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

付 伟[1,2,3]，周永章[2]，陈远荣[1,3]，胡云沪[1,3]，陈南春[3]，牛虎杰[1]，张志伟[1]，李小龙[1]

1. 桂林理工大学 地球科学学院，广西 桂林 541004
2. 中山大学 广东省地质过程与矿产资源探查重点实验室，广东 广州 510275
3. 桂林理工大学 有色及贵金属矿产勘查教育部工程研究中心，广西 桂林 541004

Fu Wei[1,2,3]，Zhou Yongzhang[2]，Chen Yuanrong[1,3]，Hu Yunhu[1,3]，Chen Nanchun[3]，Niu Hujie[1]，Zhang Zhiwei[1]，Li Xiaolong[1]

1. *Department of Earth Sciences, Guilin University of Technology, Guilin* 541004, *China*
2. *Guangdong Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, Sun Yat-sen University, Guangzhou* 510275, *China*
3. *Engineering Research Center of Ministry of Education for the Nonferrous and Precious Mineral Exploration, Guilin* 541004, *China*

Fu Wei, Zhou Yongzhang, Chen Yuanrong, et al. Geological and geochemical characteristics of laterite nickel deposit and ore genesis—A case study of Kolonodale deposit in Indonesia Sulawesi, Southeast Asia. *Earth Science Frontiers*, 2010, 17(2): 127-139

Abstract: Laterite nickel deposit is a hotspot of global nickel resource exploration and development, and it is also a key target of foreign mineral resource exploration for our country. The Kolonodale deposit located in Sulawesi Island in Indonesia is a typical deposit in SE Asian laterite nickel deposit belt. The deposit occurred in laterite weathering profile of ultramafic rocks. The ore-bearing profile can be divided into four vertical layers: the red ferric oxide layer, the yellow clay layer, the sage green ore layer and the protolith. The laterite ore occurred in the upper part of the regolith profile. The major Ni-bearing minerals are ferric oxyhydroxides. The silicate ore occurred in the middle and lower part of the regolith profile, forming in cracks and voids of saprolite and protolith, dominated by nepouite, willemseite and other hydrated Mg-Ni silicates. The geochemical data show that the differentiation of elements along the profile is obvious, especially the high enrichment of Ni in the deeper layer. The migration of elements in lateritization was affected by superficial environment and geochemical activities. Fe, Al, Ti, and Cr represent the residual elements, Si and Mg belong to filtering elements and Mn, Ca, Co, and Ni are classified to the secondary rich elements. By comparison with global typical laterite nickel deposits, the Kolonodale is determined to be of the *in-situ* silicate type. It is formed by coupling many geological and geographical factors, including the geochemical source from ultramafic rocks, the weathering force affected by rain forest climate, the filtering and precipitation channels provided by structural activities,

收稿日期:2010-02-25;**修回日期**:2010-03-10
基金项目:广西自然科学青年基金项目(桂科青0991083);广西教育厅科技立项项目(桂教科研(2007)34号,200708LX338);广西地质工程中心重点实验室开放基金项目(桂科能07109011-k015);桂林理工大学博士启动基金项目
作者简介:付 伟(1980—),男,博士,副教授,矿产普查与勘探专业,主要从事金属矿床学及找矿勘探方向的教学与研究工作。E-mail:fuwei@glite.edu.cn; fuway59@163.com

© 1994-2011 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

the ore deposition space offered by good relief, and the time insurance from stable tectonic environment. This study indicates that the ore-forming process of the Kolonodale deposit can be divided into three stages: The saprolite stage, the laterite stage and the secondary enrichment stage.

Key words: laterite nickel deposit; garnierite; Ni superficial geochemistry; SE Asia

摘 要:Kolonodale矿床是东南亚红土镍矿带上一处典型矿床,位于印度尼西亚苏拉威西岛东部。矿床产自富镁超基性岩红土风化壳,矿化剖面自上而下出现红土层→腐岩层→基岩层垂向分带。红土镍矿石产在红土剖面上部,载镍矿物是铁质氧化物。硅镁镍矿石产在红土剖面中下部,载镍矿物为镍蛇纹石、镍滑石等含水层状硅酸盐矿物。地球化学分析显示,沿矿化剖面元素地球化学分异非常显著,Ni次生富集效应明显。超基性岩红土化过程的元素地球化学行为具有多样性,Fe、Al、Ti、Cr属残留富集组分,Si、Mg属淋滤缺失组分,Mn、Ca、Co、Ni属次生富集组分。通过典型矿床对比,Kolonodale矿床属原地自生硅酸盐型红土镍矿床,其发育受地质背景和地表环境条件的综合制约。富镁超基性岩、良好的构造组合、稳定的大地构造环境、湿热热带雨林气候、有利地形地貌等均是成矿有利条件。综合分析认为,Kolonodale矿床的成矿过程可划分为腐岩化、红土化和次生富集3个成矿阶段。

关键词:红土镍矿床;硅镁镍矿;Ni表生地球化学;东南亚

中图分类号:P618.63 **文献标志码**:A **文章编号**:1005-2321(2010)02-0127-13

1 东南亚红土镍矿的研究背景

以新喀里多尼亚红土镍矿发现为标志,国际上从红土中提炼金属镍已有150余年的历史。在世界范围内,红土镍矿床的空间分布极其不均一,大多数矿床分布在赤道线南北22°以内,集中产出在环太平洋地区的热带和亚热带国家,如美洲的古巴、哥伦比亚和巴西,东南亚的印度尼西亚、菲律宾,大洋洲的澳大利亚、新喀里多尼亚和巴布亚新几内亚等[1-2]。近年来,由于国际上大多数硫化镍矿山面临资源危机,红土矿正逐步取代硫化矿成为未来全球镍资源开发利用的重点[2-5]。因此,当前国际上对红土镍矿的成矿理论研究方兴未艾,热点集中在矿床分类[6-7]、超基性岩红土化过程地球化学[8-9]、硅镁镍矿矿物学[8,10]、成矿作用分析及成矿模型[2-3,8,11]等众多方面。

红土镍矿是我国周边东南亚国家的优势矿种。据Dalvi等[12]统计,新喀里多尼亚、印度尼西亚和菲律宾等3国储量总和就约占全球总储量一半以上,是全球最大的红土镍矿集中区。在空间分布上,将东南亚地区密集的红土镍矿点相连贯,可构成一条区域性成矿带(图1)。这条红土镍矿带从新喀里多尼亚起始,经所罗门群岛、巴布亚新几内亚至印度尼西亚。在印度尼西亚集中在苏拉维西岛东部,延伸到哈尔马赫拉、奥比和瓦伊格奥群岛以及伊利安查亚的鸟头半岛的塔纳梅拉地区[5]。在印度尼西亚东北方,可一直延伸至菲律宾的诺诺克岛和巴拉望岛地区[13]。

我国的红土镍矿资源非常稀少,仅在西南边陲云南省的墨江—元江一带有少量分布[14]。长期以来,国内地学界对红土镍矿床的认识非常有限,与硫化物镍矿床形成巨大反差。近几年来,我国为了构建矿产资源安全保障体系,积极鼓励开展境外矿产勘探。众多国内地勘单位远赴东南亚"淘镍",代表性的工作者有何灿等[15]、罗太旭[16]、刘成忠等[17]、崔敏利等[18]、马绍春等[19]。这些工作增进了我国对东南亚红土镍矿床成矿特征的了解,但对于成矿理论方面的认识还比较浅显。本文拟以印度尼西亚苏拉威西岛东部沿海的Kolonodale红土镍矿床为实例,开展成矿特征的系统解剖和矿床成因的深入探讨。

