

文章编号: 0258-7106(2012)06-1195-16

新疆东天山土墩铜镍硫化物矿床岩石地球化学 和铂族元素特征及其对成矿的指示意义*

王敏芳^{1,2}, 夏庆霖^{1,2}, 肖凡¹, 汪新庆¹, 杨武胜¹, 姜楚灵¹

(1 中国地质大学资源学院, 湖北 武汉 430074; 2 地质过程与矿产资源国家重点实验室, 中国地质大学, 湖北 武汉 430074)

摘要 为了探讨土墩铜镍硫化物矿床的成矿岩浆来源、岩浆演化过程以及硫化物熔离成矿作用, 文章对土墩矿区内不同类型的岩石进行了岩石地球化学特征的研究, 认为该矿床的成矿岩浆属于拉斑玄武岩浆系列。岩浆在岩浆房和/或侵位过程中存在着分离结晶作用, 并且, 在其上升演化过程中可能经历了同化混染作用。首次对该矿区内岩石和矿石的铂族元素地球化学特征开展了研究, 发现其岩石及矿石具有一致的物质来源, 岩石及矿石的PGE总量都较低, 配分模式都为左倾富集PPGE的Pt-Pd型。根据Ni/Cu-Pd/Ir图解和地球化学特征, 认为土墩岩体的原始岩浆应是低程度地幔部分熔融岩浆, 是MgO含量较高的PGE不亏损的玄武质岩浆。根据Cu/Pd值较高, 可以推断土墩矿床的成矿母岩浆在演化过程中经历了深部硫化物部分熔离的过程, 这可能是导致该矿床PGE明显亏损的原因之一。同时, 根据Cr与PGE和Ni的相关关系, 认为其母岩浆可能经历了铬铁矿的分离结晶作用, 这也许是导致该矿床硫化物发生熔离作用的重要因素。结合Ti/Y-Zr/Y相关图解及东天山区域地质演化史, 笔者认为, 土墩矿区的成矿镁铁质-超镁铁质岩体是形成于碰撞后的拉张环境。

关键词 地球化学; 铂族元素; 岩石地球化学; 成矿作用; 土墩铜镍硫化物矿床; 东天山

中图分类号: P618.41; P618.63

文献标志码: A

Rock geochemistry and platinum group elements characteristics of Tudun Cu-Ni sulfide deposit in East Tianshan Mountains of Xinjiang and their metallogenic implications

WANG MinFang^{1,2}, XIA QingLin^{1,2}, XIAO Fan¹, WANG XinQing¹, YANG WuSheng¹
and JIANG ChuLing¹

(1 Faculty of Earth Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China; 2 State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China)

Abstract

In this paper, the origin, the evolutionary process of metallogenic magma, the segregation of sulfides and the ore-forming process were studied. Based on geochemical characteristics of different rocks in the Tudun Cu-Ni deposit, the authors infer that the magma belonged to tholeiitic magma series, fractional crystallization occurred in magma chamber and/or during the emplacement process, and there might have occurred assimilation and hy-

* 本文得到中国地质调查局计划项目(编号: 1212011085466)国家自然科学基金面上项目(编号: 41272097)国家自然科学基金青年科学基金(编号: 40902026)地质过程与矿产资源国家重点实验室开放课题(编号: GPMR201006)和中央高校基本科研业务费专项资金(编号: CUG120702)的联合资助

第一作者简介 王敏芳, 女, 1980年生, 副教授, 硕士生导师, 矿床学专业。Email: wang_minfang@163.com

收稿日期 2011-12-20; 改回日期 2012-10-12。许德焕编辑。

bridization during the evolution of the ascending magma. In addition, the authors studied geochemistry of platinum group elements in rocks and ores of the Tudun Cu-Ni deposit and wrote the first report. The total concentrations of PGE in rock and ore samples are low. Rock and ore samples have similar mantle-normalized PGE distribution patterns, suggesting the Pt-Pd type. The diagram of Ni/Cu against Pd/Ir and geochemistry of rocks reveal that the primary magma of Tudun was basaltic magma with high MgO content, without depletion of platinum group elements. The relatively high Cu/Pd ratios imply that partial segregation of sulfides occurred in the initial magmatic evolution process, resulting in the depletion of parental magma in PGE. According to the relationship between Cr, PGE and Ni, the fractionation of chromite was likely the main factor leading to sulfide segregation. The diagram of Ti/Y against Zr/Y and the regional geological revolution show that Tudun ore-bearing mafic-ultramafic rocks occurred in an erosion environment after collision.

Key words: geochemistry, platinum group element, rock geochemistry, metallogenesis, Tudun Cu-Ni sulfide deposit, East Tianshan Mountain

新疆是中国岩浆型 Cu-Ni (PGE) 硫化物矿床的重要产地。东天山地区是中国重要铜镍硫化物矿床的找矿靶区之一, 分布有黄山东、黄山、香山、葫芦、土墩、图拉尔根、白石泉、天宇等铜镍岩浆硫化物矿床 (图 1) (Mao et al., 2008; 汪登红等, 2006)。

在该成矿区带内, 土墩铜镍矿为一中等规模的矿床, 其 $w(\text{Ni})$ 最高可达 1.74%, 迄今, 有关该矿床的报道很少。王崇义^①首次报道了土墩铜镍矿床的地质特征, 并认为其成矿模式是岩石圈地幔部分熔融形成了原始岩浆, 再经深部熔离-后期贯入作用成矿。王润民等 (1987) 对土墩-黄山铜镍硫化物矿带的赋矿岩体进行了地球化学研究, 认为土墩矿床是在 240 Ma 左右, 由正常玄武质岩浆侵位形成的矿床, 就地熔离作用先于富硫化物熔体熔离作用。永文富 (2002) 研究了土墩杂岩体的岩石地球化学, 认为土墩南岩体的 S 和 CaO 高, K_2O 和 Na_2O 低, 较之北岩体更有利于成矿, 矿床成因类型为岩浆熔离型, 并首次提出了块状矿石为深部熔离-后期贯入成因。

尽管土墩矿床早在上世纪 80 年代就已被发现, 但至今其研究程度仍很低。因此, 本文对土墩铜镍硫化物矿床开展了岩石地球化学研究, 并首次对其岩石、矿石样品内铂族元素地球化学特征进行了研究, 以探讨该矿床的成矿岩浆来源、岩浆演化以及硫化物熔离成矿的过程。

1 矿床地质特征

土墩铜镍硫化物矿床位于新疆东天山东部的黄

山-镜儿泉铜镍矿带的西端 (图 1), 中型规模, 其大地构造位置属于天山地槽褶皱带北天山优地槽, 觉罗塔格复背斜苦水向斜束山口-双岔沟背斜的北翼, 干洞大断裂带 (F_{12}) 附近 (图 2)。

区内出露的地层为中石炭统梧桐窝子组 (C_2w) 是一套海底喷溢的中基性-中酸性火山熔岩及火山碎屑岩。其主要岩性组合为细碧岩、细碧玢岩、角斑岩、石英角斑岩, 内夹薄层状及透镜状凝灰岩、沉凝灰岩, 属细碧岩-石英角斑岩火山岩系组合。

区内构造比较简单, 干洞大断裂 (F_{12}) 是主要的控岩控矿构造, 呈 80° 方向延伸且斜穿整个矿区 (图 2), 为向南倾的逆断层, 其断层面与地层倾向相同, 断层面倾角大于地层倾角。此外, 还有一些平推小断层, 属扭性-压扭性断裂, 仅使岩层发生位移, 与该区成岩成矿无关。

土墩基性-超基性杂岩体侵位于中石炭统梧桐窝子组, 面积 0.98 km^2 , 地表为不规则的椭圆形。土墩矿床与该杂岩体密切相关。该含矿岩体是一个分次侵入形成的复式岩体, 分为南岩体和北岩体, 边部被辉长岩环绕。南岩体具有侧向分异特征, 从中心向边缘依次为单辉橄榄岩相—含长单辉橄榄岩相—辉长岩相, 北岩体除具侧向分异特征之外, 还显示出韵律分异特征, 从顶板到底板依次为含长单辉角闪橄榄岩相—含长方辉 (二辉) 角闪橄榄岩相—含长橄榄角闪辉石岩相—辉长岩相。其岩相空间分布特征表明, 该岩体从边缘向中心, 基性程度增高。

矿石类型主要有稀疏浸染状矿石、稠密浸染状矿石及块状矿石 3 种类型, 金属矿物主要有磁黄铁

① 王崇义. 1981. 新疆哈密土墩及黄山东基性-超基性杂岩体含矿性的初步探讨. 全国基性-超基性及蛇绿岩第一次学术讨论会论文集.

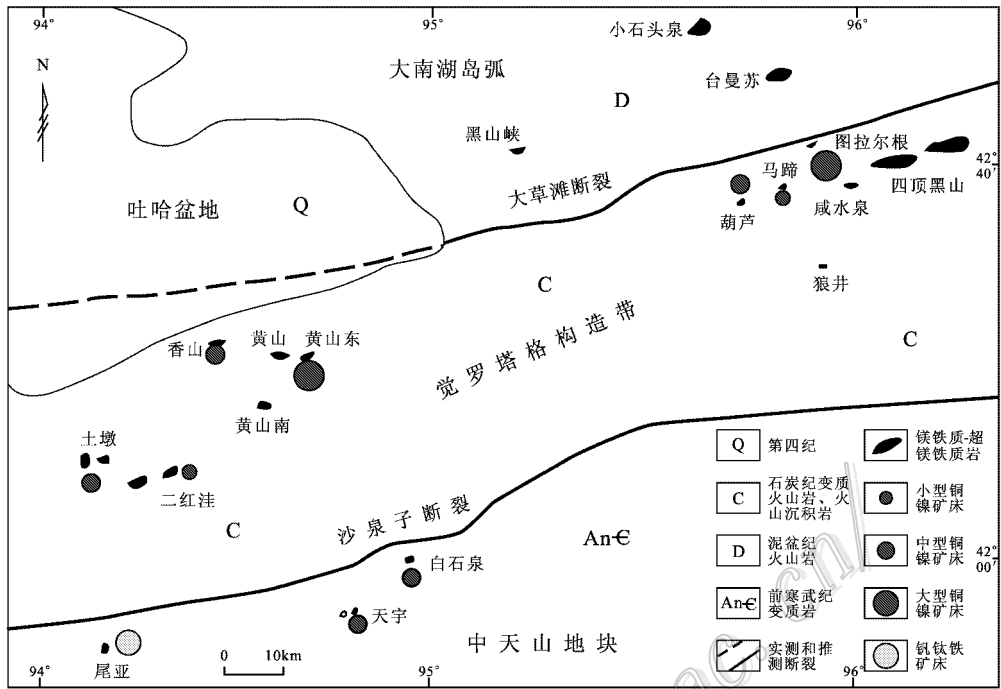


图 1 东天山地区铜镍矿床分布略图(据秦克章等, 2007, 略修改)

Fig. 1 Geological sketch map showing distribution of Cu-Ni sulfide deposits in Eastern Tianshan region (modified after Qin et al., 2007)

