

冈底斯铜矿带含矿斑岩的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄及地质意义

曲晓明 侯增谦 李振清

中国地质科学院矿产资源研究所,北京,100037

内容提要 青藏高原南部冈底斯斑岩铜矿带的含矿斑岩具有埃达克岩的本质特征,是由俯冲到深部的新特提斯洋壳在榴辉岩相条件下部分熔融形成的。本文用冲江和拉抗俄两个矿区含矿斑岩的黑云母和斜长石斑晶测定了它们的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄,结果表明两个矿区虽然相隔百余千米,但形成时间非常一致。两个黑云母斑晶的坪年龄分别为 13.5 ± 1.0 Ma 和 13.42 ± 0.10 Ma;两个斜长石斑晶分别给出了 12.22 ± 0.05 Ma 和 12.5 ± 1.3 Ma 的坪年龄。考虑到斜长石和黑云母对 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 系统较低的封闭温度,这些结果与辉钼矿给出的斑岩铜矿的 Re-Os 等时线成矿年龄(14 Ma±)是一致的。根据含矿斑岩的产出位置和形成时间推测,印度板块沿雅鲁藏布江缝合带可能以高角度向亚洲大陆下俯冲进入岩石圈地幔。含矿斑岩和矿(化)带近 EW 向产出指示着斑岩岩浆上升侵位和铜矿化过程与高原达到最大高度的隆升过程是同步的。在此之后,高原的应力体制转变为 EW 向伸展,在重力作用下形成了一系列 SN 向塌陷构造—裂谷和正断层。

关键词 冈底斯铜矿带 含矿斑岩 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄 成矿动力学环境

位于青藏高原腹地的冈底斯铜矿带,近年来由于在冲江和驱龙两个矿区连续取得了找矿突破,因而引起了人们的极大重视。该带在西自谢通门县洞嘎,东至墨竹工卡县甲马近 500 km 范围内,已发现了大型铜(金、钼)矿床4个(甲马、驱龙、冲江、洞嘎),中小型矿床4个(厅宫、白荣、南木、拉抗俄)及一系列矿点和矿化点,显示了极好的成矿前景。笔者以斑岩铜矿成矿理论为指导对该成矿带开展了系统研究,从成矿构造环境、含矿斑岩特征到蚀变分带特点、成矿时代及成矿物质来源,取得了丰富可靠的资料,获得了比较深入的认识(曲晓明等,2001;侯增谦等,2001;曲晓明等,2002;侯增谦等,2002)。然而,对含矿斑岩的形成时代还缺乏有力的约束。为此,本文用 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法精确测定了冲江和拉抗俄两个铜钼矿区含矿斑岩的形成时代,对冈底斯铜矿带含矿斑岩和矿化的发生时间做出精确标定,对青藏高原快速隆升的起始时间提出约束。

1 含矿斑岩的产出环境和岩石学特征

冈底斯斑岩铜矿带位于雅鲁藏布江缝合带北侧、拉萨地体南缘的冈底斯岩浆弧中(图1)。拉萨地体的沉积地层由奥陶系—石炭系—三叠系浅海相碎

屑岩组成(Yin et al, 1988)。地体东南缘分布的上三叠火山-沉积序列被认为是地体与印度板块裂离和雅鲁藏布江洋盆开启的产物(Pierce et al, 1988; Gaetani et al, 1991)。王希斌等(1987)根据雅鲁藏布江蛇绿岩中钠长花岗岩的锆石 U-Pb 年龄(139 Ma),确定蛇绿岩的形成时代为早白垩世。自中晚白垩世开始雅鲁藏布江洋壳板块向北俯冲,导致了冈底斯岩浆弧的发育和日喀则弧前盆地的形成(Allegre et al, 1984, Harrison et al, 1992; Durr, 1996)。冈底斯岩浆弧主要由晚古新世—早始新世($65\sim40$ Ma)弧火山岩和白垩纪—第三纪花岗岩基构成(Allegre et al, 1984; Coulon et al, 1986)。弧火山岩主体为安山岩和安山质火山碎屑岩,属钙碱性系列,具安底斯陆缘弧特征(Coulon et al, 1986; Pierce et al, 1988)。冈底斯花岗岩基年龄变化于 $120\sim24$ Ma 之间,岩浆峰期分别集中于 $55\sim45$ Ma 和 $30\sim24$ Ma 两个阶段(Shares et al, 1984; Harrison et al, 1999)。第一侵位高峰与印度—亚洲大陆大规模碰撞相对应($55\sim45$ Ma, Beck et al, 1995; LeFort, 1996)。第二侵位高峰与冈底斯逆冲断裂活动一致($30\sim20$ Ma, Yin et al, 1994; 2000)。之后造山带进入陆壳伸展阶段,在 $20\sim10$ Ma 之间侵位形成了数

收稿日期:2002-12-06;改回日期:2003-03-12;责任编辑:郝梓国。

作者简介:曲晓明,男,1962年生。1982年毕业于河北地质学院地质系,1997获南京大学博士学位。现在中国地质科学院矿产资源研究所工作,任研究员。通讯地址,100037,北京百万庄26号,中国地质科学院矿产资源研究所;电话:010-68327562,Email:Xiaominqu@163.com。