2 典型矿床成矿地质特征

Kolonodale红土镍矿床的大地构造位置为太平洋板块与印度(大洋洲)板块聚合部的岛弧带,属菲律宾—新几内亚的岛弧-海沟系。苏拉威西岛位于澳大利亚板块北侧,处于印度—太平洋海沟岛弧带的东端,呈K字形展布。受大规模构造岩体和逆冲断层分割,苏拉威西岛的地质格架主要分为4个构造地质单元,包括:西苏拉威西第三纪火山岩浆弧、中苏拉威西变质岩带、东苏拉威西蛇绿岩带以及大陆残块增生带[20]。Kadarusmana等[21]报道东苏拉威西蛇绿岩带是在晚白垩世—第三纪澳大利亚板

© 1994-2011 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

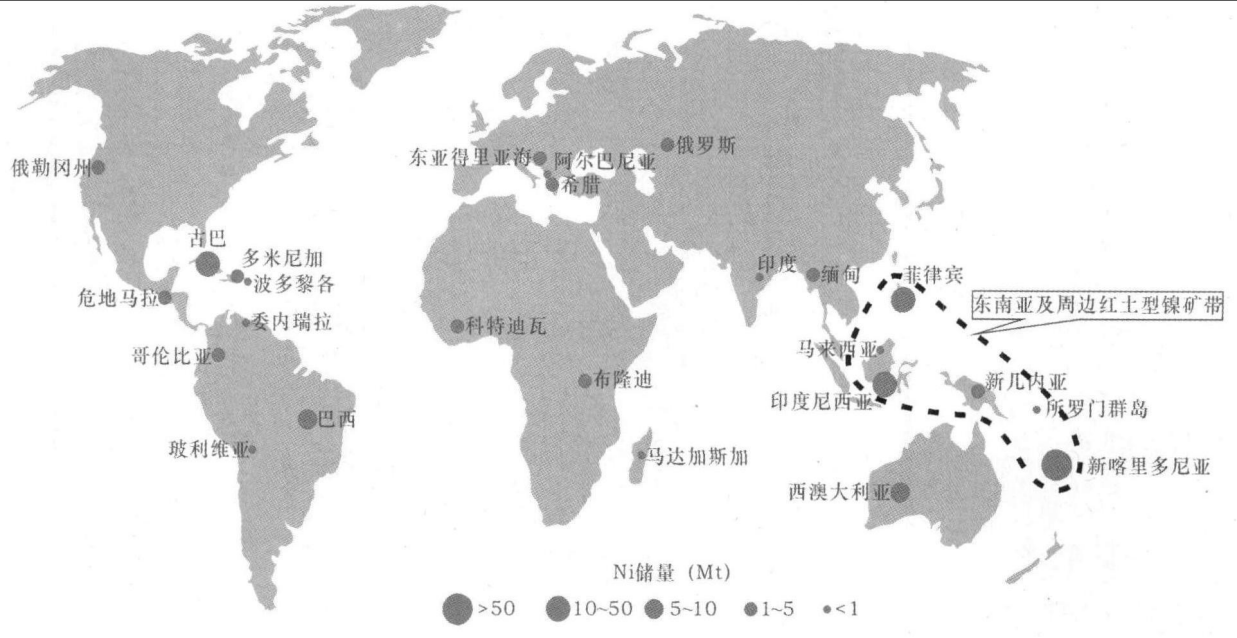


图 1 全球红土镍矿床分布简图

(底图据 Brand 等, 1998[7])

Fig. 1 The sketch map of global laterite nickel deposits distribution

块向北俯冲、挤压产生岛弧造山作用的基础上,由构造侵位出露的大面积超基性基性杂岩体形成。该蛇绿岩带规模巨大,南北延伸 700 km,出露总面积达 15 000 km^2[21]。Kolonodale 红土镍矿床产自该蛇绿岩带中部(图 2)。

Kolonodale 红土镍矿区内超基性岩广泛分布,岩性主要有蛇纹石化的橄榄岩、二辉橄榄岩。区内构造发育强烈,主要有 3 条北西向和北东向构造破碎带,产状陡倾。红土镍矿体产在热带雨林覆盖下的超基性岩石风化剖面,赋存标高集中在 250～20 m 范围,总体走向自西向东。矿体基本沿山脊与山坡分布,具有较好的连续性,保存相对完好。矿体平面形态复杂,呈不规则状,变化较大,多缓倾斜似层状,局部为不规则透镜状,受地形和剥蚀程度控制,矿体边界多数呈锯齿状。矿体的厚度变化则受红土风化壳发育深度控制。在标高 20 m 以下,由于地形坡度较陡且剥蚀较严重,大部分区域基岩出露于地表。

通过探矿工程揭露,在矿区超基性岩风化剖面内出现明显的岩石学垂向分带,即红土带→腐岩带→基岩带(图 3)。其中,腐岩带可细分为黄色粘土层和灰绿色镍矿层两个亚带。各个分带的详细岩石学特征描述如下:

紫色铁帽层(红土带):上部由紫红色、褐红色蜂窝状、块状、皮壳状、胶状褐铁矿团块组成(图 4-1),块径一般在 2～20 cm。下部见结核状铁质氧化物(图 4-2),粒径一般在 2～20 cm。主要矿物有针铁矿、赤铁矿、少量次生石英和高岭土等。厚度一般在 0～5 m。该层与下部的粘土层呈渐变过渡。

黄色粘土层(腐岩带上部):由红色和黄色疏松粘土组成,其性脆呈土状。该层是由橄榄岩经过长期的强烈风化残留形成的,主要矿物有蛇纹石、橄榄石及少量的褐铁矿和针铁矿等。层厚度一般介于 1～10 m。矿区局部在黄色粘土层底部可见骨架状硅质网脉(图 4-3)。该层与上覆的红土层及下伏的硅镁镍矿层之间的界线渐变发育。

灰绿色镍矿层(腐岩带下部):该层为矿体主要产出部位。由黄绿色风化土状、碎块状、块状蛇纹石化橄榄岩组成。上部风化程度较高以土状为主,间夹团块状、椭球状半风化橄榄石(图 4-5),沿裂隙或节理多见浸染状翠绿色硅镁镍矿(图 4-4)。向下逐渐变为碎块状、块状,岩石的硬度逐渐增加,沿节理或裂隙多见网格状次生石英细脉及翠绿色硅镁镍矿脉(图 4-7)和褐黑色铁质薄膜。该层厚度一般介于 1～5 m。

基岩层:主要在海岸带出露,少部分被探矿工程揭露。主要由原生超基性岩组成,手标本多呈褐绿色、黑褐色、灰绿色等,岩性主要包括蛇纹石化橄榄岩(图 4-6)、橄榄岩和二辉橄榄岩(图 4-8)等。基岩蛇纹石化强度随出露地区不同而表现出明显差异。