矿、镍黄铁矿、黄铜矿、铬铁矿、磁铁矿等, 非金属矿物主要有橄榄石、辉石、普通角闪石、斜长石等(永文富, 2002)。

2 样品采集及测试方法

本次研究的样品采自土墩铜镍矿床的矿石堆, 在测试之前进行了室内岩相学观察, 选择新鲜未蚀变的样品进行相关测试。测试样品共计 8 件, 岩石样品 4 件, 矿石样品 4 件, 包括橄榄岩样品 2 件(TD14、TD16)、辉长岩样品 2 件(TD12、TD17)、稀疏浸染状矿石 1 件(TD4)、稠密浸染状矿石 2 件(TD2、TD10)、块状矿石 1 件(TD19)。

岩石样品的主量元素和矿石样品的微量元素、Cu、Ni 和 S 含量的测试, 均在澳实(广州)分析检测有限公司完成。主量元素采用 XRF 法(硼酸锂/偏硼酸锂熔融, X 射线荧光光谱分析), 微量元素采用 ICP-MS 法(四酸消解, 等离子体发射光谱分析)。岩石样品的微量元素和稀土元素测试在地质过程与矿产资源国家重点实验室采用 ICP-MS 法完成。

PGE 测试在国家地质实验测试中心完成。铂族元素测试方法: 将约 15~25 g 样品粉碎至 200 目, 称

取试样, 倒入坩埚内, 并加入碳酸钠、硼酸钠、硼砂、羟基镍、硫磺和面粉等溶剂和钨稀释剂, 在 1150℃ 条件下熔融, 把熔融体注入铁模, 冷却后取出硫镍扣, 粉碎后用 6 mol/L 的 HCl 溶解, 加入碲共沉淀剂沉淀后, 过滤出不溶物, 在封闭溶样器中用王水溶解滤渣, 转入比色管中定容, 最后, 用电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)测定 Os、Ir、Ru、Rh、Pt 和 Pd 的含量。测试仪器为 TJA Pro Excel 型。选用的同位素为: ^{193}Ir 、 ^{101}Ru 、 ^{103}Rh 、 ^{195}Pt 和 ^{105}Pd 。该方法的检测限是通过 5 个流程空白溶液的 3 倍标准偏差计算得到, 检出限为 0.0024~0.082 ng/g。测试标样为 GPT-1 和 GPT-2, 其测定结果见表 1, 由测定结果可见其吻合性相当好。

3 岩石地球化学特征

3.1 主量元素

本次研究的岩石样品共 4 件(橄榄岩样品 2 件: TD14、TD16、辉长岩样品 2 件: TD12、TD17), 其主量元素测试结果见表 2。由表 2 可见, 岩石样品整体具有高 $\omega(\text{MgO})$ 10.36%~38.10%, 平均 24.74%, 低 $\omega(\text{CaO})$ 0.89%~10.63%, 平均 5.92%, $\omega(\text{Al}_2\text{O}_3)$

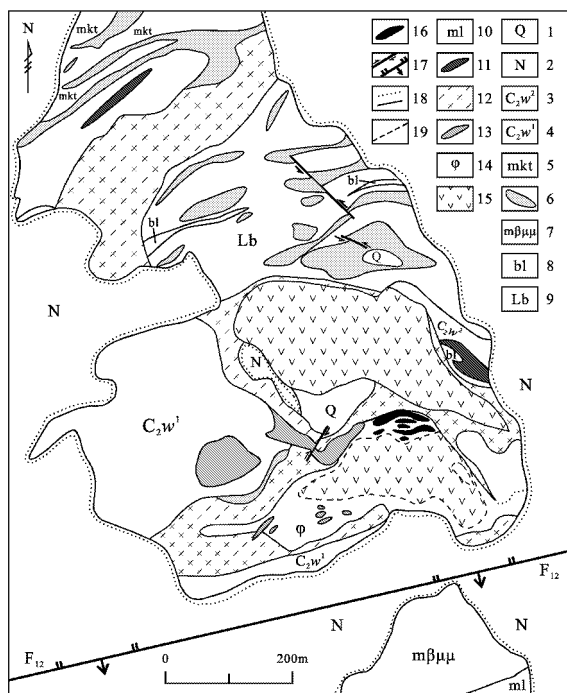


图2 土墩矿区地质简图(据王润民等,1987)

1—第四系洪积松散砂土;2—中新世橙红粉砂质泥岩、白色砾岩;3—上石炭统沉凝灰岩夹火山角砾岩、含碳硅质板岩;4—上石炭统角砾岩、糜棱岩化角砾岩、石英角砾岩夹沉火山角砾凝灰岩;5—糜棱岩化角砾岩;6—石英角砾岩;7—糜棱岩化细碧玢岩;8—沉凝灰岩;9—沉火山角砾岩;10—糜棱岩;11—石英脉;12—中-粗粒辉长岩;13—细粒闪长岩;14—辉橄岩;15—橄橄榄岩;16—矿体;17—断层;18—不整合/整合地质界线;19—岩相界线

Fig. 2 Geological sketch map of the Tudun ore district (after Wang et al., 1987)

1—Quaternary alluvial loose sand; 2—Miocene pink sandy mudstone, white conglomerate; 3—Upper Carboniferous sedimentary tuff intercalated with volcanic breccia, carbon-bearing siliceous slate; 4—Upper Carboniferous keratophyre, mylonitized keratophyre, quartz keratophyre intercalated with sedimentary volcanic breccia tuff; 5—Mylonitized keratophyre; 6—Quartz keratophyre; 7—Mylonitized spilite porphyrite; 8—Sedimentary tuff; 9—Sedimentary volcanic breccia; 10—Mylonite; 11—Quartz vein; 12—Medium-coarse grained gabbro; 13—Fine grained diorite; 14—Pyroxene peridotite; 15—Peridotite; 16—Ore body; 17—Fault; 18—Unconformity/conformity; 19—Lithofacies boundary

(1.6%~16.14%, 平均 8%)、 $w(Na_2O)$ (0.13%~2.42%, 平均 0.99%) 的特征。主要含矿岩相橄榄岩的 m/f 值为 4.62~5.39, 平均 5.01。辉长岩的 m/f 值为 2.37~3.81, 平均 3.09, 属铁质基性-超基性岩。橄榄岩的 $Mg^\#$ 为 0.82~0.85, 平均 0.84, 辉长岩的 $Mg^\#$ 为 0.71~0.80, 平均 0.75。

MgO 与各氧化物及微量元素之间具有很好的相关性(图3), 表明岩浆在岩浆房和/或侵位过程中存在着分离结晶作用。 MgO 与 SiO_2 、 Al_2O_3 、 TiO_2 、

表1 PGE 分析采用的标样标准值和测定值对比

Table 1 Comparison between recommended and measured PGE values in the standard samples

标样	Os	Ir	Pt	Ru	Rh	Pd
GPT-1						
$w(B)$ 标准值/ 10^{-9}	0.05	0.04	0.26 (0.05)	0.02	0.26	0.26
$w(B)$ 测量值/ 10^{-9}	0.060	0.0376	0.25	0.065	0.013	0.245
RSD/%	27.3	23.4	12.9	39.8	28.9	26.9
GPT-2						
$w(B)$ 标准值/ 10^{-9}	0.06	0.05	1.6	0.095 (0.1)	2.3	2.3
$w(B)$ 测量值/ 10^{-9}	0.06	0.059	1.64	0.17	0.09	2.01
RSD/%	28.7	16.9	9.9	61.5	21.6	13.5

表2 土墩矿区镁铁质-超镁铁质岩主量元素含量

Table 2 Major elements content of mafic-ultramafic rocks in the Tudun ore district

组分	橄榄岩		辉长岩	
	TD14	TD16	TD17	TD12
	$w(B)/\%$			
SiO_2	37.30	39.90	47.19	45.15
Al_2O_3	1.60	3.23	16.14	11.02
Fe_2O_3	13.90	13.90	8.55	9.23
CaO	0.89	3.62	10.63	8.55
MgO	38.10	32.60	10.36	17.91
Na_2O	0.13	0.39	2.42	1.02
K_2O	0.07	0.10	0.18	0.16
Cr_2O_3	0.36	0.31	0.02	0.10
TiO_2	0.10	0.23	0.55	0.34
MnO	0.20	0.20	0.16	0.14
P_2O_5	0.02	0.03	0.03	0.004
SrO	<0.01	<0.01	0.04	0.01
BaO	<0.01	<0.01	0.01	<0.01
LOI	6.64	4.73	3.83	5.55
总和	99.33	99.26	100.11	99.18
FeO	12.51	12.51	7.695	8.307
$Mg^\#$	0.85	0.82	0.71	0.80
m/f	5.39	4.62	2.37	3.82

注: $Mg^\# = Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{2+})$, 假定 $Fe^{3+} / Fe^{2+} = 0.15$; $m/f = (Mg^{2+} + Ni^{2+}) / (Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn^{2+})$

CaO 、 $(Na_2O + K_2O)$ 的负相关性表明了单斜辉石和斜长石的分离结晶作用, 截距 $w(MgO)$ 约为 38%~42%。 MgO 与 FeO_t 表现为正相关关系, 说明了橄榄石与斜方辉石的分离结晶作用; MgO 与 Cr 、 Co 、 Ni 成明显的正相关关系, 反映了成岩过程中存在着橄榄石与斜方辉石、铬铁矿(尖晶石)的分离结晶作用。

在划分岩石系列的 $FeO_t/MgO-SiO_2$ 图解(图4a)中, 所有的橄榄岩和辉长岩样品均落在拉斑玄武岩区域; 在 $AFM(Na_2O + K_2O-FeO_t-MgO)$ 图解(图4b)中, 所有样品均具有拉斑玄武岩的演化趋势。由

