

云南维西大宝山铜矿 PGE 和微量元素地球化学特征及其成因意义^{*}

赵宇浩¹ 戚学祥^{1**} 唐贯宗² 刘金科³ 张超¹ 李洁¹

ZHAO YuHao¹, QI XueXiang^{1**}, TANG GuanZong², LIU JinKe³, ZHANG Chao¹ and LI Jie¹

1. 大陆构造与动力学国家重点实验室, 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037

2. 云南黄金矿业集团股份有限公司, 昆明 650224

3. 宁夏地质工程院, 银川 750021

1. State Key Laboratory of Continental Tectonics and Dynamics, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China

2. Yunnan Gold Mining Group Limited by Share Ltd., Kunming 650224, China

3. Ningxia Institute of Geological Engineering, Yinchuan 750021, China

2013-01-21 收稿, 2013-04-26 改回。

Zhao YH, Qi XX, Tang GZ, Liu JK, Zhang C and Li J. 2013. Geochemical characteristics of platinum group elements and trace elements for Dabaoshan copper deposit in Weixi, Yunnan and its geological significances. *Acta Petrologica Sinica*, 29 (6):2171–2183

Abstract Dabaoshan copper deposit is a typical epithermal deposit in Xuelongshan metallogenic belt, northwestern part of Ailaoshan-Jinshajiang tectonic zone. The geochemical data of PGE and trace elements for ore and wall-rock show: 1) Σ PGE and δ Rh are increasing, the ratios of PPGE/IPGE, Pd/Ir, Pt/Ir and δ Pt are decreasing gradually from wall-rock to mineralized wall-rock to ore. In primitive mantle normalized PGE pattern, the Os, Ir, Ru and Pd have the similar evolution features, but Rh with positive anomalies and Pt with negative anomalies in the ore are different from that in the wall-rocks. The contents of Cu are positive correlation with δ Rh and Σ PGE, and negative correlation with δ Pt. 2) Σ REE, LREE/HREE and δ Ce are decreasing, and the depleted degrees of Eu, Nb, Ta, Sr, Hf and Zr are increasing gradually from wall-rock to mineralized wall-rock to ore. Which shows that the PGE and trace elements in the ore are different from that in wall-rocks. The fact that the vein orebodies, weakly alteration and developed syntectonic magmatic veins, and $\delta^{34}\text{S}$ values of sulfides from ore (located mainly in +1.3‰ ~ -5.2‰, and little in -8.2‰ ~ -12.8‰), shows the ore-forming elements derived main from the Cenozoic magmatic liquid, and little from the wall-rocks. Both Dabaoshan copper deposit and the syntectonic magmatic veins are the products of tectonic movement in the uplift period of Xuelongshan ductile deformation zone in Cenozoic. During the ore-bearing fluid formed by magmatic differentiation mixed with underground fluid, the ore veins along faults were formed for the change of physical and chemical conditions.

Key words Platinum group elements; Trace elements; Dabaoshan copper deposit; Xuelongshan tectonic zone; Weixi

摘要 大宝山铜矿是青藏高原东南缘哀牢山-金沙江构造带西北部雪龙山成矿带中典型的浅成中低温热液型铜矿床。矿石和围岩的PGE和微量元素地球化学分析结果表明从围岩、矿化围岩到矿石:1) Σ PGE、 δ Rh 逐渐增加, PPGE/IPGE、Pd/Ir、Pt/Ir 和 δ Pt 逐渐降低。在铂族元素原始地幔标准化图解上, 岩、矿石中 Os、Ir、Ru 和 Pd 具有相似的演化趋势, 而矿石 Rh 正异常、Pt 负异常明显不同于围岩。在 δ Rh-Cu 和 Σ PGE-Cu 关系图上, Cu 含量与 δ Rh 和 Σ PGE 呈明显的正相关关系, 而在 δ Pt-Cu 关系图上表现为明显的负相关关系; 2) 稀土总量、轻/重稀土比值、 δ Ce 逐渐减小, Eu 和 Nb、Ta、Sr、Hf、Zr 的亏损程度逐渐增大, 矿石中大离子亲石元素存在不规则性的变化。这些特征揭示出大宝山铜矿矿石与围岩在 PGE 和微量元素地球化学特征上存在明显的差异。结合矿区内矿体呈脉状、受顺糜棱面理发育的脆韧性构造破碎带控制, 围岩蚀变强度较弱、规模小和矿区内新

* 本文受国家自然科学基金项目(41272219)、科技部深部探测技术与实验研究专项(SinoProbe-05-03)和中国地质调查局项目(1212011121266)联合资助。

第一作者简介: 赵宇浩, 男, 1989年生, 硕士生, 构造地质学专业, E-mail: zhao61060427@126.com

** 通讯作者: 戚学祥, 男, 1963年生, 研究员, 主要从事构造地质与成矿作用方面的研究, E-mail: qxue2005@163.com

生代同构造岩浆岩脉发育,以及主要矿石矿物 $\delta^{34}\text{S}$ 值主要集中在 $+1.3\text{‰} \sim -5.2\text{‰}$ 之间,部分落在 $-8.2\text{‰} \sim -12.8\text{‰}$ 范围的特点,说明大宝山铜矿中的成矿物质主要来源于新生代岩浆期后热液,围岩的贡献很小。大宝山铜矿与矿区内新生代同构造岩浆岩脉同为雪龙山韧性剪切带隆升过程中形成的产物,岩浆分异产生的含矿流体在上升过程中与地下流体混合导致物理化学条件发生明显的改变,促使成矿物质沿构造破碎带晶出形成矿脉。

关键词 铂族元素;微量元素;大宝山铜矿;雪龙山构造带;维西

中图法分类号 P618.41

雪龙山构造成矿带是青藏高原东南缘哀牢山-金沙江构造带西北部的一个重要构造单元,由糜棱面理和拉伸线理发育的雪龙山群构造变质岩组成,是铁、铜、铅锌银和稀土矿的主要赋矿围岩。云南维西大宝山铜矿是雪龙山构造成矿带中典型的受构造破碎带控制的中型浅成中低温热液铜矿床。前人通过区域地质调查、化探测量和矿产普查等工作,初步查明了大宝山铜矿区的地质特征,矿体分布及主要矿体规模、形态、产状和矿石类型(苏之良,2005;成连华等,2006;董家龙等,2008),但对该矿床的成矿物质来源未给予应有的重视,从而极大的制约了矿床的深部探测和矿床规模的探明。

铂族元素为亲铜和亲铁元素(储雪蕾等,2001),具有较高的电负性,多种化学价,较小的离子半径,在热液活动中,与 Cl^- 、 HS^- 和 HCO_3^- 等形成络合物而发生迁移(Mountain and Wood, 1988; Amosse *et al.*, 1990)、富集和分异(Barnes *et al.*, 1985),并以整体的形式参与地质作用(宋谢炎等,2009),因此目前已被广泛用于成矿物质来源的示踪研究(孙晓明等,2007)。PGE的亲铜和亲铁元素的性质导致其在金属硫化物中含量远高于其在共生的硅酸盐矿物中的含量,对示踪热液型铜矿成矿物质来源方面的作用尤为明显。稀土元素在矿床成因的研究中有特别的作用。一方面,它具有相同或相近的电价和离子半径以及相似的地球化学行为,能以整体的形式参与地质过程;另一方面,它们又因具镧系收缩和奇偶效应等特征而使彼此存在差异。因而稀土元素在成矿研究中,不仅能够反映成矿物质来源和流体来源,而且可示踪流体活动踪迹(李昌年,1992;杨富全等,2007;邹志超等,2012)。微量元素具有特殊的地球化学性质,如活动性元素的迁移性能灵敏地反映岩浆作用的特点,非活动性元素在岩石中的丰度变化可用以推测岩石所处的地球动力学背景(李昌年,1992)。其在岩石或矿物中含量甚微,在地质-地球化学过程中浓度可发生明显变化(赵振华,1992),因而可作为地质-地球化学过程的示踪剂,提供有关成矿物质来源、热液性质、矿床成因和矿体剥蚀深度等许多重要地球化学信息(邹志超等,2012)。

鉴于此,本文将尝试对云南维西大宝山铜矿的PGE和微量元素组成特征进行对比分析。揭示成矿物质来源,为扩大矿床规模提供依据。

1 区域地质概况

雪龙山构造带位于哀牢山-金沙江构造带西北部(图

1a),长约40km,宽2~6km,呈北西向展布,东、西两侧分别以走向北北西、倾向北东的伸展断裂带和逆冲断裂带为界的深变质变形带(图1b),其两侧为中生代浅海相碳酸盐岩、碎屑岩和火山岩及新生代陆相沉积岩。其中,雪龙山群深变质岩主要由高绿片岩相-角闪岩相片岩、片麻岩和角闪岩组成,并发生强烈糜棱岩化,大部分岩石构成糜棱面理发育的糜棱岩,甚至超糜棱岩(Leloup and Kienast, 1993; Leloup *et al.*, 1995)。

雪龙山深变质带整体上为一个轴向北北西由糜棱面理标示出的复式褶皱,由一系列规模不等的背形和向形组成,沿面理发育一系列“层间”破碎带,构成理想的储矿构造。矿区内断裂带发育,贯穿全区的近南北向展布的望香台断裂(F1)分布于矿区的中部,长约31km,宽60~70m,走向近南北,倾向E-NEE,倾角较缓,一般在 $25^\circ \sim 35^\circ$ 。断裂带内岩石变形强烈,多以大小不等的菱形或似菱形透镜体构成,展示出明显的压扭性构造变形特征。分布于矿区西部的断裂带(F2),长约3km,宽10~13m,呈北北东方向延伸,向西倾,倾角较陡,在 $70^\circ \sim 80^\circ$ 之间。

岩浆岩主要有分布于研究区东部和西南部规模较大的三叠纪花岗岩和火山岩(图1b),在雪龙山深变质带中的岩浆岩为糜棱岩化的印支期花岗岩和弱变形的新生代岩浆岩脉(图2)。

雪龙山构造带内业已发现的矿床有铁矿、铜矿、铜银矿、铜汞矿、铅锌矿、银多金属矿、汞矿、锑矿、白钨矿等50多个矿床(云南省地质矿产局,1985;云南地质局第三地质大队,1995),其中,分布于雪龙山群变质岩系中的矿床主要有铜矿、铅锌矿和铁矿,受构造破碎带控制(图1b)。