© 1994-2011 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

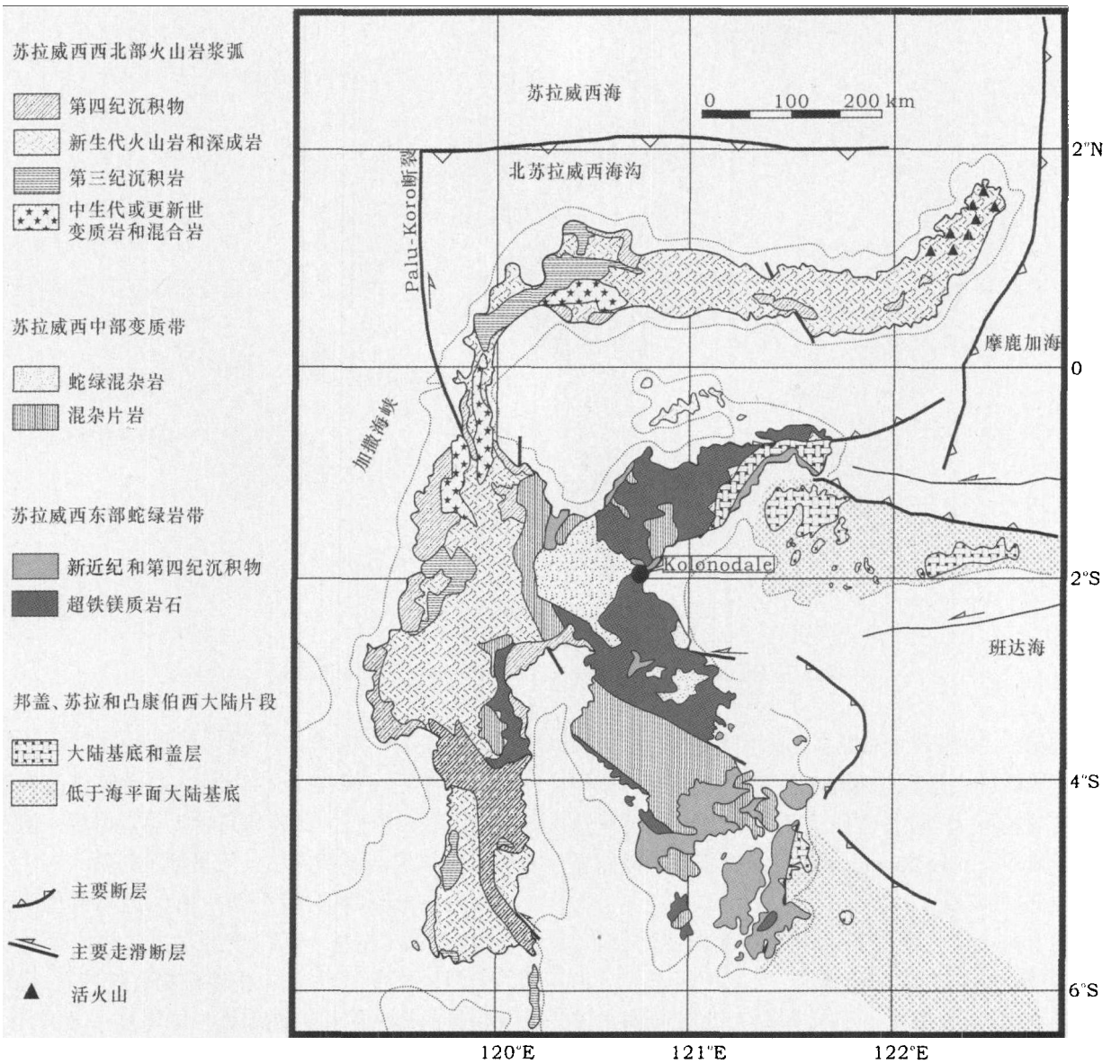


图 2 印尼苏拉维西岛地质格架及 Kolonodale 矿床位置图
(底图据 Kadarusmana 等, 2004[21])
Fig. 2 The geological profile of Sulawesi and location of Kolonodale deposit

风化剖面的各层均有不同程度的镍矿化。从铁帽层→粘土层→硅镁镍矿层镍的含量逐步增加。硅镁镍矿层的镍品位一般大于 1.5%,属富镍矿层位。部分地区因表层红土带被剥蚀,硅镁镍矿层直接覆盖在基岩层上,形成"富矿根"。

3 矿化剖面岩石及矿石学特征

本次研究对图 3 剖面进行了系统的岩石学采样和观察分析,样品岩石学特征见表 1。

矿化剖面中上部(腐岩层顶部和红土层全部)基本由风化土壤组成。自上而下土壤颜色由紫红色→褐红色→棕红色→土黄色→灰绿色规律性变化。土粒粘结构造由斑块胶结构造→团粒胶结构造→豆粒胶结构造→松散土状构造变化。矿化剖面自上而下岩屑碎块逐渐增多。在腐岩层中下部,大量岩屑碎块常和杂色粘土混杂发育,部分被胶结成角砾状和网脉状构造。基岩为典型的橄榄岩和二辉橄榄岩,镜下特征显示橄榄石和辉石组成粒状镶嵌结构,大颗粒顽火辉石内部常见单斜辉石出溶体(图 5-2)。相比于辉石,基岩中橄榄石颗粒边缘较多出现蛇纹石细脉(图 5-1)。蛇纹岩主要呈黑色,块状构造,表层常见墨绿色蛇纹石薄膜。显微镜分析表明,蛇纹岩呈典型的网脉状显微构造,大量板条状蛇纹石交织呈网脉状包裹橄榄石和辉石残留斑晶(图 5-3)。强烈蛇纹石化的样品几乎全部由多期次的蛇纹石网

© 1994-2011 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

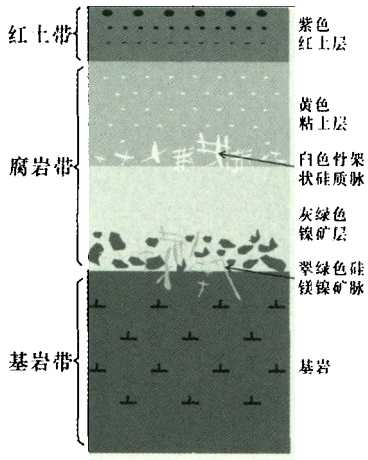


图 3 Kolonodale 矿床典型矿化剖面图

Fig. 3 Typical ore-bearing laterite profile in Kolonodale deposit

脉所取代,仅残留少量伊丁石化和蒙脱石化的辉石斑晶(图 5-4,图 4-5)。

矿区内镍矿石主要分为两种:红土镍矿石和硅镁镍矿石。硅镁镍矿石占矿石总数约 70%,而铁质红土镍矿石约占 30%。红土镍矿石主要产在红土剖面中上部,主要载镍矿物是铁质氧化物,包括褐铁矿和针铁矿等,混杂少量的铝土矿和石英(图 6)。硅镁镍矿石产在红土剖面的中下部,常见于腐岩层和基岩层的裂隙脉中。它的矿物成分非常复杂并且具有多变性,主要包括镍蛇纹石、含镍蒙脱石、含镍滑石、镍海泡石等(图 6)。显微镜下观察显示,硅镁镍矿石中主要矿物暗镍蛇纹石呈板条状、束状和胶状结构(图 5-6)。此外,常见镍硅酸盐矿物和石英呈环带状、球粒状集合体发育,常见镍硅酸盐矿物→石英→孔洞的分带性充填特征(图 5-7,图 5-8)。

4 矿化剖面地球化学特征

本文对表 1 所示的岩石样品进行了主微量元素地球化学分析(表 2)。Al_2O_3、Fe_2O_3、SiO_2、MgO 和 Ni 等元素的平均质量分数超过 1%,为主要组分。TiO_2、Cr、MnO、Co、Cu 和 CaO 等元素的平均质量分数低于 1%,属微量组分。Ni 的质量分数变化区间为 0.49%~2.60%,最高值为 2.60%。以基岩为背景,硅酸镍矿石中 Ni 的富集系数为 4~5,而红土镍矿石 Ni 富集系数为 2~3。对比分析发现,矿化剖面元素地球化学分异性非常显著(图 7),可划分为 3 种类型。Al_2O_3、Fe_2O_3 TiO_2、Cr、Cu 归为同一类型,表现在高值区间分布在矿化剖面中上部红土层,红土层往下该类元素含量急剧降低;SiO_2、MgO 归为同一类型,表现在高值区间分布在矿化剖面中下部,而顶部含量极低,显示自上而下逐渐增高趋势;CaO、Ni、MnO、Co 归为同一类型,表现在高值区间分布在矿化剖面中下部,剖面顶部和底部均为低值点。

