

文章编号: 0258-7106(2007)03-0277-12

滇西北中甸普朗斑岩铜矿床地球化学与成矿机理初探*

王守旭^{1,2}, 张兴春^{1#}, 冷成彪^{1,2}, 秦朝建¹

(1 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550002 2 中国科学院研究生院, 北京 100039)

摘要 普朗斑岩铜矿是一个典型的与洋壳俯冲相关的大型乃至超大型矿床, 通过对矿区代表性含矿斑岩与无/弱矿化斑岩的稀土元素特征对比、硫同位素示踪等方面的研究, 表明矿石随 Cu 品位的增高, 稀土总量(ΣREE)和稀土分馏参数($LREE/HREE$), $(La/Yb)_N$ 及 $(La/Yb)_N$, $(Gd/Yb)_N$ 呈连续降低趋势, 负铕异常一般显示为逐渐增强的趋势, 但在发育有强烈的晚期钾长石脉的情况下, 出现反弹减弱特征。硫化物(黄铜矿、黄铁矿和辉钼矿)的 $\delta^{34}S_{CDT}$ 变化范围为 $-2.23\% \sim 3.75\%$, 基本呈塔式分布特征, 主要为深源岩浆硫。

关键词 地球化学; 斑岩铜矿; 成矿机理; 稀土元素; 硫同位素; 中甸普朗

中图分类号: P618.41

文献标识码: A

A tentative study of ore geochemistry and ore-forming mechanism of Pulang porphyry copper deposit in Zhongdian, northwestern Yunnan

WANG ShouXu^{1,2}, ZHANG XingChun¹, LENG ChengBiao¹ and QIN ChaoJian

(1 State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, CAS, Guiyang 550002, Guizhou, China;
2 Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China)

Abstract

Located in Zhongdian volcanic arc in the southern part of the Yidun island arc, the Pulang porphyry copper deposit discovered in 1999 is a typical benioff subduction-related superlarge copper deposit. The porphyry bodies intruded into Triassic strata of clastic rocks with carbonates and volcanic rocks. Copper mineralization mainly occurs in quartz monzonite porphyry and quartz diorite porphyry, characterized by potassic alteration, quartz-sericite-pyrite alteration and propylitization. Ore minerals include mainly chalcopyrite, pyrite, molybdenite, pyrrhotite, subordinately magnetite, chalcocite, bornite, and locally malachite. Based on a comparison of REE characteristics between typical mineralized porphyry and barren or weakly mineralized porphyry as well as a S isotopic study, it is shown that, with the increase of Cu contents of the porphyries, both the total REE contents (ΣREE) and the REE fractionation parameters [$(LREE/HREE)$, $(La/Yb)_N$, $(La/Yb)_N$, $(Gd/Yb)_N$] decrease continuously, whereas the weak Eu anomalies on the REE distribution patterns of samples generally become stronger, with the exception of the weak Eu anomaly for the sample containing late stage K-feldspar coarse

* 本文得到国家自然科学基金项目(40372049)、国家“973”项目(2002CB412605)和中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX3-SW-125)的联合资助

第一作者简介: 王守旭, 男, 1979年生, 博士研究生, 从事矿床地球化学研究。E-mail: wsx361@163.com

通讯作者: 张兴春, 男, 博士, 矿床地质及地球化学专业, 通讯地址: 贵州省贵阳市观水路46号中国科学院地球化学研究所。E-mail: zhangxingchun@vip.gyig.ac.cn

收稿日期: 2006-10-27; 改回日期: 2007-01-08。李岩编辑。

veins. The $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ values of sulfides (pyrite, chalcopyrite and molybdenite) range from -2.23% to 3.75% , and their normal distribution histogram indicates that sulfur was derived mainly from the magma. Combined with previous work on geological prospecting, petrology, geochronology and fluid inclusions, the authors comprehensively analyzed the geodynamic background for the metallogeny of the Zhongdian Cu-polymetallic belt and discussed preliminarily ore-forming mechanism of the Pulang porphyry copper deposit. It is believed that the low angle oblique subduction of the Ganzi-Litang ocean slab during the period from 235 Ma to 210 Ma strongly affected the Zhongdian area in such aspects as the formation of NW-trending fractures and folds and the subsequent island arc magmatic movement. A supercritical fluid rich in Cu, Fe, S, Cl^- , HCO_3^- , CO_3^{2-} , CO_2 , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} components, which was formed through the evolution of the porphyritic magma derived from the partial melting of oceanic slab, reacted with the early emplaced porphyry and caused porphyry copper mineralization.

Key words: geochemistry, porphyry copper deposit, ore-forming mechanism, trace earth elements, sulfur isotope, Pulang, Zhongdian.

斑岩铜矿形成于2种动力学背景:大洋俯冲(B型)造山过程和大陆碰撞(A型)造山过程,B型俯冲易形成超大型斑岩铜矿(Sillitoe, 1972; 1997; Sawkins, 1972; 侯增谦等, 2003; 2004a; 2004b; 芮宗瑶等, 2004; 2006)。普朗斑岩铜矿位于三江地区义敦岛弧南端的中甸弧,是在晚三叠世甘孜—理塘洋壳向西俯冲过程中形成的一个大型乃至超大型矿床。普朗斑岩铜矿所在的中甸地区,经矿产勘查发现矿(化)点计30余处,总体构成了斑岩型、矽卡岩型及低温热液型等多种矿化类型的铜多金属成矿带,是中国具有巨大找矿前景的区域,近年来,已逐渐吸引了国内外专家学者和矿产公司的关注(曹普胜等, 1999; 2003; 2004a; 2004b; 2006; 杨岳清等, 2002; 云南省地质调查院, 2004; 侯增谦等, 2004; 曹殿华等, 2006; 范玉华等, 2006)。

本文结合前人矿产普查、岩石学、年代学及流体包裹体等研究成果,综合分析了中甸铜多金属成矿带的动力学背景,初步探讨了普朗斑岩铜矿床的形成机理。

1 区域地质背景

普朗铜矿位于云南省香格里拉(中甸)县的格咱乡,是云南省地勘局三大队和比利顿公司于1999年联合发现的一个斑岩型矿床,虽然目前勘探工作仍在进行中,但已显示出巨大的找矿潜力。该矿床所处大地构造位置属义敦岛弧南端的中甸弧(见图1附图),其东部和南部是甘孜—理塘板块结合带,西部是近NS向展布的乡城—格咱深大断裂。中甸地

区出露地层主要为三叠系,下、中统为一套碎屑岩夹碳酸盐岩、硅质岩,上统为一套巨厚的复理石砂板岩夹火山岩、碳酸盐岩。火山岩主要是晚三叠世卡尼期至诺利期的以安山岩为主的钙碱系列玄武岩-安山岩组合。侵入体在中部格咱地区主要是与安山岩同源的印支期中酸性浅成斑岩(杨岳清等, 2002),北部地区出露燕山期花岗岩(见表3之休瓦促和热林矿点),南部和中部地区出露少量的喜马拉雅期富碱斑岩(见表3之亚杂、甬哥矿点)。3期岩浆侵入活动都伴有不同程度的铜多金属成矿,其中印支期中酸性浅成斑岩体与成矿关系尤其密切,含矿岩体主要为石英闪长玢岩、二长闪长玢岩、石英二长斑岩和花岗闪长斑岩。

中甸地区在早三叠世处于甘孜—理塘洋盆西侧的被动大陆边缘,晚三叠世中晚期,甘孜—理塘洋壳向西俯冲,中甸褶皱带东缘由被动大陆边缘转为活动大陆边缘,沿俯冲方向依次发育岛弧和弧后盆地,构成了完整的沟-弧-盆体系;晚三叠世末,甘孜—理塘洋盆闭合,经短暂的残留海发育阶段,最后碰撞造山(张世涛等, 2000; 杨岳清等, 2002; 云南省地质调查院, 2004; 黄建国等, 2005)。这一构造体制的完成,奠定了中甸地区三叠纪末至今的基本构造格局,其显著影响之一是在晚三叠世发生了频繁的中酸性岩浆侵入活动和火山活动,形成了大量的规模较小的以闪长玢岩-二长斑岩为主体的岩株、岩枝、岩脉、岩床等复式岩体。与岩浆活动相对应的是发生了印支期大规模的流体迁移活动和铜多金属成矿作用,形成了众多的矿床或矿点。

