

编号: 0258-7106(2012)01-001-12

西藏班公湖-怒江缝合带中段雄梅斑岩铜矿的发现及意义*

曲晓明¹, 王瑞江¹, 代晶晶¹, 李佑国², 戚迅³, 辛洪波¹, 宋杨¹, 杜德道¹

(1 中国地质科学院矿产资源研究所 国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室, 北京 100037;

2 成都理工大学, 四川 成都 610059; 3 四川省地质调查院, 四川 成都 610082)

摘要 通过遥感蚀变信息提取和遥感异常的实地检查, 笔者在班公湖-怒江缝合带中段申扎县雄梅乡首次发现了一处斑岩铜矿。矿区铜矿化由孔雀石化花岗闪长斑岩和脱玻化英安岩组成。岩石地球化学分析表明, 含矿斑岩富集大离子不相容元素 Rb、Th、U、K、Pb, 亏损高场强元素 Nb、Ta、Ti; 同时, 轻稀土元素显著富集, 岩体显示出埃达克岩的亲嗜性。锆石 U-Pb LA-ICP-MS 定年得出岩体的²⁰⁶Pb/²³⁸U 加权平均年龄为(106.07 ± 0.48) Ma, MSWD = 0.92, 表明矿床形成于碰撞后地壳伸展环境。雄梅斑岩铜矿距离班-怒缝合带西段的多不杂超大型斑岩铜金矿床有 500 km 之遥, 但两者的含矿斑岩却具有完全一致的岩石地球化学特征, 都具有埃达克岩的亲嗜性, 且成矿年龄相近, 暗示着它们属于同一成矿系统。该矿床的发现表明, 沿着班公湖-怒江缝合带确实发育有一条斑岩铜矿带, 其找矿意义在于人们有可能在辽阔的藏北高原上找到更多的斑岩铜矿床。

关键词 地质学, 地球化学, 斑岩铜矿, 含矿斑岩, 成矿时代, 班公湖-怒江缝合带, 雄梅

中图分类号: P618.41

文献标志码: A

Discovery of Xiongmei porphyry copper deposit in middle segment of Bangonghu-Nujiang suture zone and its significance

QU Xiaoming¹, WANG RuiJiang¹, DAI JingJing¹, LI YouGuo², QI Xun³, XIN HongBo¹,
SONG Yang¹ and DU DeDao¹

(1 MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China;

2 Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, Sichuan, China; 3 Sichuan Institute of Geological Survey, Chengdu 610082, Sichuan, China)

Abstract

Based on extraction of alteration information from remote sensing data and field anomaly examination, the authors found for the first time a porphyry copper deposit at Xiongmei Township of Xainza County in the middle segment of Bangonghu-Nujiang suture zone. The copper mineralization is composed of malachitized granodioritic porphyry and devitrified dacite. Petrogeochemical analysis indicates that the ore-bearing porphyry is enriched in large ion lithophile elements (LILE) Rb, Th, U, K, Pb and depleted in high field strength elements (HFSE) Nb, Ta, Ti, and also has a notable enrichment of light rare earth elements relative to middle-heavy rare earth elements. The rock bodies show an affinity to adakite. Zircon U-Pb LAICPMS dating yields a weighted ²⁰⁶Pb/²³⁸U mean age of (106.07 ± 0.48) Ma with MSWD being 0.92, indicating that the porphyry was formed in a

* 本文是国家科技支撑计划项目(2006BAB01A05)和中国地质调查局青藏专项(1212010818097)联合资助的成果

第一作者简介 曲晓明, 男, 1960年生, 博士, 研究员, 地球化学专业, 主要从事造山带成矿学研究。Email: xiaominqu@163.com。

收稿日期 2011-11-01; 改回日期 2011-12-20。张绮玲编辑。

post-collisional crust-extensional environment. Although the newly-discovered Xiongmei porphyry copper deposit is more than 500 km from the Duobuza porphyry copper-gold deposit in the west segment of Bangonghu-Nujiang suture zone, the ore-bearing porphyries in the two ore deposits have consistent petrogeochemical characteristics. They both have adakite affinity and their mineralization ages are close to each other, thus belonging to the same one ore-forming system. The discovery of the Xiongmei porphyry copper deposit suggests that a porphyry copper belt does exist along Bangonghu-Nujiang suture zone. With this discovery, people have reasons to expect the discovery of more porphyry copper deposits in northern Tibetan plateau.

Key words: geology, geochemistry, porphyry copper deposit, ore-bearing porphyry, mineralization age, Bangonghu-Nujiang suture zone, Xiongmei

过去十年多来,随着西藏地勘局在改则县多不杂地区连续取得斑岩铜矿找矿工作的重大突破,地处青藏高原腹地的斑公湖-怒江缝合带已被公认为西藏第三条斑岩铜矿带。然而,相对于斑公湖-怒江缝合带横贯青藏高原长达2 000余公里的延伸规模来讲,以多不杂为中心、范围有几十公里的多不杂矿集区仍然还只是一个“点”,还没有构成真正意义上的成矿带。近年来,笔者在执行国家“十一五”科技支撑计划项目和中国地质调查局青藏专项期间,利用遥感蚀变信息提取技术,在野外遥感异常检查中,首次在斑公湖-怒江缝合带中段申扎县雄梅乡发现了一处斑岩铜矿。本文主要从蚀变矿化和含矿斑岩两个方面阐述了雄梅斑岩铜矿的基本特征;从成矿时代和成矿构造环境入手,讨论了该矿床与多不杂斑岩铜矿的关系。雄梅斑岩铜矿的发现有助于加深对班公湖-怒江缝合带成矿规律的认识,建立起真正意义上的班公湖-怒江斑岩铜矿带,并有可能为西藏的地质找矿工作带来新的突破。

1 区域成矿背景

班公湖-怒江缝合带地处青藏高原腹地,是青藏高原上的一条主缝合带,夹持于羌塘地体与拉萨地体之间,雄梅斑岩铜矿产于缝合带中段申扎县雄梅乡(图1)。根据近年来完成的1:25万区域地质调查最新成果(陈国荣等,2004),班戈-申扎一带蛇绿岩自北向南划分为3个亚带,南北向展布宽度接近200 km,矿区就位于第三条蛇绿岩亚带北侧的岩浆弧中(图1)。本地区区域构造演化从古生代古陆开始,中生代三叠纪为洋盆的扩张高峰,形成木嘎冈日群深海沉积和希湖群边缘海沉积。中侏罗世缝合带进入挤压汇聚阶段,伴随着洋壳俯冲,火山活动加剧。根据笔者(曲晓明等,2012)对本地区一套A型花岗岩的研

究,在班戈—申扎一带发育一批A型花岗岩体,锆石U-Pb年龄集中在110 Ma前后,表明早白垩世初本地区完成“洋陆转换”,中特提洋盆闭合,并伴随着燕山期广泛的花岗岩浆侵入和火山喷发活动。晚白垩世,区内以逆掩断层活动为特征,在冲断层前缘形成盆地,沉积了以镜铁山组为主的磨拉石沉积组合。

2 蚀变矿化特征

雄梅铜矿是笔者利用遥感蚀变异常手段首次发现的,在此之前,区内尚无矿产勘查记录,因此也无大比例尺地质图可用,以下仅就地表见到的矿体蚀变及矿化情况作一描述。

雄梅斑岩铜矿是地表露头矿,含矿斑岩出露范围大体为50 m×60 m(图2a),具明显的孔雀石化(图2b)。岩体具斑状结构(图2c),块状构造,绢英岩化蚀变强烈(图2d)。由于地表氧化作用,露头中仅见到孔雀石化,镜下也未发现原生硫化物矿化(如黄铜矿、黄铁矿等)。根据7个检块样品的分析结果,岩体 $w(\text{Cu})$ 为0.18%~1.95%,平均为0.51%,同时伴生Au、Ag。斑岩体东南侧300 m有含矿火山岩出露,从镜下结构看,原岩可能是硅化、脱玻化的英安岩,因为石英颗粒之间紧密镶嵌(图2e),不具备石英砂岩中砂状结构的特点。在石英颗粒的晶隙间有他形的孔雀石充填其中(图2e、2f)。