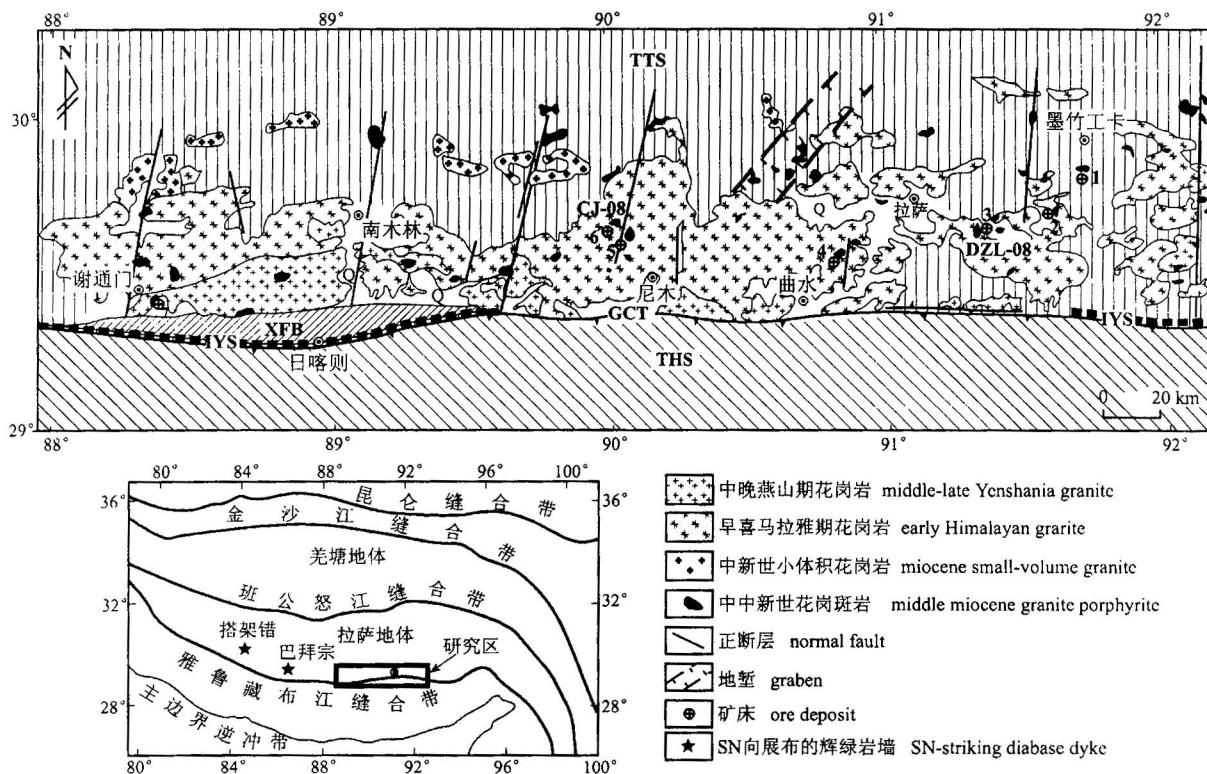


图 1 冈底斯碰撞造山带岩浆岩与斑岩铜矿床分布图 (据中国地质调查局1:50万数字化地质图修改)

Fig. 1 Distribution of magmatic rocks and porphyry Cu deposits in the Gangdese collision-orogenic belt

(modified after the 1:500000 Digitalized Geological Map by the Geological Survey of China)

GCT—大反向逆冲断裂; THS—被动大陆边缘沉积; IYS—印度河—雅鲁藏布江缝合带; ⊕—铜矿床(自东向西); 1—甲马; 2—驱龙; 3—拉抗俄; 4—南木; 5—厅宫; 6—冲江; 7—洞嘎

GCT—Great reverse overthrust; THS—Passive continental margin sediments; IYS—Indian River—Yaluzangbo suture; ⊕—Copper deposit from east to west; 1—Jiamma; 2—Qulong; 3—Lakang'e; 4—Nanmu; 5—Tinggong; 6—Chongjiang; 7—Dongga

量众多的花岗质斑岩体。斑岩体多数侵位于燕山晚期—喜马拉雅早期的花岗岩基内,部分侵位于侏罗—白垩系砂板岩和灰岩地层中,构成了一条平行于主碰撞带的近东西向展布的花岗斑岩带(图1)。正是这些花岗斑岩体中的某些期次造成了冈底斯铜矿带上广泛的铜、钼、金多属矿化。

冈底斯铜矿带在西自谢通门县洞嘎,东至墨竹工卡县甲马,东西长近500 km范围内,含矿斑岩体剥蚀普遍很浅,出露面积小。在矿区中常见含矿斑岩体在沟底刚露出“头顶”。岩性上含矿岩体以花岗闪长斑岩和二长花岗斑岩为主,少数为二长石英斑岩。岩石具斑状结构,块状构造。斑晶体积上约占15%~40%,由斜长石、钾长石、石英、黑云母组成,部分斑岩体中出现角闪石斑晶。基质矿物组成与斑晶基本相同,多呈显微半自形粒状结构,有时可见镶嵌结构。基质中副矿物含量较高,有磷灰石、榍石、锆石及

