

文章编号: 0258-7106 (2003) 01-0001-12

埃达克岩: 斑岩铜矿的一种可能的重要含矿母岩

——以西藏和智利斑岩铜矿为例*

侯增谦¹ 莫宣学² 高永丰³ 曲晓明¹ 孟祥金¹

(1 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037; 2 中国地质大学, 北京 100083; 3 石家庄经济学院, 河北 石家庄 050031)

摘 要 作者通过对 3 个重要的斑岩铜矿带的综合研究和对比分析发现, 最具成矿潜力的含矿斑岩不是典型的岛弧岩浆岩, 而是一种高 SiO_2 [$w(\text{SiO}_2) > 56\%$], 高 Al_2O_3 [$w(\text{Al}_2\text{O}_3) > 15\%$], 富 Sr (多数 $w_{\text{Sr}} > 400 \times 10^{-6}$), 低 Y (多数 $w_{\text{Y}} < 16 \times 10^{-6}$) 的岩石, 具有埃达克岩地球化学特征, 显示埃达克岩岩浆亲合性。含矿的长英质岩浆并非来自地幔楔形区或壳幔过渡带, 而是来自俯冲的洋壳板片的直接熔融。该俯冲板片熔融前通常变质为含水的榴辉岩。在安第斯弧造山带, 大洋板块低缓、快速、斜向俯冲, 诱发洋壳板片直接熔融, 形成埃达克质熔体, 后者通过分凝和封闭性演化, 形成安第斯中新世-上新世巨型斑岩铜矿系统; 在青藏高原碰撞造山带, 俯冲并堆积于地幔岩石圈的古老洋壳物质的变质和拆沉, 诱发榴辉岩部分熔融, 产生埃达克质熔体, 并与幔源熔体混合, 形成西藏冈底斯和玉龙斑岩铜矿系统。

关键词 地质学 斑岩铜矿 含矿斑岩 埃达克岩 成矿模式**中图分类号**: P588.121; P618.41**文献标识码**: A

斑岩铜矿作为一种最重要的铜矿类型, 为世界提供了 50% 以上的金属铜资源 (Kirkham et al., 1995)。有鉴于此, 过去几十年对斑岩铜矿进行了大量的深入细致的研究, 使人们对斑岩铜矿成因机制的认识程度和理解深度, 远高于其他类型矿床。基于板块构造理论而建立的著名的岛弧-斑岩成矿模型 (Sillitoe, 1972; Mitchell, 1973), 有效地指导了找矿实践, 并取得了巨大成功。然而, 近年来研究发现, 世界级规模的斑岩铜矿不仅产出于岛弧或陆缘弧环境, 而且还产出在碰撞造山带环境 (Hou et al., 2003)。前者以环太平洋斑岩铜矿带为代表, 如产于安第斯大陆边缘弧的斑岩铜矿带 (Mitchell, 1973; Sillitoe, 1988; Richards et al., 2001; Camus et al., 2001), 后者以青藏高原碰撞造山带斑岩铜矿为代表, 如产于青藏高原东缘的玉龙斑岩铜矿带 (芮宗瑶等, 1984; 马鸿文, 1990; 唐仁鲤等, 1995) 和青藏高原腹地的冈底斯斑岩铜矿带 (侯增谦等, 2001; 曲晓明等, 2001)。

经典的成矿模型强调大洋板块俯冲诱发岛弧岩浆活动, 来自地幔楔形区或壳幔过渡带的熔体通过结晶分异和 (或) 地壳混染, 浅成侵位, 形成岛弧钙碱性系列含矿斑岩, 发育斑岩铜矿系统。然而, 笔者初步研究发现, 岛弧环境的含矿斑岩常常是典型的钙碱性系列, 而碰撞造山环境的含矿斑岩则主要是高钾钙碱性系列和钾玄岩系列。不论是岛弧-陆缘弧环境, 还是碰撞造山带环境, 最具成矿潜力的含矿斑岩通常具有埃达克岩 (adakite) 岩浆的亲合性, 而非典型的弧岩浆特征。

为进一步了解含矿斑岩的岩浆亲合性和含矿潜在性, 本文对安第斯弧造山带和青藏高原碰撞造山带的含矿斑岩及斑岩铜矿进行了综合研究, 着重对比分析了含矿斑岩的岩石地球化学特征, 阐释了含矿斑岩的埃达克岩岩浆亲合性, 探讨了两种不同环境的斑岩铜矿成岩成矿模式, 并评价了斑岩铜矿成矿潜力的新途径。

* 本文是国家基础研究规划“青藏高原 973”项目和“碰撞与成矿 973 项目”资助成果
第一作者简介 侯增谦, 男, 1961 年生, 博士, 研究员, 现从事碰撞造山与成矿作用研究。
收稿日期 2002-09-10; 改回日期 2002-12-08。张绮玲编辑。

1 斑岩铜矿带地质

世界级规模的斑岩铜矿带主要分布在环太平洋岛弧带和青藏高原大陆碰撞造山带,尤以智利北部斑岩铜矿带和青藏高原斑岩铜矿带最为典型。

1.1 青藏高原斑岩铜矿带地质

在青藏高原,两条斑岩铜矿带发育于青藏高原碰撞造山带的不同演化阶段和不同构造部位(图1)。冈底斯斑岩铜矿带位于雅鲁藏布江缝合带北侧,就位于拉萨地体南缘的冈底斯花岗岩基中。该岩基有两个岩浆峰期年龄:55~45 Ma 和 30~24 Ma (Allegre et al., 1984),分别记录了印-亚大陆大规模碰撞(50~55 Ma)和强烈逆冲事件(24~30 Ma)(Yin et al., 2000)。该花岗岩基在 21 Ma 左右普遍出现了一次快速冷却事件(Chen et al., 1999),标志着冈底斯在此间发生了快速隆升($>2\text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$)(Harrison et

al., 1992; Yin et al., 1994)。伴随着 14 Ma 前后的 E W 向伸展和 S N 向正断层系统的发育(Turner et al., 1993; Coleman et al., 1995; Bullsuluk et al., 2001),长英质岩浆浅成侵位,形成含矿斑岩带。这些斑岩体沿 E W 向断续成带、S N 向串珠成群,构成了一条长达 350 km、宽约 40 km 的斑岩铜矿带(侯增谦等, 2001; 曲晓明等, 2001)。初步评价已查明甲马、驱龙、南木、厅宫、冲江等大中型斑岩铜矿(图1)。可资利用的 Ar-Ar 和 K-Ar 测年资料表明,含矿斑岩侵位年龄集中于 12~16 Ma (曲晓明等, 未刊资料)。采自 3 个斑岩铜矿床的 13 件辉钼矿构成的一条 Re-Os 等时线年龄为 $(14 \pm 0.9)\text{ Ma}$ (侯增谦等, 2003),证实 14 Ma 左右的大规模铜矿成矿事件发生于青藏高原后碰撞地壳伸展阶段,其成矿事件具有区域一致性,其成矿物质具有源区统一性。

玉龙斑岩铜矿带位于金沙江缝合带西侧,产于羌塘地体东缘的昌都陆块内部(图1)。其空间分布



图1 喜马拉雅-西藏造山带构造略图(据 Yin et al., 2000 修改并简化)

图中的 2 个方框区为冈底斯斑岩铜矿带和玉龙斑岩铜矿带。主要岩石-构造单元: N-Q—晚第三纪-第四纪沉积; THS—特提斯-喜马拉雅沉积序列; HHM—高喜马拉雅变质岩系; LHS—低喜马拉雅变质沉积序列;主要缝合带: IYS—印度河-雅鲁藏布江缝合带; BNS—班公-怒江缝合带; JS—金沙江缝合带; GLS—甘孜-理塘缝合带;主要新生带构造: STDS—藏南拆离系; MCT—主中央逆冲断裂; MBT—主边界逆冲断裂; GCT—冈底斯中央逆冲断裂

Fig.1 Simplified tectonic map of the Himalayan-Tibetan orogenic belt (modified from Yin et al., 2000)