为了尽快了解该矿床的资源前景,笔者在矿区垂直矿化带走向测试了两条激电剖面,获得了较好的激电异常(图3a、3b)。从图3可知,矿化体外围激电剖面两端激化率显著降低,一般不高于1%,矿化体内激化率一般在2%~10%之间,最高达14%。从矿区激电测量获得的等值线图估算矿体范围大体为600 m×400 m(图4)结合初步获得的成矿元素简项分析结果,表明该矿床有望达到大-中型规模。

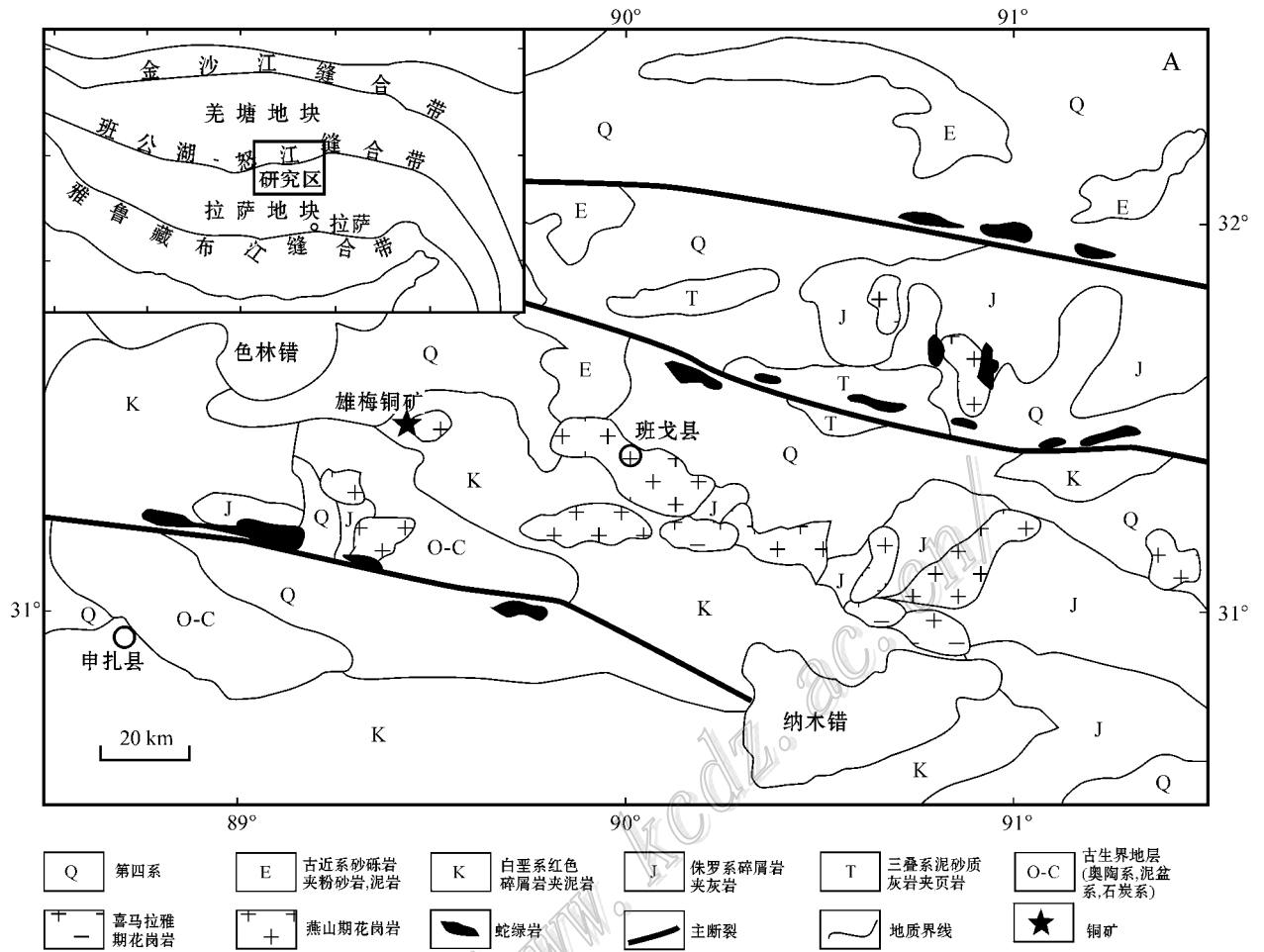


图 1 西藏班公湖-怒江缝合带中段雄梅斑岩铜矿构造位置图

Fig. 1 Tectonic location of the Xiongmei porphyry copper deposit in the middle segment of the Bangonghu-Nujiang suture, Tibetan plateau

3 含矿斑岩岩相学和岩石化学

3.1 岩相学

雄梅铜矿的含矿斑岩地表出露范围 50 m × 60 m (图 2a),但在高分辨率遥感影像图上整个岩株面积达 0.72 km²,轮廓清晰,铜矿化样品的分布基本与斑岩体范围一致(图 5)。岩体具斑状结构,块状构造。斑晶约占岩石体积的 35%~40%,大小在 0.5~2.5 mm 之间,主要由斜长石组成,钾长石和石英较少。斜长石呈半自形板状或柱状,发育聚片双晶和环带构造,表面多因绢云母交代而模糊不清。钾长石呈不规则板状,具条纹构造,石英呈他形或浑圆形。基质为显微半自形粒状结构,其组成矿物除了

斑晶中的斜长石、钾长石、石英之外,还有部分角闪石、黑云母及少量副矿物磷灰石、榍石、锆石、磁铁矿等。岩石具强烈的绢英岩化蚀变。鳞片状绢云母除了交代原岩矿物斜长石、钾长石外,部分集合体沿裂隙充填。硅化石英呈半自形柱粒状集合体沿裂隙充填形成细脉。岩石中主要组成矿物的质量分数大体为斜长石 40%~45%,钾长石 15%~20%,石英 20%~25%,角闪石和黑云母在 5%~10% 之间,绢英岩化蚀变(填隙部分)约占 10%,岩体主体上为花岗闪长斑岩,局部钾长石含量较高,岩性为二长花岗斑岩。