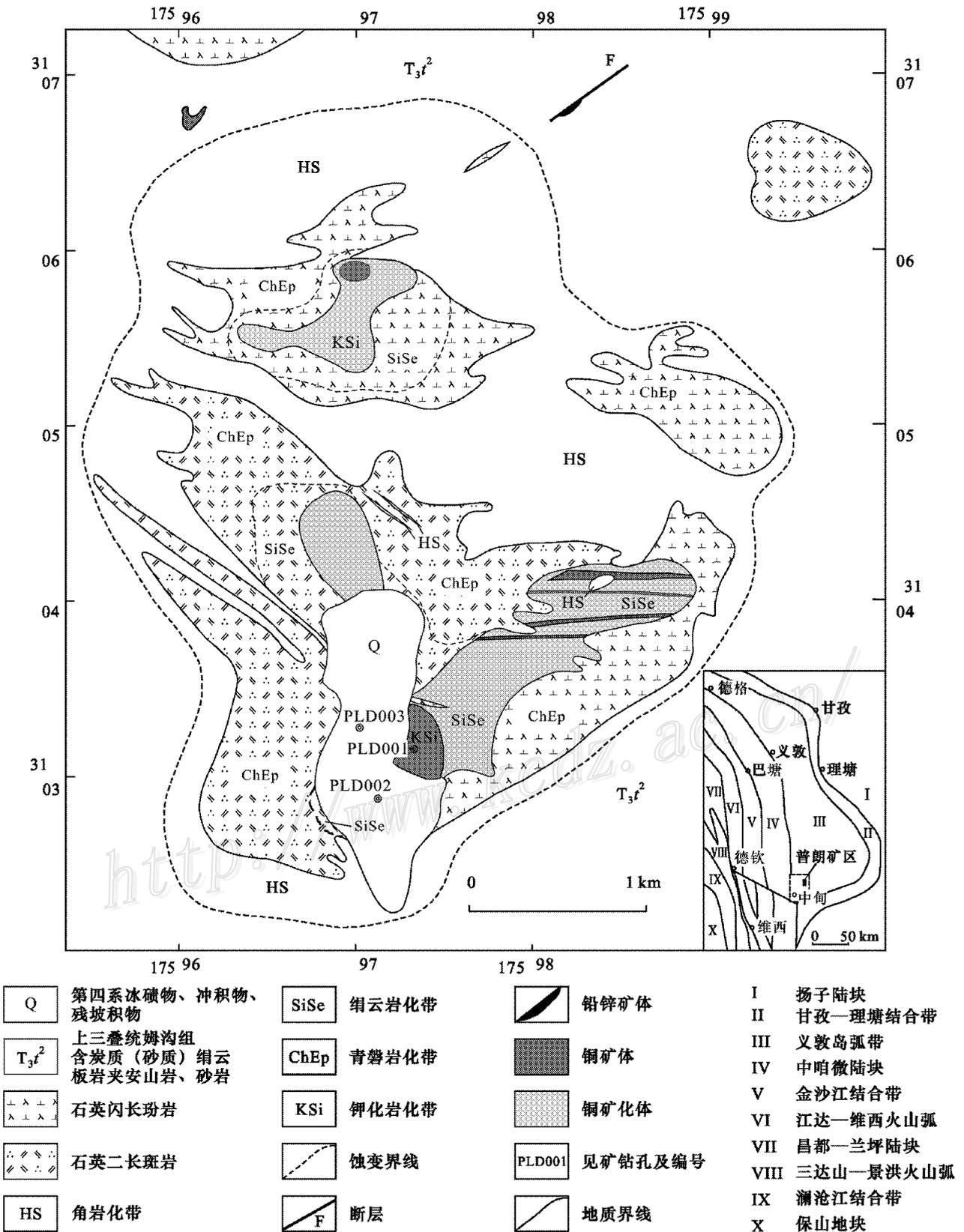


图 1 普朗斑岩铜矿地质图(据云南省地质调查院(2004)修改,坐标为北京坐标系)

Fig. 1 Geological map of the Pulang porphyry copper deposit (modified after data from the Yunnan Geological Survey, 2004)

2 矿床地质特征

普朗矿区出露诸多中酸性小岩体,物探推测深部有隐伏岩体,并有NW向和NE向深大断裂,为铜多金属矿成矿提供了运移通道(云南省地质调查院,2004),普朗斑岩铜矿即位于NW向的黑水塘断裂和NEE向的全干力达断裂的交汇部位。

矿区出露地层主要为上三叠统图姆沟组二、三段(T_3t^{2-3})岩性为砂板岩夹安山岩。普朗复式岩体呈不规则状出露地表,NW向展布,面积约 9 km^2 ,具多次脉动侵位特征,早期为石英闪长玢岩和二长闪长玢岩,中期为石英二长斑岩和花岗闪长斑岩,晚期为闪长玢岩。早期和中期岩体均叠加有后期石英细脉或石英-钾长石细脉,并伴有不同程度的金属硫化物矿化。晚期玢岩多呈岩脉状穿插于早期和中期岩体中,无矿化现象。石英二长斑岩和花岗闪长斑岩构成中心相,约占 $1/5$;石英闪长玢岩和二长闪长玢岩构成边缘相,约占 $4/5$ 。岩体蚀变强烈,具典型的蚀变分带特征,自内向外依次为钾化硅化带(石英二长斑岩、花岗闪长斑岩)→绢英岩化带(石英二长斑岩及石英闪长玢岩内侧)→青磐岩化带(石英闪长玢岩外侧),岩体外围为角岩化砂板岩和未蚀变砂板岩(见图1)。各蚀变带出现的金属矿物组合依次为黄铜矿、黄铁矿、辉钼矿→黄铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿→黄铁矿(云南省地质调查院,2004;谭康华等,2005;范玉华等,2006)。

含矿岩性及围岩主要为石英二长斑岩和石英闪长玢岩,另有少量花岗闪长斑岩和二长闪长玢岩,矿体与围岩呈渐变关系,无明显界线。金属矿物主要有黄铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿、辉钼矿及少量磁铁矿、辉铜矿、斑铜矿,脉石矿物有斜长石、钾长石、石英、角闪石、黑云母、绿泥石、绢云母、绿帘石、方解石等,次生矿物有孔雀石、褐铁矿、石膏等,副矿物有锆石、磷灰石等。矿化类型主要为细脉浸染状、网脉状、浸染状、斑块状、星点状等。矿石结构主要为半自形-他形粒状、交代溶蚀、包含、镶嵌等结构。

3 稀土元素地球化学

稀土元素由于其物理化学性质相似、且又有所不同,在地质作用过程中常常作为一个整体迁移,但又表现出一定的差异性,因而在矿床学中被广泛应

用于成矿物质来源和迁移的示踪研究(王中刚等,1989)。笔者拟通过对普朗斑岩铜矿具有代表性的含矿斑岩与无/弱矿化斑岩的稀土元素特征对比研究,探讨稀土元素在斑岩体蚀变矿化过程中的演化特征。测试工作在中国科学院地球化学研究所 ICP-MS 实验室完成,微量及稀土元素分析采用电感耦合等离子质谱法,分析误差低于 5% 。样品的稀土元素含量和特征参数见表1,球粒陨石标准化采用 Boynton(1984)数值。