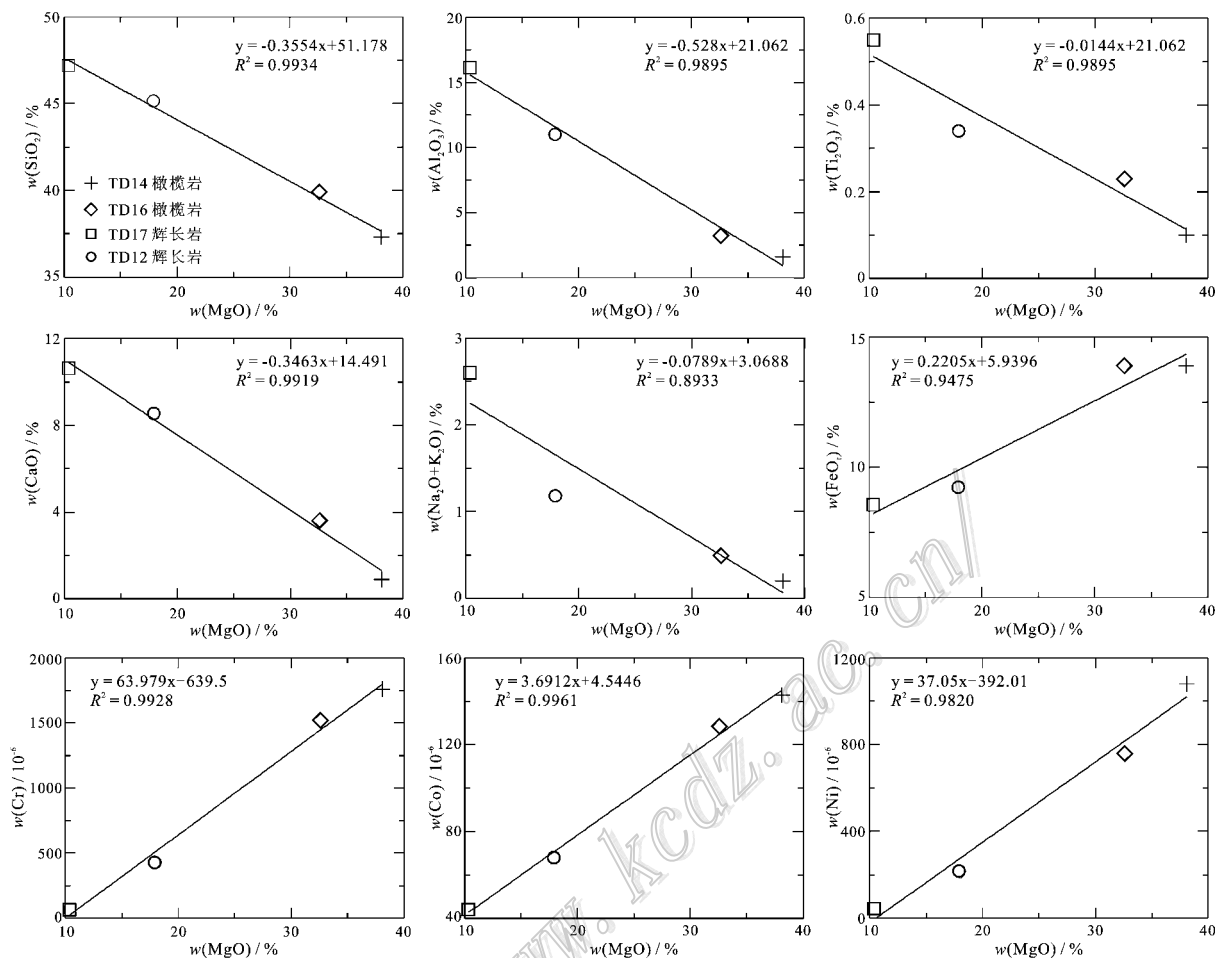


图 3 土墩矿区镁铁质-超镁铁质岩 MgO 与氧化物及相容元素关系图

Fig. 3 Diagram of MgO versus oxides, Cr, Co, Ni in mafic-ultramafic rocks from the Tudun ore district

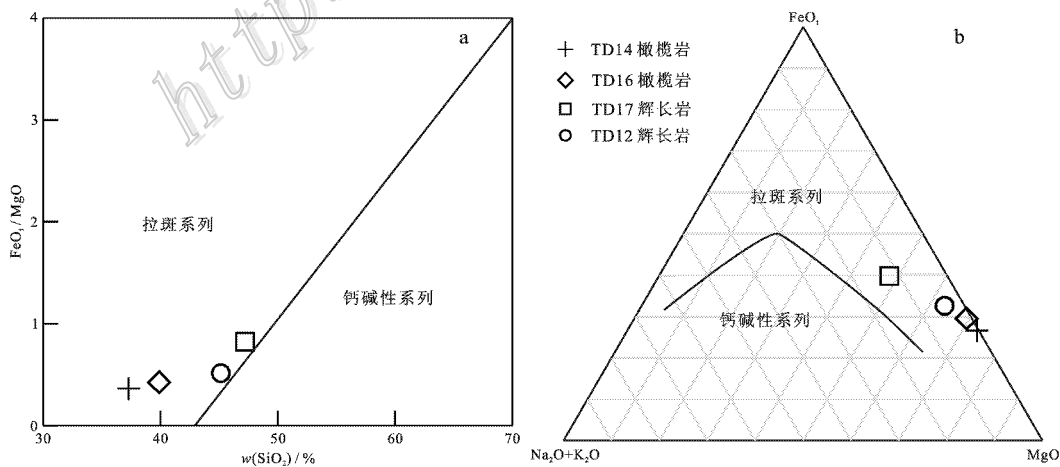


图 4 土墩矿区镁铁质-超镁铁质岩 $FeO/MgO-SiO_2$ 图解 (a) 据 Miyashiro, 1974) 及 AFM 图解 (b)

Fig. 4 FeO/MgO versus SiO_2 (a) (after Miyashiro, 1974) and AFM (b) diagrams of mafic-ultramafic rocks in the Tudun ore district

此可见,土墩矿区的镁铁质-超镁铁质岩应属于拉斑玄武岩系列。

3.2 微量元素

土墩岩体的橄榄岩和辉长岩样品均显示出相容元素(如 Ni、Cr、Co、V)含量高,不相容元素(如 Rb、Ba、Th、U 等)含量低的特点(表 3)。在不相容元素原始地幔标准化图解(图 5)上,各样品的总体分布模式一致,具轻微右倾特征。Nb 和 Ta 的亏损暗示着有大陆地壳物质的混染,或源区存在俯冲的洋壳物质。P 的负异常可能与源区残留有磷灰石有关。

研究表明, Cr、Co、Ni 在部分熔融及岩浆结晶分异过程中表现为相容元素行为,它们在岩石中的含量主要与部分熔融程度、寄主矿物的相容性及寄主矿物在岩石中的含量有关(支霞臣等, 2004)。Green (1994) 的研究表明, Ni、Co 是橄榄石的相容元素,主要呈类质同象替换橄榄石中的 Mg,其次也可进入斜方辉石及角闪石中; Sc、V、Zn 主要赋存于单斜辉石中。因此,在富含橄榄石的橄榄岩样品中, Ni、Co 含量较高,在辉长岩样品中, Sc、V 含量较高(表 3)。

由于不相容元素的分配系数相近,其比值受分离结晶和部分熔融作用的影响很小,所以,在 Ta/Yb-Nb/Y 和 Zr/Nb-Hf/Nb 比值图解中,来自同一地幔源区的样品会分布在同一相关直线上(Saunders et

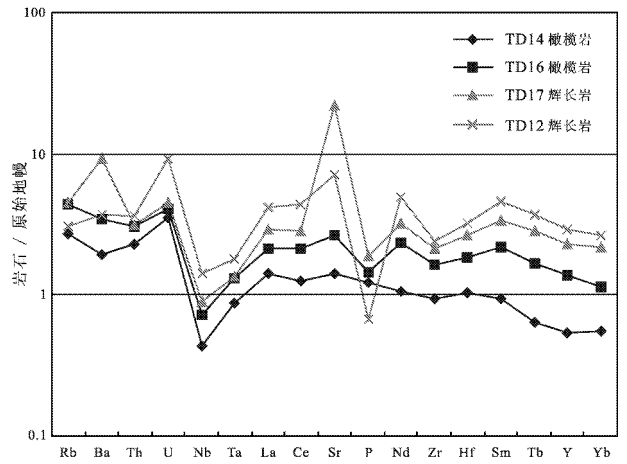


图 5 土墩矿区镁铁质-超镁铁质岩原始地幔标准化多元蛛网图(原始地幔据 McDonough et al., 1995)

Fig. 5 Spider diagram of mafic-ultramafic rocks in the Tudun ore district (modified after McDonough et al., 1995)

al., 1988)。土墩岩体的微量元素比值 Ta/Yb-Nb/Y 和 Hf/Nb-Zr/Nb 具有很强的相关性(图 6),表明它们来自同一地幔源区。

土墩岩体的 Sm/Nd 和 Nb/Ta 比值分别为 0.29~0.33(平均 0.31), 8.89~14.15(平均 11.12), 介于原始地幔(0.33, 17.83, Sun et al., 1989)和地壳(0.17~0.83, Taylor et al., 1995)之间,且其 Th/Nb 和 La/Nb 的平均值分别为 0.28 和 1.91,具有大陆地壳的特征,揭示出其成矿玄武质岩浆受到了地壳物质的混染。因此,土墩岩体在不同岩浆侵位阶段形成岩石的岩浆都来自同一源区,岩浆混合对岩浆演化的影响较小。所以,土墩矿床的成矿玄武质岩浆在上升演化过程中,可能经历了岩浆结晶分异作用和地壳物质的轻度混染作用。

3.3 稀土元素

土墩岩体中,橄榄岩的 $w(\sum REE)$ 为 $(6.64 \sim 13.22) \times 10^{-6}$,辉长岩的 $w(\sum REE)$ 为 $(19.84 \sim 27.76) \times 10^{-6}$,随着基性程度的降低, $w(\sum REE)$ 增高,为球粒陨石的 2~8 倍。橄榄岩样品的 $(La/Sm)_N$ 值为 1~1.52, $(La/Yb)_N$ 值为 1.85~2.52, $(Gd/Yb)_N$ 值为 1.19~1.52,表明其轻、重稀土元素之间的分馏程度较强,轻、重两组稀土元素内部的元素之间的分馏程度则较弱。辉长岩样品的 $(La/Sm)_N$ 值为 0.88~0.92, $(La/Yb)_N$ 值为 1.34~1.56, $(Gd/Yb)_N$ 值为 1.36~1.43,表明其轻、重稀土元素之间以及轻、重稀土元素内部的分馏程度均

表 3 土墩矿区镁铁质-超镁铁质岩微量元素含量

Table 3 Trace elements content of mafic-ultramafic rocks in the Tudun ore district

微量元素	橄榄岩		辉长岩	
	TD14	TD16	TD17	TD12
	$w(B) \times 10^{-6}$			
Sc	7.01	16.8	34.3	22.0
V	37.3	65.1	155	73.3
Cr	2769	2239	81.8	703
Co	163	150	46.1	78.4
Ni	1231	889	42.2	252
Cu	221	145	67.8	63.9
Zn	89.0	91.5	67.3	63.9
Rb	1.61	2.60	2.66	1.81
Sr	27.9	52.0	438	141
Zr	9.81	17.2	22.5	24.9
Nb	0.29	0.47	0.58	0.94
Ba	12.7	22.4	61.1	24.2
Hf	0.29	0.52	0.74	0.90
Ta	0.032	0.048	0.050	0.066
Pb	1.10	1.28	1.26	1.04
Th	0.18	0.24	0.25	0.28
U	0.07	0.08	0.09	0.19