3.2 岩石化学

雄梅铜矿含矿斑岩的岩石化学分析是在北京核工业地质研究院分析测试研究中心完成的。常量元

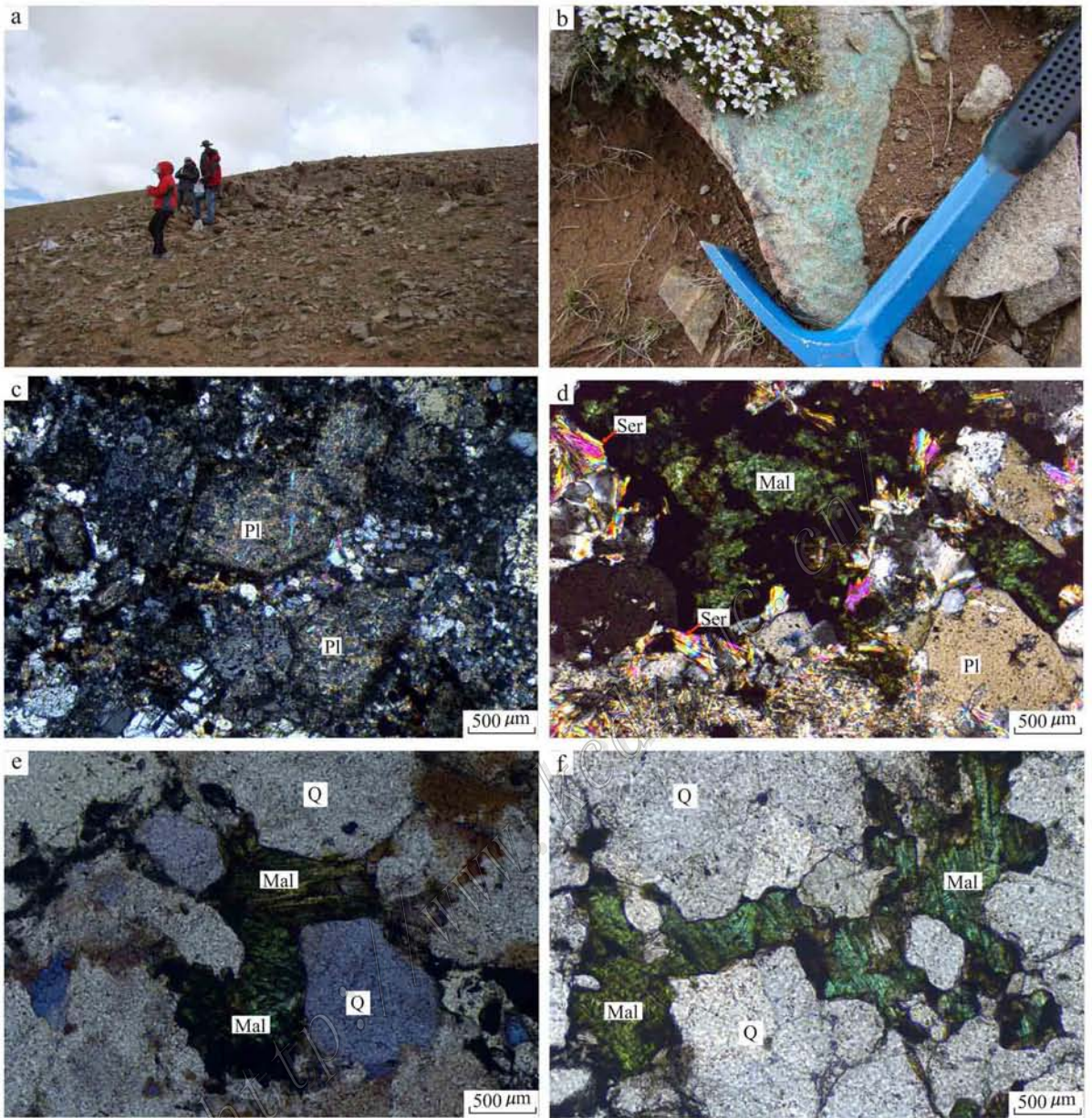


图2 雄梅斑岩铜矿蚀变矿化特征

- a. 含矿斑岩露头 $w(\text{Cu})$ 平均为 0.51%；b. 含矿斑岩的孔雀石化；c. 含矿斑岩具斑状结构，斑晶主要为斜长石，岩性为花岗闪长斑岩；
d. 含矿斑岩具较强的绢云母化蚀变，伴生孔雀石化；e、f. 含矿斑岩体外围的英安岩经历过强烈的脱玻化和硅化蚀变，孔雀石呈他形颗粒分布于石英晶隙中。Q—石英；Pl—斜长石；Ser—绢云母；Mal—孔雀石

Fig. 2 Alteration-mineralization characteristics of the Xiongmei porphyry copper deposit

Q—Quartz; Pl—Plagioclase; Ser—Sericitic; Mal—Malachite

素是用 X-荧光光谱测定的，仪器型号是 PHLLIPS PW-2404 X-荧光光谱仪，分析精度优于 1%。微量元素和稀土元素是用 ICP-MS 测定的，仪器型号是 ELEMENT-2，分析精度优于 2%。分析结果列于表 1。

3.2.1 常量元素

雄梅铜矿含矿斑岩 SiO_2 含量较低， $w(\text{SiO}_2)$ 在 65.49%~67.47% 之间，但 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 较高 (15.94%~17.25%)，为过铝质岩系。碱质组分 K_2O 和 Na_2O 含量变化较大， $w(\text{K}_2\text{O})$ 和 $w(\text{Na}_2\text{O})$ 分别为 1.13%

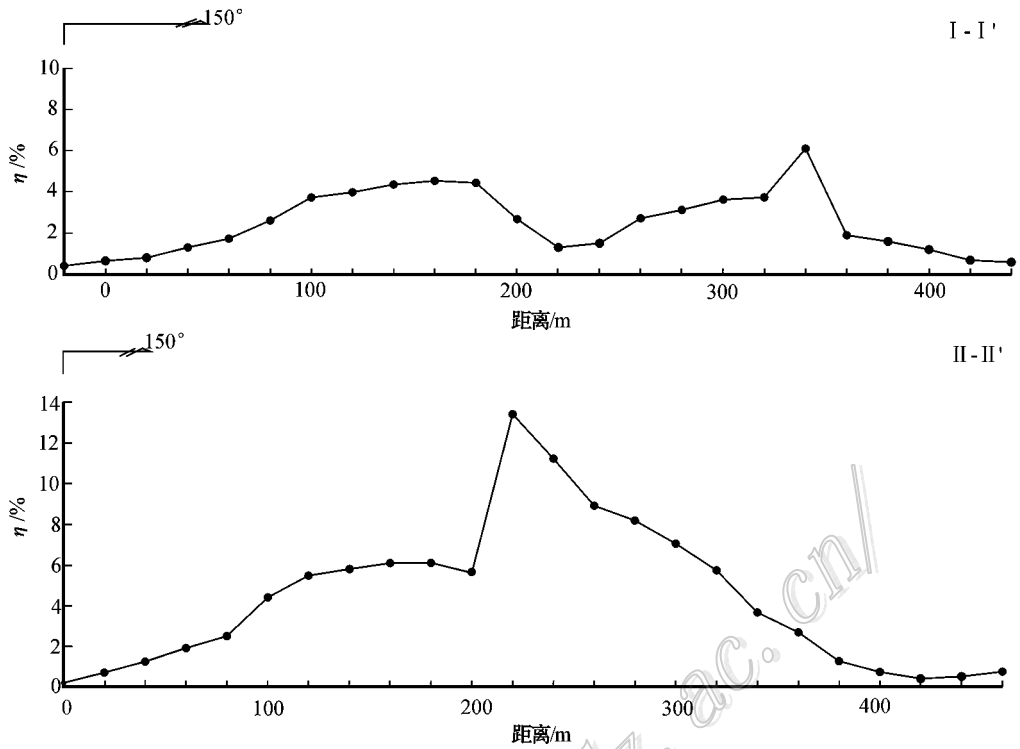


图 3 雄梅铜矿区激电剖面图

Fig. 3 Induced polarization profiles of the Xiongmei copper deposit

~4.47%和 1.4%~3.46%。在 K_2O-SiO_2 图上它们从低钾拉斑玄武岩系到高钾钙碱性岩系均有分布(图 6a)。 $w(CaO)$ (0.41%~3.62%) 随 $w(Na_2O)$ 一起变化。相对于 $w(MgO)$ (1.19%~1.89%) 而言, $w(Fe_2O_3T)$ (全铁) (2.45%~5.88%) 明显偏高。在 R_1-R_2 图上 [$R_1 = 4Si - 11 \times (Na + K) - 2 \times (Fe + Ti)$; $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$, 元素代表质量分数], 它们靠近同碰撞和造山期后区(图 6b)。