从矿化剖面元素含量变化的形态曲线可以看出,矿化元素 Ni 与其他元素间的协变关系非常复杂。Ni 与 Al_2O_3、Fe_2O_3、TiO_2、Cr、Cu 等元素呈负相关,与 SiO_2 正相关,与 MnO、CaO、Co 等波状相关。Ni 与 Mg 的协变关系具有分段性,从红土层至腐岩层顶部,二者正相关,而从腐岩层中下部至基岩,二者呈负相关。此外,值得重点关注 Co,它是红土镍矿中重要伴生矿化元素。在该剖面内 Co 与 MnO 的协变关系线型呈显著的正相关,而与其他元素的协变关系不明显。

5 矿床成因探讨

5.1 矿床类型归属分析

依据矿化剖面结构和主要载镍矿物学特征,红土镍矿床一般被分为 3 种类型:硅酸盐型、粘土型和氧化物型[2,6-7]。其中,硅酸盐型红土镍矿床以红土化剖面底部出现富镍含水硅酸盐矿物层为特征,主要载镍矿物为硅镁镍矿,以印尼苏拉威西岛 Sorowako 矿床[1]和新喀里多尼亚 Goro 矿床[10-11]为代表;粘土型红土镍矿床以在红土剖面中上部层位出现以蒙脱石为主的粘土类矿物层为特征,主要载镍矿物为含镍蒙脱石和含镍针铁矿,以非洲西象牙海岸的 Sipilou 和 Moyango 矿床[22]为代表;氧化物型红土镍矿床以红土带特别发育且腐岩带弱少为特征,含水铁氧化物和氧化物构成红土剖面主要矿物成分,含镍针铁矿是主要载镍矿物,以土耳其 Caldag 矿床[23]为代表。在上述 3 类红土镍矿中,硅酸盐型矿床的品位最高,平均可达 1.53%,而粘土型和氧化物型矿床分别只有 1.21%和 1.03%[7]。依据 Kolonodale 矿化剖面和载镍矿物类型判断,它属于典型的硅酸盐型红土镍矿床,即在矿化剖面中下部出现富镍含水硅酸盐矿物层,硅镁镍矿构成主要载镍矿物集合体,矿石平均品位超过 1.5%。这些特征均可与印尼苏拉威西岛 Sorowako 矿床和新喀里多尼亚 Goro 矿床相类比。在矿区内,多数矿化剖面均属自然风化壳结构,未发现源于异地迁移的堆

© 1994-2011 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net



图 4 矿化剖面典型岩石学特征

Fig. 4 Typical petrological characteristics in laterite profile

© 1994-2011 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

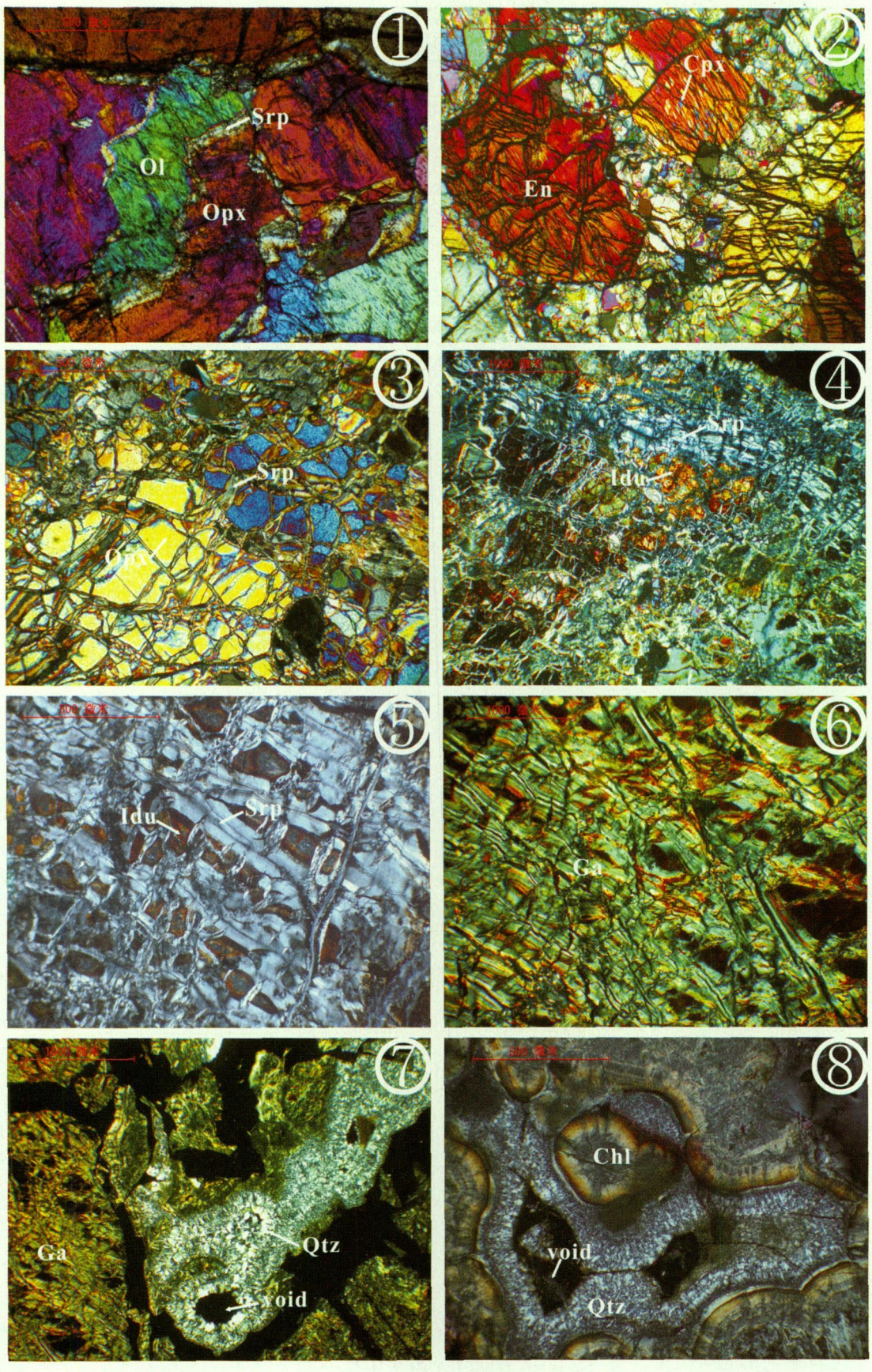


图 5 显微岩石学特征

Fig. 5 Micro-scale petrological characteristics

Ol—橄榄石;Opx—斜方辉石;Cpx—单斜辉石;Srp—蛇纹石;En—顽火辉石;Idn—伊丁石; Ga—暗镍蛇纹石;Qtz—石英;Chl—绿泥石;void—孔洞。

© 1994-2011 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

表 1 矿化剖面取样编号及岩石学特征

Table 1 Sampling number and petrological characteristics

采样深度/m	样品编号	层位	岩石学特征描述
0～1	L-1	红土层	紫红色粘土,团粒胶结构造。主要矿物成分为赤铁矿、针铁矿、铝土矿等。
1～2	L-2		褐红色粘土团块,团粒胶结构造。主要矿物成分为赤铁矿、针铁矿等。
2～3	L-3	腐岩层	棕红色粘土,土状构造。
3～4	L-4		土黄色粘土,土状构造夹少量碎块。
4～5	L-5		灰绿色粘土,土状构造夹大量碎块。
5～6	L-6		杂色粘土和碎块,细脉状、网脉状、角砾状胶结构造,局部含翠绿色硅镁镍矿。
6 m以下	D-1-B	基岩层	棕色超基性岩,粗粒块状构造,可识别橄榄石和辉石。