The black square areas represent Gangdese and Yulong porphyry copper belts (See the text). Main rock-tectonic units: N-Q—Late Tertiary-Quaternary sediments; THS—Tethys-Himalayan sedimentary sequence; HHM—High Himalayan metamorphosed rocks; LHS—Low Himalayan meta-sedimentary sequence. Main sutures: IYS—Indo-Yaluzhangbo suture; BNS—Bangong-Nujiang suture; JS—Jinshajiang suture; GLS—Ganzi-Litang suture; Main Cenozoic tectonic systems: STDS—Southern Tibetan detachment system; MCT—Main central thrust; MBT—Main boundary thrust; GCT—Gangdese central thrust

受 NW 走向的大规模走滑断裂系统控制,岩浆侵位受走滑拉分盆地制约(Hou et al., 2003)。大规模走滑断裂系统可能吸纳和调节了印-亚大陆碰撞产生的应变(Tapponnier et al., 1976;1990),走滑拉分盆地可能发育于藏东高原差异隆升(40 Ma)后的伸展阶段(Chung et al., 1998),其内充填红色磨拉石沉积物,并发育碱性火山岩系(37~42 Ma)。含矿斑岩侵位于晚三叠世火山-沉积岩系内部,侵位高峰分别为(52 ± 2.8) Ma, (40 ± 2.3) Ma 和 (33 ± 3.3) Ma(马鸿文,1990)。这条长达 300 km 的玉龙斑岩铜矿带,由 3 个大型铜矿(玉龙、马拉松多、多霞松多) 2 个中型铜矿(莽总、扎那朵)和若干小型矿床组成。2 个矿床的辉钼矿 Re-Os 模式年龄表明,成矿事件发生于 36.6 Ma 左右(杜安道等,1994)。

1.2 智利北部斑岩铜矿带地质

智利北部斑岩铜矿带,作为环太平洋斑岩铜矿带的重要组成部分,产于太平洋板块俯冲形成的安第斯大陆边缘弧上(Sillitoe, 1988),主体发育于晚中新世安第斯构造旋回期,受平行弧展布的走滑断裂和 NW 向基底构造控制(Camus et al., 2001; Richards et al., 2001)。这些斑岩铜矿构成了两条 SN 向平行展布的重要金属成矿带(图 2; Sillitoe, 1988):其一为晚中新世-早上新世斑岩铜矿带,代表性的巨型矿床包括 Chuquicamata (5.8 Gt, w_{Cu} 0.55%), La Escondida (2.3 Gt, w_{Cu} 1.15%), El Abra (1.5 Gt, w_{Cu} 0.55%) 等(Oyarzun et al., 2001)。该带主要发育含矿的花岗闪长斑岩,几乎没有火山岩系相伴;其二为古新世-晚中新世斑岩铜矿带,位于上述铜矿带以西的靠大洋一侧(图 2),规模仅为上述铜矿带的 1/10,代表性的大型矿床包括 Lomas Bayas (130 Mt, w_{Cu} 0.53%) 和 Spence (400 Mt, w_{Cu} 1%) 等。该带不仅发育含矿的花岗闪长斑岩侵入体,而且大量出现弧玄武岩-安山岩-流纹岩系,其中,花岗闪长斑岩赋存斑岩铜矿,火山岩系发育浅成低温热液金矿床(Oyarzun et al., 2001)。

2 含矿斑岩岩石地球化学特征

在青藏高原,含矿斑岩主要是二长花岗斑岩和石英二长花岗斑岩,少量碱长花岗斑岩(表 1)。其中,冈底斯带斑岩主要属高钾钙碱性系列和钾玄岩系列,而玉龙带斑岩则通常属钾玄岩系列(图 3)。在智利北部斑岩铜矿带,含矿斑岩通常是花岗闪长斑

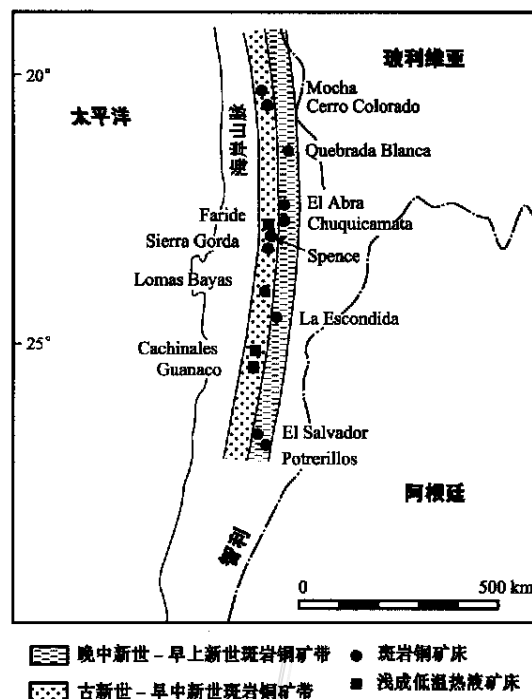


图 2 智利北部斑岩铜矿带地质略图(据 Sillitoe, 1988 和 Oyarzun et al., 2001)

Fig. 2 Simplified geological map of the porphyry copper belt in northern Chile (after Sillitoe, 1988 and Oyarzun et al., 2001)

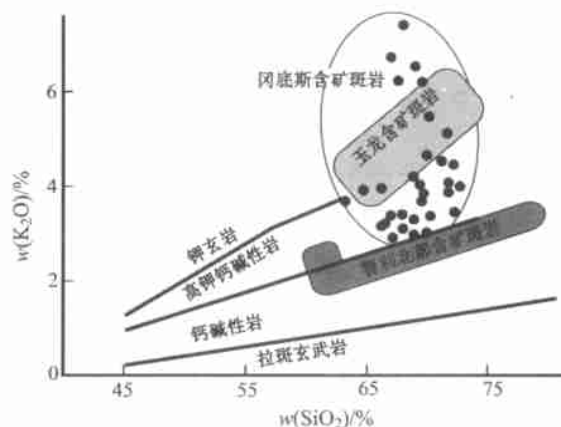


图 3 青藏高原和智利北部斑岩铜矿带含矿斑岩的 SiO_2 - K_2O 图

Fig. 3 SiO_2 versus K_2O diagram of Cu-bearing porphyries from porphyry copper belts in both northern Chile and Tibetan plateau

岩,岩石通常属钙碱性系列,少数为高钾钙碱性系列(图 3)。尽管两种不同环境的含矿斑岩具有不同的岩浆碱度和岩石系列,但具有较大成矿潜力的含矿

表 1 青藏高原代表性含矿斑岩的主要元素、微量元素和 REE 分析结果
Table 1 Analytical results of major and trace elements and REE in typical porphyries from the Tibetan plateau