2 矿区地质

2.1 矿区地质概况

大宝山铜矿位于雪龙山深变质带中部。矿区内主要出露变质程度在高绿片岩相-角闪岩相的雪龙山群变质岩。岩石都受到不同程度的糜棱岩化变形。根据其原岩特征,将其分为长英质糜棱岩、糜棱岩化角闪岩和大理岩。雪龙山隆升过程中,整个岩石发生变形,形成以糜棱面理为构造面的背形和向形,构成整体上呈轴向北北西的复式“褶皱”(图2)及沿面理发育一系列“层间”破碎带。矿区内规模最大的断裂带为贯穿全区的近南北向展布的望香台断裂带(F1),其内岩石变形强烈,多以大小不等的菱形或似菱形透镜体构成,展示出明显的压扭性构造变形特征。

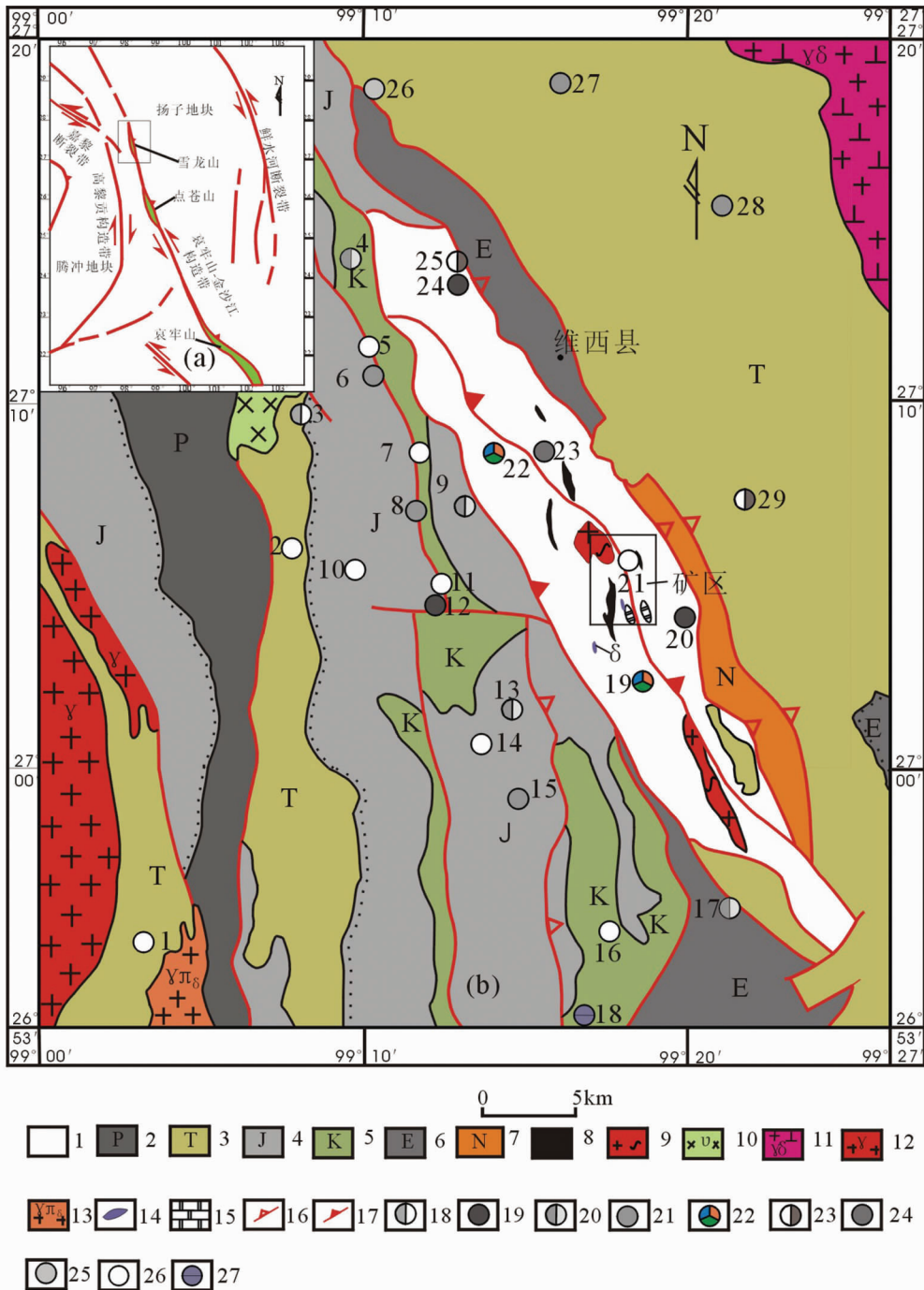


图1 雪龙山区地质图(据云南省地质矿产局,1985^①;云南地质局第三地质大队,1995^②改编)

1-雪龙山群变质岩;2-二叠系沉积岩;3-三叠系沉积岩;4-侏罗系沉积岩;5-白垩系沉积岩;6-古近系沉积岩;7-新近系沉积物;8-斜长角闪岩;9-花岗质片麻岩;10-印支期辉长岩;11-印支期花岗岩闪长岩;12-燕山期花岗岩;13-喜山期花岗岩斑岩;14-闪长岩脉;15-大理岩;16-正断层;17-逆断层;18-钽磁铁矿矿床(点);19-菱铁矿矿床(点);20-铜汞矿床(点);21-赤铁矿矿床(点);22-多金属矿床(点);23-铅锌矿床(点);24-白钨矿矿床(点);25-铋矿床(点);26-铜矿床(点);27-镉矿床(点)

Fig.1 Regional geological map of the Xuelongshan

1-metamorphic rocks of Xuelongshan Group; 2-Permian sedimentary rocks; 3-Triassic sedimentary rocks; 4-Jurassic sedimentary rocks; 5-Cretaceous

① 云南省地质矿产局. 1985. 1:20万维西幅矿产图及区域地质调查报告

② 云南地质局第三地质大队. 1995. 1:5万托枝幅、河西幅地质图及区域地质调查报告

sedimentary rocks; 6-Paleogene sediments; 7-Neogene sediments; 8-amphibolite; 9-granitic gneiss; 10-Indosinian gabbro; 11-Indosinian granodiorite; 12-Yanshanian granite; 13-Himalayanian granite porphyry; 14-dioritic vein; 15-marble; 16-normal fault; 17-thrust fault; 18-limenite deposits; 19-siderite deposits; 20-copper and mercury deposits; 21-hematite deposits; 22-polymetallic deposits; 23-lead-zinc deposits; 24-scheelite deposits; 25-antimony deposits; 26-copper deposits; 27-strontium deposits

2.2 矿床地质

大宝山铜矿矿体呈脉状产于顺面理发育的构造破碎带中,在空间上可分南、北两个矿脉群。其中,北部矿脉群规模较大,有5条矿脉,长度为1000~2000m,厚度为0.50~11.92m,矿脉总体走向近南北,局部随破碎带转为近东西,倾向170°~355°,倾角5°~43°。其中规模最大的矿脉长度大约为2km,厚度为0.52~1.66m,平均0.92m,在矿区内总体走向近南北,在南段走向转为近东西向,北段变为北西向,倾向188°~310°,倾角一般10°~38°,局部较陡,达50°~57°。规模最小的矿脉长度为440m,厚度0.89~2.00m,平均1.26m,走向由南段的近南北向,向北逐渐变为北北东向,最北部走向近于东西向,在中部形成向西突出弧形,倾向由南部255°向北逐渐转变为300°~355°,倾角较缓,为5°~38°。南部矿脉群有10条矿脉,规模较大的有5条,矿脉长400~600m,厚度为0.57~1.99m,矿脉总体走向为北东向,倾向290°~350°,倾角11°~56°。其中规模最大的矿脉长600m,厚度为0.78~1.30m,平均1.10m,呈向西北突出的弧形,倾向305°~310°,倾角11°~30°。规模最小的矿脉长400m,厚度为0.89~2.06m,平均1.48m,走向近东西,倾向310°,倾角45°(图3)。赋矿围岩为长英质糜棱岩。矿区内近南北向断裂F1切穿矿脉,为成矿后构造(图2)。

矿石具有星点状、团块状、浸染状构造,他形-半自形粒状结构,金属矿物主要为辉铜矿、黄铜矿、黄铁矿、斑铜矿、孔雀石等,与金属矿物伴生的矿物主要为石英、方解石、菱铁矿、绢云母、金云母、重晶石、硬石膏等(图4c-f)。

围岩蚀变主要有硅化、碳酸盐化、黄铁矿化、重晶石化、绢云母化和高岭土化等,具有一定的分带性,即从矿脉向围岩依次为硅化-碳酸盐化-黄铁矿化-黄铜矿化、硅化-碳酸盐化-黄铁矿化、硅化-碳酸盐化-重晶石化、碳酸盐化-绢云母(高岭土化)。其中,硅化和碳酸盐化多以石英-方解石或菱铁矿细脉的形式分布于围岩中,黄铁矿化和黄铜矿化表现为星点状或团块状黄铁矿和黄铜矿分布于围岩中(图4c, d, f);绢云母化和高岭土化以长石蚀变为绢云母和高岭土为特征。

3 样品及测试方法

3.1 样品特征

11QDB-1、11QDB-3、11QDB-4、11QDB-5、11QDB-6、11QDB-8、11QDB-9、11QDB-11、11QDB-12、11QDB-14、11QDB-15、11QDB-16、11QDB-17、11QDB-18、11QDB-19、11QDB-20、

11QDB-22 样品采自5号坑道,11QDB-25、11QDB-27、11QDB-28、11QDB-29、11QDB-33 样品采自8号坑道(图2)。根据围岩蚀变和矿化程度将其分为围岩、矿化围岩和矿石三类。