金属硫化物黄铁矿、黄铜矿等。特别是磷灰石,在细粒基质中常结晶成自形宽大的板柱状晶体,其大小可与斑晶相比。另外,含矿斑岩中还可见粗大的立方体黄铁矿被石英、斜长石等斑晶包含,说明形成这些斑岩的原始岩浆是富含 S、Fe 的。含矿斑岩普遍遭受过不同程度的蚀变交代,包括钾化(钾长石化、黑云母化)、绢英岩化、青盘岩化、粘土化及萤石化等,反映出岩浆期后伴随着较强的热液活动。

2 样品分析方法

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄测定是在中国地质科学院地质研究所 K-Ar 同位素室完成的。由于矿区的含矿斑岩样品或多或少地都带有蚀变,为了最大限度地消除蚀变作用对 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法定年的影响,笔者首先在显微镜下对多个矿区的含矿斑岩样品进行了仔细观察,最后从冲江和拉抗俄矿区各挑选出一个蚀变

最轻的样品做 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄测定。在这两个样品中,斜长石斑晶表面仍有零星的绢云母鳞片分布,部分黑云母斑晶边缘有绿泥石交代。对挑选出的测试样品首先在双目镜下分选出斜长石和黑云母斑晶,粒度40~60目,纯度大于95%。对选纯的矿物用超声波清洗,其步骤一般先用经过两次亚沸蒸馏净化的纯净水清洗3次,每次3分钟,由此清除矿物表面和解理缝中吸附的杂质。然后在丙酮或酒精中再清洗两次,每次3分钟,此举旨在清除矿物表面吸附的有机质。清洗后的样品被封存在石英瓶中接受中子照射,照射工作是在中国原子能科学研究院的“游泳池核”中进行的。采用H8孔道,中子流密度为 $6 \times 10^{12} \text{ ncm}^{-2}\text{s}^{-1}$ 。照射总时间为60 h,积分中子通量为 $1.3 \times 10^{18} \text{ ncm}^{-2}$ 。

样品的阶段升温加热由电子轰击炉完成。质谱分析是在MM-1200B质谱计上进行的。所有数据都经过质量歧视校正、大气氩校正、空白校正及干扰元素同位素校正。 ^{37}Ar 经过放射性衰变校正; ^{40}K 衰变常数= $5.543 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$;年龄误差以 2σ 给出。

3 分析结果

对冈底斯铜矿带含矿斑岩形成时代的测定分别采用冲江矿区(CJ-10)和拉抗俄矿区(DZL-08)两个斑岩样品中的黑云母和斜长石斑晶。它们的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 阶段升温年龄分析结果列于表1。它们即给出了平坦的坪年龄,也给出了相关性很好的等时线年龄(图2)。冲江矿区黑云母斑晶的坪年龄(t_p)为 $13.5 \pm 1.0 \text{ Ma}$ (图2a),对应的 ^{39}Ar 析出量达98.11%; $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 等时线年龄(t_i)为 $13.79 \pm 0.21 \text{ Ma}$ (图2b); $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 初始比值为 288.67 ± 5.04 。斜长石斑晶的坪年龄比黑云母斑晶的略小, $t_p = 12.22 \pm 0.05 \text{ Ma}$ (图2c), ^{39}Ar 析出量为82.13%; $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 等时线年龄(t_i)为 $11.35 \pm 0.93 \text{ Ma}$ (图2d); $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 初始比为 309.29 ± 14.32 。拉抗俄矿区黑云母斑晶的坪年龄 $t_p = 13.42 \pm 0.10 \text{ Ma}$ (图2e), ^{39}Ar 析出量为96.83%; $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 等时线年龄 $t_i = 13.45 \pm 0.26 \text{ Ma}$ (图2f); $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 初始比为 294.12 ± 5.85 。斜长石斑晶的坪年龄 $t_p = 12.5 \pm 1.3 \text{ Ma}$ (图2g), ^{39}Ar 析出量为93.23%; $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 等时线年龄 $t_i = 13.56 \pm 0.49 \text{ Ma}$ (图2h); $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 初始比为 281.71 ± 5.94 。从上述结果不难看出,由两个矿区4个样品给出的冈底斯铜矿带含矿斑岩的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄与

$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 等时线年龄都很吻合; $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 初始比($281.71 \pm 5.94 \sim 309.29 \pm 14.32$)在误差范围内与大气氩成分(295.5)一致,表明样品中没有过剩氩存在,反映了这些年龄值具有较高的可信度。另外,从两个矿区来看,虽然两者相距100多千米(图1),它们的形成时间十分接近,前后相差不大于0.3 Ma。从测定对象看,两个斑岩体黑云母的年龄均比斜长石的年龄稍大些,说明斑岩体冷凝固结过程中黑云母斑晶可能在斜长石之前晶出。