表 2 矿化红土剖面岩石地球化学成分

Table 2 Geochemical composition of laterite profile

样品号	w_B/%										
	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	MgO	MnO	CaO	Cu	Co	Ni	Cr
L1-1	2.90	10.64	63.50	0.31	0.18	0.31	0.001	0.007 6	0.033	0.72	0.97
L1-2	2.45	13.25	64.71	0.33	0.25	0.43	0.001	0.007 8	0.041	0.72	0.99
L1-3	2.20	10.50	66.63	0.17	0.44	0.48	0.001	0.009 0	0.042	0.87	1.26
L1-4	34.80	3.60	22.68	0.047	19.66	0.43	0.23	0.002 3	0.043	2.60	0.45
L1-5	45.75	3.94	19.45	0.082	11.74	0.68	0.32	0.004 6	0.051	2.19	0.23
L1-6	41.98	5.09	28.54	0.076	6.92	0.71	0.058	0.005 1	0.056	1.72	0.53
基岩	43.35	0.52	9.04	0.011	30.97	0.092	0.053	0.001 5	0.011	0.49	0.16

注:分析单位为桂林矿产地质研究院;送样人付伟;测试者杨仲平。

积相组分,因此本文将 Kolonodale 矿床归属于原地自生硅酸盐型红土镍矿床。

5.2 成矿地质条件和成矿环境分析

红土镍矿床是特殊地质基础和特定地表环境共同耦合作用的产物,它的形成条件与岩性基础、大地构造环境、构造发育、气候背景、地形地貌等若干内外生因素密切相关[1-2,7,11]。

富镁超基性岩的出露是 Kolonodale 红土镍矿床形成发育的物源基础。矿区主要出露橄榄岩和二辉橄榄岩,经历中等程度蛇纹石化,这种岩石学类型利于红土镍矿床发育。镍在超基性岩内以类质同象混入物的形式代替镁而进入硅酸盐矿物晶格,橄榄石是主要载体矿物,其次为斜方辉石和角闪石。从辉石岩、辉石橄榄岩到纯橄榄岩,镍的质量分数可由 0.16%增加到 0.24%。在超镁铁质岩浆结晶过程中,按照鲍文反应序列,从早到晚的镍含量按橄榄石(0.4%)→斜方辉石(0.09%～0.04%)→单斜辉石(0.05%～0.02%)的顺序降低[24]。基岩的蛇纹石化强度对红土化产物也具有重要影响,中低强度蛇纹石化有利于高品位硅镁镍矿的发育,而未蛇纹化或过度蛇纹石化均不利于矿床发育[1]。

气候因素是红土化作用的表生营力,它促成镍元素从母体矿物中活化释放。Kolonodale 地处赤道附近,位于北苏拉威西濒临印度洋的海湾地区,常年气候炎热,年平均气温 25～27 ℃,属岛屿型热带雨林气候。该地区气候环境高温、多雨、潮湿,且滨海地区降雨中富含盐分,促使超基性岩类快速风化,形成红土型风化壳。值得注意的是,苏拉威西地区热带雨林气候存在丰雨期和少雨期,出现干湿气候交替。Golightly[1]认为少雨期利于红土剖面淋滤流体中溶解组分达到过饱和。因此,本研究认为该地区降雨量的交替变化是导致矿化剖面中出现骨架状硅质网脉的原因。

构造发育为镍元素活化-淋滤-沉淀提供了良好的通道和空间场所。Cluzel 和 Vigier[25]强调断裂系统特别是同风化期断裂活动是硅酸盐型红土矿形成的重要条件。在 Kolonodale 矿区构造发育主要体现为超基性岩内的密集节理带和同风化期活动的构造断裂带。它们构成了镍元素活化并垂向迁移的主要通道。基岩内由于节理密度发育不均一极易产生差异风化。在矿区平面上,厚大矿体的走向与区域性断裂带走向基本一致。在矿化剖面垂向上硅酸镍矿石常沿断裂带形成楔状和囊状矿体。

地形地貌影响镍矿体堆积空间。矿区内矿体标高集中在 250～20 m 的范围,高或低于该范围的地形条件均不利于成矿。在地貌上低山平台、山脊、山前丘陵等地貌利于矿体堆积,反之高山和沟谷地貌由于强烈剥蚀不利于矿体堆积。

© 1994-2011 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

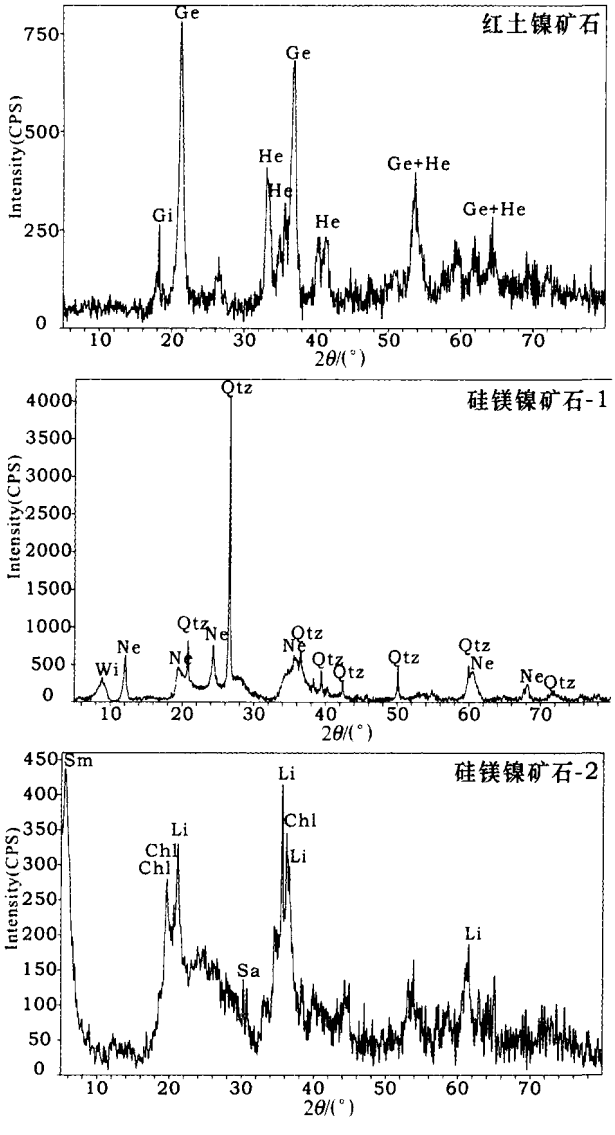


图 6 矿石 X 衍射物相分析图谱特征

Fig. 6 Mineral composition by XRD analysis

Ge—针铁矿;Gi—铝土矿; He—赤铁矿; Wi—镍滑石; Ne—镍蛇纹石 Sm—镍蒙脱石;Li—利蛇纹石;Sa—镍海泡石;Qtz—石英;Chl—绿泥石。

大地构造环境最终促成矿床形成和保留。Kolonodale 矿床地处印尼苏拉威西岛东部蛇绿岩带,该套蛇绿岩自晚中新世构造侵位,侵位后受大地构造作用影响区域地体持续抬升。在长期处于抬升背景的风化剖面中,地貌发展和地形起伏变化不大,地下水位线持平或低于风化锋面[11],易造成风化产物的堆积速率高于被剥蚀速率。这种有利的大地构造环境保障了红土化和淋滤富集作用的长期持续进行,并使矿床得以保存至今。

5.3 红土剖面元素地球化学行为和矿物载体分析

红土镍矿是超基性岩红土化过程的产物,该过程在微观尺度上表现出复杂的元素地球化学及矿物学演变特征。超基性岩中造岩元素在内生作用下紧密共生,暴露在表生环境后,由于受氧化作用、水解作用、碳酸作用等表生作用影响,造成红土化过程中元素迁移行为产生差异[1,8,26]。氧化作用会促使基岩原生矿物中的变价元素氧化(如 $Fe^{2+}\rightarrow Fe^{3+}$),形成在表生条件下稳定的较高价次氧化物或氢氧化物。水解作用引起矿物分解,OH^- 离子和矿物中金属阳离子一道溶解于水而被带出,H^+ 与铝酸络阴离子结合形成难溶粘土矿物而残留在风化壳中。碳酸作用对硅酸盐和铝硅盐矿物分解起着重要作用,致使矿物中的阳离子及二氧化硅被带出。生物作用也是加快超基性岩红土化作用的重要因素[27],微生物的生理活动和有机体的分解,能生成大量的二氧化碳、硫化氢和有机酸等,改变红土剖面的物理化学环境,还可能参与元素地球化学迁移。