围岩主要为长英质糜棱岩(11QDB-4、11QDB-8、11QDB-11、11QDB-14、11QDB-15、11QDB-19、11QDB-20、11QDB-29、11QDB-33),由长石(55%~60%)、石英(35%~40%)和少量白云母、黑云母(5%~10%)组成,个别岩石中含有少量片状石墨和粒状石榴石(11QDB-29)。其中,长石主要为斜长石(30%~35%)和钾长石(25%~30%),具有较强的绢云母化(高岭土化);石英多被拉长呈条带状定向分布,构成糜棱面理和拉伸线理(图4a),白云母和黑云母呈片状定向分布,与石英条带一起构成面理,黑云母有一定程度的绿泥石化(图4b),其原岩可能为中性岩浆岩或杂砂岩。此外,岩石中还有不同程度的碳酸盐化和黄铁矿化蚀变。碳酸盐化主要为方解石或菱铁矿呈细脉状(0.1~0.5mm)分布于糜棱岩中(图4c),黄铁矿呈浸染状分布。碳酸盐脉和黄铁矿约占全岩的5%~10%。

矿化围岩是黄铜矿化和辉铜矿化长英质糜棱岩(11QDB-5、11QDB-16、11QDB-17、11QDB-18、11QDB-22、11QDB-27、11QDB-28),主要由长英质糜棱岩角砾(10%~90%)和含矿细脉(10%~90%)组成。角砾都有不同程度的绢云母化、碳酸岩化和黄铁矿化蚀变;矿脉主要有方解石+石英+辉铜矿矿脉、方解石+石英+黄铜矿矿脉、菱铁矿+石英+辉铜矿矿脉、方解石+辉铜矿矿脉、石英+辉铜矿矿脉,其中,方解石、菱铁矿和石英呈脉状分布(图4d),辉铜矿和黄铜矿呈他形或半自形,团块状或星点状分布。

矿石(11QDB-1、11QDB-3、11QDB-6、11QDB-9、11QDB-12、11QDB-25)主要有辉铜矿矿脉、方解石+辉铜矿+黄铜矿矿脉、菱铁矿+辉铜矿+黄铜矿矿脉、石英+菱铁矿+黄铜矿矿脉、石英+辉铜矿+黄铜矿矿脉。金属矿物主要有辉铜矿(20%~25%)、黄铜矿(15%~20%)、黄铁矿和菱铁矿(10%~20%)。辉铜矿和黄铜矿呈他形粒状集合体,构成团块或斑点。黄铁矿呈自形-半自形粒状,团块状或星点状分布(图4f)。脉石矿物有方解石(20%~25%)、石英(20%~25%)、白云石和少量石膏、白云母,与金属矿物一起呈脉状分布。

3.2 测试方法

微量元素、稀土元素和铂族元素分析在国家地质测试实验中心完成。其中,微量元素和稀土元素采用等离子光谱法测定(LA-ICP-MS);铂族元素中Os、Ir、Ru、Pt和Pd用电感耦合等离子质谱仪(LA-ICP-MS)测定,Rh用内标法测定。LA-

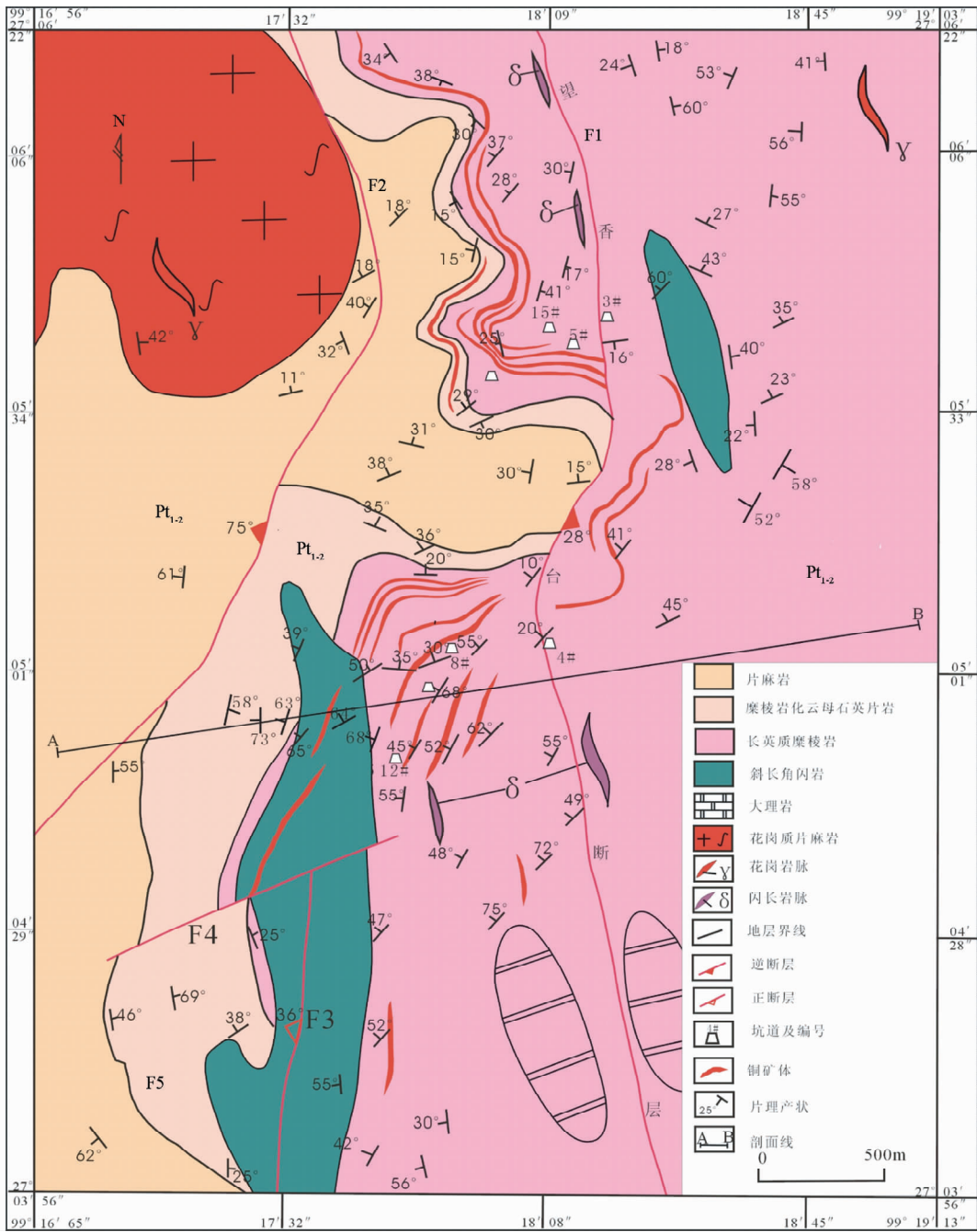


图2 云南维西大宝山铜矿矿区地质图(据贵州省有色地质矿产勘查院,2007^①改编)

Fig.2 Geological map of Dabaoshan copper deposit in Weixi

ICP-MS 测定精度 $RSD \leq 6.5$, 测试标样为 GDP-3 和 GDP-4。

4 测试结果

4.1 铂族元素

长英质糜棱岩的 ΣPGE 平均值为 2.12×10^{-9} , PPGE

/ IPGE 平均值为 1.97, Pd/Ir 平均值为 39.2, Pt/Ir 平均值为 22.7, Pt/Pd 平均值为 0.64, δRh 平均值为 0.4, δPt 平均值为 0.57。展示出 PGE 总量 ΣPGE 较低, IPGE 亏损, PPGE 富集, PPGE/IPGE 大于 1 的特征(表 1)。铂族元素原始地幔标准化结果表明, Ru 为正异常, Ir, Rh 为负异常(图 5)。