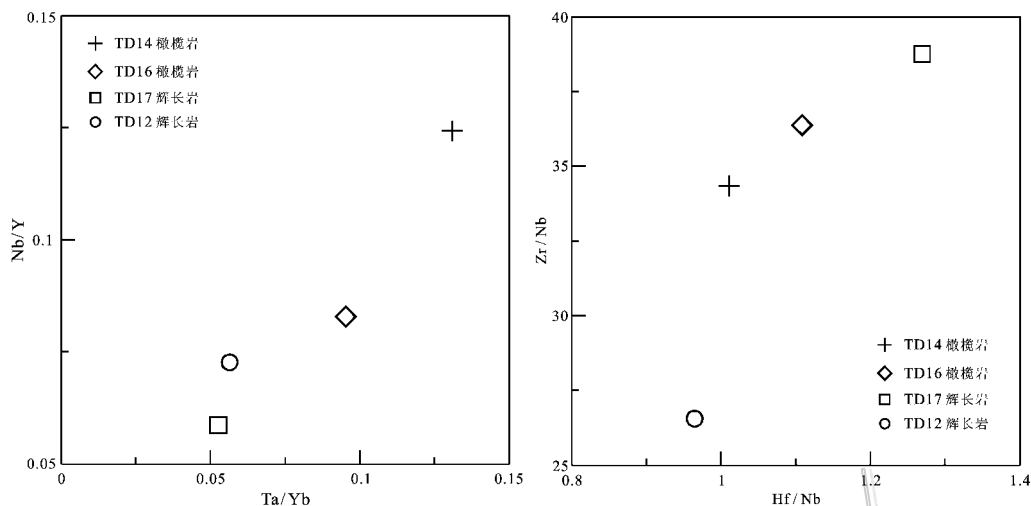


图 6 土墩矿区镁铁质-超镁铁质岩体 Ta/Yb-Nb/Y 和 Hf/Nb-Zr/Nb 相关图

Fig. 6 Plots of Ta/Yb versus Nb/Y and Hf/Nb versus Zr/Nb of mafic-ultramafic rocks in the Tudun ore district

表 4 土墩矿区镁铁质-超镁铁质岩稀土元素成分

Table 4 REE elements of mafic-ultramafic rocks in the Tudun ore district

组分	橄榄岩		辉长岩	
	TD14	TD16	TD17	TD12
	$\alpha(B) \times 10^{-6}$			
La	0.92	1.39	1.89	2.72
Ce	2.12	3.57	4.80	7.37
Pr	0.29	0.56	0.82	1.21
Nd	1.33	2.90	4.03	6.21
Sm	0.38	0.88	1.35	1.86
Eu	0.10	0.27	0.54	0.42
Gd	0.36	0.95	1.60	2.09
Tb	0.06	0.17	0.28	0.36
Dy	0.40	1.03	1.85	2.22
Ho	0.07	0.22	0.38	0.44
Er	0.27	0.60	1.04	1.31
Tm	0.04	0.08	0.16	0.19
Yb	0.25	0.51	0.95	1.17
Lu	0.04	0.08	0.15	0.18
∑REE	9.21	19.45	30.05	40.82
LREE	5.15	9.57	13.43	19.79
HREE	1.49	3.65	6.41	7.97
LREE/HREE	3.45	2.63	2.10	2.48
Eu/Eu*	0.85	0.92	1.12	0.65
Ce/Ce*	0.98	0.97	0.93	0.98
(La/Yb) _N	2.52	1.85	1.34	1.56
(La/Sm) _N	1.52	1.00	0.88	0.92
(Gd/Yb) _N	1.19	1.51	1.36	1.43

注：比值单位为 1。

不如橄榄岩样品高(表 4)。其球粒陨石标准化配分曲线表现为轻稀土元素稍富集的右倾型(图 7)暗示了在岩浆演化过程中存在着橄榄石和辉石的分离

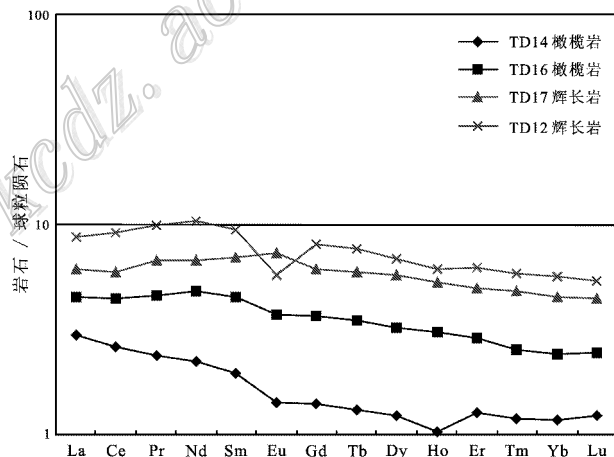


图 7 土墩矿区镁铁质-超镁铁质岩球粒陨石标准化稀土元素配分曲线图(标准化数值依据 Boynton, 1984)

Fig. 7 Chondrite-normalized REE patterns of mafic-ultramafic rocks in the Tudun ore district (normalized data after Boynton, 1984)

结晶,明显不同于蛇绿岩套中岩石的 LREE 亏损的分布模式(董云鹏等,1997)。其 Eu 异常不明显 ($Eu/Eu^* = 0.85 \sim 1.12$)表明斜长石的分离结晶作用及堆晶作用不明显。

4 铂族元素地球化学特征

铂族元素(PGE)是指铱(Os)、铱(Ir)、钌(Ru)、铑(Rh)、铂(Pt)和钯(Pd)6个稀有元素,具有很强

的亲铁性,在铁金属/硅酸盐熔体相之间的分配系数分别高达 10^7 (Pd)和 10^{12} (Pt, Ir) (Borisov et al., 1994, 1995)。它们之间熔点的差异使之在演化过程中产生分异(Garuti et al., 1997)。因此,PGE 现在已成为一种新的地球化学示踪剂,可为岩石学特征和地幔源区的演化提供重要信息。Maier(2005)将铂族元素成矿类型分为 8 大类,其中的一类以 PGE 为副产品与铜镍硫化物矿床共生,是中国铂族元素矿化的主要类型,也是东天山地区典型的铜镍硫化物矿床。因此,本次对土墩矿床开展铂族元素地球化学特征研究时,所选取的样品为富含硫化物的矿石(稀疏浸染状、稠密浸染状和块状矿石)及不含硫化物的岩石。

土墩矿区岩石和矿石的 PGE 含量较低(表 5), PPGE(Pt, Pd, Rh)的含量高于 IPGE(Ir, Ru, Os)的含量, PPGE/IPGE 值远大于 1,最高值可达 216.62。岩石样品中铂族元素总量(Σ PGE)很低,为 $(0.99 \sim 2.57) \times 10^{-9}$,平均 1.76×10^{-9} ,相对于原始地幔的 Σ PGE(23.5×10^{-9} , McDonough et al., 1995)明显亏损。土墩矿区橄榄岩的 $w(\Sigma$ PGE)为 $(1.91 \sim$

$2.57) \times 10^{-9}$,平均 2.24×10^{-9} ,辉长岩的 $w(\Sigma$ PGE)为 $(0.99 \sim 1.58) \times 10^{-9}$,平均 1.29×10^{-9} 。整体上岩石的 Σ PGE 含量显示出随其基性程度降低而变小。

在矿石中,稀疏浸染状矿石的 $w(\Sigma$ PGE)为 4.24×10^{-9} ,稠密浸染状矿石的 $w(\Sigma$ PGE)为 $(19.96 \sim 108.81) \times 10^{-9}$,平均 64.39×10^{-9} ,块状矿石的 $w(\Sigma$ PGE)为 11.28×10^{-9} ,都明显高于不含硫化物的岩石样品的 $w(\Sigma$ PGE),表明 PGE 与硫化物具有强烈的相容性。与国内典型矿床相比,土墩矿床岩石中的 $w(\Sigma$ PGE)低于葫芦矿床的岩石 $[(1.98 \sim 26.62) \times 10^{-9}$,平均 7.9×10^{-9} ,孙涛等, 2010]、喀拉通克矿床的岩石 $[(0.23 \sim 43.64) \times 10^{-9}$,平均 10×10^{-9} , Song et al., 2009, 钱壮志等, 2009b]、白石泉矿床的岩石 $[(2.31 \sim 78.23) \times 10^{-9}$,平均 15×10^{-9} ,柴凤梅等, 2006]及香山矿床和图拉尔根矿床的岩石 $[(1.21 \sim 4.59) \times 10^{-9}$,孙赫等, 2008],而略高于黄山东矿床的岩石 $[(0.67 \sim 2.42) \times 10^{-9}$,平均 2×10^{-9} ,钱壮志等, 2009a]和天宇矿床的岩石 $[(0.084 \sim 2.102) \times 10^{-9}$,平均 0.98×10^{-9} ,唐冬梅等, 2009]。

表 5 土墩矿区岩石与矿石样品中 PGE 及相关元素含量

Table 5 PGE and associated elements content of rocks and ores from the Tudun ore district

组分	橄榄岩		辉长岩		稀疏浸染状	稠密浸染状矿石		块状矿石
	TD14	TD16	TD17	TD12	TD4	TD2	TD10	TD19
	$w(B) \times 10^{-9}$							
Os	0.05	0.13	0.03	0.02	0.07	0.29	0.39	0.84
Ir	0.03	0.06	0.02	0.02	0.05	0.05	0.33	0.74
Ru	0.07	0.16	0.05	0.07	0.10	0.16	0.40	0.48
Rh	0.04	0.07	0.03	0.04	0.10	0.21	0.34	4.32
Pt	0.82	1.06	0.37	0.66	1.37	76.20	8.00	0.29
Pd	0.90	1.09	0.49	0.77	2.55	31.90	10.50	4.61
Σ PGE	1.91	2.57	0.99	1.58	4.24	108.81	19.96	11.28
PPGE	1.76	2.22	0.89	1.47	4.02	108.31	18.84	9.22
IPGE	0.15	0.35	0.10	0.11	0.22	0.50	1.12	2.06
PPGE/IPGE	11.73	6.34	8.90	13.36	18.27	216.62	16.82	4.48
	$w(B) \times 10^{-6}$							
Cu	221	145	67.8	63.9	374	31000	2550	2930
Ni	1231	889	42.2	252	1240	7030	4120	63800
Ti	650	1440	3100	1900	2580	2770	700	1140
Se	1	1	1	1	2	20	4	23
	$w(B) \%$							
S	0.16	0.18	0.07	0.01	0.31	7.39	1.37	29.9
Pd/Ir	30	18.17	24.5	38.5	51	638	31.82	6.23
Pt/Pt*	1.30	1.03	0.65	0.98	0.51	60.35	1.25	0.0003
$Cu/Pd \times 10^3$	245.56	133.03	138.37	82.99	146.67	971.79	242.86	625.58
Ni/Cu	5.57	6.13	0.62	3.94	3.32	0.23	1.62	21.77
$Se/S \times 10^{-4}$	6.25	5.56	14.29	100	6.45	2.71	2.92	0.77

注: Pt/Pt* = $Pt_N/Rh_N \times Pd_N$ 。比值单位为 1。

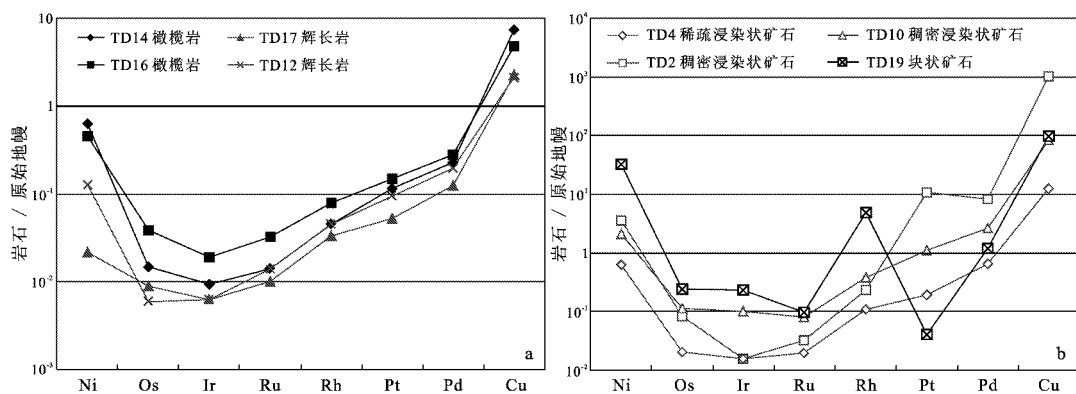


图 8 土墩矿区岩石 (a) 及矿石 (b) 内 Ni、PGE 和 Cu 原始地幔标准化分布模式图 (原始地幔数据引自 McDonough et al., 1995)