网底斑岩铜矿带																			玉龙斑岩铜矿带 ^①																		
甲马				拉抗俄				南木				斤官				玉龙				馬拉松多				多龍松多				莽总									
JM-7	JM-21	JM-23		DZL-07	DZL-05	NMY-04	NMY-05	NTY-11	NTY-05	NT-07	NT-05	NT-07	YH5-90	Y107-100	A8-213	A7-563	03-68	MI202-264																			
$w(B)/\%$																			$w(B)/10^{-6}$																		
SiO ₂	68.14	69.51	68.00	71.51	71.26	68.75	69.58	70.20	66.94	67.14	71.19	67.14	64.80	70.95	69.42	68.21	69.33	67.29																			
TiO ₂	0.42	0.42	0.38	0.29	0.29	0.42	0.38	0.38	0.45	0.42	0.37	0.42	0.52	0.31	0.28	0.27	0.28	0.42																			
Al ₂ O ₃	14.44	15.10	14.82	15.24	15.58	15.79	15.51	14.93	15.94	15.16	14.99	15.16	16.44	14.18	14.12	13.04	14.01	14.58																			
TF ₂ O ₃	1.85	2.27	1.47	0.88	1.32	1.99	3.28	2.14	3.11	2.60	1.60	2.60	2.99	2.00	2.60	3.72	2.23	4.36																			
MnO	0.05	0.07	0.04	0.03	0.04	0.03	0.02	0.02	0.03	0.06	0.01	0.06	0.06	0.05	0.15	0.12	0.07	0.07																			
MgO	1.41	1.17	1.29	0.56	0.66	1.34	1.27	1.25	1.36	1.17	0.72	1.17	2.47	1.23	0.83	0.99	1.27	1.47																			
CaO	1.88	0.41	2.01	1.77	2.17	1.37	0.49	1.91	3.06	2.91	0.90	2.91	2.94	1.27	1.86	1.67	0.76	2.82																			
Na ₂ O	2.96	3.45	2.31	4.07	4.42	4.84	4.44	4.64	4.39	3.62	3.62	4.13	3.77	2.87	3.67	2.01	2.84	3.72																			
K ₂ O	6.55	5.73	8.56	4.14	3.59	3.82	4.11	3.02	3.06	4.75	4.75	3.49	4.27	6.04	4.85	5.57	5.54	5.01																			
P ₂ O ₅	0.19	0.18	0.11	0.09	0.09	0.16	0.15	0.14	0.18	0.15	0.15	0.17	0.03	0.05	0.10	0.11	0.12	0.23																			
H ₂ O ⁺	1.06	1.21	0.42	0.45	0.10	0.86	1.15	0.94	0.92	1.04	1.04	1.26	0.60	0.53	0.00	1.32	1.08	0.71																			
CO ₂	0.64	0.05	0.12	0.05	0.10	0.17	0.17	0.02	0.05	0.12	0.12	1.05	0.25	0.26	0.23	1.26	0.24	0.27																			
Mg ^{#②}	60	51	64	54	48	57	52	54	47	47	47	48																									
La	25.17	19.68	29.5	26.40	19.40	18.4	9.03	14.19	19.18	27.70	18.98	27.70	82.17	51.93	45.30	32.50	77.34	62.01																			
Ce	51.64	45.48	52.52	55.60	40.90	34.2	16.91	26.81	40.42	58.27	43.28	58.27	161.5	96.42	87.69	55.50	142.9	120.10																			
Pr	5.77	4.69	5.79	5.78	4.50	4.06	1.98	2.96	4.89	6.26	5.56	6.26	17.76	11.76	9.41	6.20	14.73	12.85																			
Nd	19.94	16.69	19.44	21.80	16.60	15.23	7.28	10.65	18.58	22.51	21.02	22.51	65.88	34.41	33.51	20.00	50.50	45.68																			
Sm	2.98	2.48	2.85	2.90	2.63	2.43	1.31	1.68	3.06	3.45	3.45	3.57	10.37	5.25	5.56	3.60	7.53	7.24																			
Eu	0.761	0.566	0.675	0.94	0.81	0.635	0.345	0.478	0.844	0.866	0.753	0.866	1.90	1.06	0.97	0.78	1.46	1.53																			
Gd	1.911	1.484	1.832	2.59	2.01	1.487	0.865	1.058	2.032	2.250	2.188	2.250	7.44	3.81	4.41	4.20	5.15	5.33																			
Tb	0.247	0.203	0.242	0.20	0.20	0.166	0.119	0.147	0.242	0.313	0.313	0.313	0.54	0.16	0.39	0.78	0.57	0.50																			
Dy	1.166	0.945	1.092	1.45	1.14	0.835	0.649	0.72	1.194	1.397	1.426	1.397	3.91	2.11	2.98	1.90	2.83	2.93																			
Ho	0.20	0.159	0.208	0.20	0.16	0.156	0.119	0.129	0.226	0.250	0.250	0.250	0.69	0.39	0.58	0.62	0.52	0.56																			
Er	0.560	0.42	0.53	0.63	0.53	0.398	0.348	0.349	0.573	0.654	0.654	0.592	1.89	1.07	1.61	0.74	1.43	1.44																			
Tm	0.091	0.065	0.087	0.08	0.09	0.06	0.056	0.054	0.092	0.096	0.096	0.087	0.29	0.14	0.26	0.24	0.19	0.25																			
Yb	0.539	0.379	0.549	0.55	0.50	0.414	0.363	0.338	0.532	0.44	0.44	0.502	1.52	0.94	1.62	1.10	1.31	1.24																			
Lu	0.09	0.056	0.087	0.09	0.08	0.065	0.062	0.054	0.084	0.086	0.086	0.078	0.28	0.19	0.30	0.54	0.24	0.21																			
8Eu	0.97	0.90	0.90	0.72	1.08	1.02	0.99	1.10	1.03	0.84	0.84	0.93																									
(La/Yb) _N ^②	31.56	35.09	36.31	32.44	26.22	30.03	16.81	28.37	24.36	23.24	23.24	37.29																									
Ba	930	701	701	673	829	884	789	632	892	868	868	771	440	362	571	740	682	835																			
Rb	380	494	494	132	125	134	137	93.8	97.4	148	148	144	237	246	229	240	315	227																			
Sr	409	448	282	570	656	599	421	632	903	538	538	640	1220	631	599	480	638	1068																			
Nb	8.3	5.8	7.5	6.49	5.33	5.9	4.7	4.0	4.5	7.2	7.2	7.7	9.0	6.0	13.0	16.0	9.0	7.0																			
Ta	0.8	0.5	0.5	0.29	0.30	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5																									
Zr	107	103	108	40.0	60.7	98.3	106	85.2	115	134	134	148	159	115	114	138	101	94																			
Hf	3.5	3.4	3.5	1.70	2.13	3.4	3.5	3.0	3.9	4.0	4.0	4.4	19.0	9.0	6.0	6.0	4.0	9.0																			
U	8.5	3.3	5.8	2.06	0.30	1.6	1.4	2.2	0.8	2.7	2.7	5.3	18.0	14.0	14.0	10.0	19.0	20.0																			
Th	25.1	18.9	12.0	7.49	8.59	14.4	11.1	11.6	9.5	12.4	12.4	22.8	27.0	28.0	38.0	28.0	48.0	38.0																			
Y	5.52	4.10	5.50	6.79	6.04	4.16	3.42	3.39	5.92	6.61	6.61	6.05	16.7	9.33	15.94	12.8	12.92	13.15																			
Sc	3.9	2.9	4.0	3.22	6.04	3.8	3.9	3.5	5.2	3.3	3.3	3.8	9.0	4.2	4.8	3.9	3.7	5.1																			
Sr/Y ^②	74.11	109.29	51.26	83.95	108.61	143.96	123.06	186.43	152.59	81.39	81.39	105.78																									
Y/Yb ^②	10.24	10.82	10.02	12.35	12.08	10.05	9.42	10.03	11.12	11.97	11.97	12.05																									

注:网底斑岩铜矿带由武汉综合岩矿测试中心分析。主要元素采用 XRF 分析;稀土元素、微量元素采用 ICP-AES 分析;Mg# = $100 \times w_{Mg^{2+}} / (w_{Mg^{2+}} + w_{Fe^{2+}})$ 。①资料来源为鸿文,1990;②单位 1。

斑岩通常显示埃达克岩的地球化学特征(图 4)。

埃达克岩,作为一种俯冲洋壳板片〔MORB(大洋中脊玄武岩)〕部分熔融的产物,具有独特的地球化学特征,如 $w(\text{SiO}_2) > 56\%$, $w(\text{Al}_2\text{O}_3) > 15\%$ 〔当 $w(\text{SiO}_2) = 70\%$ 〕, $w(\text{Y}) \leq 18 \times 10^{-6}$, $w_{\text{Sr}} \geq 400 \times 10^{-6}$ (Defant et al., 1990)。大量研究已经证明,洋壳板片俯冲至一定深度后,其 MORB 就会发生变质作用,形成角闪岩/榴辉岩,成为埃达克岩的理想岩浆源区。由于这种岩浆源区是一种富含水的、不含斜长石的、具有角闪岩-榴辉岩变质相的角闪榴辉岩,在部分熔融过程中,石榴子石和金红石通常作为残留相出现(Defant et al., 1990),因此,埃达克岩通常具有较低的 HREE 和 Y 含量,相对亏损 HFSE(Nb,