3.2.2 微量元素

雄梅铜矿含矿斑岩的微量元素 N-MORB 标准化蛛网图见图 7a。在图中, 岩体表现出较好的规律性, 即富集大离子不相容元素 Rb、Th、U、K、Pb, 亏损高场强元 Nb、Ta、Ti, 显示出岛弧岩浆作用的总体特征。与常量元素 K_2O 、 Na_2O 、 CaO 的分异一致, Sr 也有明显分异, 部分样品富集, 部分样品亏损。再结合稀土元素中的负 Eu 异常, 反映出斑岩体局部可能经历了不同程度的斜长石分离结晶作用。

3.2.3 稀土元素

雄梅铜矿含矿斑岩的稀土元素球粒陨石标准化分布曲线见图 7b。从图中可以看出 2 个分布特点, 一方面显示岩体明显富集轻稀土元素 La、Ce、Pr、

Nd, 而 Sm 到 Lu, 整个中-重稀土元素曲线平缓, 说明中、重稀土元素之间缺少分异; 另一方面, 与前面常量元素 K_2O 、 Na_2O 、 CaO 和微量元素 Sr 的变异情况一致, Eu 异常变化较大 ($\delta Eu = 0.42 \sim 1.10$), 从弱的正 Eu 异常到明显的负 Eu 异常都有, 指示着部分样品发生了斜长石的结晶分离作用。

4 成岩成矿时代

为了确定雄梅斑岩铜矿的形成时代, 笔者采用含矿斑岩的锆石进行了 U-Pb LA-ICP-MS 年龄测定。样品测试在中国地质科学院矿产资源研究所完成, 测试程序及方法见侯可军等(2009), 分析结果见表 2。锆石的阴极发光图像(图 8a)显示, 雄梅铜矿含矿斑岩中的锆石形态完好, 呈自形-半自形板状或柱状, 大小一般在 50~200 μm 之间, 长宽比在 2:1~1.5:1 之间, 反映岩浆结晶过程的振荡环带清晰。由表 2 中 18 个测点给出的 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄为 $(106.07 \pm 0.48) Ma$ (图 8b), $MSWD = 0.92$, 表明矿区含矿斑岩形成于早白垩世晚期, 考虑到斑岩型矿床成岩与成矿时间的一致性, 本矿床的成矿时代也

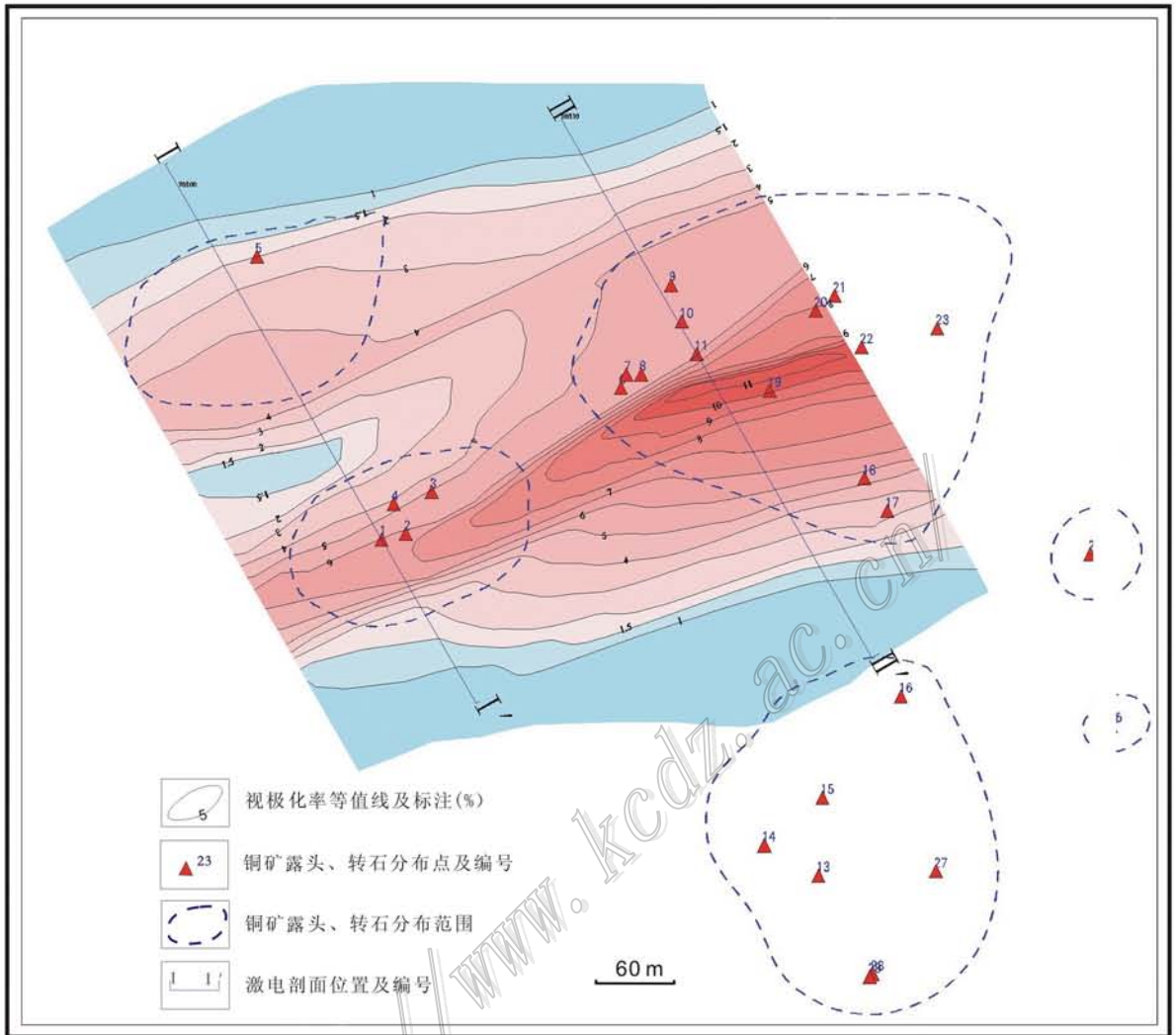


图4 雄梅铜矿区激电 η 等值线图

Fig. 4 η contour map of induced polarization survey of the Xiongmei copper deposit

应该接近这个时间。

5 成矿构造环境

世界上的斑岩铜矿主要形成在活动的大陆边缘和岛弧两种构造环境,前者以安第斯铜矿带为代表,后者以西太平洋斑岩带为代表(Sillitoe, 1993)。产于活动大陆边缘的斑岩铜矿被认为与地壳增厚、地块隆升和洋壳俯冲由陡变缓有关(Skewes et al., 1995; Kerrich et al., 2000),而发育于岛弧环境的斑岩铜矿主要与平行弧的走滑断裂(Richards et al., 2001)或与由于俯冲板片撕裂而形成的横切弧的断裂有关(Kirkham, 1998)。近年来,越来越多的研究

