sukinda, Oriss[J]. J. Geol. Soc. India, 53: 649-668.

Elias M. 2002. Nickel laterite deposits-geological overview, resources and exploitation, in giant ore deposit: Characteristics, genesis and

- exploration [M]. Centre for Ore Deposit Research , University of Tasmania , Special Publication , 4 : 205-220.
- Freyssinet P , Butt C R M , Morris R C and Piantone P. 2005. Ore-forming processes related to laterite weathering [J]. *Econ. Geol.* , (100th Anniversary Vol.) , 681-722.
- Golightly J P. 1979. Geology of Soroako nickelferous laterite deposits [C]. New York : International Laterite Symposium. Society of Mining Engineers. 38-56.
- Golightly J P. 1981. Nickelferous laterite deposits [J]. *Econ. Geol.* , (75th Anniversary Vol.) , 710-735.
- Kadurusmana A , Miyashitab S , Maruyamaa S , Parkinson C D and Ishikawa A. 2004. Petrology , geochemistry and paleogeographic reconstruction of the East Sulawesi ophiolite , Indonesia [J]. *Tectonophysics* , 392 : 55- 83.
- Mattigod S , Gibali A and Page A. 1979. Effect of ionic strength and ion pair formation on the adsorption of nickel by kaolinit [J]. *Clays and Clay Minerals* , 27(6) : 411-416.
- Thorne R , Herrington R and Roberts S. 2009. Composition and origin of the Caldag oxide nickel laterite deposit , W. Turkey [J]. *Mineralium Deposita* , 44 : 581-595.
- Wells M A , Ramanaidou E R , Verrall M and Tessarolo C. 2009. Mineralogy and crystal chemistry of “ garnierites ” in the Goro lateritic nickel deposit , New Caledonia [J]. *European Journal of Mineralogy* , 21 : 467-483.

<http://www.kcdz.ac.cn/>