Ta, Ti, P), 极度富集 Sr, 从而在 Sr/Y-Y 图中与弧火山岩及深成岩可明显区分(图 4)。

冈底斯带斑岩具有较高的 SiO_2 〔 $w(\text{SiO}_2) > 56\%$ 〕和 Al_2O_3 〔 $w(\text{Al}_2\text{O}_3) > 15\%$ 〕,富集 Sr〔 $w_{\text{Sr}} 194 \times 10^{-6} \sim 686 \times 10^{-6}$ 〕,亏损 HREE〔 $w_{\text{Yb}} < 0.72 \times 10^{-6}$ 〕和 Y〔 $w_{\text{Y}} 2.87 \times 10^{-6} \sim 8.04 \times 10^{-6}$;表 1〕,因此具有较高的 Sr/Y(图 4)和 $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 比值以及正 Sr 和 Eu 异常(图 5;侯增谦等,2001;曲晓明等,2001;高永丰等,2003),显示埃达克岩的地球化学特征。

然而,与典型的埃达克岩相比,冈底斯带斑岩相对富钾〔 $w(\text{K}_2\text{O}) = 3.02\% \sim 8.56\%$ 〕,属高钾钙碱性系列和钾玄岩系列;相对富镁〔 $w(\text{MgO}) : 0.56\% \sim 1.43\%$ 〕,其 $\text{Mg}^\#$ 值变化于 36~72 之间(表 1)。理论模拟和实验研究表明,变质为角闪榴辉岩或榴辉岩的正常 MORB 的部分熔融,只能形成钠质的埃达克质熔体(Martin, 1999),该熔体的 $\text{Mg}^\#$ 值多小于 40。看来,冈底斯带斑岩富钾高镁可能反映了原生的埃达克质熔体经历了较为复杂的演变过程。这个过程可以被含矿斑岩的 Pb-Sr-Nd 同位素系统加以限定。

冈底斯带含矿斑岩的 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化于 15.501~15.626 之间, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化于 38.175~38.960 之间, $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ 变化范围狭窄(18.315~18.661),并且构成一条连接 MORB 与 EM II(富集地幔)的垂直阵列(图 6a)。其锶和钕同位素数据也处于 MORB 和 EM II 混合线上(图 6b)。这些同位素特征表明,起源于 MORB 的埃达克质熔体在上升途中与富集地幔物质发生了物质交换。

埃达克质熔体与地幔橄榄岩发生相互反应通常被认为是一种最常见的机制(Stern et al., 1996; Rapp et al., 1999)。然而,这种相互作用虽然可以导致埃达克岩的 $\text{Mg}^\#$ 值增高(Kay, 1978),但不能引起其 K_2O 含量增加(Martin, 1999)。富集地幔,特别是 EM II 型富集地幔的部分熔融可以产生钾质-超钾质玄武质熔体(Turner et al., 1993;图 6a),由此产生的火山岩和次火山岩在冈底斯乃至整个青藏高原广泛分布,前者自 13 Ma 以来喷发,使钾质熔岩在冈底斯和北羌塘呈大面积、小体积分布(Turner et al., 1993);后者浅成侵入位于 13~18 Ma,形成一系列横切冈底斯的 SN 向展布的超钾质基性岩墙(Williams et al., 2001)。这些钾质-超钾质岩与冈底斯含矿斑岩在时间上的同时性和空间上的共生性,暗示两者

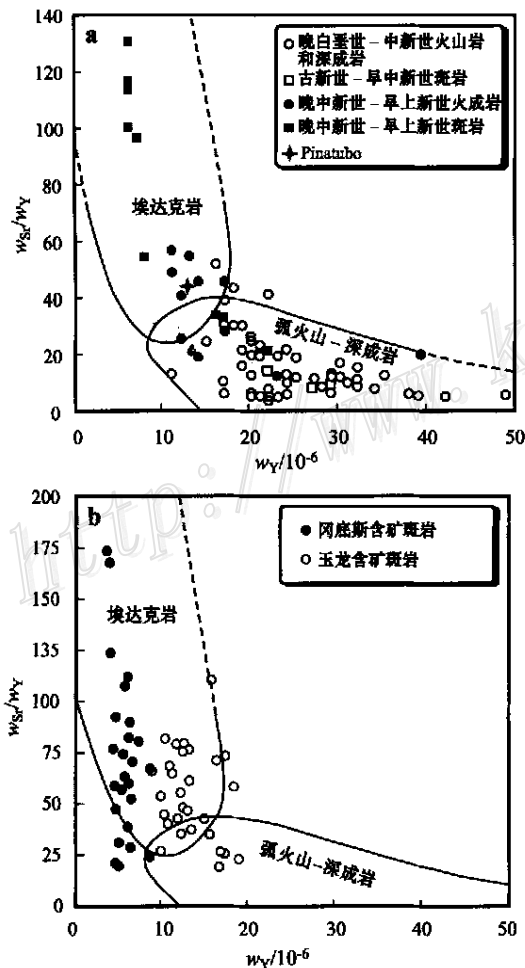


图 4 青藏高原(a)和智利北部(b)斑岩铜矿带含矿斑岩的 Y-Sr/Y 点图

埃达克岩与典型弧岩浆岩的分界线据 Defant et al., 1990

Fig. 4 Y-Sr/Y plots for Cu-bearing porphyries from the Tibetan plateau (a) and northern Chile (b), showing adakite magmatic affinity of these porphyries

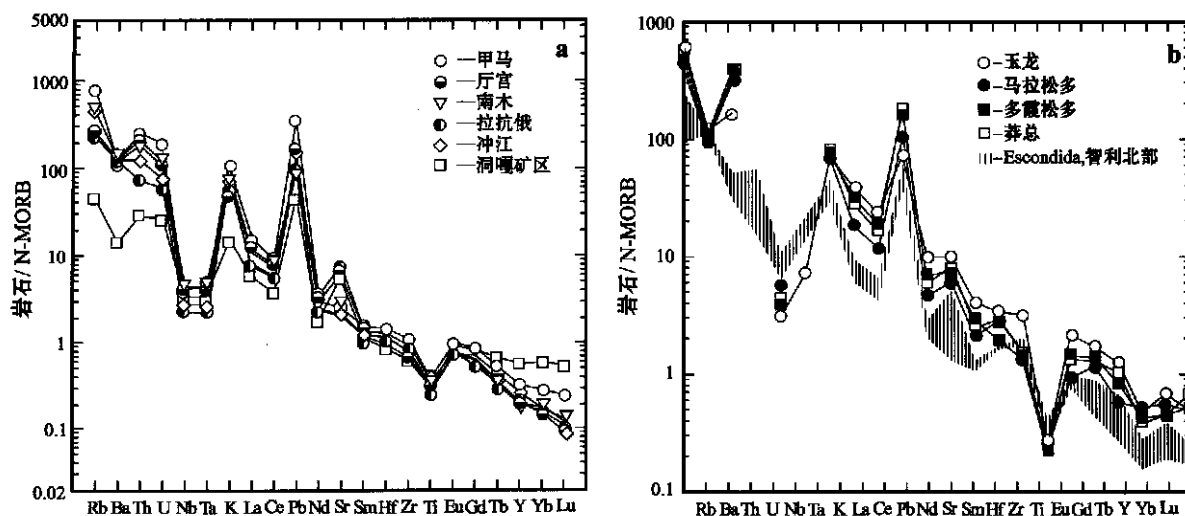


图 5 青藏高原斑岩铜矿带含矿斑岩的微量元素配分型式图

a. 冈底斯含矿斑岩的微量元素配分型式图; b. 玉龙含矿斑岩的微量元素配分型式图。玉龙含矿斑岩资料来自 Hou et al., 2003; 冈底斯斑岩带资料来自曲晓明等, 2001 和高永丰等, 2003; 智利北部含矿斑岩资料来自 Richards et al., 2001

Fig. 5 Normalized abundance patterns (NAP) of trace elements by N-MORB for Cu-bearing porphyries in the Tibetan plateau
a shows the NAP of trace elements in the porphyries from the Gangdese belt, whereas b shows that in the porphyries from the Yulong belt