基于 Kolonodale 富镍红土剖面的地球化学特征以及元素表生地球化学属性,本研究对该矿床红土化过程中若干重要元素的地球化学行为进行了系统分析。

Fe、Al、Ti、Cr 等元素表生迁移能力差,在本研究中红土剖面的中上部显示富集,可代表超基性岩红土化过程的原地残留富集组分。Fe_2O_3 是最多的残留组分,矿区内最高富集程度可超过 60%。Fe 自镁铁橄榄石以及富铁辉石风化后被释放,由于其在表生环境的强惰性特征,基本残留在地表。X 衍射分析指示红土层顶部的铁氧化物主要包括赤铁矿和针铁矿。针铁矿存在的范围可从表层一直延伸至中下部的腐岩带。在剖面顶部,针铁矿脱水后可重结晶成赤铁矿。Al 主要来源于超基性岩母岩中辉石矿物,电子探针分析表明斜方辉石和单斜辉石中 Al 的含量近于橄榄石的 10 倍[1]。辉石的风化作用晚于橄榄石,且风化产物与橄榄石不同,其产物主要是蒙脱石类矿物[28]。蒙脱石及其再风化产物如绿泥石等构成了红土剖面中 Al 的主要载体矿物。Dissanayake[29]总结发现世界上若干富镍红土中 55%~75%的 Cr 存在于铬尖晶石中。本研究在基岩的显微薄片中也发现少量铬尖晶石的存在。铬尖晶石在表生环境中高度稳定,这与 Cr 含量集中在红土剖面中上部相符。Ti 与 Cr 相似,多赋存于尖晶石矿物内在红土化过程中被原地残留。

Si、Mg 等元素的表生迁移能力强,在本研究中红土剖面显示自上而下含量逐渐增高,可代表淋滤缺失组分。Mg 和 Si 均在橄榄石风化后进入表生渗滤流体。在渗滤水流动不畅的环境中,或在降雨量

© 1994-2011 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

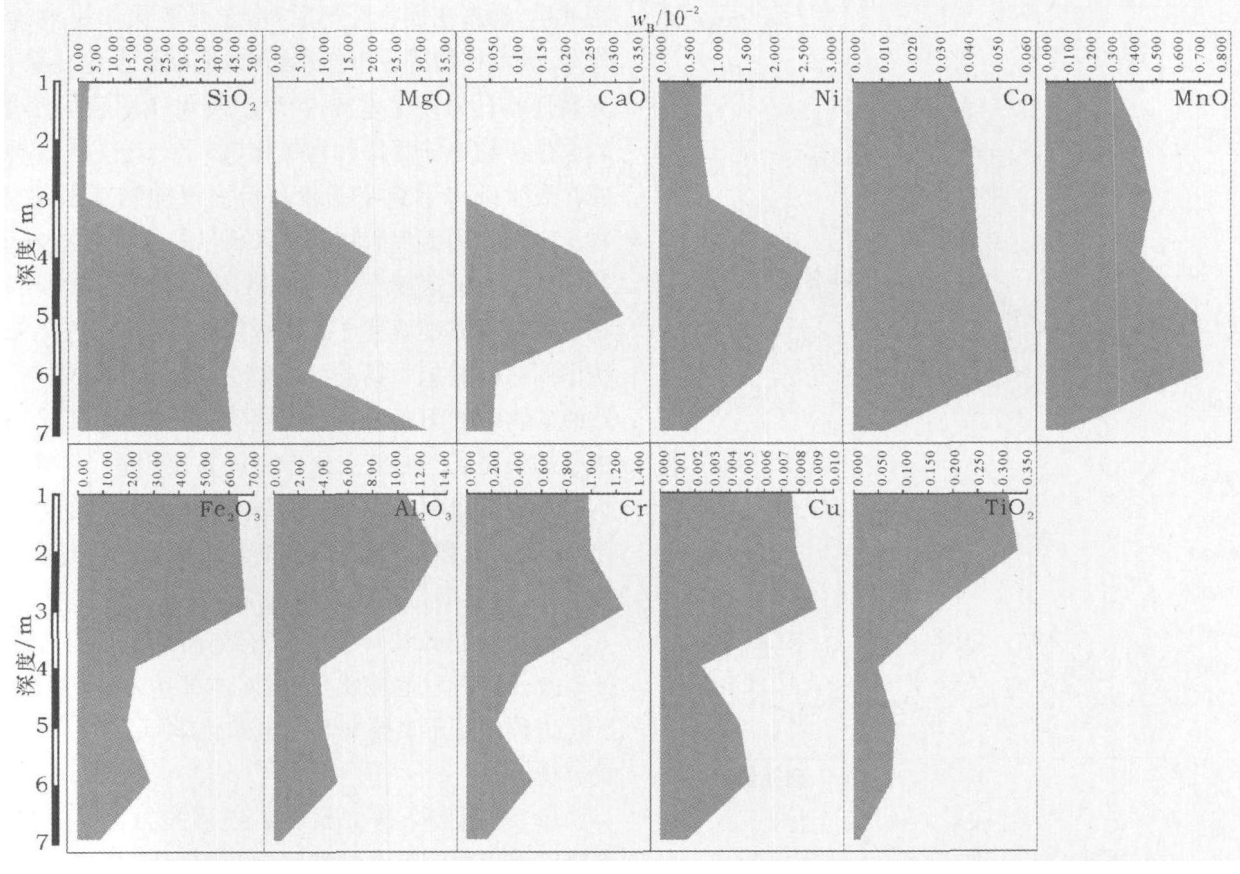


图 7 主微量元素含量沿矿化剖面变化图

Fig. 7 The content of major and trace elements along laterite profile

少的干燥季节,SiO_2 会在红土剖面中部集中沉淀形成网脉状硅化脉[1]。Kolonodale 矿床的局部地带也可见网脉状硅化脉,它可作为"硅帽"保护下部的硅酸盐镍矿层并降低被剥蚀速率。Mg 相对 Si 的表生迁移能力更加活跃,且它在红土剖面中的载体矿物极其复杂。Kolonodale 矿床的基岩部分蛇纹石化,含 Mg 的初始矿物包括橄榄石、辉石、蛇纹石和水镁石等,这些矿物中的 Mg 在红土化过程中先后被淋滤迁出,部分形成含 Mg 的中间产物如蒙脱石、绿泥石和次生富集蛇纹石、滑石、海泡石等。部分 Mg 会随地表水流动直接迁移出红土剖面。研究表明,Mg 是超基性岩红土化剖面淋滤水溶液中含量最高的金属离子,质量分数可高达 33.49×10^{-6}[26]。

Mn、Ca、Co、Ni 等元素的表生迁移能力偏低,在本红土剖面的中下部显示次生富集,可代表淋滤富集组分。Mn、Ca、Co、Ni 等元素在超基性岩的造岩矿物中均属于 Mg、Fe 的类质同象元素,背景含量低。该类元素在地表环境中主要以重碳酸盐形式迁移,还原酸性介质条件及溶解的 CO_2 能促进重碳酸盐的稳定性。Mn 和 Co 元素的迁移能力低于 Ni,它们多以氧化物形式沉淀于含水铁氧化物带下部,充填在针铁矿等杂基矿物的粒间孔隙或构造微裂隙中[8]。矿化剖面上 Co 与 Mn 的地球化学特征呈显著线性正相关关系,指示二者的地球化学行为一致。Co 常以类质同象形式进入结晶程度较差的 Mn 氧化物或 Mn 含水氧化物晶格[8],其含量高者可谓之"锰钴土"。"锰钴土"多分布在土状腐岩层中,土状腐岩层与土块状腐岩层的分界处,呈残留衬里状、充填物或镶边状赋存于裂隙或节理中,在断面或断口上表现为黑色斑点[15]。Co 在本研究剖面矿化富集效应不明显。Ca 在红土剖面中下部显示少量富集,矿物分析未发现独立 Ca 质矿物,可能与矿物-粒间溶液之间的离子交换反应或类质同象替代有关。