Fig. 8 Primary mantle normalized plots of rocks (a) and ores (b) in the Tudun ore district (Primary mantle data after McDonough et al., 1995)

在原始地幔标准化 PGE 及 Cu、Ni 配分模式图上, 岩石 (图 8a) 和矿石 (图 8b) 具有相似的 PGE 配分模式, 均属于 Pt-Pd 配分型, 为向左中等倾斜的曲线, 矿石较岩石向左倾斜度更高些, 都表现出 Pt、Pd、Cu 较 Ni、Os、Ir、Ru 富集, 这与镁铁质-超镁铁质侵入体的 PGE 配分模式相同 (Fleet et al., 1996)。岩石样品的 Ni 和 PGE 均较原始地幔亏损, Cu 则表现为富集, 橄榄岩样品具有 Pt 的弱正异常, 辉长岩样品具有 Pt 的弱负异常 (图 8a)。岩石的 PGE 配分模式与矿石的相似, 反映出岩石和矿石的物质来源具有一致性。

在本次研究的 4 件矿石样品中, 1 件为稀疏浸染状矿石, 2 件为稠密浸染状矿石, 1 件为块状矿石, 从稀疏浸染状 → 稠密浸染状 → 块状矿石, 除 Pd 和 Pt 外, 其他 PGE 都表现出随着 $w(S)$ 的增大 $w(PGE)$ 增大的特点, 这种变化规律显示出土墩矿床中 PGE 含量与硫/硫化物含量密切相关 (图 9)。然而, 块状矿石 (样品 TD19) 却表现出 Pd、Pt 含量低于浸染状矿石, 出现这种情况的原因尚需做进一步探讨。

5 讨论

5.1 母岩浆性质

不同性质的岩浆具有不同的铂族元素特征, $Cu/(Ni + Cu)$ 、 $Pt/(Pt + Pd)$ 和 $(Pt + Pd)/(Ru + Ir + Os)$ 比值可指示岩浆铜镍硫化物矿床的岩浆性质 (Barnes et al., 2005)。土墩矿区镁铁质-超镁铁质岩体的 $Cu/(Ni + Cu)$ 、 $Pt/(Pt + Pd)$ 和 $(Pt + Pd)/(Ru + Ir + Os)$ 比值依次为 (0.15~0.61, 平均 0.29)、(0.43

~0.49, 平均 0.47) 和 (6.14~13, 平均 9.8), 与拉斑玄武岩成因岩浆矿床的变化范围 (分别是 0.25~0.59、0.28~0.72 和 5.7~55.60) 相一致, 而高于科马提岩成因岩浆矿床的变化范围 (分别为 0.04~0.06、0.36~0.38 和 0.44~3.50) (Naldrett, 1981), 表明土墩矿区含矿岩体的成矿母岩浆为玄武质岩浆。

研究表明, 低程度地幔部分熔融岩浆富集 Cu、Pt 和 Pd, 而高程度地幔部分熔融岩浆, 如科马提岩浆, 则富集 IPGE (Maier et al., 2003)。因此, 前者的标准化曲线呈现明显的左倾形式, 而后者的标准化曲线则呈现右倾形式。土墩岩体的标准化曲线呈现向左中等倾斜, 所以, 土墩岩体的原始岩浆应是低程度地幔部分熔融岩浆。

不同成因类型的岩石具有不同的 Ni/Cu 值及 Pd/Ir 值, 地幔部分熔融可导致所形成岩浆的 Ni/Cu 值小于地幔值, 而其 Pd/Ir 值则高于地幔值 (Barnes, 1990)。土墩岩体的 Ni/Cu 值为 0.62~6.13, 低于原始地幔值 (65.3), 其 Pd/Ir 值为 18.17~38.5, 高于原始地幔值 (1.21), 表明土墩岩体的成因以地幔部分熔融为主。

通常情况下, 热液硫化物矿床具有高的 Pd/Ir 值, 受热液交代作用影响的岩体的 Pd/Ir 值一般大于 100, 而岩浆硫化物矿床则具有相对低的 Pd/Ir 值 (Keays, 1995; Keays et al., 1982; Maier et al., 1998), 这是 Pd 和 Ir 在蚀变过程中发生分馏所致 (Barnes et al., 1985)。土墩矿区岩石样品的 Pd/Ir 值均小于 100, 再者, 显微镜下观察发现, 新鲜岩石样品中仅在橄榄石颗粒周围发育有轻微的蛇纹石化,

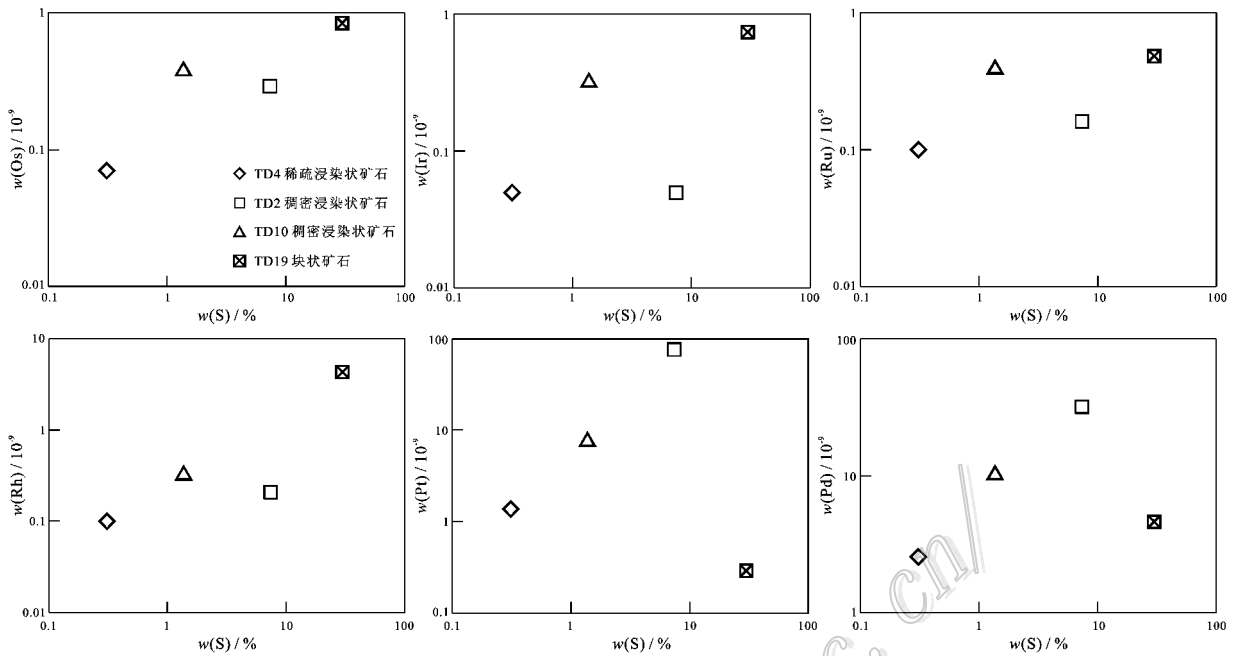


图9 土墩矿区矿石样品内S和PGE的关系图

Fig. 9 S versus Os, Ir, Ru, Rh, Pt and Pd diagrams of ore samples in the Tudun ore district

由此可见,在土墩矿床成矿过程中,后期的热液作用并不明显。在硫化物/硅酸盐岩浆体系中,硫化物的熔离作用对残余岩浆的Ni/Cu值及Pd/Ir值的影响不大,因此,可用Ni/Cu值和Pd/Ir值进行投图,来指示母岩浆的性质(Barnes et al., 2005)。在Ni/Cu-Pd/Ir图解(图10)中,土墩岩体的岩石样品都落在高镁玄武岩区域,表明其母岩浆为MgO含量较高的玄武质岩浆。

综上所述,可推断土墩岩体的母岩浆为低程度部分熔融的富MgO的玄武质岩浆,并发生了深部硫化物熔离作用。

由于PGE诸元素的物理化学性质不尽相同,使其在部分熔融及岩浆冷却结晶过程中发生分异,Pd与Ir的地球化学性质差异最大,故常用其比值来表示铂族元素的总体分异特征。未分异物质的Pd/Ir=1,部分熔融程度越高,Pd/Ir值越小;岩浆结晶作用越强,Pd/Ir值则越大(Garuti et al., 1997)。Ni/Cu值则相反,随着部分熔融程度的增高而增大,随着岩浆结晶分异程度的增高而减小。Pd/Ir值与Ni/Cu值具负相关关系。Barnes等(1988)的研究表明,岩浆结晶产物及地幔部分熔融残留相均具有Pd/Ir值与Ni/Cu值呈负相关关系,但是,应用Pt/Pt*值与Pd/Ir值的关系可很好地将它们区分开。地

幔部分熔融残留相具有正相关关系,岩浆结晶产物则呈现为负相关关系(Garuti et al., 1997)。土墩岩体2件橄榄岩样品的Pt/Pt*值和Pd/Ir值分别为30和1.30(TD14)及18.17和1.03(TD16);2件辉长岩样品的Pt/Pt*值和Pd/Ir值分别为24.5和0.65(TD17)及38.5和0.98(TD12)。橄榄岩和辉长岩样品均表现出Pt/Pt*值和Pd/Ir值呈正相关关系,说明存在深部硫化物熔离作用,与由Ni/Cu值及Pd/Ir值得出的结论相耦合。

5.2 地壳物质同化混染

土墩岩体的微量元素蛛网图表明岩浆富集大离子亲石元素(LILE),具有幔源特征(图5)。但是,该岩体的稀土元素配分模式图则表明岩浆富集LREE而呈现稍向右倾的型式(图7),这与亏损地幔岩所应有的左倾稀土元素配分型式不符,说明存在着地壳物质的混染,这也与其亏损Nb、Ta的特征完全一致。

地壳物质的混入主要有岩浆源区混入和岩浆上侵过程中混入2种形式。源区混入,如在俯冲带,由于洋壳的俯冲作用导致洋壳物质混入到地幔物质中,岩浆在上升过程中或在岩浆房中,炙热的岩浆可与围岩发生同化混染作用,导致地壳物质熔融而进入岩浆中。土墩岩体的地壳物质混染是发生在岩浆