有着相同的地球动力学背景和相关的深部作用过程。Turner 等(1993)分析了 13 Ma 以来喷发的钾质熔岩的 Sr-Nd 同位素组成,表明其岩浆源岩类似于 EM II,具有高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、低 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 的特征(图 6a)。冈底斯含矿斑岩的少数样品, Sr-Nd 同位素组成接近 MORB,证实埃达克质熔体起源于 MORB 变质的榴辉岩或角闪榴辉岩;多数样品的 Sr-Nd 同位素组成介于 MORB 与钾质熔岩源区(EM II)之间(图 6a),证实埃达克质熔体曾与幔源钾质熔体发生了混合作用。这种混合作用不仅导致了埃达克质斑岩的 $\text{Mg}^\#$ 增高,而且引起了后者的 K_2O 含量增加和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值(约 0.706)增高。

玉龙带斑岩与冈底斯带斑岩的地球化学性质相似(表 1),但 Al_2O_3 含量中等 [$w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 14.5% ~ 16.8%,当 $w(\text{SiO}_2) = 70\%$], Yb ($w_{\text{Yb}} < 1.8 \times 10^{-6}$) 和 Y (w_{Y} 多数 $< 18 \times 10^{-6}$) 稍高(张玉泉等, 1998b; Hou et al., 2003),在图 4 中总体处于埃达克岩区,但与冈底斯带斑岩明显分离,暗示其岩浆源区——MORB 质榴辉岩或角闪榴辉岩可能发生了较大程度的部分熔融(Defant et al., 1990)。有限的 Sr-Nd, Pb 同位素资料表明,其组成也处于 MORB 与 EM II 之间,但更接近于与之时空密切共生的幔源富碱(钾质)斑岩(图 6;张玉泉等, 1998a; Hou et al., 2003),

暗示富集地幔物质对埃达克质熔体产生了较大贡献。按 Defant 等(1990)的定义,玉龙斑岩可称为似埃达克岩,它在地球化学上显示出弧火山岩与埃达克岩的过渡特征。

智利北部的两条含铜斑岩带虽然同属钙碱性系列,但具有不同的地球化学特征。古新世-晚中新世斑岩的 w_{Sr} 变化于 $(200 \sim 640) \times 10^{-6}$, w_{Y} 变化于 $(14 \sim 48) \times 10^{-6}$ 间, Sr/Y 比值集中于 5 ~ 30 之间,总体显示典型的岛弧钙碱性火山岩特征(图 4a)。相反,晚中新世-早上新世斑岩的 w_{Sr} 变化于 $(230 \sim 1950) \times 10^{-6}$, w_{Y} 变化于 $(5 \sim 16) \times 10^{-6}$ 间, Sr/Y 比值变化于 20 ~ 130 之间,处于埃达克岩区内(图 4),显示典型的埃达克岩岩浆亲合性(Oyarzun et al., 2001)。

3 斑岩铜矿中金属和硫的可能来源

虽然斑岩铜矿的研究程度甚高,但其硫和金属的来源仍存在争议,目前至少存在两种观点,即长英质岩浆来源说(Burnham, 1979)和围岩来源说(Ohmoto et al., 1997)。前者基于硫化物矿石与长英质斑岩的密切时空关系和矿石的 $\delta^{34}\text{S}$ 组成,后者基于矿床氢氧同位素的大气水组成特征(Ohmoto et

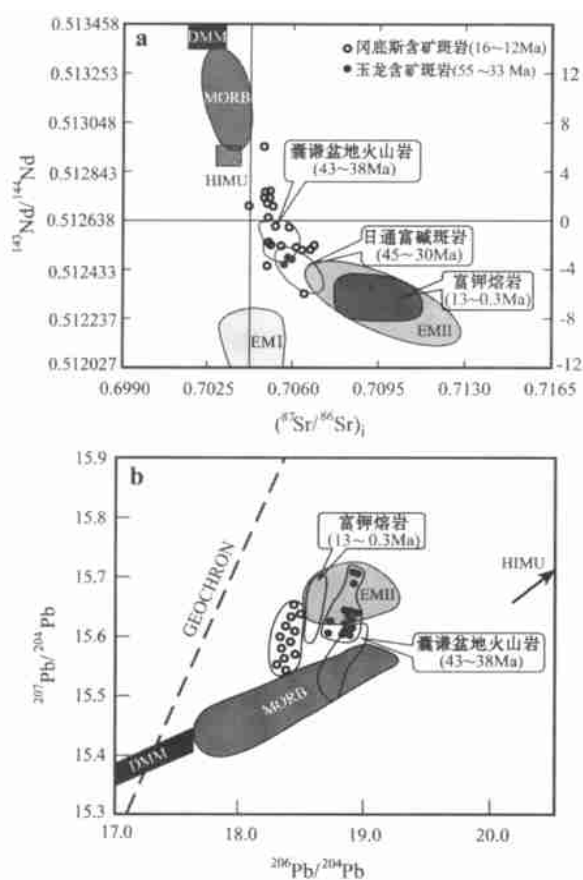


图 6 青藏高原含矿斑岩的 Sr-Nd-Pb 同位素特征图

a. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 图; b. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图, 显示青藏高原含矿斑岩的同位素地球化学特征。DMM, HIMU, EM I 和 EM II 分别代表 4 种地幔端元 (Zindler et al., 1986)。DMM: 亏损的 MORB 地幔; HIMU: 长期高 U/Pb 地幔; EM I: 类型 I 富集地幔; EM II: 类型 II 富集地幔; 玉龙斑岩带 Sr-Nd 同位素资料来自王增等 (1995) 和张玉泉等 (1998a); 铅同位素资料来自马鸿文 (1990); 日通富碱斑岩及囊谦盆地火山岩同位素资料来自 Sun 等 (2001); 冈底斯斑岩带 Sr-Nd、Pb 同位素资料来自侯增谦和曲晓明未刊资料

Fig. 6 Sr-Nd-Pb isotopic characteristics of Cu-bearing porphyries in the Tibetan plateau

a shows $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ values (at 16 Ma) of these porphyries, b shows $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ values of these porphyries, and both diagrams show that Sr-Nd, Pb isotopic compositions lie between MORB and EM II

al., 1997)。然而, 仔细分析斑岩铜矿的若干地质事实, 发现上述两种来源仍存在一些不容回避的问题。斑岩铜矿中含有大量的硫, 呈硫化物矿物和硬石膏出现, 构成巨大的硫异常 (Hunt, 1991)。然而, 长英质岩浆中硫的溶解度通常很低 (Wallace et al., 1992), 铜和其他金属元素含量也不高。斑岩铜矿的含矿斑岩体通常较小, 直径一般 0.5 ~ 2 km。初步

估算, 要形成一个规模在 6.5 Mt 的大型 Cu 矿 (如玉龙铜矿), 要求其长英质岩浆的规模至少应大于 100 km³。如此规模的岩浆即使可以提供一个大型铜矿的铜和其他金属量, 也不能提供足够的硫 (20 Mt) (Hattori et al., 2001)。假如岩浆中 w_s 为 80×10^{-6} , 有一半的硫在岩浆脱气过程中进入成矿系统, 那么, 要提供 20 Mt 的硫, 至少需要 220 km³ 的岩浆。显然, 含矿斑岩体难以提供如此规模的岩浆供应。看来, 正常的长英质岩浆至少不是斑岩铜矿中金属和硫的唯一贡献者。斑岩铜矿的含矿围岩及盖层可谓多种多样, 如在玉龙斑岩铜矿带, 既有前寒武纪结晶基底, 也有三叠纪火山-沉积围岩和盖层。然而, 硫化物矿石却具有十分狭窄的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围 (-0.5‰ ~ +5.5‰; 芮宗瑶等, 1984), 平均 $\delta^{34}\text{S}$ 值接近于 0‰, 而且富含铂族元素 (唐仁鲤等, 1995)。在世界范围内, 斑岩铜矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 平均值也变化在 0‰ 左右, 这个基本事实表明, 含矿斑岩所侵位的围岩及盖层也不是斑岩铜矿内金属和硫的主要来源。