4 讨论

4.1 印度与亚洲大陆碰撞对接的构造模式

雅鲁藏布江缝合带是印度大陆与亚洲大陆碰撞对接的主缝合带,两大陆之间的对接方式直接关系到青藏高原的隆升机制,一直是青藏高原研究中的焦点问题。围绕这个问题先后提出了底托逆冲(或称双壳增厚)模式(Argand, 1924; Powell et al, 1973; Ni et al, 1984; Jin et al, 1996);流态下地壳注入增厚模式(Dewey et al, 1973, 1988; Kincaid et al, 1996);以及陆壳挤出增厚模式(Tapponnier et al, 1976; Molnar et al, 1975; Peltzer et al, 1988)等。这些模式大都是根据地球物理资料提出的,围绕着高原开始抬升的时间、抬升速度以及达到最大高度的时间等核心问题,它们都有不能解释的方面。Harrison et al (1992)强调指出,对高原降升相关地质事件开展年代学研究可为上述模式提供有效检验,同时也是探讨高原深部构造的重要途径。

冈底斯铜矿带产于雅鲁藏布江北侧冈底斯岩浆弧中,含矿斑岩大体分布在距缝合带10~50 km范围内。这些含矿斑岩地球化学上高度富集大离子不相容元素Rb、K、U、Th、Pb;强烈亏损高场强元素Nb、Ta、Ti和重稀土元素Yb、Y;缺少Eu异常;具有埃达克岩的本质特征(曲晓明等,2002a)。S、Pb同位素分析表明它们主要来源于俯冲的特提斯洋壳的部分熔融,同时混入了少量特提斯洋沉积物和地幔富集组分(曲晓明等,2002b;侯增谦等,2002)。这些特征说明冈底斯铜矿带的含矿斑岩是由俯冲到深部的特提斯洋壳在榴辉岩相条件下部分熔融形成的。因为重稀土元素Yb的强烈亏损指示着岩浆源区石榴子石是稳定的,已经达到了榴辉岩相。雅鲁藏布江缝合带在始新世(55~45 Ma)洋壳消减完毕,开始了陆-陆碰撞造山过程。考虑到斜长石和黑云母对 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 系统较低的封闭温度,含矿斑岩的实

表 1 冈底斯铜矿带含矿斑岩黑云母和斜长石斑晶 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 阶段升温加热分析数据Table 1 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data of biotite and plagioclase phenocrysts from ore-bearing porphyry of Gangdese porphyry copper belt

矿区	斑晶	温度(℃)	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{39}\text{Ar}(\%)$	年龄(Ma)	2σ
冲江矿区	黑云母	400	32.5469	0.1050	0.1101	1.5254	0.29	28.00	16.00
		500	15.1169	0.0505	0.1699	0.1923	0.79	3.60	3.20
		600	11.3772	0.0373	0.1557	0.3691	1.89	6.80	2.60
		700	3.4091	0.0091	0.0045	0.7157	10.84	13.20	1.30
		800	1.2664	0.0017	0.0018	0.7463	29.85	13.80	0.50
		900	1.0694	0.0011	0.0018	0.7372	46.29	13.60	0.20
		1000	2.2444	0.0052	0.0069	0.6898	48.97	12.80	1.50
		1100	1.2254	0.0016	0.0063	0.7455	62.36	13.80	0.70
		1200	1.9023	0.0045	0.0048	0.5724	67.45	10.60	2.20
		1300	1.0544	0.0011	0.0063	0.7386	96.18	13.70	1.60
		1400	1.8829	0.0040	0.1213	0.7116	100.00	13.20	1.80
							Total age	13.38	
拉抗俄矿区	黑云母	400	33.8152	0.0997	0.0375	4.3611	0.51	79.00	16.00
		500	11.8706	0.0341	0.0157	1.7824	1.59	32.80	5.50
		600	4.4464	0.0116	0.0149	1.0164	4.48	18.80	1.40
		700	2.0169	0.0044	0.0144	0.6985	12.49	12.90	0.70
		800	1.3804	0.0026	0.0214	0.6222	17.88	11.50	0.80
		900	1.5675	0.0031	0.0229	0.6422	23.03	11.90	0.60
		1000	1.9725	0.0045	0.0157	0.6297	25.96	11.60	0.90
		1100	2.0874	0.0050	0.0147	0.6060	30.03	11.20	2.10
		1200	1.7458	0.0035	0.0105	0.6935	44.39	12.80	0.60
		1300	1.1762	0.0017	0.0102	0.6573	86.61	12.20	0.70
		1400	1.3731	0.0019	0.0155	0.8069	100.00	14.90	0.70
							Total age	13.35	
黑云母	斜长石	400	19.5641	0.0587	0.1518	2.2225	0.54	38.80	7.60
		500	13.3447	0.0412	0.2858	1.1952	1.27	21.00	16.00
		600	7.7766	0.0231	0.0785	0.9502	3.17	16.70	3.40
		700	1.9338	0.0040	0.0109	0.7444	14.35	13.10	1.30
		800	1.1308	0.0013	0.0061	0.7515	34.49	13.20	0.30
		900	1.4549	0.0023	0.0087	0.7614	44.39	13.40	0.80
		1000	2.6170	0.0062	0.0318	0.7846	47.22	13.80	1.60
		1100	3.6422	0.0101	0.0493	0.6497	49.22	11.40	2.40
		1200	1.4608	0.0023	0.0387	0.7796	57.72	13.70	0.30
		1300	0.9927	0.0007	0.0291	0.7730	94.77	13.60	0.40
		1400	1.7525	0.0033	0.1483	0.7786	100.00	13.70	3.10
							Total age	13.67	
拉抗俄矿区	黑云母	400	25.0556	0.0771	0.2728	2.2878	1.04	40.00	13.00
		500	7.4198	0.0219	0.1913	0.9636	3.52	16.90	9.00
		600	5.1319	0.0167	0.1882	0.1946	6.77	3.40	3.10
		700	2.0748	0.0046	0.1899	0.7356	19.74	12.90	1.20
		800	1.4007	0.0023	0.2032	0.7420	38.87	13.00	0.40
		900	1.8588	0.0040	0.2293	0.6881	54.15	12.10	0.60
		1000	3.6258	0.0104	0.2161	0.5603	59.31	9.90	5.10
		1100	4.1173	0.0119	0.2106	0.6050	62.78	10.60	3.50
		1200	3.2009	0.0088	0.1929	0.6194	69.52	10.90	1.00
		1300	2.4441	0.0057	0.2159	0.7665	87.49	13.50	0.90
		1400	2.5700	0.0063	0.3294	0.7397	100.00	13.00	1.90
							Total age	12.62	