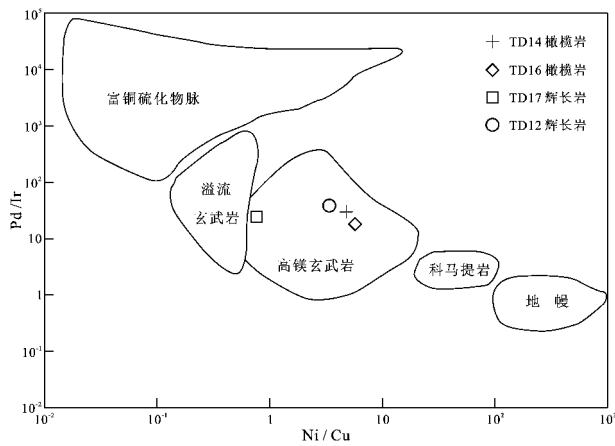


图 10 土墩矿区岩石 Ni/Cu-Pd/Ir 关系图
(据 Barnes et al., 1988)

Fig. 10 Ratio plots of Ni/Cu versus Pd/Ir of rocks from the Tudun ore district (after Barnes et al., 1988)

源区还是在岩浆上升过程中,抑或是两者兼而有之,需作进一步研究。

可应用岩体的“指纹元素”——微量元素的特征来探讨该问题。土墩岩体的 $\omega(\text{Th})$ 较低,为 $(0.18 \sim 0.28) \times 10^{-6}$, 平均 0.24×10^{-6} , 表明岩浆中加入的应该是 $\omega(\text{Th})$ 低的岩石圈或下地壳物质,而不应该是 $\omega(\text{Th})$ 高的上地壳物质。土墩矿区岩石样品的 La/Sm 值为 $1.4 \sim 2.42$, 平均 1.72 , Nb/La 值为 $0.31 \sim 0.34$, 平均 0.33 , 小于 1, 表明混染物不可能是上地壳物质,而可能是与俯冲有关的物质,地壳物质的混染应该是在岩浆源区(Thirlwall et al., 1994)。

在 Yb、La、Zr 和 Y 与 MgO 含量相关图(图 11)上,土墩岩体的样品总体上具有随 MgO 含量的增高, Yb、La、Zr 和 Y 含量降低的特征,说明这些元素主要受岩浆分离结晶作用的制约,同时,在岩浆演化过程中亦可能受到下地壳物质的同化混染作用。

5.3 硫化物熔离成矿作用

岩浆成矿的过程是硫化物在硅酸盐中达到饱和而发生熔离并富集成矿的过程。形成岩浆型 Ni-Cu-(PGE) 硫化物矿床的关键在于岩浆中的 S 达到饱和,形成富含亲铜元素的硫化物熔体从硅酸盐岩浆中熔离出来,在后期演化过程中使亲铜元素进一步富集,并最终保存于合适的空间(Naldrett, 2010)。然而,硫达到饱和的时间很重要,如果在岩浆形成的早期硫就达到了饱和,那么,亲铜元素会随着硫化物

的析出而过早分散,大大降低了这些元素的浓度,因此,即使之后有大量的硫加入,也难以形成有规模的岩浆型 Ni-Cu-(PGE) 硫化物矿床。土墩矿床成矿岩浆的 Cu/Pd 值如此之高(表 5),说明在岩浆演化后期出现了硫饱和,并导致深部硫化物熔离作用的发生。

对引起岩浆中硫饱和机制的认识主要有:地壳混染、岩浆结晶分异以及地壳硫的加入(Li et al., 1993; 2001; 2005)。对于一个岩浆型 Ni-Cu-(PGE) 硫化物矿床来说,其岩浆中的硫达到饱和的机制可以是一种,也可以是几种。

研究表明,岩浆的硫饱和度与 FeO 含量成正比,与 SiO_2 含量成反比(Irvine, 1975)。通过野外和室内观察,土墩岩体的主要矿物组成为橄榄石、辉石、角闪石、基性斜长石等。由于该岩体中这些偏基性矿物的结晶分异,使岩浆的 FeO 含量较低,同时,由于受到下地壳物质的混染,导致岩浆中 SiO_2 含量明显增高,从而降低了硫的溶解度,促使岩浆中的硫达到饱和而发生熔离成矿。因此,土墩矿床的形成可能经历了以下主要地质作用过程:① 来源于软流圈地幔经部分熔融形成的不亏损 PGE 的高镁拉斑玄武质原始岩浆,进入地壳后经历了硫化物的深部熔离作用,从而造成了该矿床成矿母岩浆 PGE 的亏损;② PGE 亏损的母岩浆向上侵位,由于地壳物质的混染以及橄榄石、辉石等的分离结晶作用,导致了岩浆中的硫进一步过饱和,使硫化物发生熔离并成矿。对于这一过程中原始岩浆的深部熔离作用尚需进一步研究。

引起土墩矿床 PGE 明显亏损的原因,是原生岩浆本身 PGE 亏损,还是母岩浆演化的深部地质过程所致,尚需进一步探讨。土墩矿床矿石的 Cu/Pd 值为 $(146.67 \sim 971.79) \times 10^3$, 平均 499.22×10^3 , 以及岩石的 Cu/Pd 值为 $(82.99 \sim 245.56) \times 10^3$, 平均 148.71×10^3 (见表 5), 两者都高于原始地幔的 Cu/Pd 值 (7.69×10^3) , (McDonough et al., 1995)。PGE 在硫化物/硅酸盐熔体间的分配系数为 20 000, 远大于 Cu 的分配系数 1000(Fleet et al., 1993; 1996; Francis, 1990)。如若早期岩浆经历过 S 饱和,则硫化物熔离可使 Pd 相对于 Cu 更多地被带走,剩余岩浆的 Cu/Pd 值将明显增高,并高于相应的原始地幔值。据此可以推断,在土墩矿床成矿母岩浆演化过程中经历了深部硫化物部分熔离的过程,这可能是导致该矿床 PGE 明显亏损的原因之一。

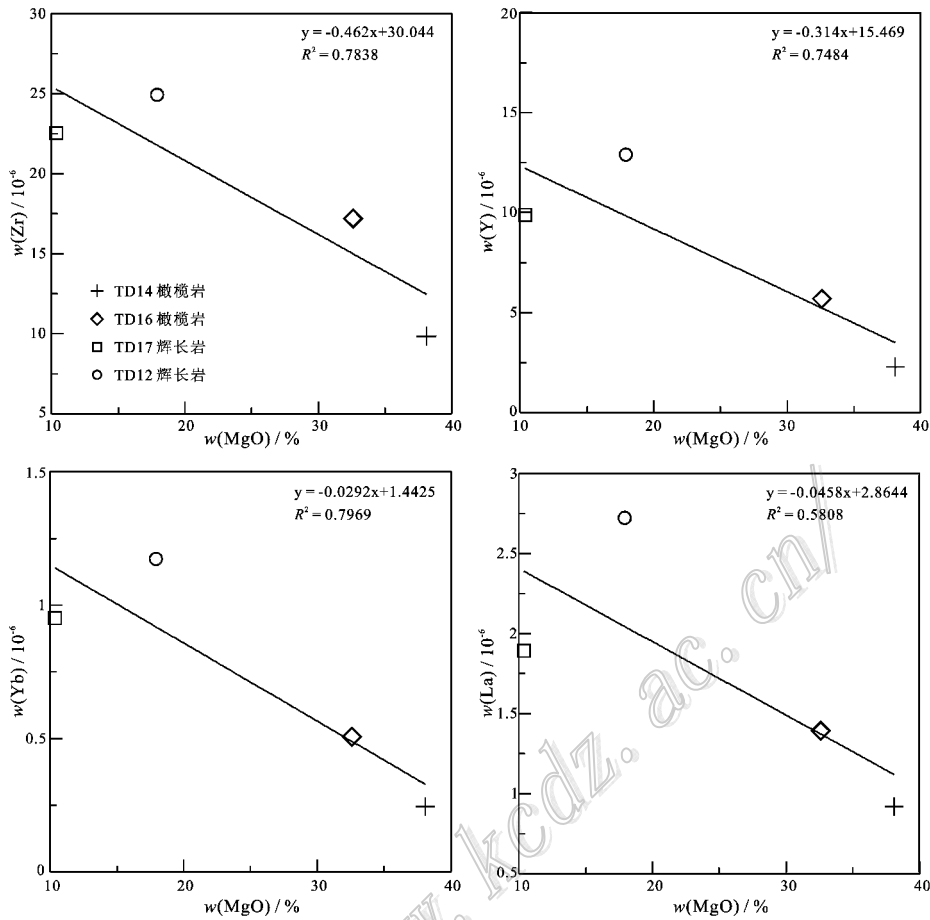


图 11 土墩岩体 $w(\text{Zr})$, $w(\text{Y})$, $w(\text{Yb})$ 和 $w(\text{La})$ 与 $w(\text{MgO})$ 相关图

Fig. 11 Plots of $w(\text{Zr})$, $w(\text{Y})$, $w(\text{Yb})$, $w(\text{La})$ versus $w(\text{MgO})$ in Tudun intrusion

PPGE 在岩浆结晶分异过程中表现为不相容元素的性质 (Barnes et al., 1985; Keays, 1995), 基本上不进入橄榄石、辉石等矿物相, 而硫化物熔离作用却可以导致岩浆中 PGE 含量的降低。在图 12 中, PGE 和 Ni 均与 Cr 具有较好的正相关关系, 同时, Ir、Pt、Pd 与 MgO 含量也具有正相关关系。据此, 结合 PGE 具有非常强的亲硫性, 可以推断, 母岩浆可能经历了铬铁矿的分离结晶作用, 这也许是导致土墩矿床硫化物发生熔离作用的重要因素。

5.4 成矿构造环境

岩浆铜镍硫化物矿床主要产于澳大利亚、加拿大、北欧、中国、南非、美国、俄罗斯及其他少数几个国家, 其矿石品位和储量在各地区有很大差异, 这种地理分布上的不均匀性暗示其成矿作用受地质条件的制约。Ross 等 (1981) 认为, 该类矿床产出的构造环境主要是前寒武纪绿岩带、前寒武纪活动带、稳定地台和显生宙造山带。Naldrett (1997) 根据构造环

境和含矿岩石特征, 将铜镍硫化物矿床划分为 4 个类型: 绿岩带型、大陆边缘裂谷型、克拉通型和活动造山带型。中国学者认为, 该类矿床的含矿岩体产于过渡带 (地台区与地槽区的交接部位), 或者地槽区内深 (大) 断裂 (即超壳深大断裂) 的次一级断裂中 (刘民武, 2003; 刘月星, 1997)。汤中立等 (2004; 2006) 则指出其具有 2 种成矿背景: 古大陆 (克拉通) 和造山带。古大陆内的大部分重要岩浆矿床都发育于克拉通边缘, 与裂谷作用或大规模溢流玄武岩有关, 少数重要矿床如大庙式等则产于克拉通内部; 造山带内赋存有产于侵入体及蛇绿岩中的岩浆矿床, 前者常发育于造山作用的弛张环境, 后者则通常形成于地史中的洋脊和洋壳环境, 经构造迁移并残留于现代相关的造山带内。综上所述, 岩浆铜镍硫化物矿床主要分布于 2 种构造环境: 稳定大陆地块内的裂谷环境, 活动板块边缘 (李文渊, 2007)。