与正常的长英质岩浆不同, 埃达克质岩浆以其高水含量、高氧逸度 (f_{O_2}) 和富硫为特征 (Oyarzun et al., 2001), 成为斑岩铜矿的重要含矿母岩和金属-硫的可能载体。富水的俯冲洋壳板片部分熔融, 可以导致富水的、具英安质成分特征的埃达克质熔体的形成与分凝。熔体的富水性导致高度氧化的岩浆系统, 其氧逸度被镍-氧化镍和赤铁矿-磁铁矿缓冲剂缓冲 (Imai et al., 1993)。同时, 氧逸度的提高还引起岩浆系统中 $\text{SO}_2/\text{H}_2\text{S}$ 比值急剧增大, 从而导致 S 从埃达克质熔体中完全分离 (Burnham, 1979)。1991 年菲律宾 Pinatubo 火山喷发的埃达克质岩浆便是极好实例, 该岩浆具英安质成分, 富含硬石膏, 共喷发出 20 Mt 的 SO_2 , 相当于一个储量为 0.60 Mt Cu 的大型铜矿的硫量 (Hattori et al., 2001)。

来自俯冲洋壳板片的埃达克质熔体, 在其上升运移过程中, 或者与热的地幔楔形区的橄榄岩发生相互反应 (Kay, 1978), 或者与幔源熔体发生混合 (Defant et al., 1990), 这些过程可能是其富含金属和硫的重要途径。埃达克质熔体与橄榄岩相互反应, 将大幅度提高埃达克质熔体的 $\text{Mg}^\#$ 值和 Fe 含量 (Kay, 1978; Kelemen, 1995), 从而增大硫在熔体中的溶解度。埃达克质熔体与幔源熔体发生混合, 将从后者中获取大量的铜和其他金属以及硫。如上所述, 在青藏高原碰撞造山带, 含矿斑岩的形成可能经历了两种熔体的混合过程, 从而具备容载大量金属

和硫的能力。

4 斑岩铜矿的可能模式

经典的斑岩铜矿成矿模型认为,在岛弧或陆缘弧系统,来自俯冲板片的脱水流体携带大离子不相容元素(LILE),上升交代地幔楔形区并诱发其熔融,产生幔源熔体,后者经历分离结晶和(或)地壳混染,在地表喷发形成弧火山岩系,浅成侵位形成正常的钙碱性含矿斑岩体及斑岩铜矿系统(Sillitoe, 1972; Mitchell, 1973)。显然,这个传统模式适用于智利北部规模较小的古新世-晚中新世斑岩铜矿带,但却不适用于规模巨大的晚中新世-早上新世斑岩铜矿带,更不适用于青藏高原碰撞造山带的斑岩铜矿带。看来,以埃达克质斑岩为含矿岩石的斑岩铜矿应有其不同的模式。下面的两种模式应值得考虑。

4.1 俯冲-板片熔融模式

智利北部古新世以来,陆缘弧演化与岩浆活动受太平洋板块(Farallon 板块)俯冲速率、角度和方向诸因素的约束(Oyarzun et al., 2001)。在古新世-早中新世, Farallon 板块以正常的俯冲速度和中等的俯冲角度向智利大陆边缘下部俯冲,诱发地幔楔形区的部分熔融,导致钙碱性弧火山活动和岩浆浅成侵位,形成小规模斑岩铜系统和浅成低温热液金系统(Sillitoe, 1988)。进入晚中新世, Farallon 板块开始低角度、斜向、快速俯冲(Davidson et al., 1991; James et al., 1999),导致俯冲的洋壳板片直接熔融,形成埃达克质熔体(Oyarzun et al., 2001)。该熔体在相对挤压应力场中上升侵位,并在一个相对封闭的体系中演化,发育成规模较大的斑岩铜系统。笔者称这种模式为“俯冲-板片熔融模式”(图 7a)。

4.2 拆沉-板片熔融模式

在青藏高原,两套斑岩铜系统显然不能用上述“俯冲-板片熔融模式”来解释,因为斑岩铜矿系统的发育,远远滞后于相应的洋壳板块的俯冲。对于玉龙斑岩铜矿带,时差在 190 ~ 240 Ma(莫宣学等, 1993; 2001),对于冈底斯斑岩铜矿带,时差则在 30 ~ 60 Ma(Allegre et al., 1984; 侯增谦等, 2003)。尽管如此,有 3 个重要的证据证明,含矿斑岩主要来自于白垩纪之前俯冲的特提斯洋壳板片。首先,埃达克质含矿斑岩的异常高 Sr 和无 Eu 异常,暗示源区不含斜长石;岩石相对亏损 HFSE(Nb, Ta, Ti),表明

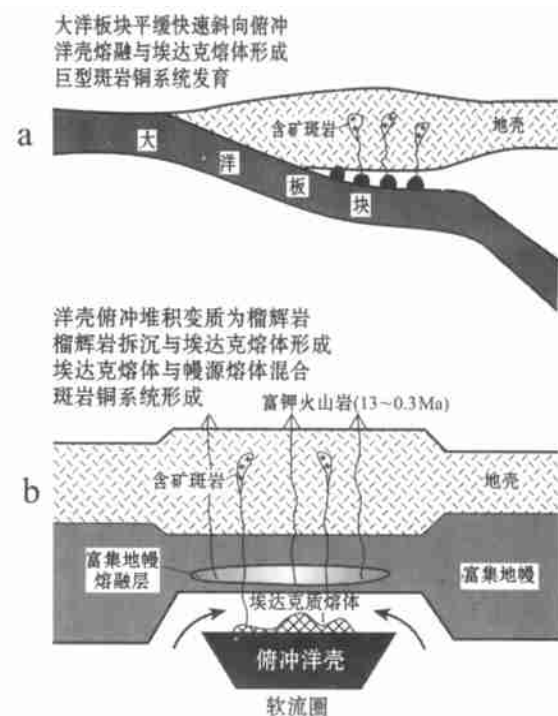


图 7 智利北部(a)和青藏高原(b)斑岩铜矿带构造模式图

Fig. 7. Possible tectonic models for porphyry copper deposits occurring in northern Chile (a) and Tibetan plateau (b)

源区存在含水条件下稳定的金红石残留相;岩石亏损 HREE 和 Y,反映岩浆熔融过程中石榴子石稳定残留。显然,这种岩浆源岩应出现在榴辉岩相或角闪榴辉岩相的变质压力条件下。第二,印度与亚洲大陆在 50 ~ 60 Ma 期间的强烈碰撞,引起了地壳加厚(达 70 km),这种陆-陆碰撞虽然可能使玄武质地壳变质成榴辉岩相,并成为埃达克岩的可能源岩,但是,在东构造结南迦巴瓦地区,剥露出来的下地壳物质主要为无水的麻粒岩和石榴石麻粒岩(钟大赉,私人通讯),与埃达克质斑岩要求的含水无长石的榴辉岩源岩明显不同。第三,含矿的埃达克质斑岩带,产于古俯冲带的上方,平行于古缝合带展布。如冈底斯含矿斑岩侵位于冈底斯古火山-岩浆弧内,近 NW 向展布,平行于雅鲁藏布缝合带;玉龙含矿斑岩侵位于昌都地块内部,呈 NNW 向展布,平行于金沙江古缝合带(图 1)。因此,笔者认为,西藏高原的埃达克质斑岩岩浆主要起源于俯冲堆积于地幔岩石圈某个部位的 MORB 成分的榴辉岩堆积体。

残留于地幔中的榴辉岩堆积体部分熔融产生的埃达克质熔体,在上升穿过地幔楔形区时势必与热的地幔物质发生反应。尽管多数人认为埃达克质熔

体通常与地幔橄榄岩发生相互作用(Defant et al., 1990; Stern et al., 1996; Rapp et al., 1999),但青藏高原含矿斑岩的 Pb, Sr-Nd 同位素系统数据通常处于 MORB 端员和 EM II 端员混合区内(图 6),似乎更为支持埃达克质熔体与幔源熔体发生混合。正是由于来自富集地幔的钾质熔体与埃达克质熔体的混合作用,导致了含矿斑岩不仅具有较高的 $w(\text{K}_2\text{O})$ 和 $\text{Mg}^\#$ 值,而且具有容载金属和硫的能力。