际侵位时间可能要比本文测得的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄早 2~5 Ma (Sebly et al, 2001), 大体在 18~14 Ma 之间的早一中新世。此时埃达克质含矿斑岩在岩浆弧

内侵位说明俯冲洋壳仍然没有离开缝合带, 意味着洋壳板片是以高角度下插进入地幔岩石圈。不然的话, 如果俯冲的洋壳板片是以低角度或近水平姿态

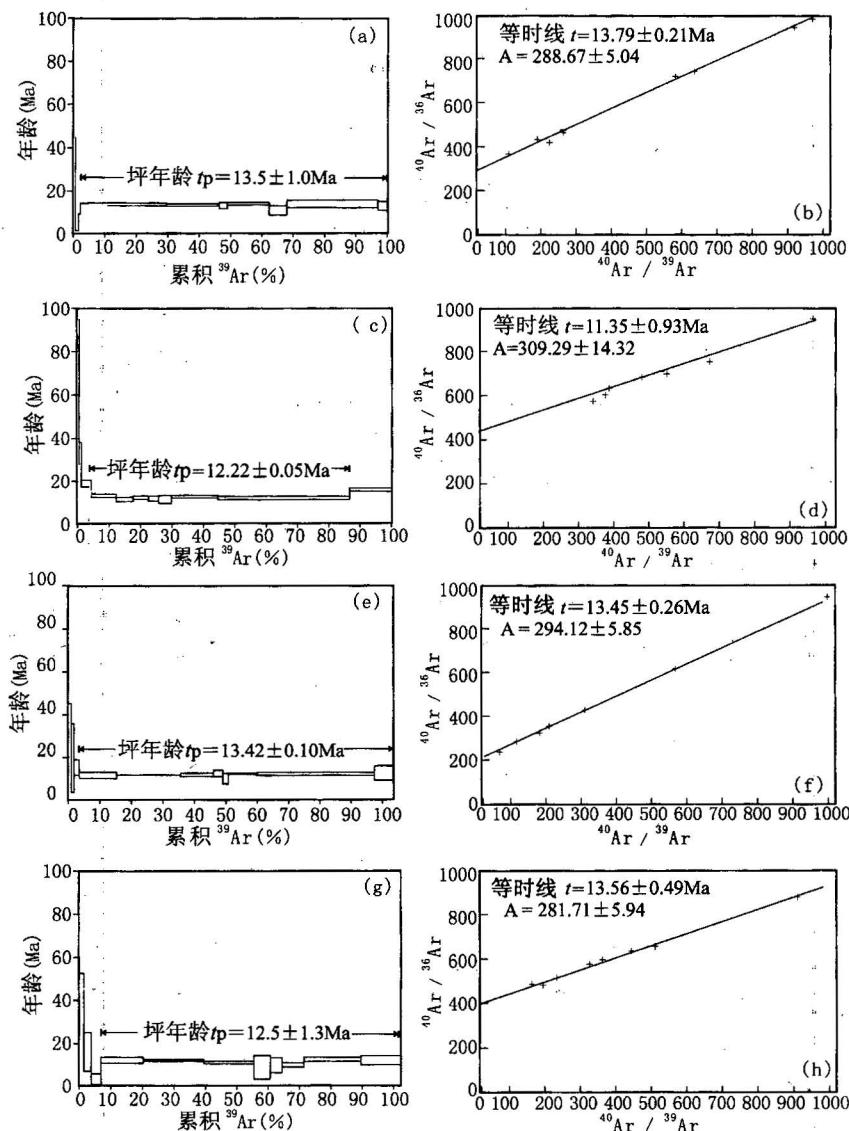
图2 冈底斯铜矿带含矿斑岩 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄和对应的等时线年龄

Fig. 2 The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau ages and their corresponding isochron ages of the ore-bearing porphyries in the Gangdese porphyry copper belt

a, b—冲江矿区黑云母斑晶; c, d—冲江矿区斜长石斑晶; e, f—拉抗俄矿区黑云母斑晶; g, h—拉抗俄矿区斜长石斑晶
a, b—biotite phenocryst from Chongjiang deposit; c, d—plagioclase phenocryst from Chongjiang deposit; e, f—biotite phenocryst from Lakange deposit; g, h—plagioclase phenocryst from Lakange deposit