① 贵州省有色地质矿产勘查院. 2007. 维西县 1:1 万大宝山矿区地质图和铜矿普查报告

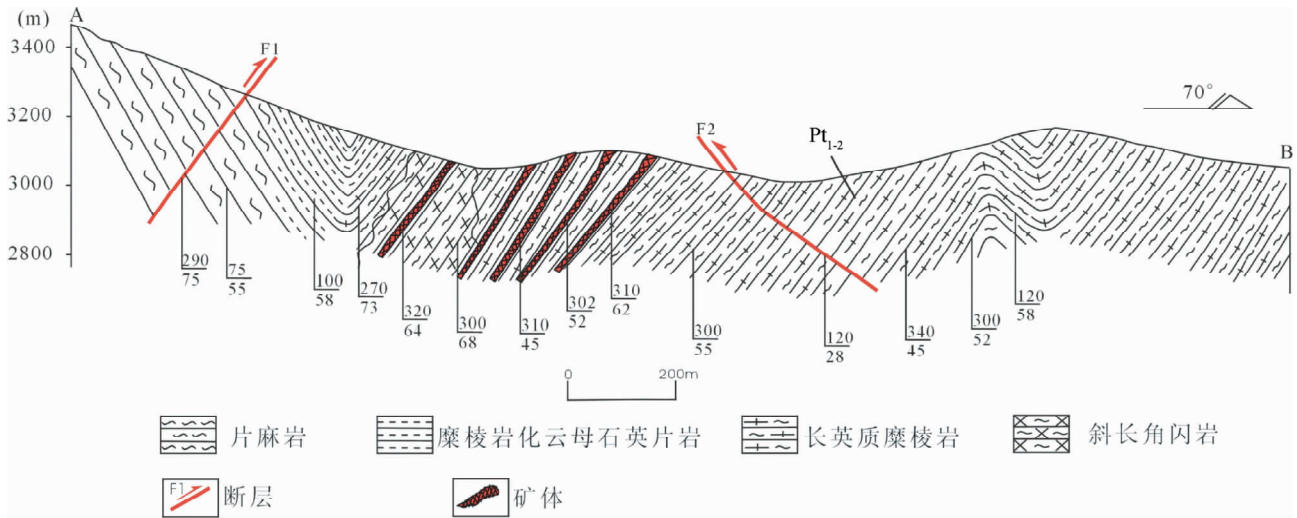


图3 大宝山铜矿矿区 A-B 剖面图

Fig. 3 A-B section of Dabaoshan copper deposit

表1 大宝山铜矿床铂族元素和 Cu 含量

Table 1 PGE and Cu compositions in Dabaoshan copper deposit

样品号	11QDB-4	11QDB-8	11QDB-15	11QDB-29	11QDB-33	11QDB-5	11QDB-27	11QDB-1	11QDB-9	11QDB-25
岩性	长英质糜棱岩					矿化长英质糜棱岩		矿石		
Cu	39.0	17.6	28.7	91.9	46.0	2713	2129	9400	91200	192600
Os	0.23	0.07	0.13	0.10	0.19	0.05	0.30	0.15	0.12	0.07
Ir	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.04	0.02	0.06
Ru	0.54	0.53	0.52	0.54	0.61	0.67	0.55	1.18	1.16	1.28
Rh	0.03	0.02	0.02	0.03	0.09	0.13	0.04	0.24	0.36	0.31
Pt	0.40	0.20	0.32	0.31	1.56	0.20	0.34	1.04	0.46	0.65
Pd	0.89	0.20	0.49	0.68	2.49	0.61	0.75	2.00	0.63	0.98
ΣPGE	2.11	1.04	1.50	1.68	4.97	1.69	2.00	4.65	2.75	3.35
PPGE/IPGE	1.63	0.65	1.21	1.50	4.88	1.08	1.25	2.22	0.84	1.16
Pt/(Pt + Pd)	0.31	0.50	0.40	0.31	0.39	0.25	0.31	0.34	0.42	0.40
Pd/Ir	44.5	10.0	24.5	34.0	83.0	20.3	37.5	50.0	31.5	16.3
Pt/Ir	20.0	10.0	16.0	15.5	52.0	6.67	17.0	26.0	23.0	10.8
Pt/Pd	0.45	1.00	0.65	0.46	0.63	0.33	0.45	0.52	0.73	0.66
Pd/Pt	2.23	1.00	1.53	2.19	1.60	3.05	2.21	1.92	1.37	1.51
Ir/Pd	0.02	0.10	0.04	0.03	0.01	0.05	0.03	0.02	0.03	0.06
δRh	0.41	0.33	0.30	0.44	0.59	1.78	0.56	1.39	2.70	1.98
δPt	0.43	0.77	0.61	0.42	0.60	0.19	0.40	0.38	0.23	0.31

注:注:PGE 单位为 $\times 10^{-9}$, Cu 为 $\times 10^{-6}$; PPGE/IPGE 为 $(Pt + Pd)/(Os + Ir + Ru)$

矿化长英质糜棱岩的 Σ PGE 平均值为 1.85×10^{-9} , PPGE/IPGE 平均值为 1.17, Pd/Ir 平均值为 28.9, Pt/Ir 平均值为 11.8, Pt/Pd 平均值为 0.39, δ Rh 平均值为 1.17, δ Pt 平均值为 0.30。与围岩相似,展示出 PGE 总量 Σ PGE 较低, IPGE 亏损, PPGE 富集, PPGE/IPGE 大于 1 的特征(表 1)。铂族元素原始地幔标准化结果表明, Ir 为负异常, Rh 既有正异常又有负异常(图 5)。

矿石的 Σ PGE 平均值为 2.26×10^{-9} , PPGE / IPGE 平均值为 1.41, Pd/Ir 平均值为 32.6, Pt/Ir 平均值为 19.94, Pt/Pd 平均值为 0.64, δ Rh 平均值为 2.02, δ Pt 平均值为 0.31。具有

PGE 总量 Σ PGE 较低, IPGE 亏损, PPGE 富集, PPGE/IPGE 大于 1 的特征(表 1)。铂族元素原始地幔标准化结果表明, Rh 为正异常, Ir 为负异常(图 5)。

总体来看,从围岩到矿石, Σ PGE, δ Rh 逐渐增加, PPGE/IPGE, Pd/Ir, Pt/Ir 和 δ Pt 逐渐降低。在铂族元素原始地幔标准化图解上,岩、矿石中 Os, Ir, Ru 和 Pd 具有相似的演化趋势,而矿石 Rh 正异常, Pt 负异常,以及矿化围岩 Rh 既有正异常又有负异常的特点明显不同于围岩,展示出矿石与围岩的差异。

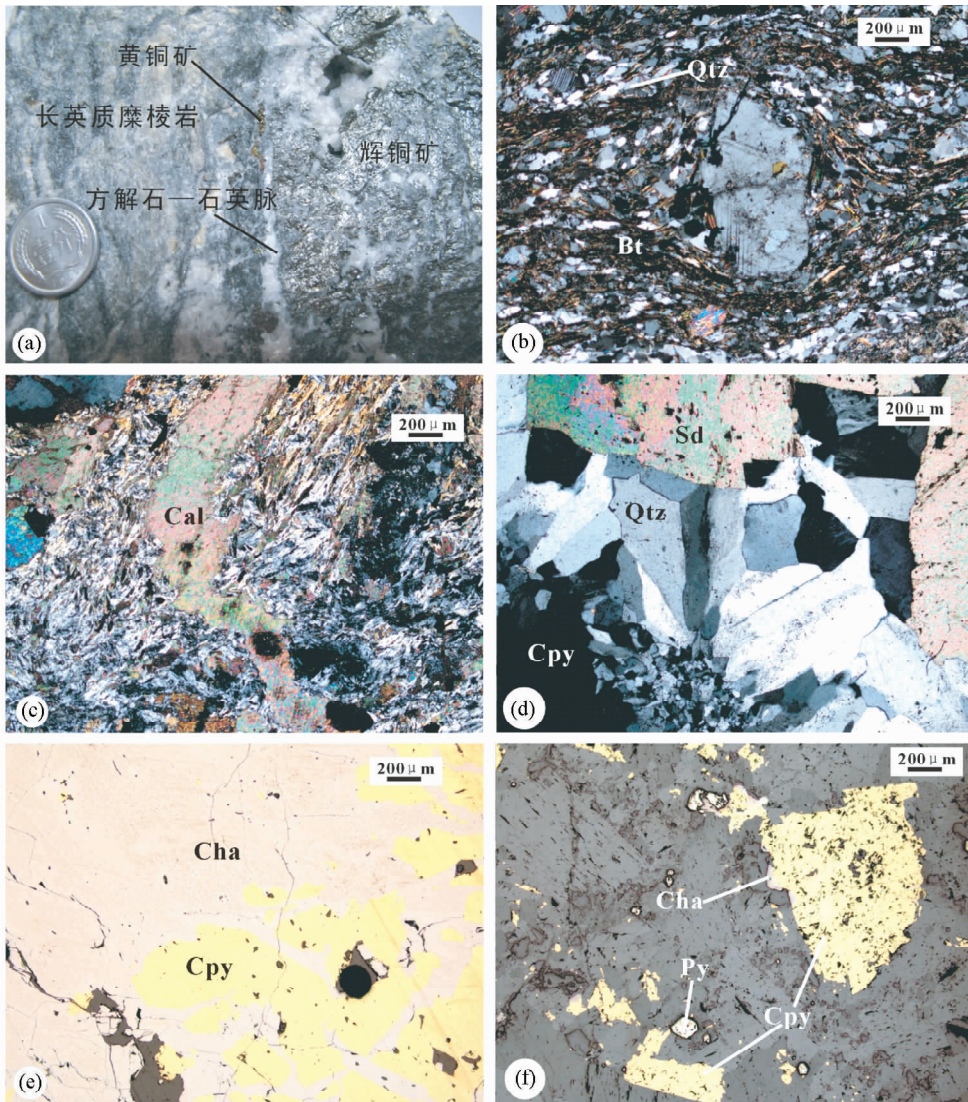


图4 大宝山铜矿岩矿石特征

(a)-矿石与围岩之间的接触关系;(b)-长英质糜棱岩中长石碎斑和定向排列的长条状石英和黑云母,正交偏光;(c)-长英质糜棱岩中的方解石细脉,正交偏光;(d)-菱铁矿、石英及黄铜矿矿脉,正交偏光;(e)-团块状辉铜矿、黄铜矿,正交偏光;(f)-长英质糜棱岩中星点状黄铜矿化,正交偏光。Qtz-石英;Cal-方解石;Sd-菱铁矿;Cha-辉铜矿;Cpy-黄铜矿;Bt-黑云母;Py-黄铁矿

Fig.4 Characteristics of ores and rocks in Dabaoshan copper deposit

(a)-contacted relationship between ores and felsic mylonite; (b)-the feldspar porphyroclast in felsic mylonite, crossed polarized light; (c)-calcite veinlets in felsic mylonite, crossed polarized light; (d)-siderite, quartz and chalcopyrite vein, crossed polarized light; (e)-agglomerate chalcocite and chalcopyrite, crossed polarized light; (f)-stellar chalcopyrite in felsic mylonite. Qtz-quartz; Cal-calcite; Sd-siderite; Cha-chalcocite; Cpy-chalcopyrite; Bt-biotite; Py-pyrite

4.2 稀土元素和微量元素地球化学特征

围岩(长英质糜棱岩)的 Σ REE变化于 $75.9 \times 10^{-6} \sim 187.5 \times 10^{-6}$,平均值为 123.1×10^{-6} ,LREE/HREE在3.78~13.16之间,平均值为7.53, δ Eu在0.42~0.86之间,平均值为0.67, δ Ce在0.89~1.00之间,平均值为0.95,(La/Sm)_N在2.04~6.11之间,平均值为3.46,(Gd/Yb)_N在1.17~2.35之间,平均值为1.70,展示出轻稀土富集、分馏

程度高、重稀土相对亏损、分馏程度低、Eu强亏损-弱亏损、Ce弱-无异常的特点(表2)。在稀土元素球粒陨石标准化配分图解上,所有样品呈基本一致的向右倾斜、中间呈“V”字型的稀土配分模式。其中,LREE较倾斜,HREE较平缓(图6)。微量元素原始地幔标准化蛛网图呈现出向右倾斜的“M”型多峰谷模式,大离子亲石元素(LILE)Rb、Ba,放射性生热元素Th、U及亲岩浆元素Ce和La相对原始地幔强烈富集,U、Th、La、Nd和Sm为明显正异常,Ba、Nb、Ta、Sr、Hf和Zr

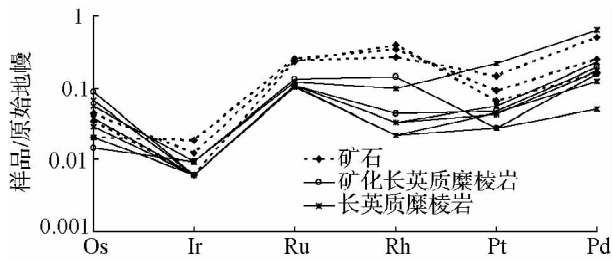


图5 大宝山铜矿床铂族元素原始地幔配分模式(原始地幔值据 McDonough and Sun, 1995)