简单的热估算表明,俯冲并堆积于大陆岩石圈地幔深处(100~200 km)的古老洋壳板片,在青藏高原正常的地温下,将变质为榴辉岩相,但不会发生熔融。榴辉岩发生熔融所需的热量只能由下部软流圈提供。在高原地壳挤压增厚的情况下,变质的榴辉岩因地壳加厚而随地幔向下移动并达到其固相线温度,也有可能发生部分熔融。由于密度差异引起的榴辉岩堆积体的拆沉作用可能是软流圈物质上涌并提供巨大热量的有效机制(Kay et al., 1994; Leech, 2001),榴辉岩堆积体部分熔融层因形成构造-热薄弱带,而成为软流圈物质置换上覆地幔物质的重要空间。因此,埃达克质熔体分凝后的熔融残余,因富含石榴子石而密度进一步加大,可能加速了榴辉岩堆积体的向下拆沉。拆沉所诱发的软流圈物质上涌过程导致了岩石圈地幔减薄,后者不仅引起地幔熔融形成钾质熔体,而且引起青藏高原快速隆升及随后的地壳伸展(Turner et al., 1993)。埃达克质熔体在经历了与钾质熔体的混合后上升侵位。之后,长英质含矿熔体在相对封闭的系统中分异演化,在应力释放背景下(如走滑拉分盆地、正断层系统),含金属流体和岩浆硫从岩浆中充分分离出来,形成斑岩铜系统。将这种由拆沉作用所诱发的俯冲洋壳熔融成矿过程以“拆沉-板片熔融模式”表示(图 7b)。

5 结 论

岛弧(陆缘弧)环境和碰撞造山带是形成世界级规模斑岩铜矿带的最重要的构造环境。虽然含矿斑岩及斑岩铜矿总体上形成于挤压背景之下,但多受走滑断裂和伸展构造控制。最具成矿潜力的含矿斑岩,通常具有埃达克岩岩浆亲合性,显示埃达克岩的地球化学特征,如高 SiO_2 [$w(\text{SiO}_2) > 56\%$], 高 Al_2O_3 [$w(\text{Al}_2\text{O}_3) > 15\%$], 极度富集 Sr(w_{Sr} 多数 $> 400 \times 10^{-6}$), 极度亏损 Y($w_{\text{Y}} < 16 \times 10^{-6}$) 和 HREE ($w_{\text{Yb}} < 1.5 \times 10^{-6}$), 反映其源区为一种含水的、不

含斜长石的、具角闪榴辉岩相/榴辉岩相变质的榴辉岩。在安第斯弧,该榴辉岩是低角度、斜向、快速俯冲的洋壳板片变质产物,其部分熔融形成的埃达克质熔体在一个相对封闭的体系中演化,并发育斑岩铜系统,成为中新世-渐新世巨型斑岩铜矿带的含矿主岩。在青藏高原,该榴辉岩为侏罗纪之前俯冲于地幔岩石圈深处的特提斯洋壳的变质产物,其部分熔融产生的埃达克质熔体在上升过程中与上覆富集地幔的岩浆熔体发生混合,形成含矿长英质母岩浆。与传统的斑岩铜矿成矿模式不同,在岛弧造山带,大洋板块低缓、快速、斜向俯冲和洋壳板片直接熔融以及埃达克质熔体封闭性演化,是安第斯中新世-渐新世巨型斑岩铜矿的主导作用,在碰撞造山带,俯冲堆积的古老洋壳物质因密度差异而导致拆沉作用并诱发其部分熔融,由此产生的埃达克质熔体又与幔源熔体混合,是形成西藏冈底斯和玉龙斑岩铜矿带的动力学机制。

致 谢 该文主要学术思想的形成,得益于“国土资源大调查项目”和“青藏高原 973 项目”在西藏高原矿产资源调查评价中的重要进展,以及在“碰撞与成矿 973 项目”立项过程中与王安建教授、李晓波研究员、吕庆田研究员、王宗起研究员、黄卫高工、李佑国教授等青年学者的深入讨论。感谢张旗研究员和芮宗瑶研究员审阅初稿并提出宝贵的修改意见。在此对上述人员一并表示衷心的感谢。

References

- Allegre C J, et al. 1984. Structure and evolution of the Himalayan-Tibet orogenic belt[J]. *Nature*, 307: 17~22.
- Billsluk P M, Hacker B R, Glodny J, et al. 2001. Normal faulting in central Tibet since at least 13.5 Myr ago[J]. *Nature*, 412: 628~632.
- Burnham C W. 1979. Magma and hydrothermal fluids[A]. In: Barnes H L ed. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*[C]. 2nd ed. New York: Wiley. 71~136.
- Camus F and Dilles J H. 2001. A special issue devoted to porphyry copper deposits of northern Chile-Preface[J]. *Econ. Geol.*, 96: 233~238.
- Chen W J, Li Q and Hao J. 1999. Post crystallization thermal evolution history of Gangdes batholithic zone and its tectonic implication[J]. *Science in China (Series D)*, 42: 37~44.
- Chung S L, Lo C H, Lee T Y, et al. 1998. Disynchronous uplift of the Tibetan plateau starting from 40 Ma ago[J]. *Nature*, 349: 769~773.