3.1 无/弱矿化斑岩稀土元素特征

本次研究共分析了3件无/弱矿化玢岩样品。PL05-5为石英闪长玢岩,样品新鲜,斑状结构,斑晶由斜长石、角闪石及少量黑云母组成,多呈自形-半自形,大小一般在 $2\sim 10\text{ mm}$ 之间,含量约占 30% 。PL05-20为弱矿化的石英二长闪长玢岩,斑状结构,斑晶由钾长石、斜长石、角闪石组成,多呈自形-半自形,大小为 $5\sim 20\text{ mm}$,含量约为 35% 。斜长石斑晶多具不同程度的绿泥石化特征,部分钾长石斑晶内可见黑云母或黄铁矿。两者代表岩浆侵位的早期阶段。PL05-25为青磐岩化的闪长玢岩,斑状结构不明显,仅见绿泥石化的角闪石和斜长石残形,偶见黑云母,少量黄铁矿呈星点状发育于岩石内部或裂隙面,样品代表岩浆侵位的晚期阶段。

由表1和图2可知,无/弱矿化闪长玢岩的稀土总量为 $158.05\times 10^{-6}\sim 176.06\times 10^{-6}$,平均值为 164.23×10^{-6} ;负钕异常较弱, $\delta\text{Eu}=0.75\sim 0.84$;铈异常无明显特征, $\delta\text{Ce}=0.89\sim 0.98$;轻重稀土分馏显著($\text{LREE}/\text{HREE})=11.04\sim 15.21$ ($\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}=13.55\sim 19.50$;轻稀土元素分馏较强($\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}=3.60\sim 4.43$;重稀土元素分馏较弱($\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}}=2.27\sim 2.77$ 。稀土配分曲线为轻稀土富集型,轻稀土曲线较陡,重稀土曲线相对较缓,负钕异常“V”型谷不明显。稀土元素特征与图姆沟组火山岩类似($\sum\text{REE}=(137\sim 250.15)\times 10^{-6}$ ($\text{LREE}/\text{HREE})=11.50\sim 15.58$ ($\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}=15.50\sim 23.61$, $\delta\text{Eu}=0.84\sim 0.98$) (黄建国等,2005),显示两者具有同源关系。上述特征表明,原始岩浆中基性成分较多,且演化过程中没有发生显著的斜长石分离作用或同化混染作用。

3.2 含矿斑岩稀土元素特征

岩性主要为石英二长斑岩和石英闪长玢岩,多数具明显的斑状结构,均具不同程度的蚀变特征,蚀变类型主要有钾化、硅化、绢云母化及绿泥石化、绿

表 1 普朗斑岩铜矿岩石、矿石铜及稀土元素分析结果($w_B/10^{-6}$)
Table 1 Contents of copper and rare earth elements ($w_B/10^{-6}$) of rocks and ores from the Pulang porphyry copper deposit

	无/弱矿化斑岩										矿石(Ⅰ)				矿石(Ⅱ)				矿石(Ⅲ)				矿石(Ⅳ)	
	PL05-5	PL05-20	PL05-25	PL04-2	PL04-8	PL05-9	PL05-12-1	PL05-14	PL05-19	PL05-21	PL05-12-2	PL05-13	PL05-23	PL04-3	PL05-16	PL04-30	PL05-11							
Cu	35.27	845.64	41.91	3879.15	4279.74	4456.26	3506.89	5298.12	3321.73	2550.81	6569.39	7706.41	6400.49	10268.68	29063.67	26655.89	6937.87							
La	41.73	34.12	35.32	19.65	13.77	24.13	23.28	13.33	32.69	34.68	17.37	23.95	17.01	9.36	8.26	5.64	9.27							
Ce	70.26	65.53	67.60	38.44	26.15	47.32	47.41	24.04	67.09	68.88	34.77	47.29	38.57	19.20	17.37	12.97	18.25							
Pr	8.59	7.52	7.82	4.90	3.18	5.66	5.75	2.90	8.55	8.06	4.55	5.9	5.03	2.35	2.25	1.72	2.31							
Nd	34.07	30.88	31.46	21.74	13.81	24.49	23.69	12.09	36.04	34.29	19.68	25.25	22.33	10.78	9.76	7.79	10.54							
Sm	6.31	5.96	5.02	4.09	2.70	4.68	4.64	2.38	7.16	6.57	4.31	5.24	4.48	2.38	2.25	1.85	2.17							
Eu	1.56	1.39	1.08	0.77	0.54	0.95	0.89	0.51	1.22	1.28	0.78	0.97	0.99	0.51	0.41	0.22	0.53							
Gd	5.16	4.78	3.65	3.35	2.15	3.67	3.70	1.89	5.41	4.89	3.32	3.79	3.56	1.85	2.01	1.61	1.86							
Tb	0.65	0.57	0.43	0.42	0.28	0.45	0.45	0.26	0.68	0.62	0.42	0.51	0.48	0.25	0.25	0.23	0.24							
Dy	3.46	3.27	2.49	2.23	1.54	2.63	2.54	1.36	4.04	3.37	2.48	2.89	2.67	1.36	1.53	1.26	1.35							
Ho	0.63	0.60	0.44	0.39	0.26	0.49	0.48	0.25	0.75	0.62	0.46	0.5	0.48	0.25	0.29	0.24	0.25							
Er	1.69	1.75	1.22	1.11	0.76	1.34	1.31	0.73	2.07	1.76	1.29	1.4	1.35	0.68	0.84	0.65	0.71							
Tm	0.23	0.26	0.15	0.14	0.12	0.20	0.17	0.11	0.30	0.25	0.17	0.2	0.21	0.11	0.13	0.12	0.11							
Yb	1.50	1.70	1.22	0.98	0.70	1.36	1.25	0.70	1.93	1.82	1.22	1.4	1.44	0.73	0.76	0.75	0.71							
Lu	0.22	0.26	0.16	0.15	0.11	0.19	0.18	0.11	0.29	0.26	0.18	0.22	0.20	0.10	0.12	0.11	0.12							
ΣREE	176.06	158.57	158.05	98.34	66.06	117.56	115.74	60.64	168.22	167.33	91.00	119.50	98.81	49.90	46.23	35.16	48.42							
δEu	0.84	0.79	0.77	0.64	0.69	0.70	0.65	0.74	0.60	0.69	0.63	0.67	0.76	0.74	0.59	0.40	0.81							
δCe	0.89	0.98	0.98	0.94	0.95	0.97	0.99	0.93	0.97	0.99	0.94	0.96	1.00	0.99	0.97	1.00	0.95							
(L/H)*	12.01	11.04	15.21	10.22	10.18	10.38	10.47	10.24	9.87	11.33	8.54	9.96	8.51	8.38	6.80	5.87	8.05							
(La/Yb) _N *	18.72	13.55	19.50	13.47	13.32	11.96	12.51	12.89	11.40	12.87	9.58	11.51	7.97	8.69	7.29	5.09	8.79							
(La/Sm) _N *	4.16	3.60	4.43	3.02	3.21	3.25	3.16	3.52	2.87	3.32	2.53	2.88	2.39	2.48	2.31	1.92	2.69							
(Gd/Yb) _N *	2.77	2.27	2.41	2.75	2.49	2.18	2.38	2.18	2.26	2.17	2.19	2.18	2.00	2.06	2.13	1.74	2.11							