表明在碰撞后伸展环境形成的、以埃达克岩为母岩的斑岩铜矿成矿潜力巨大(侯增谦等, 2004; 曲晓明等, 2006; Sajona et al., 1998)。青藏高原冈底斯斑岩铜矿带是碰撞后斑岩铜矿的典型代表(曲晓明等, 2001; 侯增谦等, 2003; Qu et al., 2007)。至于产于青藏高原腹地、班公湖-怒江缝合带西段的多不杂斑岩型铜金矿床,目前多数人倾向于认为它是岛弧型(李光明等, 2011)。然而,从笔者近年来的研究看,多不杂斑岩铜金矿与冈底斯斑岩铜矿一样,也是碰撞后岩浆作用的产物。一方面,从含矿斑岩本身看,多不杂矿区的含矿斑岩与冈底斯铜矿带的含矿斑岩一样,也具有埃达克岩的亲合性而不是岛弧型岩浆岩;另一方面,从斑公湖-怒江缝合带的构造演化历史

表 1 班公湖-怒江缝合带中段雄梅铜矿含矿斑岩常量元素、微量元素和稀土元素分析结果

Table 1 Major, trace and rare earth elements analytical results of the ore-bearing porphyries from the Xiongmei copper deposit in the middle segment of Bangonghu-Nujiang suture belt

组分	XM11-10	XM11-11	XM11-12	XM11-13	XM11-14	XM11-15	XM11-16	XM11-17	
				$\mu\text{g(B)}/\%$					
SiO ₂	65.49	66.05	66.12	67.47	66.56	65.71	67.12	65.52	
TiO ₂	0.37	0.39	0.39	0.41	0.39	0.4	0.36	0.41	
Al ₂ O ₃	16.78	16.46	16.89	16.79	16.52	16.54	15.94	17.25	
Fe ₂ O _{3(T)}	5.88	5.59	5.33	4.14	3.72	5.28	2.45	4.36	
FeO	3.9	3.5	3.2	2.7	2	3.2	1.1	2.95	
MgO	1.68	1.66	1.57	1.89	1.44	1.8	1.19	1.72	
CaO	2.23	1.92	1.99	0.41	0.75	0.52	0.41	3.62	
Na ₂ O	3.02	3.12	2.99	1.66	1.4	1.89	1.75	3.46	
K ₂ O	1.78	1.99	1.8	3.69	4.47	3.31	3.8	1.13	
MnO	0.021	0.014	0.015	0.019	0.023	0.025	0.012	0.011	
P ₂ O ₅	0.096	0.11	0.089	0.11	0.21	0.13	0.14	0.091	
烧失量	2.64	2.65	2.81	3.33	3.46	3.67	4.32	2.42	
H ₂ O ⁺	2.03	2.36	2.3	2.72	2.22	2.67	2.17	1.77	
CO ₂	<0.04	<0.04	0.08	0.04	0.15	0.15	0.31	0.15	
				$\mu\text{g(B)}/10^{-6}$					
Ba	224	350	206	216	330	152	144	258	
Li	20.9	21.5	21.5	18.1	22.8	20.7	11.2	34.8	
Be	1.41	1.53	1.62	0.958	1.39	1.76	1.08	1.36	
Sc	6.45	6.49	6.43	6.88	6.78	6.95	6.55	6.56	
V	48.3	55.3	43.5	47	51.4	48.6	42.8	49.2	
Cr	26.8	35.5	32.5	29.6	28.1	31	27.6	29.6	
Co	18.7	21.1	23.6	12.9	10.9	16.3	9.68	17.5	
Ni	10.1	14.1	13.6	20.8	13.9	15.5	15.1	12.7	
Cu	1660	3509	2874	3679	7815	5676	19476	767	
Pb	6.94	16.6	4.25	4.6	12.1	3.13	12.4	5.36	
Zn	59.7	65	35	20	29.3	31.8	21.5	25.7	
Ga	13	14	13.8	16.2	15.6	14.8	14.3	15	
Rb	84.7	88.9	92.3	175	202	156	173	72.1	
Sr	232	223	227	37.6	92	68.6	38.1	290	
Y	11.3	12.1	10.6	9.35	13	11.3	7.91	11	
Th	7.17	7.04	7.37	7.75	7.25	7.1	7.2	7.59	
U	2.55	2.39	1.94	1.89	2.33	1.81	2.04	1.55	
Zr	101	107	109	108	105	94.5	77.4	70.8	
Hf	2.65	2.87	2.43	3.34	2.89	2.44	1.93	1.78	
Nb	5.12	5.59	5.05	5.07	5.36	5.24	5.33	5.31	
Ta	0.5	0.57	0.481	0.55	0.441	0.496	0.4	0.509	
Mo	0.551	0.772	1.08	0.3	1.83	1.7	0.617	0.149	
In	0.117	0.109	0.067	0.018	0.068	0.068	0.018	0.031	
Sb	0.194	0.203	0.128	0.283	0.997	4.59	1.31	0.092	
W	0.84	1.14	0.71	2.09	2.98	1.24	4.75	0.395	
Tl	0.957	0.92	1.57	1.17	1.76	1.89	1.08	1.14	
Bi	0.012	0.177	0.041	3.96	2.75	8.12	16	0.524	
La	19.8	18	16.9	18.3	18.1	13.9	11.4	18	
Ce	33.6	30.4	28.9	32.9	31.3	23.9	20.2	32.3	
Pr	3.75	3.49	3.14	3.63	3.67	2.77	2.27	3.38	
Nd	13.8	12.3	11.8	12.6	13.9	9.52	7.55	11.6	
Sm	2.79	1.85	1.88	1.98	2.07	1.67	1.56	2.09	
Eu	0.693	0.742	0.546	0.285	0.796	0.478	0.37	0.569	
Gd	2.42	2.3	1.9	1.88	2.88	1.99	1.45	1.68	
Tb	0.393	0.325	0.352	0.302	0.452	0.328	0.242	0.378	
Dy	2.17	2.35	1.62	1.64	2.48	1.85	1.44	2.06	
Ho	0.356	0.383	0.361	0.273	0.507	0.372	0.311	0.337	
Er	1.04	1.02	1.02	1.05	1.02	1.04	0.908	1.02	
Tm	0.188	0.174	0.179	0.202	0.187	0.173	0.154	0.182	
Yb	1.17	1.18	1.08	1.2	1.28	1.22	0.921	1.05	
Lu	0.16	0.152	0.176	0.176	0.227	0.194	0.126	0.18	
ΣREE	82.33	74.67	69.85	76.42	78.87	59.41	46.63	74.83	
δEu*	0.80	1.10	1.10	0.42	0.97	0.80	0.74	0.90	