向青藏高原地壳之下插入(underthrusting),那么这些含矿斑岩的分布就不应该仅出现在距缝合带只有50 km的范围内,而是要进入高原内部。Maheo等(2002)近来也研究指出,青藏高原南部亚洲大陆边缘的构造-岩浆演化是受高角度俯冲的印度洋板块向深部软流圈断离拆沉控制。特提斯洋壳沿雅鲁藏布江缝合带向北的俯冲可能也是遵循这种构造模式。特提斯洋壳向深部俯冲进入地幔岩石圈,组成上

变为榴辉岩相,密度增加。此时再发生部分熔融,形成含矿斑岩浆(埃达克岩浆)。岩浆分离,石榴子石残留,进一步增大了俯冲板片的密度,在负浮力的作用下加速了深部板片与上部俯冲板块断离,并引起软流圈物质上涌,带动造山带中浅层次进一步的岩浆作用。

4.2 高原南部东西向伸展的起始时间

作为主宰青藏高原形成演化过程的3大构造系

统之一(另外两个分别是主边界逆冲断层和藏南拆离系),发生在高原南部的东西向伸展构造(南北向裂谷和正断层)的初始形成时间一直是人们关注的焦点,原因是这些伸展构造一致被认为是高原隆升达到最大高度后重力塌陷的结果,不仅标志着高原演化进入一个全新阶段,而且对全球大气循环、亚洲季风形成乃至生态迁移都有重要影响(Harrison et al., 1992)。因此,人们从多种途径寻找证据,试图对青藏高原南部东西向伸展的初始时间提出约束。如 Coleman 等(1995)通过对断裂中热液白云母的年龄测定,指出高原东西向伸展发生的最初时间不晚于 14 Ma。Turner 等(1993)强调了富钾火山作用与地幔岩石圈对流减薄的关系,通过火山岩时代测定把青藏高原抬升时间限定在 13 Ma 以前。Williams 等(2001)则从沿南北向构造侵位的高钾脉岩入手,测得它们的形成时代在 18.3~13.3 Ma 之间,进而认为青藏高原东西向伸展在 18.3 Ma 之前就已经开始。

前人的这些研究虽然给出了大体一致的高原东西向伸展开始(达到最大高度)的年龄(18~13 Ma),但是这些年龄都是代表着高原东西向伸展的最小年龄(下限值)。至于这一年龄的上限值,即青藏高原南部东西向伸展最早是什么时候发生的这一问题还缺乏有效的约束。冈底斯铜矿带含矿斑岩的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄测定正好回答了这一问题。这些含矿斑岩一般呈岩墙或透镜状沿 EW 向或 NWW 向侵位于冈底斯岩浆弧中,成分上反映碰撞后伸展构造环境(曲晓明等,2001,2002),说明这些含矿斑岩侵位时冈底斯造山带的 EW 向伸展还没有开始,也就是说高原还没有达到它的最大高度。并且笔者在黑竹工卡县城东面公路南侧见到了东西向产出的含矿斑岩脉被南北向产出的煌斑岩脉切穿的现象,说明这些含矿斑岩和煌斑岩脉的侵位代表了造山带向最大高度抬升至抬升后 EW 向伸展的转折。由这些含矿斑岩的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄(13.5~12.22 Ma)可以推知青藏高原南部东西向伸展开始的时间至少在拉萨一带应该不早于 18~14 Ma(考虑到 2~5 Ma 的时间校正,见前述)。从这些含矿斑岩的上限年龄,再结合前人的下限年龄,使我们能够对青藏高原南部东西向伸展的时间取得更确切的约束。

4.3 斑岩铜矿的成矿动力学环境

冈底斯铜矿带含矿斑岩黑云母和斜长石斑晶 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄在 13.5~12.22 Ma 之间,由辉钼矿给出的 Re-Os 等时线成矿年龄在 14.67~13.99

Ma 之间(侯增谦等,2002)^①。考虑到斜长石和黑云母由于封闭温度较低而造成的时间差(2~5 Ma,见前述),可以说该成矿带含矿斑岩与铜矿化的形成时间是一致的,可能在 18~14 Ma 之间。雅鲁藏布江缝合带在早始新世(55~45 Ma)发生大规模陆-陆碰撞(Beck et al., 1995; LeFort, 1996),早中新世(21~18 Ma)强烈的逆冲断裂活动造成了冈底斯造山带的快速隆升(Harrison et al., 1992)。虽然人们对高原南部达到最大高度的时间(或者说东西向伸展的初始时间)还有争议(Harrison et al., 8 Ma 以前, 1992; Turner et al., 13 Ma 以前, 1993; Coleman et al., 14 Ma 以前, 1995; Williams et al., 18.3~13.3 Ma 之间, 2001),但是冈底斯铜矿带含矿斑岩和铜矿化形成时造山带仍处于伸展隆升阶段,依据是含矿斑岩和矿石硫化物的地球化学和 S、Pb 同位素。这些资料显示这些含矿斑岩是由俯冲到地幔中的洋壳板片在榴辉岩相条件下部分熔融形成的,石榴子石大量残留在源区(曲晓明等,2002)。这一过程十分有利于俯冲板片的断离拆沉,引发软流圈物质大规模上涌。而现在普遍认为正是地幔岩石圈的拆沉(或减薄)以及软流圈物质的大规模上涌才造成了高原的最大高度(Harrison et al., 1992; Turner et al., 1993; Coleman et al., 1995; Williams et al., 2001)。由此说来,冈底斯铜矿带斑岩铜矿的形成过程与高原达到最大高度的隆升过程是同步进行的,之后才是东西向伸展和构造塌陷。