注：L/H为 LREE/HREE。矿石(Ⅳ)一发育有斜长石粗脉的矿石。* 单位为 1。

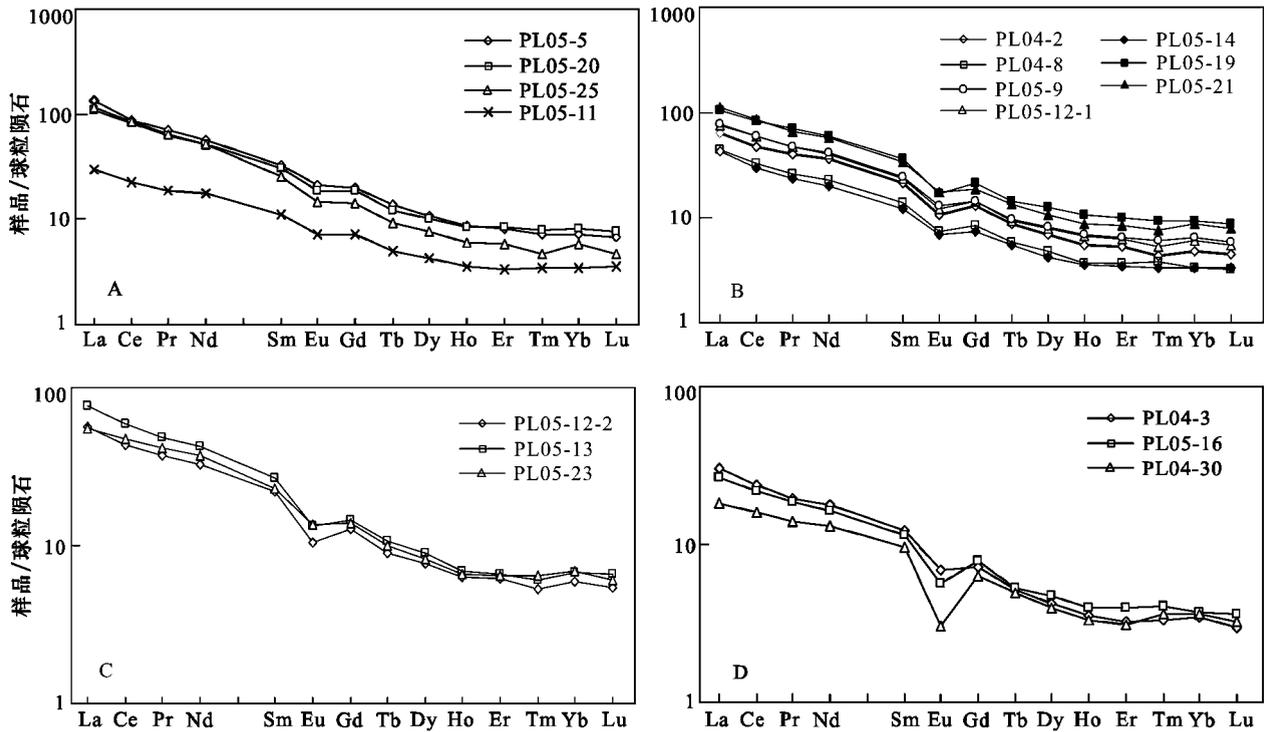


图2 普朗斑岩铜矿稀土配分曲线

A. 无/弱矿化闪长玢岩; B. 矿石(I); C. 矿石(II); D. 矿石(III), 矿石(IV)即 PL05-11 的配分曲线示于 A 中

Fig. 2 Chondrite-normalized REE patterns of rocks and ores from the Pulang porphyry copper deposit

A. Barren/weakly-mineralized diorite porphyrite; B. Ore(I); C. Ore(II); D. Ore(III), i. e., the partitioning curves of PL05-11 are shown in A

帘石化, 矿化主要呈细脉浸染状和网脉状。为便于比较稀土元素在矿化蚀变过程中的演化特征, 按矿石 Cu 品位和蚀变特征分将矿石为 4 类。

矿石(I) Cu 含量在 0.20%~0.60% 之间, 所测样品平均值为 0.39%。斑状结构明显, 斑晶主要由钾长石、斜长石、黑云母及少量角闪石组成, 含量约占 30%~60%。钾长石斑晶多呈自形-半自形, 部分可见环带结构, 大小一般在 5~20 mm 之间。斜长石斑晶多具不同程度的绢云母化、绿泥石化, 晶形不规则。黑云母多为细鳞片状集合体, 主要由黑云母化形成。矿化类型以细脉浸染状为主, 部分为石英-硫化物脉。金属矿物主要为黄铜矿、黄铁矿。稀土总量为 $60.64 \times 10^{-6} \sim 168.22 \times 10^{-6}$, 平均值为 113.41×10^{-6} ; 中等负钕异常 $\delta Eu = 0.60 \sim 0.74$; 钕异常无明显特征 $\delta Ce = 0.94 \sim 1.00$; 轻重稀土分馏明显 $(LREE/HREE) = 9.87 \sim 11.33$ (La/Yb)_N = 11.40~13.47; 轻稀土元素分馏中等 (La/Sm) _N = 2.87~3.52; 重稀土元素分馏较弱 (Gd/Yb) _N = 2.17~2.75。稀土配分曲线均属轻稀土富集型, 轻

稀土曲线较陡, 重稀土曲线相对较缓, 负钕异常“V”型谷明显, 各组稀土曲线近乎分散平行分布。

矿石(II): Cu 含量在 0.60%~1.00% 之间, 所测样品平均值为 0.69%。斑状结构明显, 斑晶主要由斜长石、钾长石、黑云母组成, 含量约占 30%~50%。斜长石斑晶较小, 仅为数毫米。钾长石斑晶多呈半自形-自形, 大小一般为 5~15 mm。黑云母亦多呈细鳞片状。矿化类型为细脉浸染状-网脉状, 硫化物亦主要为黄铜矿、黄铁矿。稀土总量为 $91.00 \times 10^{-6} \sim 119.50 \times 10^{-6}$, 平均值为 103.10×10^{-6} ; 中等负钕异常 $\delta Eu = 0.63 \sim 0.76$; 钕异常无明显特征 $\delta Ce = 0.93 \sim 1.00$; 轻重稀土分馏明显 $(LREE/HREE) = 8.51 \sim 9.96$ (La/Yb)_N = 7.97~11.51; 轻稀土元素分馏较重稀土元素分馏稍强 (La/Sm) _N = 2.39~2.88 (Ld/Yb)_N = 2.00~2.19。稀土配分曲线亦为轻稀土富集型, 轻稀土曲线较陡, 相对分散, 重稀土曲线相对较缓, 较为集中, 负钕异常“V”型谷明显。

矿石(III): Cu 含量大于 1.00%, 所测样品平均值为 2.20%。钾化、硅化强烈。斑状结构较为明显,

斑晶主要由斜长石、钾长石和黑云母组成，含量约占 10%~30%。斜长石和钾长石斑晶多呈他形-半自形，大小一般为数毫米。矿化类型为网脉状-细脉浸染状，硫化物主要为黄铜矿、黄铁矿，次为辉钼矿。该类矿物的稀土总量又进一步降低，仅为 $(35.16 \sim 49.90) \times 10^{-6}$ ，平均值为 43.76×10^{-6} ；负钕异常变化较大， $\delta Eu = 0.40 \sim 0.74$ ；铈异常无明显特征， $\delta Ce = 0.97 \sim 1.00$ ；轻重稀土分馏程度较低 $(LREE/HREE) = 5.87 \sim 8.38$ $(La/Yb)_N = 5.09 \sim 8.69$ ，轻稀土元素分馏与重稀土元素分馏程度相近 $(La/Sm)_N = 1.92 \sim 2.48$ $(Gd/Yb)_N = 1.74 \sim 2.13$ 。稀土配分曲线均为轻稀土富集型，轻重稀土曲线都较平缓。PL04-30 负钕异常较强，形成一个深“V”型谷。

矿石(IV)即 PL05-11 是发育有钾长石粗脉的石英-二长斑岩(图 3)。脉体中的钾长石斑晶多呈他形-半自形，大小仅数毫米。脉中发育细脉状和星点状的黄铜矿、黄铁矿及辉钼矿，局部发育石英-黄铜矿脉。该类钾长石脉可能指示了又一次的岩浆热液事件，也可能是成矿作用晚期阶段钾长石化的产物。限于目前的资料，无法得出确切的结论，尚需做进一步的年代学等工作。其稀土配分曲线(见图 2A)类似于无/弱矿化闪长玢岩，呈弱负异常特征， $\delta Eu = 0.81$ ，稀土总量与分馏参数又保持强蚀变矿石特征， $\sum REE = 48.42 \times 10^{-6}$ $(LREE/HREE) = 8.05$ $(La/Yb)_N = 8.79$ 。