* 单位为 1。

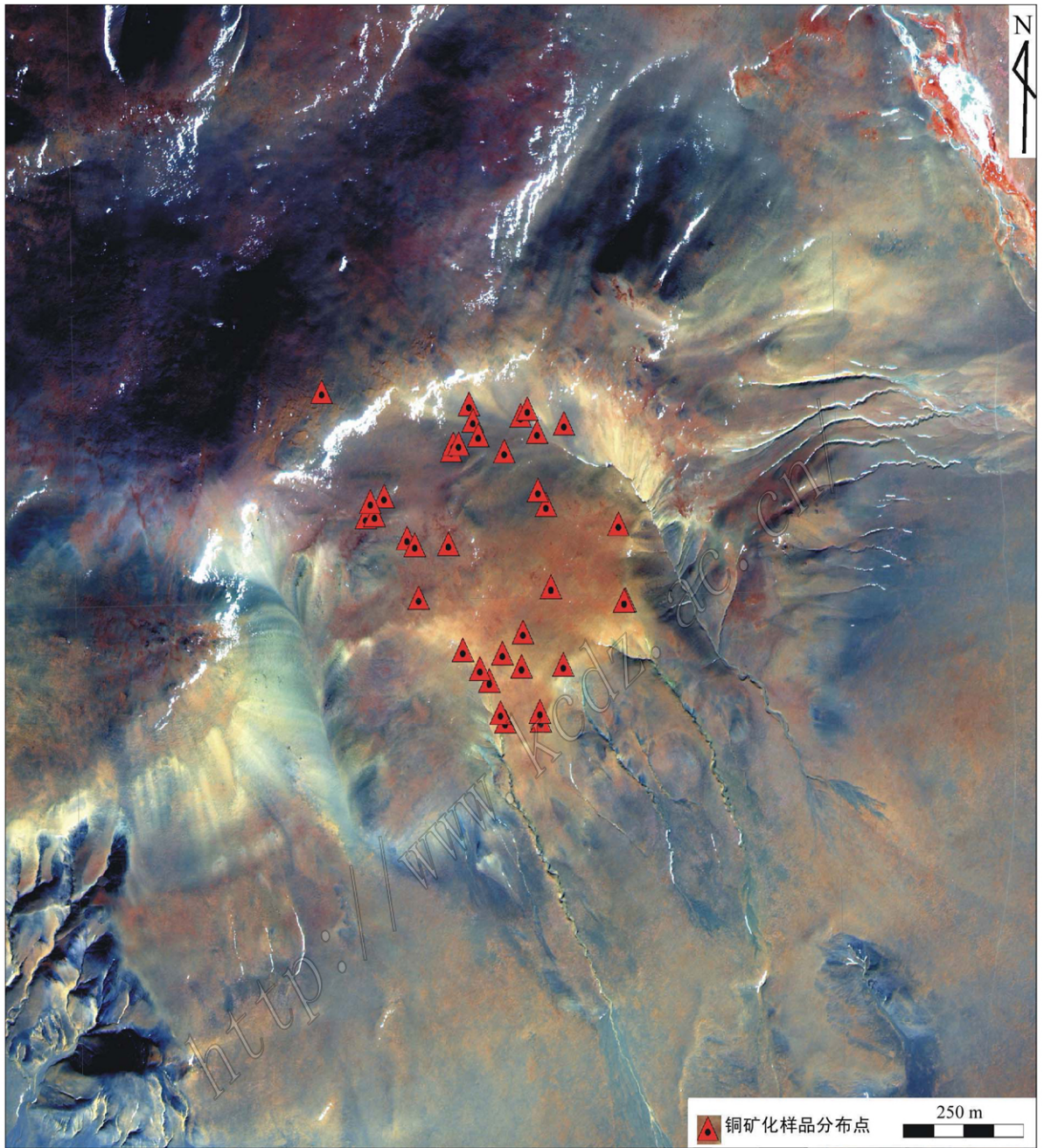


图5 雄梅铜矿区遥感影像图

Fig. 5 Remote-sensing image of the Xiongmei copper deposit

看,多不杂斑岩铜矿含矿斑岩的锆石 U-Pb SHRIMP 年龄为 121 Ma,由辉钼矿测得的 Re-Os 成矿年龄为 118 Ma(余宏全等,2009),而笔者根据班公湖-怒江缝合带中段一套 A-型花岗岩所得出的班公湖-怒江中特提斯洋盆的闭合时间在 140~130 Ma 之间(曲晓明等,2012),说明成矿时间发生在陆-陆碰撞之后。同样,雄梅矿区的含矿斑岩,一方面与多不杂矿区的

含矿斑岩具有完全一致的岩石化学特征,包括:① 具有一致的微量元素和稀土元素配分曲线(图 7a、7b);② 在 Sr/Y-Y 图中都落在埃达克岩区(部分样品由于斜长石的分离结晶落在埃达克岩区之下,图 9a);③ 在 Th/Yb-Ta/Yb 图上都位于活动大陆边缘(图 9b);另一方面,从成岩成矿时代上看,雄梅铜矿的成岩成矿过程发生在 106 Ma 左右,而本地区产出

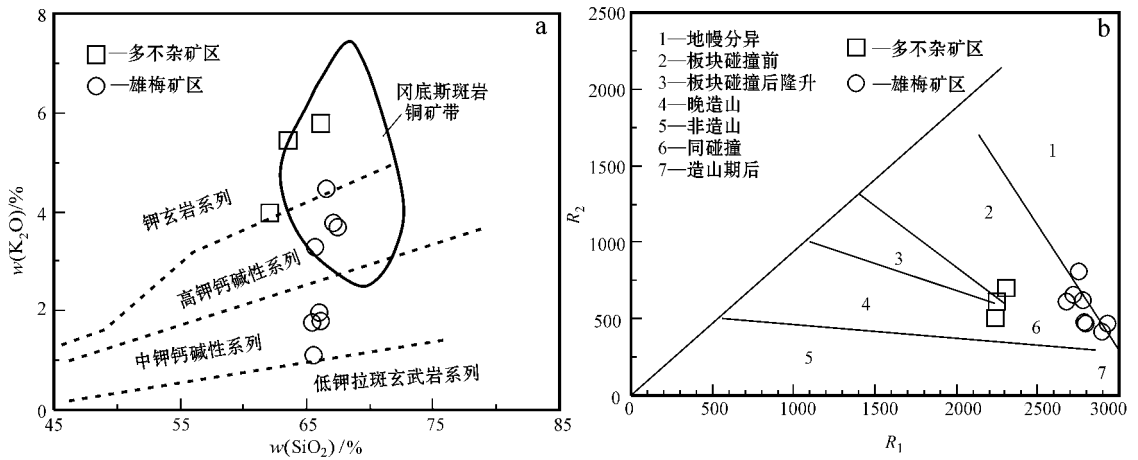


图 6 雄梅铜矿区和多不杂铜矿区含矿斑岩 K₂O-SiO₂ 图 (a) 和 R₁-R₂ 图 (b)

多不杂铜矿区含矿斑岩的资料引自曲晓明等 (2006)

Fig. 6 K₂O-SiO₂ diagram (a) and R₁-R₂ diagram (b) of the Xiongmei and Duobuza copper deposit

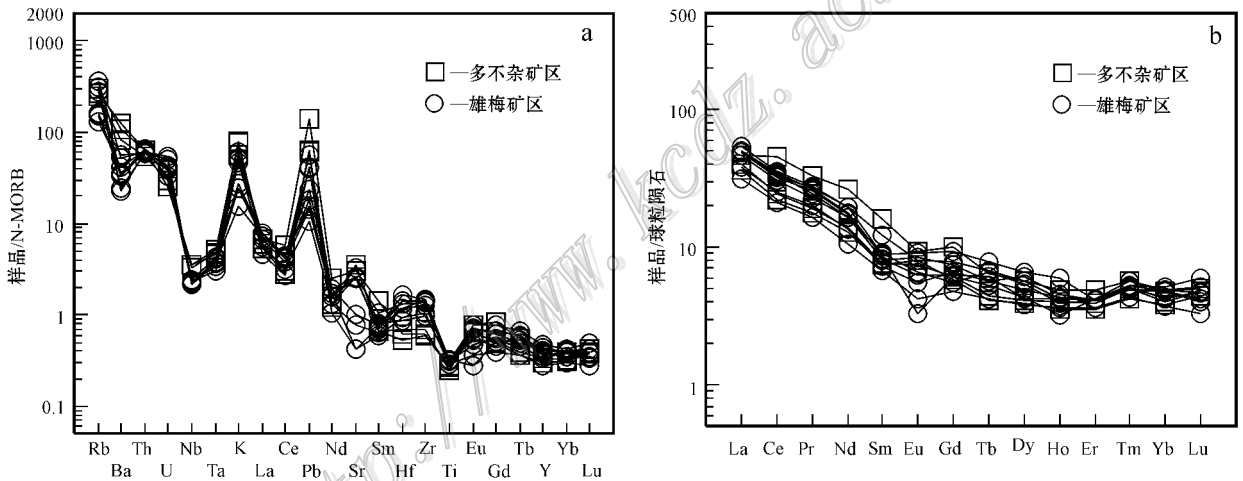


图 7 雄梅铜矿区和多不杂铜矿区含矿斑岩微量元素蛛网图 (a) 和稀土元素球粒陨石标准化分布曲线 (b)