Ni 在红土剖面中下部腐岩带明显次生富集,指示其在红土化作用下经历迁移-沉淀的地球化学过程。Ni 与 Si、Mg 元素间正相关协变关系表明,Ni 从橄榄石中风化析出后,与 Si、Mg 一起进入渗滤地表水。Gleeson 等[26]研究发现哥伦比亚 Cerro Matoso 红土镍矿淋滤溶液中 Ni 的质量分数高达 0.28×10^{-6},且 Ni 的可能迁移形式是重碳酸盐或有机酸络合物。在垂向迁移过程中,由于红土化作用差异,Ni 的地球化学行为和载体矿物类型复杂多变。

© 1994-2011 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

Kolonodale矿床属于硅酸盐型矿床,它的最大Ni次生富集层称作硅镁镍矿层。由于红土剖面排水通畅,地下水位线低,含Ni淋滤溶液容易进入红土剖面的腐岩带。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[1,26],利于Ni以弱酸性的重碳酸盐溶液沉淀,并且通过与淋滤液中溶解的$Si(OH)_4$和Mg^{2+}反应生成含镍的层状硅酸盐,即硅镁镍矿。硅镁镍矿是一种混合物,其矿物种类繁多,包括暗镍蛇纹石($(Mg,Ni)_3Si_2O_5(OH)_4$)、镍滑石($(Mg,Ni)_3Si_4O_{10}(OH)_2$)、镍绿泥石($(Mg,Ni,Al)_6(Si,Al)_4O_{10}(OH)_8$)、镍海泡石($(Mg,Ni)_4Si_6O_{15}(OH)_2\cdot 6H_2O$)等[10]。Soler等[9]认为硅镁镍矿主要由37%的含镍蛇纹石和63%的含镍滑石所构成。硅镁镍矿常和石英共同富集在腐岩带裂隙和节理面上,以及超基性岩碎裂带的孔洞中。对于氧化型镍矿床,淋滤液中的Ni被针铁矿以吸附形式捕获,或者呈类质同象进入针铁矿晶格[30],因而Ni的次生富集带多位于红土剖面中上部。粘土型镍矿床主要发育在排水不畅的水文地质环境中。风化淋滤液中的Ni以离子交换反应替代Mg进入镍蒙脱石、镍绿泥石、蛇纹石和滑石晶格构造[1,31],因此其富集带集中在红土剖面的中下部。3种红土镍矿石类型并非截然分开,与新喀里多尼亚Goro矿床类似,Kolonodale硅酸盐型矿床中红土型矿石和硅酸盐型矿石并存,局部发育粘土型矿石。该现象指示同一矿床不同剖面其Ni元素的表生地球化学行为和载体矿物类型也并非一致,但总的规律是Ni在红土剖面中上部被铁质氢氧化物固定,而在红土剖面下部则赋存于高品位的硅镁镍矿或含镍粘土系列矿物。

5.4 成矿地质过程分析

基于前述对矿化剖面上岩石学、矿物学和元素地球化学特征及空间变化分析,结合矿化剖面从基岩→腐泥带→红土带指示风化作用由弱到强的时间序列,本文将Kolonodale矿床的成矿地质过程解剖为3个阶段:

(1)腐岩化阶段。超基性岩体出露地表后,风化作用自基岩节理和裂隙逐渐向节理块核心发展。岩石中橄榄石矿物首先遭受风化。受水解作用,橄榄石释放出Mg和部分Si,并沉淀出结晶程度较差的针铁矿。辉石和蛇纹石的风化作用晚于橄榄石,二者水解作用也伴随Mg的淋滤,其产物多为蒙脱石和铁氧化物,它们多呈母矿物的假象存在。在上述过程中,Ni与Mg的元素地球化学行为一致,随橄榄石和蛇纹石矿物风化而被释放,多保留在原地被针铁矿吸附,部分进入皂石矿物晶格。风化水解作用使得矿物破碎分解且孔隙度急剧增大,密度可降至基岩的一半[11]。Ni品位可由基岩增高至0.6%~0.8%。

(2)红土化阶段。岩石孔隙度增高加快了表层淋滤液流动,水解淋滤作用进一步增强。基岩结构已完全被破坏,沿节理破碎的岩石碎块风化殆尽,风化产物全部由粘土粒级矿物组成。铁氧化物所占比例进一步提高,蒙脱石类粘土矿物中的Mg也会被淋滤带出。上述作用造成红土剖面顶层几乎全被铁氧化物所占据,而Mg则大部分被淋滤,形成所谓的"Mg不整合带"[1]。质量平衡计算表明,在该阶段基岩中约70%的成分已被迁移带出[32]。该阶段部分Ni被针铁矿吸附仍残留原地,部分Ni由于针铁矿脱水形成赤铁矿进入淋滤流体向下迁移。该阶段Ni矿品位在0.5%~1%左右。

(3)次生富集阶段。风化作用继续进行,地表风化产物中逐渐富集有机质,产生低pH环境。铁氧化物(主要是针铁矿)发生溶解和重新沉淀,其吸附或晶格中的Ni被再次释放,并随淋滤溶液向剖面深部迁移。在剖面深部的腐岩带,特别是基岩节理裂隙或风化断裂带,碱性环境利于镍以弱酸性的重碳酸盐溶液沉淀,并且通过与淋滤液中的Si和Mg反应而生成含镍的层状硅酸盐,即暗镍蛇纹石类矿物。当淋滤流体中富Si时,暗镍蛇纹石矿物常和石英共生沉淀,形成胶状环带构造。与此同时,淋滤溶液中的Ni可与原腐岩带中蛇纹石、蒙脱石类矿物进行离子交换反应。在该阶段,腐岩化阶段形成矿物与淋滤沉淀次生矿物共存,在淋滤沉淀以及离子交换等次生富集作用下,Ni品位可提高至1.5%左右,最高可达8.71%。

6 结论

Kolonodale矿床归属于原地自生硅酸盐型红土镍矿床,成矿特征可与印尼苏拉威西岛Sorowako和新喀里多尼亚Goro等典型矿床相类比。该矿床产自富镁超基性岩红土风化壳,矿化剖面出现紫色铁帽带、黄色粘土带、灰绿色镍矿层腐岩带和基岩带等明显的岩性序列。镍矿体的平面形态和厚度变化严格受红土风化壳发育范围和深度控制。矿床内可

© 1994-2011 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

见两种矿石类型,红土镍矿石和硅酸镍矿石,以硅镁镍矿石为主。红土镍矿石产在红土剖面上部,主要载镍矿物是铁质氧化物。硅镁镍矿石产在红土剖面中下部,见于腐岩层和基岩层的裂隙脉中,载镍矿物包括镍蛇纹石、镍蒙脱石、镍滑石、镍绿泥石、镍海泡石等。

矿化剖面元素地球化学分异非常显著。Ni 质量分数变化区间为 0.49%～2.60%,矿质元素在剖面中下部的次生富集效应非常明显。Ni 与 Al_2O_3、Fe_2O_3、TiO_2、Cr、Cu 等元素的协变关系呈负相关,与 SiO_2 正相关,与 MnO、CaO、Co、Mg 等分段相关。超基性岩红土化过程中的元素地球化学行为具有多样性,Fe、Al、Ti、Cr 属残留富集组分,Si、Mg 属淋滤缺失组分,Mn、Ca、Co、Ni 属次生富集组分。Ni 在红土剖面中上部被铁质氢氧化物固定,而在红土剖面下部赋存于高品位的硅镁镍矿或含镍粘土矿物中。

矿床发育的有利成矿条件为:富镁超基性岩提供的物源基础、热带雨林气候提供的风化营力、良好构造组合提供的淋滤通道、有利地形地貌提供的空间场所、稳定大地构造环境提供的时间保障等。该矿床的成矿过程可划分为腐岩化、红土化和次生富集 3 个成矿阶段。

References

[1] Golightly J P. Nickeliferous laterite deposits[J]. Economic Geology, 1981, 75th Anniversary Volume: 710-735.