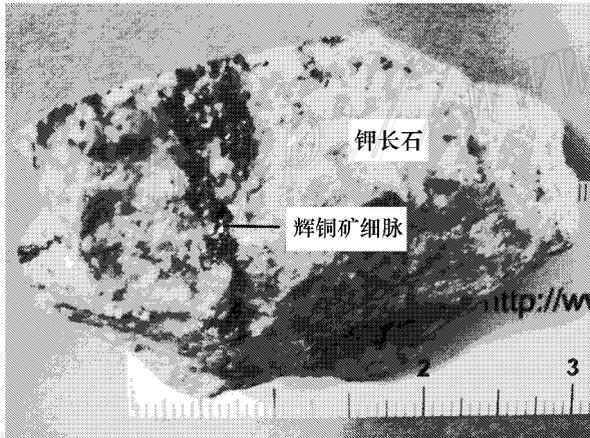


图 3 普朗斑岩铜矿钾长石粗脉

Fig. 3 K-feldspar coarse vein from the Pulang porphyry copper deposit

4 硫同位素示踪

硫是斑岩铜矿得以形成的重要矿化剂，硫同位素

亦是探讨成矿物质来源的一种有效手段。为了查明普朗斑岩铜矿成矿物质的来源，笔者选择了一些具有代表性的金属矿物进行了单矿物硫同位素分析，结果见表 2 和图 4。矿石矿物的硫同位素组成较为均一， $\delta^{34}S = -2.2\% \sim 3.8\%$ ，平均值为 1.5‰，极差为 6.0‰。其中，黄铜矿的平均值 $\delta^{34}S_{\text{黄铜矿}}$ 为 1.2‰，黄铁矿的平均值 $\delta^{34}S_{\text{黄铁矿}}$ 为 2.1‰，辉钼矿的平均值 $\delta^{34}S_{\text{辉钼矿}}$ 为 2.2‰， $\delta^{34}S_{\text{黄铜矿}} < \delta^{34}S_{\text{黄铁矿}} < \delta^{34}S_{\text{辉钼矿}}$ ，该顺序与硫化物结晶过程中的 ^{34}S 富集顺序一致(郑永飞等 2000)，表明在硫化物沉淀过程中硫同位素分馏基本达到平衡。一般而言，矿石矿物的 $\delta^{34}S$ 并不等同于成矿流体的总硫同位素($\delta^{34}S_{\text{总S}}$)组成，但也可以根据矿物沉淀时的化学环境大致估计成矿热液的硫同位素组成(郑永飞等 2000)。

表 2 普朗斑岩铜矿硫同位素组成

Table 2 Sulfur isotopic compositions of sulfide separates from the Pulang porphyry copper deposit

样品编号	测试矿物	$\delta^{34}S_{\text{CDT}}/\text{‰}$	样品编号	测试矿物	$\delta^{34}S_{\text{CDT}}/\text{‰}$
PL04-1	黄铜矿	0.8	PL05-17	黄铜矿	-0.4
PL04-1X(1)	黄铜矿	1.5	PL05	黄铜矿	1.6
PL04-1X(2)	黄铜矿	1.9	PL04-42	黄铁矿	2.1
PL04-13	黄铜矿	0.8	PL04-29	黄铁矿	2.0
PL04-20(V)	黄铜矿	2.5	PL05-14	黄铁矿	2.3
PL04-20	黄铜矿	3.1	PL04-17	辉钼矿	2.1
PL05-9	黄铜矿	2.2	PL04-22	辉钼矿	2.3
PL05-16	黄铜矿	3.8			

测试单位：国土资源部中南矿产资源监督测试中心；测试仪器：MAT-251 精度： $\pm 0.2\%$ 。

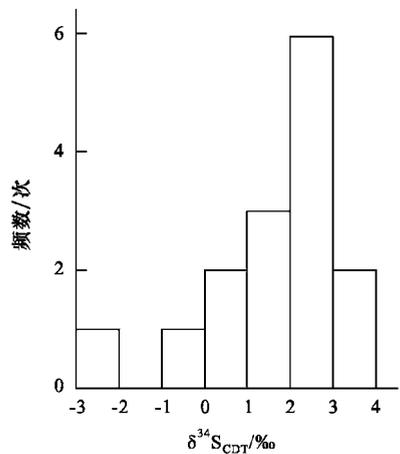


图 4 普朗斑岩铜矿硫化物硫同位素组成直方图

Fig. 4 Histogram of sulfur isotopic compositions of sulfides from the Pulang Cu deposit

Ohmoto(1972)认为出现黄铁矿-磁黄铁矿-方解石组合时,黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值大致相当于热液中的 $\delta^{34}\text{S}$ 值。由此推测普朗斑岩铜矿成矿热液的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}$ 约为 $2.0\text{‰}\sim 2.3\text{‰}$ 。图4显示出 $\delta^{34}\text{S}$ 基本呈塔式分布的特征,说明矿石硫具有单一来源。资料表明,超镁铁质岩 $\delta^{34}\text{S}$ 平均值为 1.2‰ ,基性岩的 $\delta^{34}\text{S}$ 平均值为 2.7‰ ,石陨石 $\delta^{34}\text{S}$ 变化范围为 $-5.6\text{‰}\sim 2.6\text{‰}$ (丛柏林,1979;孟祥金等,2006)。由此可以推断,普朗斑岩铜矿硫同位素主要来源于上地幔或下地壳的深源岩浆,具有相对均一的硫源,基本没有受到上地壳沉积物硫源的混染。

5 讨论

蚀变岩石的稀土元素组成特征主要受原岩稀土元素组成、热液稀土元素浓度及组成、蚀变岩石的矿物成分及其形成的物理化学条件等因素控制(王中刚等,1989;刘志远等,2005)。Alderton等(1980)认为,热液蚀变的基本特点是使岩石稀土含量降低。实验证明,富Cl流体在蚀变过程中不仅会造成岩体稀土含量的普遍降低,而且对Eu元素具有明显的选择性淋滤作用,造成显著的负铕异常特征(Flynn et al.,1978;王中刚等,1989)。

普朗斑岩铜矿含矿斑岩与无/弱矿化玢岩的稀土元素特征对比表明,稀土配分曲线和特征参数均表现出高度的相似性和连续变化性,即岩石随Cu品位的增高,稀土总量和稀土分馏参数 $\{(LREE/HREE), (La/Yb)_N$ 及 $(La/Yb)_N, (Gd/Yb)_N\}$ 呈连续降低的趋势,负铕异常一般显示为逐渐增强的趋势,但在发育有强烈的晚期钾长石脉的情况下,出现反弹减弱特征。

普朗斑岩铜矿的流体包裹体研究表明,成矿热液是一种以岩浆热液为主的富含 Cl^- 、 HCO_3^- 、 CO_3^{2-} 、 Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 等离子的高温高盐度卤水体系,早期岩浆热液盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 一般为 $40\%\sim 70\%$,均一温度一般在 $350\sim 530^\circ\text{C}$ (另文发表)。在岩浆热液与斑岩体发生水岩反应过程中,由于轻稀土元素离子半径较大、离子电位低,化学性质相对较活泼,易于被淋滤带出,致使岩体中的重稀土元素含量相对增高,其结果使得含矿斑岩稀土配分曲线随Cu品位增高而趋于平缓。由于Eu元素更易于被富Cl流体淋滤带出,使得含矿斑岩负Eu异常通常呈现随矿化作用增强而增强的演化趋势。部分含矿斑岩