Fig. 5 Primitive mantle-normalized PGE patterns in Dabaoshan copper deposit (the primitive mantle after McDonough and Sun, 1995)

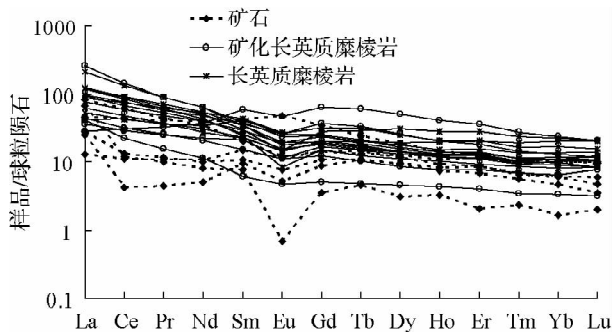


图6 大宝山铜矿球粒陨石标准化稀土配分模式(球粒陨石值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 6 Chondrite-normalized REE patterns in Dabaoshan copper deposit (chondrite after Sun and McDonough, 1989)

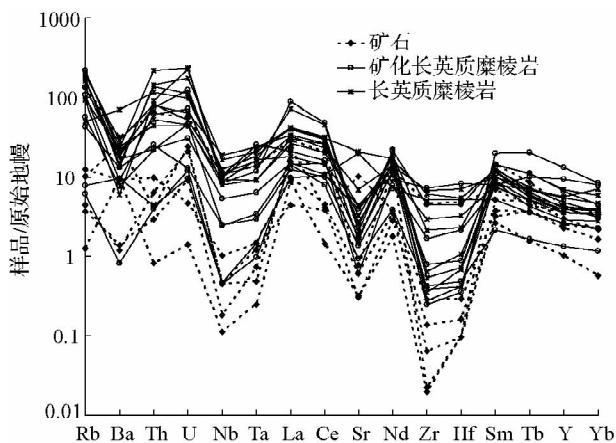


图7 大宝山铜矿原始地幔标准化微量元素蛛网图(原始地幔值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 7 Primitive mantle-normalized trace element spider diagrams in Dabaoshan copper deposit (primitive mantle after Sun and McDonough, 1989)

为负异常(图7)。

矿化围岩(矿化长英质糜棱岩)的 Σ REE变化于 $35.85 \times 10^{-6} \sim 206.5 \times 10^{-6}$,平均值为 89.21×10^{-6} ,LREE/HREE在1.36~13.26之间,平均值为5.24, δ Eu在0.59~0.86之间,平均值为0.74, δ Ce在0.81~1.10之间, $(La/Sm)_N$ 在1.02~6.89之间,平均值为3.26, $(Gd/Yb)_N$ 在1.49~2.74之间,平均值为2.21,反应其轻稀土富集、分馏程度较高、重稀土相对亏损、分馏程度低、Eu中度亏损、Ce弱-无异常的特点(表2)。在稀土元素球粒陨石标准化配分模式图上展现出相对平缓的向右倾斜的配分曲线(图6)。微量元素原始地幔标准化曲线的展布形式与围岩相似,呈现出向右倾斜的“M”型多峰谷模式,具有大离子亲石元素Rb、La、Nd和Sm相对原始地幔富集,La、Nd和Sm正异常,Nb、Ta、Hf和Zr负异常,Ba、Th、U和Sr既有正异常,也有负异常的特点而不同于长英质糜棱岩,说明围岩受到成矿流体的改造(图7)。

矿石的 Σ REE变化于 $28.75 \times 10^{-6} \sim 120.3 \times 10^{-6}$ 之间,平均值为 77.48×10^{-6} ,LREE/HREE在1.83~11.13之间,平均值为4.74, $(La/Sm)_N$ 在0.86~8.72之间,平均值为3.34, $(Gd/Yb)_N$ 在1.49~3.35之间,平均值为2.14,反应其轻稀土富集、分馏程度相对较高、重稀土相对亏损、分馏程度低的特点(表2)。除11QDB-12的 δ Eu值达到1.25外,其他样品的 δ Eu在0.12~0.79之间,显示出强烈到中度亏损,与矿石中脉石矿物成分的不均一性有关,即矿石中脉石矿物以含钙碳酸盐为主时, Eu^{2+} 置换 Ca^{2+} 而富集(李昌年,1992),使其亏损度降低,当脉石矿物以石英为主时,表现出强烈亏损。 δ Ce在0.28~0.94之间,显示出中度到微弱亏损,与成矿流体中 Ce^{3+} 由于氧化还原及温压条件的改变而变为 Ce^{4+} 从而沉淀下来有关(李昌年,1992; Lottermoser, 1992)。在球粒陨石标准化配分模式图上,稀土配分曲线与围岩的分布形式基本一致,但其Eu亏损程度明显不同(图6)。在原始地幔标准化蛛网图上,大离子亲石元素Rb、Ba和亲岩浆元素Th的正、负异常变化较大,可能与矿石中含钙离子的矿物含量有关,Nb、Ta、Hf和Zr虽然也表现出与围岩类似的负异常,但相对原始地幔表现出强烈亏损的特征而不同于围岩和矿化围岩(图7)。

总体来看,从围岩到矿石,稀土总量、轻/重稀土比值、 δ Ce逐渐减小,Eu和Nb、Ta、Sr、Hf、Zr的亏损程度逐渐增大,且矿石中大离子亲石元素不规律的变化特点明显不同于围岩,说明成矿流体中的微量元素组分不完全来源于围岩。

5 讨论

5.1 成矿物质来源

5.1.1 围岩与成矿

大宝山铜矿为受构造破碎带控制的热液矿床,矿体呈脉状分布,围岩蚀变范围较小,矿脉两侧蚀变带宽度多在1m范围内,个别地段几乎没有,对于平均厚度多在1m以上的矿脉

表 2 大宝山铜矿稀土元素和微量元素含量 ($\times 10^{-6}$)
Table 2 Rare earth element and trace element compositions in Dabaoshan copper deposit ($\times 10^{-6}$)

样品号	长英质糜棱岩										矿化长英质糜棱岩										矽石				
	4	8	11	14	15	19	20	22	29	33	5	16	17	18	19	27	28	-1	-3	-6	-9	-12	-25		
La	22.2	27.6	28.5	49.3	12.5	22.9	28.8	14.6	18.1	20.5	9.72	9.89	60.9	6.71	8.52	10.3	19.7	6.69	6.02	3.05	10.8	15.8			
Ce	41.1	52.4	54.6	80.8	25.5	46.7	56.7	29	36.2	45.6	14	26.1	86	18.6	17.7	19	36.7	8.09	2.59	6.84	26.9	7.38			
Pr	5.08	5.68	6.27	8.51	3.45	5.39	6.78	3.44	4.55	5.86	1.5	3.37	8.53	3.07	2.4	2.48	4.18	1.1	0.43	1.03	3.84	0.96			
Nd	19.1	20	23.5	29.4	14.2	22.1	25.1	12.8	18.5	25	5.33	15.9	29.5	16.9	10.5	9.7	15.9	4.69	2.43	5.07	17.9	3.82			
Sm	3.92	3.75	4.51	5.21	3.53	5.44	5.18	3.48	4.37	6.49	0.94	6.29	5.7	8.95	3.34	2.31	3.1	1.66	1.44	2.29	6.46	1.17			
Eu	0.92	0.48	0.86	1.03	0.85	1.51	1.14	0.86	1.13	1.53	0.28	1.51	1.38	2.68	0.67	0.64	0.69	0.44	0.31	0.67	2.78	0.04			
Gd	3.75	3.15	3.98	4.25	4.05	5.21	4	5.79	4.94	6.47	1.05	7.44	5.02	13.2	3.52	2.53	2.99	2.24	1.82	2.97	7.05	0.73			
Tb	0.56	0.46	0.63	0.66	0.75	0.79	0.6	1.07	0.76	1.17	0.18	1.21	0.7	2.23	0.55	0.38	0.48	0.4	0.4	0.54	0.92	0.17			
Dy	3.57	2.84	3.69	3.56	4.51	4.17	3.6	7.7	4.96	6.47	1.17	6.63	4	12.9	3.27	2.14	3.26	2.43	2.34	2.97	4.77	0.8			
Ho	0.74	0.58	0.71	0.66	0.88	0.81	0.73	1.62	1.13	1.21	0.25	1.15	0.74	2.29	0.69	0.44	0.62	0.47	0.43	0.53	0.83	0.19			
Er	2.21	1.55	2.11	1.86	2.63	2.33	2.19	4.63	3.42	3.51	0.68	3.06	2.03	5.95	1.88	1.27	1.96	1.41	1.16	1.44	2.12	0.34			
Tm	0.3	0.22	0.26	0.24	0.36	0.29	0.27	0.62	0.5	0.43	0.09	0.38	0.24	0.71	0.26	0.18	0.26	0.18	0.15	0.17	0.26	0.06			
Yb	1.98	1.37	1.87	1.75	2.34	1.83	1.87	3.9	3.47	2.91	0.58	2.24	1.54	4.12	1.64	1.1	1.66	1.09	0.82	1.06	1.74	0.28			
Lu	0.29	0.21	0.26	0.26	0.35	0.31	0.27	0.53	0.51	0.39	0.08	0.29	0.21	0.52	0.21	0.19	0.25	0.15	0.09	0.12	0.24	0.05			
Σ REE	105.7	120.3	131.8	187.5	75.9	119.8	137.2	20	102.5	127.5	35.9	85.5	206.5	98.8	55.2	52.7	91.8	105.7	120.3	28.8	86.6	31.8			
LREE/HREE	6.89	10.6	8.75	13.2	3.78	6.61	9.14	2.48	4.21	4.65	7.79	2.81	13.3	1.36	3.59	5.4	6.99	2.71	1.83	1.93	3.83	11.1			
δ Eu	0.72	0.42	0.61	0.65	0.69	0.86	0.74	0.58	0.74	0.71	0.86	0.67	0.77	0.75	0.59	0.81	0.68	0.7	0.59	0.79	1.25	0.12			
δ Ce	0.91	0.97	0.96	0.89	0.94	1	0.96	0.97	0.96	1.01	0.81	1.1	0.81	1	0.94	0.89	0.94	0.66	0.28	0.94	1.02	0.31			
$(La/Sm)_N$	3.66	4.75	4.08	6.11	2.29	2.72	3.59	2.71	2.67	2.04	6.68	1.02	6.9	0.48	1.65	2.88	4.1	2.6	2.7	0.86	1.08	8.72			
$(Gd/Yb)_N$	1.56	1.9	1.76	2	1.43	2.35	1.77	1.22	1.17	1.83	1.49	2.74	2.69	2.64	1.77	1.9	1.48	1.7	1.83	2.31	3.34	2.15			
Y	17.9	13.1	19.5	16.1	25.2	21.8	17.7	42.3	25.9	31.3	6.09	30	18.6	60.5	16.2	11.8	16.4	11.5	10.2	13.5	19.7	4.71			
Sc	9.67	2.85	8.54	6.04	5.69	10.6	8.35	13.5	14.2	15.3	2.2	3.9	7.12	1.34	4.33	8.82	7.13	1.81	0.29	1.17	3.83	0.96			
Rb	123	60	31.9	109	58.9	104	113	140	103	132	4.9	27.6	68.1	3.9	36.7	86.4	84.5	7.87	0.81	2.84	2.34	6.46			
Sr	145	56.6	442	42.7	91.2	33.1	51.9	12.6	92.7	68	19.6	36.6	50.5	84.5	28.9	427	16.2	12.8	6.62	212	36.8	6.45			
Nb	7.66	6.97	8.95	7.97	6.17	13.6	11.8	7.51	5.58	6.58	0.32	1.73	6	0.33	1.77	3.84	7.76	0.73	0.08	0.33	0.13	0.32			
Ba	200	159	493	101	41.9	130	93.7	144	135	167	66.6	92	63.6	5.71	53.4	119	216	64.8	66.3	8.37	9.82	174			
Ta	0.57	0.93	0.76	0.65	0.68	0.97	0.85	1.04	0.38	0.37	0.04	0.14	0.48	0.06	0.12	0.26	0.56	0.06	0.01	0.05	0.03	0.02			
Th	7.03	19	9.87	11.6	7.64	6.76	12.4	6.27	4.54	3.79	0.37	2.16	5.23	0.34	1.87	1.9	5.52	0.83	0.07	0.54	0.25	0.36			
U	1.1	4.98	2.07	2.33	4.81	1.36	3.69	2.61	0.96	0.92	0.2	0.27	1.51	0.25	0.97	0.64	1.18	0.1	0.03	0.45	0.19	0.5			
Zr	3.99	4.39	5.97	3.1	33	68.7	7.1	80.3	76.2	23.8	4.83	8.79	50.8	2.78	18.9	58.6	53.1	3.2	0.22	0.71	0.25	1.55			
Hf	0.21	0.13	0.22	0.13	0.99	1.7	0.33	2.55	2.19	0.71	0.15	0.27	1.4	0.11	0.65	1.6	1.49	0.09	0.03	0.03	0.03	0.05			
V	114	9.4	40.2	60.2	34.9	71	112	121	70.3	112	9.54	22.2	66.4	34.1	44	31.2	82.8	12.1	1.56	5.32	31.4	9.76			
Cr	65	5.57	41.5	40.1	29.2	68.2	66	59.5	37.6	107	13.7	6.47	36.3	2.35	20.4	31.7	36.6	5.79	1.72	3.18	5.36	12.2			
Co	11.5	6.08	8.41	15.5	12.6	15.8	19.9	31.1	9.89	37.6	3.95	8.53	32.2	3.75	11.7	8.45	17.8	5.95	6.28	6.95	2.35	12.2			
Ni	37.9	15.3	27.6	26.2	29.2	37.1	55	52.8	24.3	63.2	46.8	30.2	53.6	31.6	61.9	25.3	59.6	65.4	30.4	64.2	17.4	28.5			
Cu	39	17.6	27.6	16.1	28.7	36.2	44.6	63	91.9	46	2713	120	560	390	2129	219	9400	84630	142800	91200	167100	192600			