多不杂铜矿区含矿斑岩的资料引自曲晓明等 (2006)

Fig. 7 Trace element spider diagram (a) and chondrite-normalized patterns (b) of the Xiongmei and Duobuza copper deposit

的一套 A-型花岗岩的年龄为 110 Ma 左右 (曲晓明等 2012), 说明成矿时本地区洋盆早已闭合, 已经进入碰撞后环境。

6 找矿意义

作为青藏高原的两条主缝合带之一, 夹持于羌塘地块与拉萨地块之间的班公湖-怒江缝合带构造演化历史复杂, 成矿地质条件优越。然而, 由于该带地处藏北高原, 基础地质工作程度较低, 地质找矿还有大量的空白区。目前在缝合带西段的多不杂周围

虽然已发现了一系列的斑岩铜矿床, 其铜资源量 (333+334) 已超过 1 000 万吨, 金达 400 余吨 (据内部交流资料), 但对于东西向延伸长达 2 000 余公里的整个班公湖-怒江成矿带来讲, 展布范围仅有几十公里的多不杂矿集区还只是一个“点”, 还没有形成真正意义上的成矿带。本文报道的雄梅斑岩铜矿产于班公湖-怒江缝合带中段申扎县雄梅乡, 西距多不杂矿集区 500 多公里。查明该矿床与多不杂斑岩铜矿是否属于同一成矿系统就可以回答班公湖-怒江斑岩铜矿带是否确实存在这一重大地质找矿问题。

首先, 从含矿斑岩本身的岩石地球化学来看, 雄

表2 班公湖-怒江缝合带中段雄梅铜矿含矿斑岩(样品号 XM11-10)锆石 U-Pb LA-ICP-MS 分析结果

Table 2 Zircon U-Pb LA-ICP-MS analytical results of the ore-bearing porphyries from the Xiongmei copper deposit in the middle segment of Bangonghu-Nujiang suture belt

分析号	$\epsilon(U)$ / 10^{-6}	$\epsilon(Th)$ / 10^{-6}	Tb/U	$\epsilon(Pb^*)$ / 10^{-6}	$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄/Ma	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ
01	183.20	224.16	1.223585	88.92950	105.0	0.7	0.11017	0.00422	0.01642	0.00011
02	215.62	199.86	0.926884	104.49445	106.7	0.9	0.12391	0.00422	0.01668	0.00014
03	123.89	100.24	0.809172	0.85264	106.4	1.3	0.11108	0.00805	0.01664	0.00020
04	122.39	96.30	0.786850	0.83388	105.0	1.0	0.11036	0.00961	0.01642	0.00017
05	144.98	141.01	0.972591	31.25170	107.3	1.0	0.11145	0.00547	0.01678	0.00015
06	162.94	233.73	1.434495	42.59889	105.1	1.4	0.11016	0.00516	0.01644	0.00022
07	170.71	257.25	1.506983	68.39560	106.7	1.0	0.11245	0.00489	0.01668	0.00015
08	155.94	145.02	0.929935	51.56909	107.2	1.0	0.11172	0.00516	0.01676	0.00016
10	122.14	107.68	0.881618	20.24973	106.5	1.2	0.11138	0.00548	0.01667	0.00018
11	89.02	100.41	1.128057	3.41103	104.4	1.1	0.12816	0.00723	0.01632	0.00018
12	114.96	92.38	0.803513	42.83219	108.0	1.4	0.11306	0.00712	0.01690	0.00022
13	184.82	204.65	1.107283	61.11534	106.7	0.9	0.11107	0.00525	0.01670	0.00015
14	141.51	104.44	0.738087	32.96923	106.1	1.0	0.11039	0.00511	0.01659	0.00016
15	136.26	153.93	1.129654	97.18191	105.7	1.1	0.12854	0.00650	0.01653	0.00017
16	174.16	198.06	1.137249	59.82883	104.7	1.2	0.10981	0.00460	0.01638	0.00018
17	197.30	298.75	1.514206	51.75853	106.5	1.0	0.11101	0.00468	0.01666	0.00016
18	118.72	110.25	0.928686	0.78215	105.0	1.0	0.10976	0.00682	0.01642	0.00016
19	180.87	170.97	0.945255	96.59265	106.7	0.8	0.11154	0.00560	0.01670	0.00013

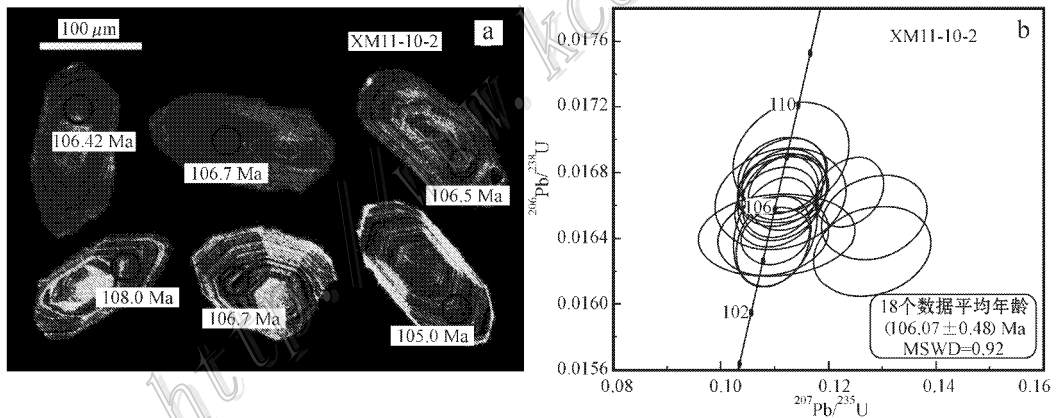


图8 雄梅铜矿区含矿斑岩锆石阴极发光图像(a)和 U-Pb 一致线年龄图(b)

Fig. 8 Zircon CL images(a) and U-Pb concordia age(b) of the Xiongmei copper deposit

梅矿区除了部分样品由于斜长石的分离结晶而造成的 Sr、Eu 亏损外,两个矿区含矿斑岩的微量元素和稀土元素配分曲线是完全一致的(图7a、7b),反映了它们应该具有一致的成因。特别是在 Sr/Y-Y 图和 Th/Yb-Tb/Yb 图上(图9a、9b),它们都落在埃克岩区和活动大陆边缘,反映了它们具有完全一致的成矿构造环境。另一方面,从成岩成矿时代看,两矿区之间虽然存在约 15 Ma 的时间差(121~106 Ma),但考虑到班公湖-怒江缝合带西段岛弧型花岗

岩由西向东年龄不断变小的事实(曲晓明等,2009;杜德道等,2011),它们的形成环境也是一致的,即都是形成于洋盆闭合后的碰撞后地壳伸展阶段。基于这些理由,笔者认为雄梅斑岩铜矿与多不杂斑岩铜矿属于同一成矿系统,班公湖-怒江斑岩铜矿带是确实存在的。而对于一条延伸长达 2 000 多公里,并有大量找矿空白区的斑岩铜矿带来讲,在多不杂、雄梅斑岩铜矿(或矿集区)发现之后,有理由期待更多的斑岩铜矿(或矿集区)被发现。