叠加有后期形成的钾长石脉或钾长石-石英脉,由于钾长石对Eu元素的分配系数较大,致使其Eu亏损程度相对降低。

成岩机制判别图解(图5)显示斑岩总体是由部分熔融作用形成的,但也反映出演化过程中有一定的矿物结晶分离作用。结合前述稀土元素特征参数,可以推断,大量结晶分离矿物不可能是斜长石,而可能主要是角闪石等矿物及少量斜长石。

5.1 中甸铜矿带的动力学背景

近年来,中国学者对中甸地区各矿点进行了大量的年代学研究(表3),初步厘定了区域出露岩体的时空关系,将印支期岩体划分为东、西2个斑岩带(曾普胜等,2003)。西斑岩带系指雪鸡坪—春都一带,邻近格咱深大断裂,呈NW向展布,岩体分布较为集中,活动时限主要为 $249\sim 215\text{Ma}$ 。东斑岩带系指普朗—懒中一带及其以东地区,亦呈NW展布,岩体分布较为分散,活动时限主要为 $235\sim 203\text{Ma}$ 。必须注意到,西带的雪鸡坪闪长玢岩体由不同的测年方法所得的年龄值相差很大,角闪石 Ar/Ar 坪年龄为 249.92Ma ,锆石SHRIMP年龄为 215.3Ma 。林清茶等(2005)认为 215.3Ma 是金沙江缝合带的最后碰撞时段,同碰撞时限为 $266\sim 214\text{Ma}$ 。据侯增谦等(2004)研究,甘孜—理塘洋壳的俯冲时限为 $238\sim 206\text{Ma}$ 。杨岳清等(2002)认为,中甸地区洋壳俯冲时限为 $235\sim 210\text{Ma}$ 。笔者认为, 215.3Ma 的锆石应为晚三叠世甘孜—理塘洋壳向西俯冲的产物,理由如下:雪鸡坪岩体呈NW向展布,这与甘孜—理塘洋壳向西俯冲所奠定的区域主构造方向相一致,雪鸡坪石英闪长玢岩的稀土元素特征 $\{\delta\text{Eu} = 0.74, (La/Yb)_N = 21.1\}$ 与普朗无/弱矿化玢岩极其

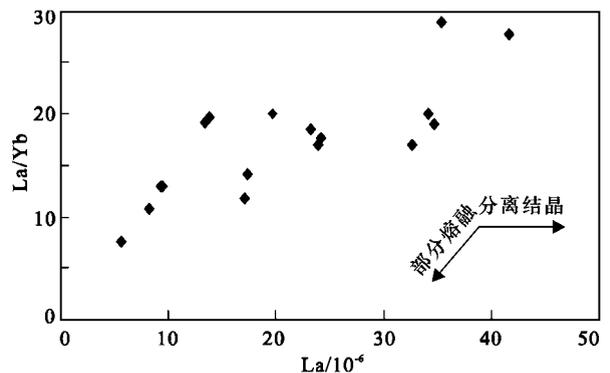


图5 普朗斑岩铜矿岩石 $(La/Yb)_N$ -La图解

Fig. 5 (La/Yb) versus La plot of rocks from the Pulang porphyry copper deposit

表 3 中甸地区成岩成矿年龄表

Table 3 Various isotopic dating ages of porphyry bodies and associated mineralizations in Zhongdian area

矿点	矿床类型	岩石	样品	方法	t/Ma	资料来源
普朗	斑岩型	石英二长斑岩	黑云母	Ar-Ar	$216.0 \pm 1^*$	[1]
			黑云母	Ar-Ar	$214.58 \pm 0.91^*$	[1]
		无矿化斑岩体	黑云母	K-Ar	$221.5 \pm 2.0(1\sigma)$	[3]
		低品位斑岩体	黑云母	K-Ar	$230.9 \pm 2.2(1\sigma)$	[3]
		高品位斑岩体	黑云母	K-Ar	$223.5 \pm 2.1(1\sigma)$	[3]
		高品位斑岩体	黑云母	K-Ar	$235.4 \pm 2.1(1\sigma)$	[3]
		石英—辉钼矿脉	辉钼矿	Re-Os	$213 \pm 3.8(2\sigma)$	[3]
		高品位斑岩体	钾长石	K-Ar	$182.5 \pm 1.8(1\sigma)$	[3]
红山	砂卡岩型	石英二长斑岩隐伏体	全岩	Rb-Sr	216^*	[6]
			黑云二长花岗岩	黑云母	Ar-Ar	$216.93 \pm 4.34(2\sigma)$
浪都	砂卡岩-斑岩型		全岩	Rb-Sr	203^*	[6]
懒中			角闪石	Ar-Ar	$249.92 \pm 4.99(2\sigma)$	[4]
雪鸡坪	斑岩型	角闪石英闪长玢岩	角闪石	SHRIMP	$215.3 \pm 2.3(1\sigma)$	[2]
			锆石	SHRIMP	$215.3 \pm 2.3(1\sigma)$	[2]
春都	斑岩型	石英闪长玢岩	全岩	Rb-Sr	237.5^*	[6]
			花岗岩	Rb-Sr	$88 \pm 3^*$	[5]
	石英脉型	蚀变花岗岩型矿体	辉钼矿	Re-Os	$86.7 \pm 2.1^*$	[5]
			辉钼矿	Re-Os	$85.8 \pm 2.6^*$	[5]
热林	石英脉型	花岗岩	花岗岩	Rb-Sr	80.4^*	[5]
亚杂		石英闪长玢岩	角闪石	Ar-Ar	$53.02 \pm 1.06^*$	[4]
甯哥					28.2^*	[7]

注：普朗、红山、浪都、懒中属东斑岩带，雪鸡坪、春都属西斑岩带。[1] 曾普胜等, 2006 [2] 林清茶等, 2006 [3] 曾普胜等, 2004b [4] 曾普胜等, 2003 [5] 杨岳清等, 2002 [6] 云南省地质矿产局, 1990 [7] 李光勋, 1987 转引自杨岳清等, 2002。* 分析误差未知。

相似，暗示了共同的物质来源，锆石具有规则的韵律生长环带，指示其物质来源于洋壳的部分熔融，这与甘孜—理塘洋壳的俯冲过程相吻合。

综上所述，笔者认为中甸地区邻近格咱深大断裂一带在 249~238 Ma 之间可能受到金沙江缝合带同碰撞作用的影响，发育有零星的印支早期的同碰撞岩体，而东部地区则几乎不受其影响。235~210 Ma 之间，整个中甸地区均卷入到甘孜—理塘洋壳的俯冲过程中，主应力场为 NE 向。俯冲早期阶段，在格咱深大断裂东侧形成了狭窄的拗陷沉积带，横向挤压作用较弱（杨岳清等, 2002）。侯增谦等（2004a；2004b）认为甘孜—理塘洋壳在中甸地区以低角度斜向缓俯冲，这种俯冲方式不仅容易造成板片部分熔融，而且会引起岛弧地壳耦合变形，产生岛弧断裂。中甸拗陷沉积带在此过程中形成了大量的 NW 向断裂及同向褶皱。俯冲晚期阶段，引发了频繁的岛弧岩浆活动，热液作用亦异常活跃，形成了一个岩浆-热液成矿系统，NW 向断裂及同向褶皱则为岩浆和成矿物质提供了运移通道和就位场所。野外地质事实亦证实了上述论点，例如：格咱深大断裂地表走向 345°，倾向东，倾角陡，具长期活动特征；多数 NW 向断裂为走向逆断层，倾向东，终止于或局限于格咱深大断裂东侧；区内岩群或岩体总体呈 NW 向展布，严

格受区域构造控制，显示了岩浆被动侵位特征；岩体侵入层位为上三叠统曲嘎寺组（ T_{3q} ）和图姆沟组（ T_{3t} ），且多数沿层间裂隙侵位，普朗铜矿区全干力达断裂断面可见硫化物（杨岳清等, 2002；范玉华等, 2006）。