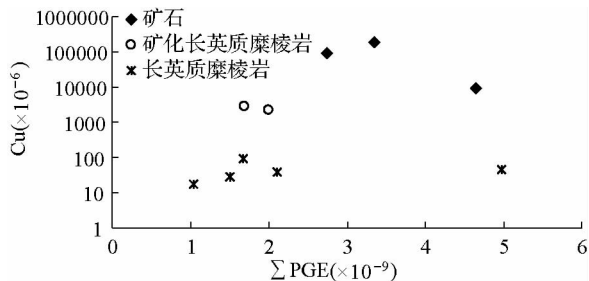
图8 大宝山铜矿 Σ PGE-Cu 关系图

Fig. 8 Σ PGE vs. Cu diagram in Dabaoshan copper deposit

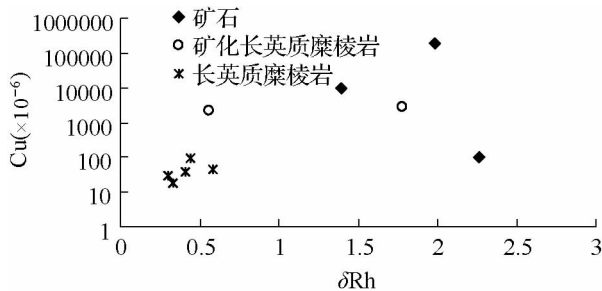
图9 大宝山铜矿 δ Rh-Cu 关系图

Fig. 9 δ Rh vs. Cu diagram in Dabaoshan copper deposit

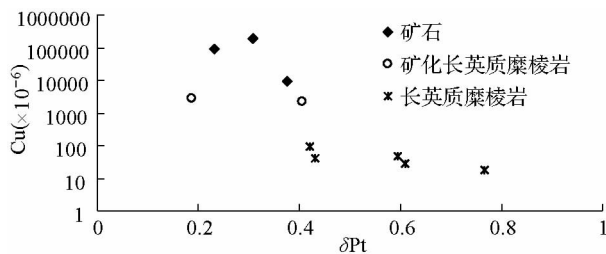
图10 大宝山铜矿 δ Pt-Cu 关系图

Fig. 10 δ Pt vs. Cu diagram in Dabaoshan copper deposit

而言,围岩不可能提供全部的成矿物质。前人研究表明,成矿围岩——雪山山群变质岩系的 Cu 的丰度仅为 41.5×10^{-6} (叶庆同等,1992),远小于地壳中 Cu 的丰度值 (63×10^{-6} , 黎彤,1976)。此外,区域范围内沉积盖层(上三叠统-下白垩统)中 Cu 的丰度更低 ($1 \times 10^{-6} \sim 36.8 \times 10^{-6}$),以及中生代岩浆岩(超基性岩 (13.26×10^{-6}),基性岩 (65.44),中酸性岩 (48.86),酸性岩 (20.22×10^{-6}))的丰度(杨松等,2006)也小于地壳丰度值,说明它们不可能为该铜矿提供主要物质来源。

5.1.2 PGE 地球化学示踪

在 Σ PGE-Cu 和 δ Rh-Cu 关系图上(图8、图9),Cu 含量与 δ Rh 和 Σ PGE 呈明显的正相关关系,而在 δ Pt-Cu 关系图上(图10)表现为明显的负相关关系,以及矿石中 Σ PGE 含量远高于围岩中的含量,说明大宝山铜矿成矿物质与围岩关系

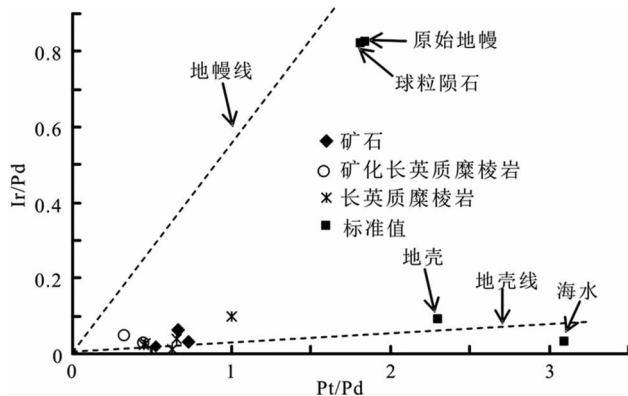
图11 大宝山铜矿 Pt/Pd-Ir/Pd 关系图(底图据 Garuti *et al.*, 1997)

Fig. 11 Pt/Pd vs. Ir/Pd diagram in Dabaoshan copper deposit (after Garuti *et al.*, 1997)

不大。前人研究成果表明 PGE 在中低温热液流体中易与 Cl^- 、 HS^- 和 HCO_3^- 等形成络合物而随之迁移 (Mountain and Wood, 1988)。在硫饱和条件下,铂族元素在单硫化物固溶体与残留硫化物熔体中的分配系数: $D_{(\text{rh})} = 1.17 \sim 3.03$, $D_{(\text{Pt})} = 0.05 \sim 0.2$ (Barnes *et al.*, 1985)。由此可见,在硫饱和条件下 Rh 优先进入单硫化物固溶体, Pt 优先保留于残留硫化物熔体中(苏尚国等,2007)。大宝山铜矿矿石 PGE 配分曲线中具有 Rh 的正异常、Pt 的负异常、Ru 和 Rh 含量高于围岩,暗示其成矿物质部分来源于 S 饱和的岩浆。

在 Pt/Pd-Ir/Pd 关系图中(图11),大宝山铜矿矿石样品和围岩都落在地壳线上或附近,揭示与成矿作用有关的原始岩浆可能是壳源物质部分熔融的产物。Cu 与 Cr、Co 和 V 的负相关关系(图12),也说明与成矿作用有关的原始岩浆来源于壳源物质部分熔融。矿体中矿石矿物以黄铜矿、斑铜矿和黄铁矿为主,脉石矿物中除石英外还有大量碳酸盐矿物,表明成矿流体中不仅存在大量 HS^- , 而且还有大量的 HCO_3^- , 它们与 PGE 形成相应的络合物,促使其随 Cu 一起迁移。当这些流体在流动过程中与围岩发生反应或与地下水流体混合导致其物理化学条件发生改变时络合物分解, PGE 与 Cu 等硫化物一起沉淀。其中,蚀变作用对 PPGE 影响较大,尤其是碳酸盐蚀变对 Pt 的分配影响明显 (Barnes *et al.*, 1985)。大宝山铜矿中 Σ PGE 值远高于围岩,以及 PPGE 明显不同于围岩, Rh 正异常和 Pt 负异常,与矿区东部中甸烂塘热液型 Cu-Au 矿床的 PGE 地球化学特征(苟体忠等,2010)相似,进一步证实大宝山铜矿的成矿物质来源于岩浆,并受到围岩的影响。