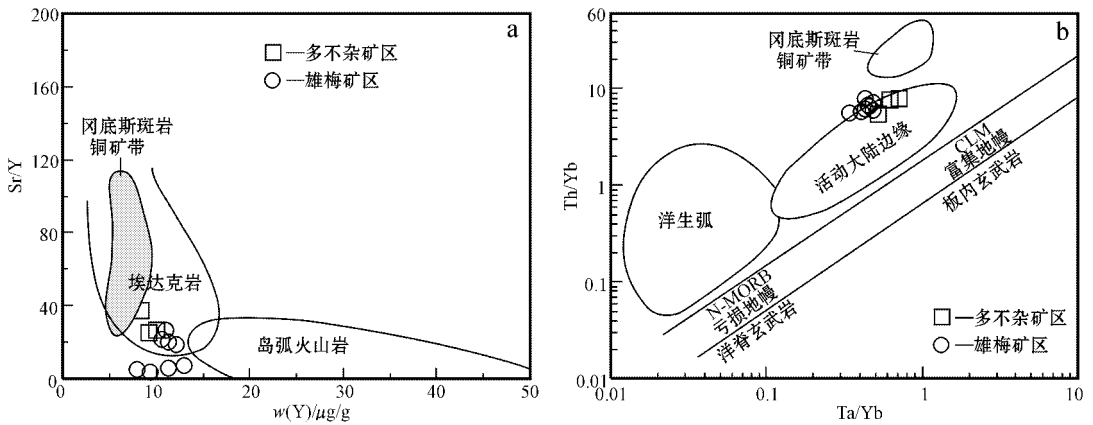


图 9 雄梅铜矿区和多不杂铜矿区含矿斑岩 Sr/Y-Y 图(a)和 Th/Yb-Ta/Yb 图(b) (多不杂矿区含矿斑岩的资料引自曲晓明等(2006))

Fig. 9 Sr/Y-Y (a) and Th/Yb-Ta/Yb (b) diagram of the ore-bearing porphyries from the Xiongmei and Duobuza copper deposit

7 结 论

(1) 通过遥感蚀变信息提取和野外异常检查, 在班公湖-怒江缝合带中段申扎县雄梅乡发现了新的斑岩型铜矿床。激电异常显示铜矿体范围 600 m × 400 m, 高分辨率遥感影像显示含矿斑岩面积达 0.72 km²。含矿斑岩的 Cu 平均品位为 0.51%, 伴生 Au, 初步估计该斑岩型铜矿具有大-中型矿床远景。

(2) 矿区含矿斑岩出露面积为 60 m × 50 m, 岩性为花岗闪长斑岩, 具斑状结构, 块状结构。岩体富集大离子不相容元素 Rb、Th、U、K、Pb, 亏损高场强元素 Nb、Ta、Ti。相对中-重稀土元素, 轻稀土元素明显富集, 岩体具有埃达克岩的亲合性, 部分样品因经历过斜长石的分离结晶而出现 Sr、Eu 亏损。

(3) 通过锆石 U-Pb LA-ICP-MS 年龄测定, 由 18 个分析点给出的 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 加权平均年龄为 (106.07 ± 0.48) Ma, MSWD = 0.92, 表明该斑岩铜矿床形成于早白垩世晚期。

(4) 雄梅铜矿的含矿斑岩与班公湖-怒江缝合带西段多不杂铜矿的含矿斑岩岩石化学类型完全一致, 都具有埃达克岩的亲合性, 成矿时代也都是发生在班公湖-怒江中特提斯洋盆闭合后的碰撞后地壳伸展阶段, 它们属于同一个成系统。该矿床的发现证明班公湖-怒江斑岩铜矿带是确实存在的, 在该成矿带上有理由期待更多的斑岩铜矿被发现。

参考文献/References

- 陈国荣, 陈玉禄, 张宽忠, 赵宋仁, 刘保民. 2004. 班戈县幅地质调查新成果及主要进展[J]. 地质通报, 23(5-6): 520-523.
- 杜德道, 曲晓明, 王根厚, 辛洪波, 刘治博. 2011. 西藏班公湖-怒江缝合带西段中特提斯洋盆的双向俯冲: 来自岛弧型花岗岩锆石 U-Pb 年龄和元素地球化学的证据[J]. 岩石学报, 27(7): 1993-2002.
- 侯可军, 李延河, 田有荣. 2009. LA-MC-ICP-MS 锆石微区原位 U-Pb 定年技术[J]. 矿床地质, 28(4): 481-492.
- 侯增谦, 高永丰, 孟祥金, 曲晓明, 黄卫. 2004. 西藏冈底斯中新世斑岩铜矿带 埃达克质斑岩成因与构造控制[J]. 岩石学报, 20(2): 239-248.
- 侯增谦, 曲晓明, 王淑贤, 高永峰, 杜安道, 黄卫. 2003. 西藏高原冈底斯斑岩铜矿带辉钼矿 Re-Os 年龄: 成矿作用时限与动力学背景应用[J]. 中国科学(D辑), 33(7): 609-618.
- 李光明, 段志明, 刘波, 张晖, 董随亮, 张丽. 2011. 西藏班公湖-怒江结合带北缘多龙地区侏罗纪增生杂岩的特征及意义[J]. 地质通报, 30(18): 1256-1260.
- 曲晓明, 侯增谦, 黄卫. 2001. 冈底斯斑岩矿(化)带: 西藏的第二条“玉龙”铜矿带[J]. 矿床地质, 29(4): 355-366.
- 曲晓明, 侯增谦, 莫宣学, 董国臣, 徐文艺, 辛洪波. 2006. 冈底斯斑岩铜矿与南部青藏高原隆升之关系[J]. 矿床地质, 25(4): 388-400.
- 曲晓明, 辛洪波, 杜德道, 陈华. 2012. 西藏班公湖-怒江缝合带中段碰撞后 A 型花岗岩的时代及其对洋盆闭合时间的约束[J]. 地球化学, 41(1) (出版中).
- 曲晓明, 王瑞江, 辛洪波, 赵元艺, 樊兴涛. 2009. 西藏西部与班公湖特提斯洋盆俯冲有关的火成岩年代学和地球化学[J]. 地球化学, 38

(6) 523-535.

余宏全,李进文,马东方,李光明,张德全,丰成友,屈文俊,潘桂棠.

2009. 西藏多不杂斑岩铜矿床辉钼矿 Re-Os 和锆石 U-Pb SHRIMP 测年及地质意义[J]. 矿床地质, 28(6):737-746.

Kerrick R, Goldfarb R, Groves D and Garwin S. 2000. The characteristics, origins, and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces [J]. Science in China, 43: 1-68.

Kirkham R V. 1998. Tectonic and structural features of arc deposits: Metallogeny of volcanic arcs[M]. British Columbia Geological Survey, B1-45.

Qu X M, Hou Z Q, Khin Z and Li Y G. 2007. Characteristics and genesis of Gangdese porphyry copper deposits in the southern Tibetan plateau: Preliminary geochemical and geochronological results[J]. Ore Geology Reviews, 31: 205-223.

Richards J P, Boyce A J and Pringle M S. 2001. Geological evolution of the Escondida area, northern Chile: a model for spatial and temporal location of porphyry Cu mineralization[J]. Econ. Geol., 96: 271-306.

Sajona F G and Maury R C. 1998. Association of adakites with gold and copper mineralization in the Philippines[J]. Cr Acad Sci. IIIA. 326: 27-34.

Sillitoe R H. 1993. Gold-rich porphyry copper deposits: Geological model and exploration implication[J]. Mineral Deposit Modeling, Geological Association of Canada Special Paper 40: 465-478.

Skewes M A and Stern C R. 1995. Genesis of the giant late Miocene to Pliocene copper deposits of central Chile in the context of Andean magmatic and tectonic evolution[J]. International Geology Review, 37: 893-914.

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