5.2 普朗斑岩铜矿成矿机理

由表 3 可知，普朗斑岩铜矿成岩、成矿发生于甘孜—理塘洋壳俯冲时期，是一个典型的与 B 型俯冲（洋壳俯冲）有关的斑岩型矿床，具备该类矿床的一些共同特征（Sillitoe, 1972；Sawkins, 1972；芮宗瑶等, 2004；2006）。岩石化学研究表明，岩石属钙碱性系列，与岛弧压性环境产物相吻合（曾普胜等, 2006）。

综上所述，普朗斑岩铜矿成矿机理可概括为：甘孜—理塘洋壳俯冲的早期阶段，NE 向的压应力引发了 NW 向及稍后的 NEE 向的逆冲断裂活动，并形成了轴向 NW 的褶皱群。晚期阶段，随着俯冲深度的增加，板片温度和负荷压力逐渐增高，导致板片脱水和部分熔融，脱水作用又可进一步引发地幔楔部分熔融，从而形成了一种中基性斑岩浆，并脉动上侵。NW 向的逆冲断裂无疑为岩浆侵入提供了通道。早期岩浆偏基性，成矿物质含量较低，上侵过程中经过了角闪石等矿物及少量斜长石的结晶分离作用。岩

浆沿 NW 向断裂上升,并顺 NEE 向次级断裂就位于背斜核部,形成了无矿化或弱矿化的石英闪长玢岩和二长闪长玢岩。

晚期岩浆偏酸性,板片熔融成分较多,富含 Cu、Fe 等成矿元素及 H₂O、CO₂、S、Cl 等挥发性,且岩浆氧逸度较高(Sillitoe,1972; Streck et al., 1998; Oyarzun et al., 2001; 王奖臻等,2001; Mungall, 2002)。由于先期侵位的闪长玢岩的阻挡作用,晚期岩浆上侵速度较慢。上侵过程中,矿物结晶分离作用导致挥发分以气泡形式分散于对流运动的岩浆中。随着岩浆结晶作用的增强,气泡体积逐渐增大,由于不混溶流体之间的密度差而产生的上浮力,促使气泡快速聚集到岩浆顶部(朱永峰,1994),最终在岩浆顶部和基本固化的闪长玢岩之间形成了超临界流体。此外,部分气泡由于体积较小,没有在岩浆结晶之前上升至顶部,而赋存于矿物颗粒之间,形成岩浆期后热液(朱永峰,1994)。此处应注意,岩浆达到水饱和并分异出独立流体相,是在岩浆结晶作用的中期甚至早期阶段完成的,只有如此,成矿元素才能较多地进入流体相并参与成矿,否则铜会大量进入结晶相而发生分散(Roedder,1992; 朱永峰,1994)。

超临界流体富含 Cu、Fe 等成矿元素及 Cl⁻、HCO₃⁻、CO₃²⁺、CO₂、H₂S、Na⁺、K⁺、Ca²⁺ 等组分。随着超临界流体的不断聚集,流体内压亦逐渐增大,当超过负荷压力时,即会发生隐爆作用,致使斑岩体形成近于放射状的裂隙群。成矿系统开放后,岩浆热液即在斑岩体周围对流循环。伴随成矿热液温度、酸碱度、成分等因素的变化,在岩体和围岩中形成了不同矿物组合的蚀变分带。由于成矿热液的物理化学条件发生重大变化,溶于其中的金属络合物开始分解,并沉淀成矿。值得注意的是,赋存于斑岩体矿物颗粒之间的岩浆期后热液,在成矿热液对流循环、蚀变矿化过程中,可以再次活化,对浸染状矿化可能起到了一定的作用。

致谢 野外工作期间得到了云南地质勘查局第三地质大队杨朝志、王外全、张世权、谭康华、范玉华等同志的指导和帮助,审稿专家对本文提出了许多中肯而细致的意见,笔者在此表示感谢。

References

Alderton D H M, Pearce J A and Potts P J. 1980. Rare earth element

- mobility during granite alteration: Evidence from Southwest England [J]. *Earth & Planet. Sci. Lett.*, 49: 149~165.
- Cao D H, Wang A J, Guan Y and Chen J. 2006. Position prediction of porphyry copper deposits in Zhongdian island arc based on fuzzy logic [J]. *Mineral Deposits*, 25(2): 199~205 (in Chinese with English abstract).
- Fan Y H and Li W C. 2006. Geological characteristics of the Pulang porphyry copper deposit, Yunnan [J]. *Geology in China*, 33(2): 352~361 (in Chinese with English abstract).
- Flynn R T and Burnham C W. 1978. An experimental determination of rare earth partition coefficients between a chloride containing vapor phase and silicate melt [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42: 685~701.
- Huang J G and Zhang L Q. 2005. The petrochemistry and tectonics of Late Triassic Tumugou formation in Zhongdian [J]. *Yunnan Geol.*, 24(2): 186~191 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Lu Q T, Wang A J, Li X B, Wang Z Q and Wang E Q. 2003. Continental collision and related metallogeny: A case study of mineralization in Tibetan orogen [J]. *Mineral Deposits*, 22(4): 320~329 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q. 2004. Porphyry Cu-Mo-Au deposits: Some new insight and advances [J]. *Earth Science Frontiers*, 11(1): 132~139 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Yang Y Q, Qu X M, Huang D H, Lv Q T, Wang H P, Yu J J and Tang S H. 2004. Tectonic evolution and mineralization systems of Yidun arc orogen in Sanjiang region, China [J]. *Acta Geologica Sinica*, 78(1): 109~118 (in Chinese with English abstract).
- Liu Z Y, Jin C Z, Wang R H, Liang J H and Zhang K P. 2005. Significance and geochemical characteristics of rare earth elements of Jinshan deposits, Jiangxi Province [J]. *Geology and Resource*, 14(1): 13~16 (in Chinese with English abstract).
- Ling Q C, Xia B and Zhang Y Q. 2006. Zircon SHRIMP U-Pb dating of the syn-collisional Xuejiping quartz diorite porphyrite in Zhongdian, Yunnan, China, and its geological implications [J]. *Geological Bulletin of China*, 25(1~2): 133~135 (in Chinese with English abstract).
- Meng X J, Hou Z Q and Li Z Q. 2006. Sulfur and lead isotope compositions of the Qulong porphyry copper deposit Tibet: Implications for the sources of plutons and metals in the deposit [J]. *Acta Geologica Sinica*, (4): 554~558 (in Chinese with English abstract).
- Mungall J E. 2002. Roasting the mantle: Slab melting and genesis of magor Au and Au-rich Cu deposit [J]. *Geol.*, 30: 915~917.
- Ohmoto H. 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits [J]. *Econ. Geol.*, 67: 551~578.
- Oyarzun R, Márquez A, Lillo J, Lopez I and Rivera S. 2001. Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: Adakitic versus normal calc-alkaline magmatism [J]. *Mineralium Deposita*, 36: 794~798.
- Roedder E. 1992. Fluid inclusion evidence for immiscibility in magmatic differentiation [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56: 5~20.
- Rui Z Y, Zhang L S, Chen Z Y, Wang L S, Liu Y L and Wang Y T.