5.1.3 稀土和微量元素地球化学示踪

在稀土元素球粒陨石标准化配分模式图上,矿石稀土配分曲线与围岩的分布形式基本一致,但其 Eu 异常明显不同(图6),以 Eu 正异常、弱负异常和强负异常而区别于围岩的中度负异常。此外,矿石中 Ce 以弱负异常而区别于围岩的

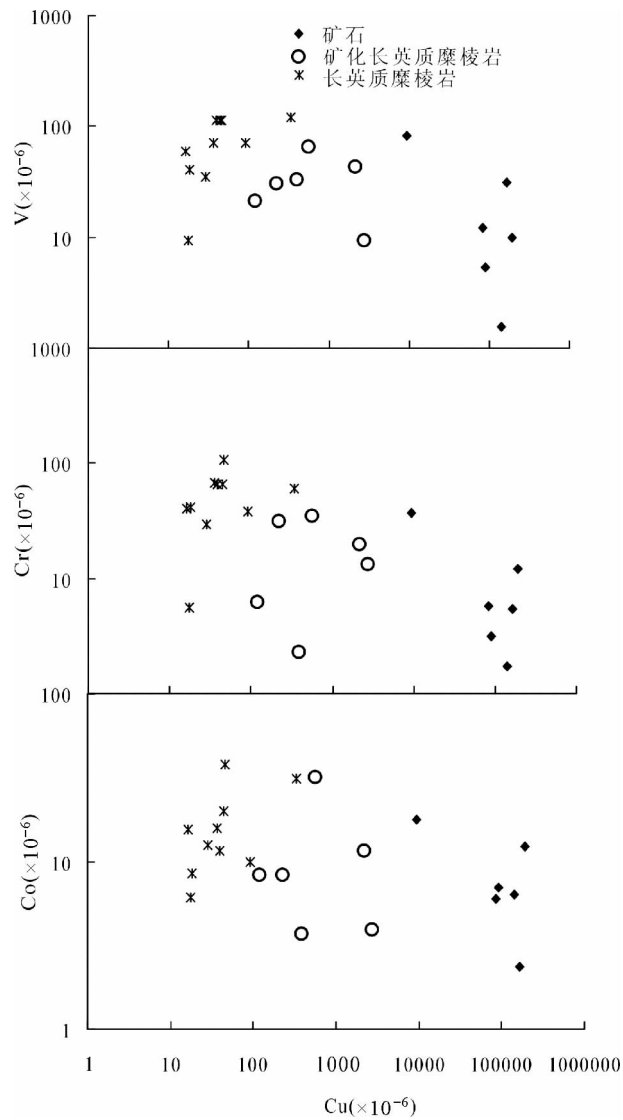


图 12 大宝山铜矿 Cu-V/Cr/Co 关系图

Fig. 12 Cu vs. V/Cr/Co diagram in Dabaoshan copper deposit

无异常。Eu 异常的不同可能有两个原因: 1) 对 Eu 有特殊亲和性的矿物相结晶, 如矿石脉石矿物中以含钙碳酸盐为主时, Eu^{2+} 置换半径与其相近的 Ca^{2+} 而显示弱负异常甚至正异常, 当脉石矿物以石英为主时, 表现出强烈负异常。2) 氧化还原条件的改变使含矿热液中 Eu 进入矿物相的能力发生变化。在还原条件下, Eu 以 Eu^{2+} 形式存在, 与其他稀土元素发生分馏, 在氧化条件下, Eu 以 Eu^{3+} 形式存在, 不发生分馏 (王中刚等, 1989; Lottermoser, 1992)。此外, 稀土元素在低温流体中有分馏的现象也被越来越多的资料证实。如在 250°C 以上条件下, Eu 主要以二价形式存在, 其他稀土元素以三价状态存在, 在相对低温条件下, Eu 以二价和三价两种形式共存 (Michard, 1989; Lottermoser, 1992; 涂光炽等, 1998)。Ce 呈弱负异常可能主要是由于流体 Eh 和温度的改

变。在高温还原的条件下, Ce 以 Ce^{3+} 的络合物形式存在, 在低温氧化的环境中, Ce 呈 Ce^{4+} 以 CeO_2 的形式从流体中沉淀下来 (戚学祥等, 2008)。因此, 当 Ce 和 Eu 分别以 Ce^{4+} 和 Eu^{2+} 形式存在时, 其在矿石中的分配将以独立的形式进行, 在稀土配分过程中形成异常。含矿热液进入构造破碎带, 温度、压力、氧逸度等均发生变化, 对 Eu 和 Ce 进入矿物相产生影响。

铜矿石 LREE 富集程度、Eu 和 Ce 异常强度等明显不同于围岩, 结合矿区内围岩蚀变强度较弱、规模小的特点, 以及长英质糜棱岩的轻稀土富集、重稀土相对亏损、Eu 亏损和 Ce 弱-无异常的稀土配分模式类似于太古代后沉积岩的稀土配分模式 (Taylor *et al.*, 1986; German *et al.*, 1999; 李昌年, 1992), 说明围岩对矿石中 REE 的贡献很小, 矿石中的 REE 主要来源于岩浆期后热液 (戚学祥等, 2008)。

铜矿石以大离子亲石元素 Rb、Ba 和亲岩浆元素 Th 的不规律性变化而不同于围岩, 以 Nb、Ta、Zr 和 Sr 负异常而展示出与围岩的相似性。差异性反映成矿物质与赋矿围岩的来源不同, 相似性可能与围岩蚀变有关。Rb、Ba 的活动性较强 (Zack *et al.*, 2003), 与 K^{+} 的离子半径几乎相等、晶体化学性质相似, 易进入含 K 矿物 (李昌年, 1992; Moran, 1993; Bebout *et al.*, 1999; Zack *et al.*, 2001; Bebout *et al.*, 2007), 而 Sr^{2+} 和 Ca^{2+} 的晶体化学参数比较接近, 主要代替含钙矿物相中的 Ca^{2+} 。方解石是铜矿石中的主要脉石矿物之一, 并含有少量的白云母 (绢云母), 但由于它们在矿石中分布的不均一性, 导致铜矿石中 Rb、Ba 和 Th 的不规律变化。

为了进一步确定铜矿的成矿物质来源, 笔者对矿石中的主要金属矿物-黄铁矿、黄铜矿和辉铜矿进行 S 同位素测试, 结果表明 23 件样品中有 19 件 $\delta^{34}\text{S}$ 值集中在 $+1.3\text{‰} \sim -5.4\text{‰}$ 之间, 4 件落在 $-8.2\text{‰} \sim -12.8\text{‰}$ 范围内, 进一步揭示大宝山铜矿中的成矿物质具有多来源的特点。

5.2 成矿作用

大宝山铜矿位于雪龙山构造带中部, 受顺糜棱面理发育的脆韧性断裂带控制。矿区内顺面理分布新生代岩浆岩脉发育 (图 1)。锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年结果表明糜棱岩化花岗岩的形成时代为 28Ma, 与哀牢山-金沙江大型构造带走滑剪切时代 ($35 \sim 17\text{Ma}$, Leloup *et al.*, 1995) 一致, 说明该花岗岩体为同构造岩浆活动的产物, 以及受顺糜棱面理发育的脆韧性断裂带控制的铜矿矿脉形成于糜棱岩化花岗岩体后, 即成矿作用形成于雪龙山构造带隆升过程中, 与同构造岩浆岩形成时代相近。岩、矿石铂族元素和微量元素地球化学特征揭示大宝山铜矿成矿物质主要来源于岩浆, 少量来源于围岩的特点表明这些同构造岩脉可能为成矿物质的主要载体。即岩浆上侵过程中发生结晶分异作用, 产生的含矿流体沿脆韧性断裂带上升过程中与围岩发生化学反应形成宽度不等的围岩蚀变带, 同时围岩中的少量成矿物质进入流体。当这些含矿流体与地下流体混合时, 由于物理 (温度、压力) 化学

(酸碱度、氧逸度)的改变(朱路华等,2011),含铜络合物分解,黄铜矿、辉铜矿等矿石矿物相继晶出,与同时结晶的方解石、石英等脉石矿物一起充填脆韧性破碎带,形成规模不等的矿脉。

6 结论

(1)大宝山铜矿为受顺糜棱面理发育的脆韧性断裂带控制的热液型矿床,成矿作用形成于雪龙山构造带隆升期;

(2)岩矿石铂族元素、稀土元素和微量元素地球化学特征及硫同位素测试结果表明成矿物质主要来源于岩浆,少量来源于围岩;

(3)大宝山铜矿与矿区内新生代同构造岩浆岩脉为同期构造活动的产物,岩脉是成矿物质的主要载体。岩浆分异产生的含矿流体在上升过程中与地下流体混合导致物理化学条件发生明显的改变,促使黄铜矿和黄铜矿等矿石矿物晶出,与同时晶出的脉石矿物一起形成矿脉。

致谢 野外工作过程中得到云南省维西县国土资源局和维西县凯龙矿业有限公司的大力支持;两位评审人提出了宝贵意见;在此一并表示衷心的感谢!