[2] Elias M. Nickle Laterite Deposits-geological Overview, Resources and Exploitation, in Giant Ore Deposit: Characteristics, Genesis and Exploration[M]. Centre for Ore Deposit Research, University of Tasmania, Hobart of Australia, Special Publication, 2002, 4: 205-220.

[3] Gleeson S A, Butt C R M, Elias M. Nickle laterites: A review[J]. News Letter of the Society of Economic Geologists, 2003, 4: 12-18.

[4] Dalvi A D, Bacon W G, Osborne R C. Past and future of nickel laterite projects[C]//Imrie W P, Lane D M. International Nickel Laterite Symposium TMS. 133rd Annual Meeting and Exhibition, Charlotte, N. Carolina. 2004: 23-50.

[5] Wang R J, Nie F J, Yan T X, et al. New achievements of mineral exploration and utilization of the laterite nickel deposits[J]. Geological Review, 2008, 54(2): 215-224(in Chinese).

[6] Brand N W, Butt C R M, Hellsten K J. 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[M]// Grimsey E J, Neuss I. Nickel'96, Mineral to Market. Australian Institute of Mining and Metallurgy, Australia, Special Publication, 1996: 185-191.

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

[8] Fouateu Y, Ghogomu R T, Penaye J, et al. Nickel and cobalt distribution in the laterites of the Lomiéregion, Southeast Cameroon[J]. Journal of African Earth Sciences, 2006, 45: 33-47.

[9] Soler J M, Cama J, Gali S, et al. Composition and dissolution kinetics of garnierite from the Loma de Hierro Ni-laterite deposit, Venezuela[J]. Chemical Geology, 2008, 249: 191-202.

[10] Wells M A, Ramanaidou E R, Verrall M, et al. Mineralogy and crystal chemistry of "garnierites" in the Goro lateritic nickel deposit, New Caledonia[J]. European Journal of Mineralogy, 2009, 21: 467-483.

[11] Freyssinet P, Butt C R M, Morris R C, et al. Ore-forming processes related to laterite weathering[J]. Economic Geology, 2005, 100th Anniversary Volume: 681-722.

[12] Dalvi A D, Bacon W G, Osborne R C. Past and future of nickel laterite projects[C]//Imrie W P, Lane D M. International Nickel Laterite Symposium TMS. 133rd Annual Meeting and Exhibition, Charlotte, N. Carolina, 2004: 23-50.

[13] Metallurgy Industry Ministry. Formation and prospecting of laterite nickel deposit, Philippines[J]. Geology and Exploration, 1980(1): 26-29(in Chinese).

[14] Qiao F G, Zhu J Y, Tian Y L, et al. Nickel resources distribution in the world and nickel resources of Yunnan[J]. Yunnan Geology, 2005, 24(4): 395-401(in Chinese).

[15] He C, Xiao S G, Tan M C. The laterite Ni deposits in Indonesia[J]. Yunnan Geology, 2008, 27(1): 20-26(in Chinese).

[16] Luo T X. Geological characteristics and ore-forming mechanism of laterite nickelferous deposit in Wageo, Indonesia[J]. Geology and Exploration, 2008, 44(4): 45-49(in Chinese).

[17] Liu C Z, Yin W Q, Tu C G, et al. Progress on geology & exploration & utilization of laterite Nickel deposits in Luzon Island, Philippines[J]. Jiangxi Nonferrous Metal, 2009, 23(2): 3-7(in Chinese).

[18] Cui M L, Zhang B L, Su J, et al. High efficient exploration model of lateritic nickel deposits in Sulawesi Island, Indonesia [J]. Geology and Exploration, 2009, 45(4): 417-422(in Chinese).

[19] Ma S C, Zheng G L. The geological conditions of metallogen-

© 1994-2011 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

esis of Mwetaung MT laterite Ni deposit, Myanmar[J]. Yunnan Geology, 2009, 28(2): 166-171(in Chinese).

[20] Hall R, Wilson E J. Neogene suture in Eastern Indonesia [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2000, 18: 781-808.

[21] Kadarusmana A, Miyashitab S, Maruyamaa S, et al. Petrology, geochemistry and paleogeographic reconstruction of the East Sulawesi Ophiolite, Indonesia[J]. Tectonophysics, 2004, 392: 55-83.

[22] Nahon D, Paquet H, Delvigne J. Lateritic weathering of ultramafic rocks and the concentration of nickel in western Ivory Coast[J]. Economic Geology, 1982, 77: 1159-1175.

[23] Thorne R, Herrington R, Roberts S. Composition and origin of the Çaldağ oxide nickel laterite deposit, W. Turkey[J]. Mineralium Deposita, 2009, 44: 581-595.

[24] Liu Y J, Cao L M, Li Z L, et al. Element Geochemistry [M]. Beijing: Science Press, 1984(in Chinese).

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

[26] Gleeson S A, Herrington R J, Durango J, et al. The mineralogy and geochemistry of the Cerro Matoso S. A. Ni laterite deposit, Montelíbano, Colombia [J]. Economic Geology, 2004, 99: 1197-1213.

[27] Perrier N, Ambrosi J P, Colin F, et al. Biogeochemistry of a regolith: The New Caledonian Koniambo ultramafic massif [J]. Journal of Geochemical Exploration, 2006, 88: 54-58.

[28] Colinf F, Nahon D, Trescazes J J, et al. Lateritic weathering of pyroxenites at Niquelandia, Goias, Brazil: The supergene behavior of nickel[J]. Economic Geology, 1990, 85: 1010-1023.

[29] Dissanayake. The geology and geochemistry of the Uda Walawe Serpentinite, Sri Lanka [J]. Journal of National Council of Sri Lanka, 1982, 10(1): 13-34.

[30] Das S K, Sahoo R K, Muralidhar J, et al. Mineralogy and geochemistry of profiles through lateritic nickel deposits at Kansa, Sukinda, Orissa[J]. Journal of the Geological Society of India, 1999, 53: 649-668.

[31] Mattigod S V, Gibali A S, Page A L, et al. Effect of ionic strength and ion pair formation on the adsorption of nickel by kaolinite[J]. Clays and Clay Minerals, 1979, 27(6): 411-416.

[32] Brand N W, Butt C R M. Weathering, element distribution and geochemical dispersion at Mt Keith, Western Australia: Implication for nickel sulphide exploration[J]. Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis, 2001, 1(4): 391-407.

参考文献

[5] 王瑞江，聂凤军，严铁雄，等. 红土型镍矿床找矿勘查与开发利用新进展[J]. 地质论评，2008，54(2)：215-224.

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

[14] 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.

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

[16] 罗太旭. 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，2008，44(4)：45-49.

[17] 刘成忠，尹维青，涂春根，等. 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，2009，23(2)：3-7.

[18] 崔敏利，张宝林，苏捷，等. 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，2009，45(4)：417-422.

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

[24] 刘英俊，曹励明，李兆麟，等. 元素地球化学[M]. 北京：科学出版社，1984.

© 1994-2011 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net