2004. Approach on source rock or source region of porphyry copper deposit[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 20(2): 230~237 (in Chinese with English abstract).
- Rui Z Y, Hou Z Q, Li G M, Liu B, Zhang L S and Wang L S. 2006. A genetic model for the Gandise porphyry copper deposit[J]. *Geological Review*, 52(4): 459~465 (in Chinese with English abstract).
- Sawkins F J. 1972. Sulfide ore deposits in relation to plate tectonics[J]. *J. Geol.*, 80(4): 377~397.
- Streck J M and Dilles J H. 1998. Sulfur evolution of oxidized arc magmas as in apatite from a porphyry copper batholith[J]. *J. Geol.*, 26: 523~526.
- Sillitoe R H. 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits[J]. *Econ. Geol.*, 67: 184~197.
- Sillitoe R H. 1997. Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region[J]. *Australia Journal of Earth Sciences*, 44: 373~388.
- Tan K H, Li G J, Huang D Z and Zhang S Q. 2005. The ore-controlling conditions of large scale Pulang porphyry copper deposit[J]. *Yunnan Geol.*, 24(2): 167~173 (in Chinese with English abstract).
- Wang Z G, Yu X Y and Zhao Z H. 1980. The rare earth element geochemistry[M]. Beijing: Science Press (in Chinese).
- Wang J Z, Li C Y and Hu R Z. 2001. Research process in porphyry copper deposit[J]. *Advance in Earth Sciences*, 16(4): 514~517 (in Chinese with English abstract).
- Yang Y Q, Hou Z Q, Huang D H and Qu X M. 2002. Collision orogenic process and metallogenic system in Zhongdian arc[J]. *Acta Geoscientia Sinica*, 23(1): 17~24 (in Chinese).
- Yunnan Bureau of Geology and Resource. 1990. Regional geology of Yunnan Province[M]. Beijing: Geol. Pub. House (in Chinese).
- Yunnan Institute of Geology. 2004. Value of mine resource in Zhongdian, Yunnan Province[R]. *Geological Work Design in 2004* (in Chinese).
- Zeng P S, Mo X X, Yu X H and Lu Z Q. 1999. Preliminary research on the intermediate acidic porphyries and their ore-bearing in Zhongdian area, Northwest Yunnan[J]. *Acta Geoscientia Sinica*, 20(Supp.): 359~366 (in Chinese).
- Zeng P S, Mo X X, Yu X H, Hou Z Q, Xu Q D, Wang H P, Li H and Yang C Z. 2003. Porphyries and porphyry copper deposits in Zhongdian area, Northwest Yunnan[J]. *Mineral Deposits*, 20(4): 393~400 (in Chinese with English abstract).
- Zeng P S, Wang H P, Mo X X, Yu X H, Li W C, Li T G, Li H and Yang C Z. 2004a. Tectonic setting and prospects of porphyry copper deposits in Zhongdian island arc belt[J]. *Acta Geoscientia Sinica*, 25(5): 535~540 (in Chinese with English abstract).
- Zeng P S, Hou Z Q, Li L H, Qu W J, Wang H P, Li W C, Meng Y F and Yang Z S. 2004b. Age of the Pulang porphyry copper deposit in NW Yunnan and its geological significance[J]. *Geological Bulletin of China*, 23(11): 1127~1130 (in Chinese with English abstract).
- Zeng P S, Li W C, Wang H P and Li H. 2006. The Indosinian Pulang super large porphyry copper deposit in Yunnan, China: Petrology and chronology[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(4): 990~1000 (in Chinese with English abstract).
- Zhang S T and Feng Q L. 2000. The Triassic melange sedimentation of Zhongdian area[J]. *Yunnan Geol.*, 19(1): 1~6 (in Chinese with English abstract).
- Zheng Y F. 2000. Steady isotope geochemistry[M]. Beijing: Science Press. 218~234 (in Chinese).
- Zhu Y F. 1994. Migrating mechanism of immiscible fluid in felsic magmatic system[J]. *Earth Science Frontiers*, 1(3~4): 119~125 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 曹殿华, 王安建, 管 焯, 陈 江. 2006. 基于模糊逻辑的中甸岛弧斑岩型铜矿定位预测[J]. *矿床地质*, 25(2): 199~205.
- 丛柏林. 1979. 岩浆活动与火成岩组合[M]. 北京: 地质出版社. 355.
- 范玉华, 李文昌. 2006. 云南普朗斑岩铜矿床地质特征[J]. *中国地质*, 33(2): 352~361.
- 黄建国, 张留清. 2005. 中甸晚三叠世图姆沟组岩石化学和构造环境[J]. *云南地质*, 24(2): 186~191.
- 侯增谦, 吕庆田, 王安建, 李晓波, 王宗起, 王二七. 2003. 初论陆-陆碰撞与成矿作用——以青藏高原造山带为例[J]. *矿床地质*, 22(4): 320~329.
- 侯增谦. 2004. 斑岩 Cu-Mo-Au 矿床: 新认识与新进展[J]. *地学前缘*, 11(1): 132~139.
- 侯增谦, 杨岳清, 曲晓明, 黄典豪, 吕庆田, 王海平, 余金杰, 唐绍华. 2004. 三江地区义敦岛弧造山带演化和成矿系统[J]. *地质学报*, 78(1): 109~118.
- 林清茶, 夏 斌, 张玉泉. 2006. 云南中甸地区雪鸡坪同碰撞石英闪长玢岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其意义[J]. *地质通报*, 25(1-2): 133~135.
- 刘志远, 金成洙, 王荣湖, 梁俊红, 张开平. 2005. 江西金山金矿床稀土元素地球化学特征及意义[J]. *地质与资源*, 14(1): 13~16.
- 孟祥金, 侯增谦, 李振清. 2006. 西藏驱龙斑岩铜矿 S、Pb 同位素组成: 对含矿斑岩与成矿物质来源的指示[J]. *地质学报*, (4): 554~558.
- 芮宗瑶, 张立生, 陈振宇, 王龙生, 刘玉琳, 王义天. 2004. 斑岩铜矿的源岩或源区探讨[J]. *岩石学报*, 20(2): 230~237.
- 芮宗瑶, 侯增谦, 李光明, 刘 波, 张立生, 王龙生. 2006. 冈底斯斑岩铜矿成矿模式[J]. *地质论评*, 52(4): 459~465.
- 谭康华, 李光军, 黄定柱, 张世全. 2005. 普朗大型斑岩铜矿控矿条件[J]. *云南地质*, 24(2): 167~173.
- 王中刚, 于学元, 赵振华. 1980. 稀土元素地球化学[M]. 北京: 科学出版社.
- 王奖臻, 李朝阳, 胡瑞忠. 2001. 斑岩铜矿研究的若干进展[J]. *地球科学进展*, 16(4): 514~517.
- 杨岳清, 侯增谦, 黄典豪, 曲晓明. 2002. 中甸弧碰撞造山作用与岩浆成矿系统[J]. *地球学报*, 23(1): 17~24.

- 云南省地质矿产局. 1990. 云南省区域地质志[M]. 北京:地质出版社.
- 云南省地质调查院. 2004. 云南中甸地区矿产资源评价[R]. 2004年地质工作设计.
- 曾普胜,莫宣学,喻学惠,卢振权. 1999. 滇西北中甸地区中酸性斑岩及其含矿性初步研究[J]. 地球学报,20(增刊):359~336.
- 曾普胜,莫宣学,喻学惠,侯增谦,徐启东,王海平,李红,杨朝志. 2003. 滇西北中甸斑岩及斑岩铜矿[J]. 矿床地质,20(4):393~400.
- 曾普胜,王海平,莫宣学,喻学惠,李文昌,李体刚,李红,杨朝志. 2004a. 中甸岛弧带构造格架及斑岩铜矿前景[J]. 地球学报,25(5):535~540.
- 曾普胜,侯增谦,李丽辉,屈文俊,王海平,李文昌,蒙义峰,杨竹森. 2004b. 滇西北普朗斑岩铜矿床成矿时代及其意义[J]. 地质通报,23(11):1127~1130.
- 曾普胜,李文昌,王海平,李红. 2006. 云南普朗印支期超大型斑岩铜矿:岩石学及年代学特征[J]. 岩石学报,22(4):990~1000.
- 张世涛,冯庆来. 2000. 中甸地区三叠系的沉积混杂作用[J]. 云南地质,19(1):1~6.
- 郑永飞. 2000. 稳定同位素地球化学[M]. 北京:科学出版社. 218~234.
- 朱永峰. 1994. 长英质岩浆中不混溶流体的运移机理——兼论成矿作用发生的条件[J]. 地学前缘,1(3~4):119~125.

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