土墩矿区内成矿镁铁质-超镁铁质岩体微量元

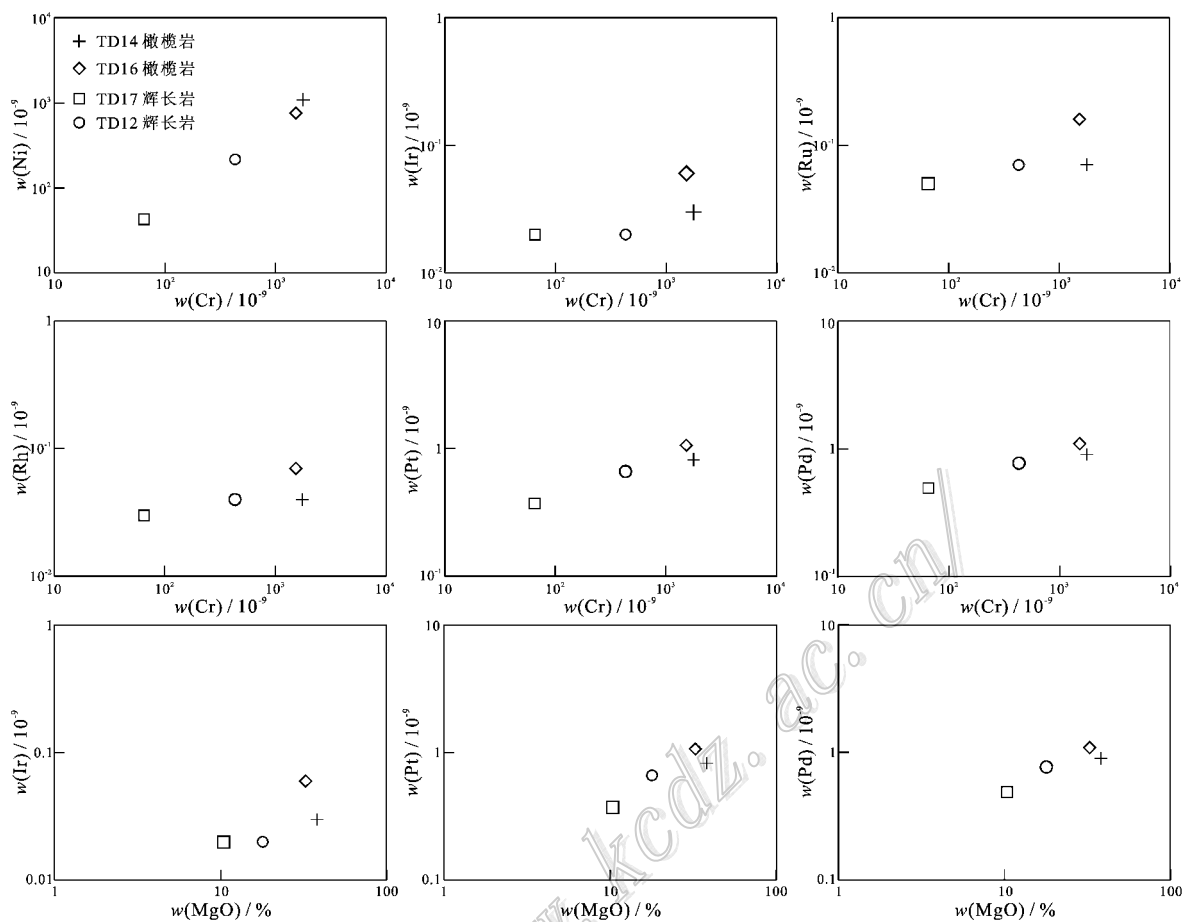


图 12 土墩岩体 $w(\text{Cr})$ 与 $w(\text{Ni})$, $w(\text{Ir})$, $w(\text{Ru})$, $w(\text{Rh})$, $w(\text{Pt})$, $w(\text{Pd})$ 以及 $w(\text{MgO})$ 与 $w(\text{Ir})$, $w(\text{Pt})$, $w(\text{Pd})$ 关系图
 Fig. 12 Diagrams of $w(\text{Cr})$ versus $w(\text{Ni})$, $w(\text{Ir})$, $w(\text{Ru})$, $w(\text{Rh})$, $w(\text{Pt})$, $w(\text{Pd})$ and $w(\text{MgO})$ versus $w(\text{Ir})$, $w(\text{Pt})$, $w(\text{Pd})$ in Tudun intrusion

素的 Ti/Y 值主要集中于 151~314 之间,具有板块边缘环境的特征(图 13),其 Ta/Hf 值 < 1、Th/Hf 值 > 0.3 和 La/Nb 值 > 2、Nb/Zr 值 < 0.04 也表明其位于汇聚板块边缘。区域地质研究表明,新疆北部在古生代时期经历了板块碰撞和古亚洲洋闭合的地质过程,东天山地区在早二叠世期间已经完成了俯冲碰撞并进入了板内演化阶段(毛启贵等,2006;秦克章等,2002;孙赫等,2006;吴华等,2005)。本次研究测得新鲜辉长岩的年龄为 284 Ma(锆石 U-Pb 年龄,另文发表),与区域上该成矿带同类矿床的年龄基本一致(黄山含矿岩体闪长岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 (269 ± 2) Ma,香山岩体角闪辉长岩锆石 U-Pb 年龄为 (285 ± 1.2) Ma(秦克章等,2002);黄山东岩体黑云母橄榄苏长岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 (274 ± 3) Ma(韩宝福等,2004),铜镍矿石 Re-Os 等时线年龄为 (282 ± 20) Ma(毛景文等,2002a);葫芦

基性-超基性岩 Re-Os 等时线年龄为 (283 ± 13) Ma(陈世平等,2005)),显示出在早二叠世有一次大规模的幔源岩浆侵入。结合东天山晚古生代地球动力学演化过程,在泥盆纪—石炭纪时期,大洋板块向北俯冲形成了岛弧或活动大陆边缘及岩浆活动带(周济元等,1994),到晚古生代海洋在俯冲末期经过深海槽演化阶段后逐渐闭合,洋壳被掩埋于深处,直到石炭纪—二叠纪期间开始伸展(毛景文等,2002b)。因此,本文认为,土墩矿区成矿镁铁质-超镁铁质岩体形成于碰撞后的拉张环境,其母岩浆在上升侵位过程中遭到了受俯冲作用影响的下地壳物质的混染。

6 结 论

通过对土墩岩体岩石地球化学和铂族元素地球

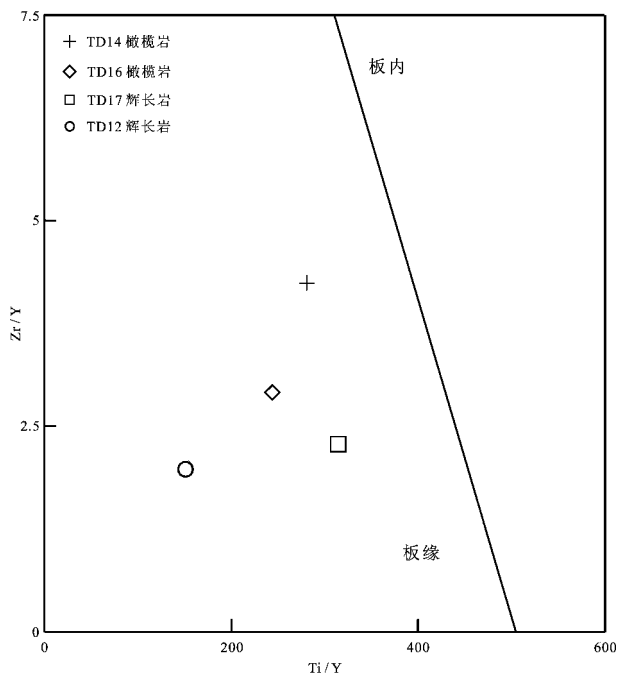


图 13 土墩铜镍矿床 Ti/Y-Zr/Y 相关图(据 Pearce, 1982)

Fig. 13 Plots of Ti/Y versus Zr/Y in the Tudun Cu-Ni deposit (after Pearce, 1982)

化学特征的研究,可初步得出以下认识:

(1) 土墩基性-超基性岩体的母岩浆是来源于软流圈地幔经低程度部分熔融所形成的 PGE 不亏损的高 MgO 的拉班玄武岩浆。

(2) 土墩基性-超基性岩体的母岩浆在岩浆演化过程中可能受到了下地壳物质的同化混染作用。

(3) 土墩岩体的硫不饱和原始岩浆在较深的部位发生了橄榄石、辉石等矿物的分离结晶作用,导致了岩浆中的硫进一步过饱和,使硫化物发生熔离并成矿。

(4) 土墩矿区成矿母岩浆的演化经历了深部硫化物部分熔离的过程,这可能是导致该矿床 PGE 明显亏损的原因之一。

(5) 土墩矿区的成矿镁铁质-超镁铁质岩体是形成于碰撞后的拉张环境。

志 谢 感谢中国地质大学(武汉)张雄华教授和廖群安教授在野外工作中给予的指导和帮助。铂族元素的测试得到了国家地质实验测试中心邓月金老师的帮助,岩石样品的微量元素和稀土元素测试得到了中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室陈海红老师的帮助。在此一并表示衷心的感谢。

谢!感谢审稿人对本文提出的建设性修改意见!

参考文献/References

- 柴凤梅,张招崇,毛景文,董连慧,叶会寿,吴 华,莫新华. 2006. 新疆哈密白石泉含铜镍镁铁-超镁铁质岩体铂族元素特征[J]. 地球学报,27(2):123-128.
- 陈世平,王登红,屈文俊,陈郑辉,高晓理. 2005. 新疆葫芦铜镍硫化物矿床的地质特征与成矿时代[J]. 新疆地质,3(4):230-233
- 董云鹏,周鼎武,张国伟. 1997. 东秦岭富水基性杂岩体地球化学特征及其形成环境[J]. 地球化学,26(3):79-88.
- 韩宝福,李建清,宋 彪,陈立辉,李宗怀. 2004. 新疆喀拉通克和黄山东含铜镍矿镁铁-超镁铁杂岩体的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义[J]. 科学通报,49(22):2324-2328.
- 李文渊. 2007. 岩浆 Cu-Ni-PGE 硫化物矿床研究现状及发展趋势[J]. 西北地质,40(2):1-28.
- 刘民武. 2003. 中国几个镍矿床的地球化学比较研究(博士论文)[D]. 导师:赫英. 西安:西北大学.
- 刘月星. 1997. 铜镍硫化物矿床成矿作用及成矿模式研究[J]. 矿产与地质,11(4):225-231.
- 毛景文,杨建民,屈文俊,杜安道,王志良,韩春明. 2002a. 新疆黄山东铜镍硫化物矿床 Re-Os 同位素测定及其地球动力学意义[J]. 矿床地质,21(4):323-330.
- 毛景文,杨建民,韩春明,王志良. 2002b. 东天山铜金多金属矿床成矿系统和成矿地球动力学模型[J]. 地球科学,27(4):413-424.
- 毛启贵,肖文交,韩春明,孙 敏,袁 超,闫 臻,李继亮,雍 拥,张继恩. 2006. 新疆东天山白石泉铜镍矿床基性-超基性岩体锆石 U-Pb 同位素年龄,地球化学特征及其对古亚洲洋闭合时限的制约[J]. 岩石学报,22(1):153-162.
- 钱壮志,孙 涛,汤中立,姜常义,何 克,夏明哲,王建中. 2009a. 东天山黄山东铜镍矿床铂族元素地球化学特征及其意义[J]. 地质论评,55(6):873-884.
- 钱壮志,王建中,姜常义,焦建刚,闫海卿,何 克,孙 涛. 2009b. 喀拉通克铜镍矿床铂族元素地球化学特征及其成矿作用意义[J]. 岩石学报,25(4):832-844.
- 秦克章,方同辉,王书来,朱宝清,冯益民,于海峰,修群业. 2002. 东天山板块构造分区,演化与成矿地质背景研究[J]. 新疆地质,20(4):302-308.
- 秦克章,丁奎首,许英霞,孙 赫,徐兴旺,唐冬梅,毛 骞. 2007. 东天山图拉尔根、白石泉铜镍钴矿床钴,镍赋存状态及原岩含矿性研究[J]. 矿床地质,26(1):1-14.
- 孙 赫,秦克章,李金祥,徐兴旺,三金柱,丁奎首,惠卫东,许英霞. 2006. 东天山图拉尔根铜镍钴硫化物矿床岩相,岩石地球化学特征及其形成的构造背景[J]. 中国地质,33(3):606-617.
- 孙 赫,秦克章,李金祥,唐冬梅,范 新,肖庆华. 2008. 地幔部分熔融程度对东天山镁铁质-超镁铁质岩铂族元素矿化的约束:以图拉尔根和香山铜镍矿为例[J]. 岩石学报,24(5):1079-1086.
- 孙 涛,钱壮志,汤中立,姜常义,何 克,孙亚莉,王建中,夏明