5 结论

(1) 冈底斯铜矿带含矿斑岩黑云母和斜长石斑晶的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄在 13.5~12.22 Ma 之间,由辉钼矿给出的 Re-Os 等时线成矿年龄在 14.67~13.99 Ma 之间,考虑到斜长石和黑云母由于封闭温度较低而造成的时间差(2~5 Ma),说明该成矿带喜马拉雅晚期花岗质斑岩体与铜矿化的形成时间是一致的,两者都是发生在造山带碰撞后陆壳伸展环境。

(2) 冈底斯铜矿带含矿斑岩的形成时代和空间产出位置说明,印度洋板块沿雅鲁藏布江缝合带俯冲消减后 30~40 Ma 仍没有离开冈底斯碰撞造山带(距缝合带在 10~50 km 范围内),指示着印度板块

^① 侯增谦,曲晓明,王淑贤,等,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. 中国科学(D辑),(已接受).

是以高角度俯冲到亚洲大陆之下,板片断离拆沉引起软流圈物质上涌,使高原在早一中中新世(18~14 Ma)达到了它的最大高度。

(3) 在冈底斯造山带内,含矿斑岩和铜矿带(体)均呈EW向或NNW向产出,说明这些含矿斑岩和铜矿化形成时,造山带仍处于南北向伸展环境,斑岩铜矿的成矿过程与高原向最大高度隆升的过程是同步进行的。正是在高原达到最大高度之后或者说斑岩铜矿形成之后,由于重力效应,高原转变为东西向伸展,沿南北方向产生一系列构造塌陷(裂谷或正断层),开始了高原演化的一个新阶段。

参 考 文 献

- 侯增谦,曲晓明,黄卫,等. 2001. 冈底斯斑岩铜矿成矿带有望成为西藏第二条“玉龙”铜矿带. 中国地质, 28(10): 27~29.
- 曲晓明,侯增谦,黄卫. 2001. 冈底斯斑岩铜矿(化)带:西藏第二条“玉龙”铜矿带? 矿床地质, 20(4): 355~366.
- 曲晓明,侯增谦,李佑国,等. 2002 a. 冈底斯碰撞造山带发现含矿埃达克岩. 矿床地质, 21(增刊): 215~218.
- 曲晓明,侯增谦,李佑国等. 2002 b. S、P同位素对冈底斯斑岩铜矿带成矿物质来源和造山带物质循环的指示. 地质通报, 21(11): 768~776.
- 王希斌,鲍佩声,邓万明,等. 1987. 西藏蛇绿岩. 北京:地质出版社.
- 赵文津,INDEPTH项目组. 2001. 喜马拉雅山及雅鲁藏布江缝合带深部结构与构造研究. 北京:地质出版社.