References

Amosse J, Allibert M, Fischer W and Piboule M. 1990. Experimental study of the solubility of platinum and iridium in basic silicate melts-implications for the differentiation of platinum-group elements during magmatic processes. *Chemical Geology*, 81(1-2): 45-53

Barnes SJ, Naldrett AJ and Gorton MP. 1985. The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas. *Chemical Geology*, 53(3-4): 303-323

Bebout GE, Ryan JG, Leeman WP and Bebout AE. 1999. Fractionation of trace elements by subduction-zone metamorphism: Impact of convergent-margin thermal evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 171(1): 63-81

Bebout GE, Bebout AE and Graham CM. 2007. Cycling of B, Li, and LILE (K, Cs, Rb, Ba, Sr) into subduction zones; SIMS evidence from micas in high-*P/T* metasedimentary rocks. *Chemical Geology*, 239(3-4): 284-304

Cheng LH, Yang S and Xiang HL. 2006. Geological and metallogenic characteristics of Dabaoshan copper mine of Weixi County, Yunnan and comprehensive prospecting for gold. *Mineral Resources and Geology*, 20(2): 152-154 (in Chinese with English abstract)

Chu XL, Sun M and Zhou MF. 2001. The platinum-group element geochemistry in chemical geodynamics. *Acta Petrologica Sinica*, 17(1): 112-122 (in Chinese with English abstract)

Dong JL, Yang S and Zeng GQ. 2008. Geology and geophysical prospecting research with the ore-forming prediction of the Dabaoshan Cu deposit in Weixi of Yunnan. *Mineral Resources and Geology*, 22(4): 357-363 (in Chinese with English abstract)

Garuti G, Fershtater G, Bea F *et al.* 1997. Platinum-group elements as petrological indicator in mafic-ultramafic complexes of the central and southern Urals: Preliminary results. *Tectonophysics*, 276: 184-194

German CR, Hergt J, Palmer MR and Edmond JM. 1999. Geochemistry of a hydrothermal sediment core from the OBS vent-field, 21°N East

Pacific Rise. *Chemical Geology*, 155(1-2): 65-75

Gou TZ, Zhong H, Leng CB and Wu KW. 2010. Geochemistry of platinum-group elements of the Lannitang epithermal Cu-Au deposit in the Zhongdian region, Yunnan Province, SW China. *Acta Mineralogica Sinica*, 30(3): 50-54 (in Chinese with English abstract)

Leloup PH and Kienast JR. 1993. High-temperature metamorphism in a major strike-slip shear zone: The Ailao Shan-Red River, People's Republic of China. *Earth and Planetary Science Letters*, 118(1-4): 213-234

Leloup PH, Lacassin R, Tapponnier P, Schärer U, Zhong DL, Liu XH, Zhang LS, Ji SC and Trinh PT. 1995. The Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina. *Tectonophysics*, 251(1-4): 3-10, 13-84

Li CN. 1992. Trace Element Petrology of Igneous Rock. Wuhan: Chinese University of Geoscience Publishing House, 87-100 (in Chinese)

Li T. 1976. Chemical element abundances in the earth and its major shells. *Geochimica*, (3): 167-174 (in Chinese with English abstract)

Lottermoser BG. 1992. Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes. *Ore Geology Reviews*, 7(1): 25-41

McDonough WF and Sun SS. 1995. The composition of the earth. *Chemical Geology*, 120(3-4): 223-253

Michard A. 1989. Rare earth element systematics in hydrothermal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(3): 745-750

Moran AE. 1993. The effect of metamorphism on the trace element composition of subducted oceanic crust and sediment. Ph. D. Dissertation. Houston: Rice University, 264-280

Mountain BW and Wood SA. 1988. Chemical controls on the solubility, transport and deposition of platinum and palladium in hydrothermal solutions: A thermodynamic approach. *Economic Geology*, 83(3): 492-510

Qi XX, Li TF and Yu CL. 2008. Rare earth element and trace element geochemistry of Shalagang antimony deposit in the southern Tibet and its tracing significance for the origin of metallogenic elements. *Geoscience*, 22(2): 162-172 (in Chinese with English abstract)

Song XY, Hu RZ and Chen LM. 2009. Geochemical natures of copper, nickel and PGE and their significance for the study of origin and evolution of mantle-derived magmas and magmatic sulfide deposits. *Earth Science Frontiers*, 16(4): 287-305 (in Chinese with English abstract)

Su SG, Shen CL, Deng JF, Tang ZL and Geng K. 2007. Geochemistry behavior of Platinum Group Elements (PGE) and main types of PGE deposits in the world. *Geoscience*, 21(2): 361-370 (in Chinese with English abstract)

Su ZL. 2005. Mineralization geological conditions and metallogenic prediction research of Cu polymetal deposit in Xuelongshan metamorphic zone in Weixi, Yunnan. Master Degree Thesis. Changsha: Central South University, 1-75 (in Chinese)

Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD and Norry MJ (eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. The Geological Society, London, Special Publications, 42(1): 313-345

Sun XM, Shi GY, Xiong DX *et al.* 2007. Platinum group elements geochemistry and Re-Os isotopic compositions of Daping gold deposit in Ailaoshan gold belt, Yunnan Province, China and their metallogenic implications. *Acta Geologica Sinica*, 81(3): 394-404 (in Chinese with English abstract)

Taylor SR, Rudnick RL, Melehan SM and Eriksson KA. 1986. Rare earth element patterns in Archean high-grade metasediments and their tectonic significance. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50(10): 2267-2279

Tu GC. 1998. Lower Temperature Geochemistry. Beijing: Science Press, 100-300 (in Chinese)

Wang ZG, Yu XY and Zhao ZH. 1989. Rare Earth-element Geochemistry. Beijing: Science Press, 290-300 (in Chinese)

- Yang FQ, Mao JW, Xu LG, Zhang Y, Liu F, Huang CL, Zhou G, Liu GR and Dai JZ. 2007. REE geochemistry of the Mengku iron deposit, Xinjiang, and its indication for iron mineralization. *Acta Petrologica Sinica*, 23(10): 2443–2456 (in Chinese with English abstract)
- Yang S, Dong JL, Zhang ZL and He MQ. 2006. Study on metallogenic geological conditions of copper deposits in Lanping-Weixi zone, Yunnan Province. *Mineral Resources and Geology*, 20(6): 640–644 (in Chinese with English abstract)
- Ye QT and Hu YZ. 1992. Regional Geochemical Background and Gold-silver-lead-zinc Mineralization in Sanjiang Area. Beijing: Geological Publishing House, 1–246 (in Chinese)
- Zack T, Rivers T and Foley SF. 2001. Cs-Rb-Ba systematics in phengite and amphibole: An assessment of fluid mobility at 2.0 GPa in eclogites from Trescolmen, Central Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 140(6): 651–669
- Zhao ZH. 1992. Trace element geochemistry. *Advance in Earth Sciences*, 7(5): 65–66 (in Chinese with English abstract)
- Zhu LH, Qi XX, Peng SB and Li ZQ. 2011. Evolution of ore forming fluid of Daping gold deposit in Ailaoshan tectonic zone, Southeast Tibet. *Acta Petrologica Sinica*, 27(11): 3395–3408 (in Chinese with English abstract)
- Zou ZC, Hu RZ, Bi XW, Ye L, Wu LY, Fang CX and Tang YY. 2012. Trace element geochemistry of the Liziping Pb-Zn deposit, the Lanping Basin, Northwest Yunnan Province, China. *Geochimica*, 41(5): 482–496 (in Chinese with English abstract)
- 附中文参考文献**
- 成连华, 杨松, 向洪流. 2006. 云南省维西县大宝山铜(银)矿床地质-矿化特征及其综合找金潜力. *矿产与地质*, 20(2): 152–154
- 储雪蕾, 孙敏, 周美夫. 2001. 化学地球动力学中的铂族元素地球化学. *岩石学报*, 17(1): 112–122
- 董家龙, 杨松, 曾桂强. 2008. 云南维西大宝山铜矿床地质-物探找矿研究与成矿预测. *矿产与地质*, 22(4): 357–363
- 苟体忠, 钟宏, 冷成彪, 吴孔文. 2010. 云南中甸地区烂泥塘低温热液型 Cu-Au 矿床铂族元素(PGE)地球化学特征. *矿物学报*, 30(3): 50–54
- 李昌年. 1992. 火成岩微量元素岩石学. 武汉: 中国地质大学出版社, 87–100
- 黎彤. 1976. 化学元素的地球丰度. *地球化学*, (3): 167–174
- 戚学祥, 李天福, 于春林. 2008. 藏南沙拉岗锑矿稀土和微量元素地球化学示踪及成矿物质来源. *现代地质*, 22(2): 162–172
- 宋谢炎, 胡瑞忠, 陈列锰. 2009. 铜、镍、铂族元素地球化学性质及其在幔源岩浆起源、演化和岩浆硫化物矿床研究中的意义. *地学前缘*, 16(4): 287–305
- 苏尚国, 沈存利, 邓晋福, 汤中立, 耿科. 2007. 铂族元素的地球化学行为及全球主要铂族金属矿床类型. *现代地质*, 21(2): 361–370
- 苏之良. 2005. 云南省维西县雪龙山变质岩带铜多金属成矿地质条件与成矿预测研究. 硕士学位论文. 长沙: 中南大学, 1–75
- 孙晓明, 石贵勇, 熊德信等. 2007. 云南哀牢山金矿带大坪金矿铂族元素(PGE)和 Re-Os 同位素地球化学及其矿床成因意义. *地质学报*, 81(3): 394–404
- 涂光炽. 1998. 低温地球化学. 北京: 科学出版社, 100–300
- 王中刚, 于学元, 赵振华. 1989. 稀土元素地球化学. 北京: 科学出版社, 290–300
- 杨富全, 毛景文, 徐林刚, 张岩, 刘峰, 黄成林, 周刚, 刘国仁, 代军治. 2007. 新疆蒙库铁矿床稀土元素地球化学及对铁成矿作用的指示. *岩石学报*, 23(10): 2443–2456
- 杨松, 董家龙, 张振亮, 何明球. 2006. 云南兰坪-维西地区铜矿床成矿地质条件研究. *矿产与地质*, 20(6): 640–644
- 叶庆同, 胡云中. 1992. 三江地区区域地球化学背景和金银铅锌成矿作用. 北京: 地质出版社, 1–246
- 赵振华. 1992. 微量元素地球化学. *地球科学进展*, 7(5): 65–66
- 朱路华, 戚学祥, 彭松柏, 李志群. 2011. 青藏高原东南缘哀牢山大坪金矿成矿流体演化. *岩石学报*, 27(11): 3395–3408
- 邹志超, 胡瑞忠, 毕献武, 叶霖, 武丽艳, 冯彩霞, 唐永永. 2012. 滇西北兰坪盆地李子坪铅锌矿床微量元素地球化学特征. *地球化学*, 41(5): 482–496