- 哲. 2010. 新疆葫芦铜镍矿床锆石 U-Pb 年代学, 铂族元素地球化学特征及其地质意义[J]. 岩石学报, 26(11): 3339-3349.
- 汤中立. 2004. 中国镁铁, 超镁铁岩浆矿床成矿系列的聚集与演化[J]. 地学前缘, 11(1): 113-119.
- 汤中立, 闫海卿, 焦建刚, 李小虎. 2006. 中国岩浆硫化物矿床新分类与小岩体成矿作用[J]. 矿床地质, 25(1): 1-9.
- 唐冬梅, 秦克章, 孙赫, 漆亮, 肖庆华, 苏本勋, 2009. 东疆天宇岩浆 Cu-Ni 矿床的铂族元素地球化学特征及其对岩浆演化, 硫化物熔离的指示[J]. 地质学报, 83(5): 680-697.
- 王登红, 李纯杰, 陈郑辉, 陈世平, 肖克炎, 李华芹, 梁婷. 2006. 东天山成矿规律与找矿方向的初步研究[J]. 地质通报, 25(8): 910-915.
- 王润民, 刘德权, 殷定泰. 1987. 新疆哈密土墩-黄山一带铜镍硫化物矿床成矿控制条件及找矿方向的研究[J]. 矿物岩石, 7(1): 1-15.
- 吴华, 李华芹, 莫新华, 陈富文, 路远发, 梅玉萍, 邓岗. 2005. 新疆哈密白龙泉铜镍矿区基性-超基性岩的形成时代及其地质意义[J]. 地质学报, 79(4): 498-502.
- 永文富. 2002. 新疆哈密土墩基性-超基性岩体特征及其含矿性研究[J]. 新疆有色金属(3): 1-6.
- 支霞臣, 靳永斌, 孟庆, 高天山. 2004. 大别山北部饶拔寨超镁铁岩体微量元素地球化学[J]. 岩石学报, 20(3): 463-472.
- 周济元, 茅燕石, 黄志勋, 何大伦, 王清永. 1994. 东天山古大陆边缘火山地质[M]. 成都: 成都科技大学出版社. 280页.
- Barnes S J, Naldrett A J and Gorton M P. 1985. The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas[J]. Chem. Geol., 53: 303-323.
- Barnes S J, Boyd R, Korneliussen A, Nilsson L, Often M, Pedersen R and Robins B. 1988. The use of mantle normalization and metal ratios in discriminating between the effects of partial melting, crystal fractionation and sulphide segregation on platinum-group elements, gold, nickel and copper: Examples from Norway[A]. In: Prichard H M, Potts P J, Bowles J F W and Cribb S J, eds. Geoplatinum, 8[C]. London: Elsevier, Applied Science. 113-143.
- Barnes S J. 1990. The use of metal ratios in prospecting for platinum-group element deposits in mafic and ultramafic intrusions[J]. Journal of Geochemical Exploration, 37: 91-99.
- Barnes S J and Lightfoot P C. 2005. Formation of magmatic nickel-sulfide ore deposits and processes affecting their copper and platinum-group element contents[A]. In: Hedenquist J W, Thompson J F H, Goldfarb R J and Richards J P, eds. Economic Geology 100th anniversary volume[C]. 179-213.
- Borisov A, Palme H and Spettel B. 1994. Solubility of palladium in silicate melts: Implications for core formation in the Earth[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 58: 705-716.
- Borisov A and Palme H. 1995. The solubility of iridium in silicate melts: New data from experiments with Ir₁₀Pt₉₀ alloys[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 59: 481-485.
- Boynton W V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies[A]. In: Henderson P E, ed. Rare earth element geochemistry[C]. Elsevier Science. 63-114.
- Fleet M E and Wu T W. 1993. Volatile transport of platinum-group elements in sulfide-chloride assemblages at 1 000°C[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 57: 3519-3531.
- Fleet M E, Crocket J H and Stone W E. 1996. Partitioning of platinum-group elements (Os, Ir, Ru, Pt, Pd) and gold between sulfide liquid and basalt melt[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 60: 2397-2412.
- Francis R D. 1990. Sulfide globules in mid-ocean ridge basalts (MORB), and the effect of oxygen abundance in Fe-S-O liquids on the ability of those liquids to partition metals from MORB and komatiite magmas[J]. Chem. Geol., 85: 199-213.
- Garuti G, Fershtater G, Bea F, Montero P, Pushkarev E V and Zaccarini F. 1997. Platinum-group elements as petrological indicators in mafic-ultramafic complexes of the central and southern Urals: Preliminary results[J]. Tectonophysics, 276: 181-194.
- Green T H. 1994. Experimental studies of trace-element partitioning applicable to igneous petrogenesis: Sedona 16 years later[J]. Chem. Geol., 117: 1-36.
- Irvine T N. 1975. Crystallization sequences in the Muskox intrusion and other layered intrusions-II. Origin of chromitite layers and similar deposits of other magmatic ores[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 39: 991-1020.
- Keays R R, Nickel E H, Groves D I and McGoldrick P J. 1982. Iridium and palladium as discriminants of volcanic-exhalative, hydrothermal, and magmatic nickel sulfide mineralization[J]. Econ. Geol., 77: 1535-1547.
- Keays R R. 1995. The role of komatiitic and picritic magmatism and S-saturation in the formation of ore deposits[J]. Lithos, 34: 1-18.
- Li C and Naldrett A J. 1993. Sulfide capacity of magma: A quantitative model and its application to the formation of sulfide ores at Sudbury, Ontario[J]. Econ. Geol., 88: 1253-1260.
- Li C, Naldrett A J and Ripley E M. 2001. Critical factors for the formation of a nickel-copper deposit in an evolved magma system: Lessons from a comparison of the Pants Lake and Voisey's Bay sulfide occurrences in Labrador, Canada[J]. Mineralium Deposita, 36: 85-92.
- Li C and Ripley E. 2005. Empirical equations to predict the sulfur content of mafic magmas at sulfide saturation and applications to magmatic sulfide deposits[J]. Mineralium Deposita, 40: 218-230.
- Maier W D, Barnes S J and de Waal S A. 1998. Exploration for magmatic Ni-Cu-PGE sulphide deposits: A review of recent advances in the use of geochemical tools, and their application to some South African ores[J]. South African Journal of Geology, 101: 237-253.
- Maier W D, Barnes S J, Gartz V and Andrews G. 2003. Pt-Pd reefs in magnetites of the Stella layered intrusion, South Africa: A world of new exploration opportunities for platinum group elements[J]. Geol., 31: 885-888.
- Maier W D. 2005. Platinum-group element (PGE) deposits and occurrences: Mineralization styles, genetic concepts, and exploration criteria[J]. Journal of African Earth Sciences, 41: 165-191.
- Mao J W, Pirajno F, Zhang Z H, Chai F M, Wu H, Chen S P, Cheng L S, Yang J M and Zhang C Q. 2008. A review of the Cu-Ni sul-

- phide deposits in the Chinese Tianshan and Altay orogens (Xinjiang Autonomous Region, NW China): Principal characteristics and ore-forming processes [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32: 184-203.
- McDonough W F and Sun S S. 1995. The composition of the Earth [J]. *Chem. Geol.*, 120: 223-253.
- Miyashiro A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins [J]. *American Journal of Science*, 274: 321-355.
- Naldrett A J. 1981. Platinum-group element deposits. Platinum-group elements: Mineralogy, geology, recovery [A]. In: Cabri L J, ed. *Platinum-group elements: Mineralogy, geology, recovery* [M]. 23: 197-231.
- Naldrett A J. 1997. Key factors in the genesis of Noril'sk, Sudbury, Jinchuan, Voisey's Bay and other world-class Ni-Cu-PGE deposits: Implications for exploration [J]. *Australian Journal of Earth Sciences*, 44: 283-315.
- Naldrett A J. 2010. Secular variation of magmatic sulfide deposits and their source magmas [J]. *Econ. Geol.*, 105: 669-688.
- Pearce J A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries [A]. In: Thorpe R S, ed. *Andesites: Orogenic andesites and related rocks* [M]. Chichester: Wiley. 525-548.
- Ross J R and Travis G A. 1981. The nickel sulfide deposits of Western Australia in global perspective [J]. *Econ. Geol.*, 76: 1291-1329.
- Saunders A D, Norry M J and Tarney J. 1988. Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: Trace element constraints [J]. *Journal of Petrology, Special Volume*: 415-445.
- Song X Y and Li X R. 2009. Geochemistry of the Kalatongke Ni-Cu (PGE) sulfide deposit, NW China: Implications for the formation of magmatic sulfide mineralization in a postcollisional environment [J]. *Mineralium Deposita*, 44: 303-327.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes [A]. In: Saunders A D and Norry M J, eds. *Magmatism in the ocean basin* [C]. London: Geological Society of London. 313-345.
- Taylor S R and McLennan S M. 1995. The geochemical evolution of the continental crust [J]. *Reviews of Geophysics*, 33: 241-265.
- Thirlwall M F, Smith T E, Graham A M, Theodorou N, Hollings P, Davidson J P and Arculus R J. 1994. High field strength element anomalies in arc lavas: Source or process [J]? *Journal of Petrology*, 35: 819-838.

侯可军等论文获得《2011年中国百篇最具影响国内学术论文》

侯可军、李延河、田有荣发表在《矿床地质》2009年第4期的论文“LA-MC-ICP-MS 锆石微区原位 U-Pb 定年技术”获得 2011 年中国百篇最具影响国内学术论文。据中国科学技术信息研究所最新发布的中国国内科技论文产出状况,百篇论文的选取范围是从 2007~2011 年中中国科技论文与引文数据库(CSTPCD)收录的中文论文。