References

- Allegre C J, 34 others. 1984. Structure and evolution of the Himalayan-Tibet orogenic belt. *Nature*, 307: 17~22.
- Argand E. 1924. La Tectonique de l'Asie. Proc. 13th Int. Geol. Congress, 7: 171~372.
- Beck R A, Burbank D W, Sercombe W J, Riley G W, Barndt J K, Berry J R, Afzal J, Khan A M, Jurgen H, Metje J, Cheema A, Shafique N A, Lawrence R D, Khan M A. 1995. Stratigraphic evidence for an early collision between northwest India and Asia. *Nature*, 373: 55~58.
- Coleman M, Hodges K. 1995. Evidence for Tibetan Plateau uplift before 14 Ma ago from a new minimum age for east-west extension. *Nature*, 374: 49~52.
- Coulon C, Maluski H, Bollinger C, Wang S. 1986. Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks from central and southern Tibet: $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dating, petrological characteristics and geodynamical significance. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 79: 281~302.
- Dewey JF, Burke K, Tibetan. 1973. Variscan and Precambrian basement reactivation: products of continental collision. *J. Geol.*, 81: 683~692.
- Dewey JF, Shackleton RM, Chang C, Sun Y. 1988. The tectonic evolution of the Tibetan Plateau. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A327: 379~413.
- Durr S B. 1996. Provenance of Xigaze fore-arc basin clastic rocks (Cretaceous, south Tibet). *Geol. Soc. Am. Bull.*, 108: 669~684.
- Gaetani M, Garzanti E. 1991. Multicyclic history of the northern India continental margin (northwestern Himalaya). *Am Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 75: 14271~446.
- Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F, Yin A. 1992. Raising Tibet. *Science*, 255: 1663~1670.
- Harrison T M, Grove M, McKeegan K D, Coath C K, Lovera O M, Le Fort P. 1999. Origin and episodic emplacement of the Manaslu intrusive complex, Central Himalaya. *J. Petrol.*, 40: 3~9.
- Jin Y, McNutt MK, Zhu YS. 1996. Mapping the descent of Indian and Eurasian plates beneath the Tibetan Plateau from gravity anomalies. *J. Geophys. Res.*, 101: 11 275~11 290.
- Kincaid C, Silver P. 1996. The role of viscous dissipation in the orogenic process. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 142: 271~288.
- Le Fort P. 1996. Evolution of the Himalaya. In the tectonics of Asia, ed. 'A Yin, TM Harrison, Cambridge University Press, New York, 95~106.
- Maheo G, Guillot S, Blichert-Toft J, et al. 2002. A slab breakoff model for the Neogene thermal evolution of south Karakorum and south Tibet. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 195: 45~58.
- Molnar P, Tapponnier P. 1975. Cenozoic tectonics of Asia; effects of a continental collision. *Science*, 189: 419~426.
- Ni J, Barazangi M. 1984. Seismotectonics of the Himalayan collision zone: geometry of the underthrusting Indian Plate beneath the Himalaya. *J. Geophys. Res.*, 89: 1 147~1 163.
- Peltzer G, Tapponnier P. 1988. Formation and evolution of strike-slip faults, rifts, and basins during the India-Asia collision: An experimental approach. *J. Geophys. Res.*, 93: 15 085~15 117.
- Pierce J A, Mei H. 1988. Volcanic rocks of the 1985 Tibet Geotraverse Lhasa to Golmud. *Phil Trans. Roy. Soc. Lond.*, A327: 203~213.
- Powell CM, Conaghan PG. 1973. Plate tectonics and the Himalayas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 20: 1~12.
- Sebly D and Creaser R A. 2001. Late and mid-Cretaceous mineralization in the northern Canada Cordillera; constraints from Re-Os molybdenite dates. *Economic Geology*, 96: 1461~1467.
- Shares E, Xu R H, Allegre C J. 1984. U-Pb geochronology of Gangdese (Transhimalaya) plutonism in the Lhasa-Xigaze region, Tibet. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 69: 311~320.
- Tapponnier P, Molnar PJ. 1976. Slip-line field theory and large-scale continental tectonics. *Nature*, 264: 319~324.
- Tunner S, Hawkesworth CJ, Liu J, Rogers N, Kelley S, van Calsteren P. 1993. Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks. *Nature*, 364: 50~53.
- Williams H, Turner S, Kelley S, Harris N. 2000. Age and composition of dikes in southern Tibet: new constraints on the timing of east-west extension and its relationship to postcollisional volcanism. *Geology*, 29: 339~342.
- Yin A, Harrison T M, Ryerson F J, Ch W, Kidd W S F, Copeland P. 1994. Tertiary structural evolution of the Gangdese thrust system, southeastern Tibet. *J. Geophys. Res.*, 99: 18175~18201.
- Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *J. Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 28: 211~280.
- Yin J, Xu J, Liu C, Li H. 1988. The Tibetan plateau: regional stratigraphic context and previous work. *Phil Trans. Roy. Soc. Lond.*, A327: 5~52.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Ages of the Ore-bearing Porphyries of the Gangdese Porphyry Copper Belt and Their Geological Significances

QU Xiaoming, HOU Zengqian, LI Zhenqing

Institute of Mineral Resources, CAGS, China, Beijing 100037

Abstract

The ore-bearing porphyries of the Gangdese porphyry copper belt in the southern Tibet plateau possess the essential characteristics of adakite and formed from partial melting of subducted Tethyan oceanic crusts under eclogite facies conditions. This paper utilizes $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step-heating technique to date the ages of biotite and plagioclase phenocrysts of the ore-bearing porphyries sampled from Chongjiang and Lakange deposits. The analysis results indicate that the two copper-Molybdenum deposits have highly consistent mineralization ages despite of their more than 100 km apart each other. The two biotite phenocrysts yield plateau ages of 13.5 ± 1.0 Ma and 13.42 ± 0.10 Ma, respectively. Meanwhile the two plagioclase phenocrysts yield their plateau ages of 12.22 ± 0.05 Ma and 12.5 ± 1.3 Ma, respectively. Within analysis error range these age values are consistent with the mineralization age ($14\text{ Ma} \pm$) of the porphyry copper deposits based on molybdenite Re-Os isochron ages of the corresponding deposits. From the emplacement timing and location of the ore-bearing porphyries it is inferred that the Indus plate was subducted in steep angle beneath the Asia continent along the Yaluzangbo suture and enter mantle lithosphere. The Ew-and NWW-striking occurrences of both ore-bearing porphyries and copper mineralization zones suggest that the porphyry emplacement and copper mineralization occurred under a SN-striking extension regime and were synchronous with the uplifting process in which the plateau reached its highest elevation. Hereafter, the stress regime of the plateau changed into EW-striking extention and a series of SN-striking collapse structures formed under gravity effect.

Key words: Gangdese copper belt; ore-bearing porphyries; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages; dynamic environment of mineralization