- Coleman M and Hodges K. 1995. Evidence for Tibetan plateau uplift before 14 Myr ago from a new minimum age for east-west extension [J]. *Nature*, 374: 49 ~ 52.
- Davidson J and Mpodozis C. 1991. Regional geological setting of epithermal gold deposits, Chile [J]. *Econ. Geol.*, 86: 1174 ~ 1186.
- Defant M J and Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere [J]. *Nature*, 347: 662 ~ 665.
- Du A D, He H L and Yin W N. 1994. The study on the analytical methods of Re-Os age for molybdenites [J]. *Acta Geologica Sinica*, 68: 339 ~ 346 (in Chinese with English abstract).
- Gao Y F, Hou Z Q and Wei R H. 2003. The mid-Eocene Gangdese Cu-bearing porphyries in the Tibetan plateau and geodynamic significance [J]. *Petrologica Sinica*, 19 (in press).
- Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F, et al. 1992. Raising Tibet [J]. *Science*, 255: 1663 ~ 1670.
- Hattori K H and Keith J D. 2001. Contribution of mafic melt to porphyry copper mineralization: evidence from Mount Pinatubo, Philippines, and Bingham Canyon, Utah, USA [J]. *Mineralium Deposita*, 36: 799 ~ 806.
- Hou Z Q, Qu X M, Huang W. et al. 2001. The Gangdese porphyry copper belt: the second significant porphyry copper belt in Tibetan plateau [J]. *China Geology*, 28: 27 ~ 29 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Qu X M, Wang S X, et al. 2002. Re-Os age for molybdenites from the Gangdese porphyry copper belt in the Tibetan plateau: implication to mineralization duration and geodynamic setting [J]. *Science in China* (in press).
- Hou Z Q, Ma H W, Khin Zaw, et al. 2003. The Yulong porphyry copper belt: product of large-scale strike-slip faulting in Eastern Tibet [J]. *Econ. Geol.*, 98 (in press).
- Hunt J P. 1991. Porphyry copper deposits [J]. *Econ. Geol.*, 8: 192 ~ 206.
- Imai A, Listanco E L and Fujii T. 1993. Petrologic and sulfur isotopic significance of highly oxidized and sulfur-rich magma of Mount Pinatubo, Philippines [J]. *Geology*, 21: 699 ~ 702.
- James D E and Sack I S. 1999. Cenozoic formation of the central Andes: a geophysical perspective [A]. In: Skinner B J ed. *Geology and ore deposits of the central Andes* [C]. *Soc. Econ. Geol. Spec. Pub.* 7: 1 ~ 25.
- Kay R W J. 1978. Aleutian magnesium andesites; melts from subducted Pacific oceanic crust [J]. *Volcan. Geotherm. Res.*, 4: 117 ~ 132.
- Kay R W and Kay S M. 1994. Delamination and delamination Magmatism [J]. *Tectonophysics*, 219: 177 ~ 189.
- Keleman B P. 1995. Genesis of high Mg[#] andesites and the continental crust [J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 120: 1 ~ 19.
- Kirkham R V and Sinclair W D. 1995. Porphyry copper, gold, molybdenum, tungsten, tin and silver [A]. *Geology of Canadian mineral deposit type* [C]. *Geol. N. Am.*, P1: 421 ~ 446.
- Leech M L. 2001. Arrested orogenic development: eclogitization, delamination, and tectonic collapse [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 185: 149 ~ 159.
- Ma H W. 1990. Granitoid and mineralization of the Yulong porphyry copper belt in eastern Tibet [M]. Beijing: Press of China University of Geosciences. 157 p (in Chinese with English abstract).
- Martin H. 1999. Adakitic magmas: Modern analogues of Archean granitoids [J]. *Lithos*, 46: 411 ~ 429.
- Mitchell A H G. 1973. Metallogenic belts and angle of dip of Benioff zones [J]. *Nature*, 245: 49 ~ 52.
- Mo X X, Lu F X, Shen S Y, et al. 1993. The Tethyan volcanism and mineralization in the Sanjiang Region [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 267 p (in Chinese with English abstract).
- Mo X X, Deng J F, Dong F L, et al. 2001. Volcanic petrotextonic assemblages in Sanjiang orogenic belt, SW China and implication for tectonics [J]. *Geol. J. China Univ.*, 7(2): 121 ~ 138 (in Chinese with English abstract).
- Ohmoto H and Goldhaber M B. 1997. Sulfur and carbon isotopes [A]. In: Barnes H L ed. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* [C]. 2nd ed. New York: Wiley. 517 ~ 611.
- Oyarzun R, Marquez A, Lillo J, et al. 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.
- Qu X M, Hou Z Q and Huang W. 2001. Gangdese porphyry copper belt: The second Yulong porphyry copper belt in Tibet [J]? *Mineral Deposits*, 20: 255 ~ 366 (in Chinese with English abstract).
- Rapp P R, Shimizu N and Norman M D. 1999. Applegate, reaction between slab-derived melt and peridotite in the mantle wedge: Experimental constraints at 3.8 GPa [J]. *Chem. Geol.*, 160: 335 ~ 356.
- Richards J P, Boyce A J and Pringle M S. 2001. Geologic evolution of the Escondida area, northern Chile: a model for spatial and temporal location of porphyry Cu mineralization [J]. *Econ. Geol.*, 96: 271 ~ 306.
- Rui Z Y, Huang C K, Qi G M, et al. 1984. The porphyry Cu(-Mo) deposits in China [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 350 p (in Chinese with English abstract).
- Sillitoe R H. 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits [J]. *Econ. Geol.*, 67: 184 ~ 197.
- Sillitoe R H. 1988. Epochs of intrusion-related copper mineralization in the Andes [J]. *J. S. Am. Earth Sci.*, 1: 89 ~ 108.
- Stern C R and Kilian R. 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone [J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 123: 263 ~ 281.
- Sun H J, Deng W M and Zhang Y Q. 2001. Petrogenesis of Cenozoic potassic volcanic rocks in the Nangqen Basin [J]. *Acta Geologica Sinica*, 75: 27 ~ 40.
- Tang R L and Luo H S. 1995. The geology of Yulong porphyry copper (molybdenum) ore belt, Xizang (Tibet) [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 320 p (in Chinese with English abstract).
- Tapponnier P and Molnar P. 1976. Slip-line field theory and large-scale continental tectonics [J]. *Nature*, 264: 319 ~ 324.

- Tapponnier P, Lacassin R, Leloup P H, et al. 1990. The Ailao Shan/Red River metamorphic belt: Tertiary left-lateral shear between Indochina and South China[J]. *Nature*, 343: 431 ~ 437.
- Turner S, Hawkesworth C, Liu J Q, et al. 1993. Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks[J]. *Nature*, 364: 50 ~ 54.
- Wallace P and Carmichael I S E. 1992. Sulfur in basaltic magmas[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56: 1863 ~ 1874.
- Wang Z, Shentu B Y, Ding C J, et al. 1995. Granitoid and its mineralization in the eastern Tibet, China[M]. Chengdu: Publishing House of the Southwestern University of Communication. 150 p (in Chinese with English abstract).
- Williams H, Turner S, Kelley S, et al. 2001. Age and composition of dikes in Southern Tibet: New constraints on the timing of east-west extension and its relationship to postcollisional volcanism[J]. *Geology*, 29(4): 339 ~ 342.
- Yin A, Harrison T M and Ryerson F J. 1994. Tertiary structural evolution of the Gangdes thrust system, southeastern Tibet[J]. *J. Geophys. Res.*, 99: 175 ~ 201.
- Yin A and Harrison T M. 2000. Geological evolution of the Himalayan-Tibetan orogen[J]. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci. Lett.*, 28: 211 ~ 280.
- Zhang Y Q, Xie Y W, Qiu H N, et al. 1998a. Shoshonitic series: Sr, Nd, and Pb isotopic compositions of ore-bearing porphyry for Yulong copper ore belt in the Eastern Tibet[J]. *Scientia Geologica Sinica*, 33: 359 ~ 366 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Y Q, Xie Y W, Liang H Y, et al. 1998b. Petrogenesis series and the ore-bearing porphyries of the Yulong copper ore belt in Eastern Tibet[J]. *Geochimica*, 27: 236 ~ 243 (in Chinese with English abstract).
- Zindle A and Hart S R. 1986. Chemical geodynamics[J]. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci. Lett.*, 14: 493 ~ 573.

附中文参考文献

- 杜安道, 何红廖, 殷万宁, 等. 1994. 辉钼矿的铍-钨同位素地质年龄测定方法研究[J]. *地质学报*, 68: 339 ~ 346.
- 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[J]. *中国地质*, 28: 27 ~ 29.
- 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[J]. *中国科学*, (出版中).
- 高永丰, 侯增谦, 魏瑞华, 等. 2003. 西藏高原冈底斯中新世含矿斑岩岩石学特征及动力学意义[J]. *岩石学报*, (出版中).
- 马鸿文. 1990. 藏东玉龙斑岩铜矿带花岗岩类与成矿[M]. 北京: 中国地质大学出版社. 157 页.
- 莫宣学, 路凤香, 沈上越, 等. 1993. 三江特提斯火山作用与成矿[M]. 北京: 地质出版社. 267 页.
- 莫宣学, 邓晋福, 董方浏, 等. 2001. 三江造山带火山岩构造组合及其意义[J]. *高校地质学报*, 7(2): 121 ~ 138.
- 曲晓明, 侯增谦, 黄卫. 2001. 冈底斯斑岩铜成矿带: 西藏第二条“玉龙”斑岩铜矿带[J]. *矿床地质*, 20(4): 355 ~ 366.
- 芮宗瑶, 黄崇珂, 齐国明, 等. 1984. 中国斑岩铜(钼)矿床[M]. 北京: 地质出版社. 350 页.
- 唐仁鲤, 罗怀松. 1995. 西藏玉龙斑岩铜(钼)矿带地质[M]. 北京: 地质出版社. 320 页.
- 王增, 申屠保涌, 丁朝建, 等. 1995. 藏东花岗岩类及其成矿作用[M]. 成都: 西南交通大学出版社. 150 页.
- 张玉泉, 谢应雯, 邱华宁, 等. 1998a. 钾玄岩系列: 藏东玉龙斑岩铜矿带含矿斑岩的 Sr, Nd, 和 Pb 同位素成分[J]. *地质学报*, 33: 359 ~ 366.
- 张玉泉, 谢应雯, 梁华英, 等. 1998b. 藏东玉龙斑岩铜矿带含矿斑岩及成岩系列[J]. *地球化学*, 27: 236 ~ 243.

Adakite, A Possible Host Rock for Porphyry Copper Deposits: Case Studies of Porphyry Copper Belts in Tibetan Plateau and in Northern Chile

HOU ZengQian¹, MO XuanXue², GAO YongFeng³, QU XiaoMing¹, MENG XiangJin¹

(1 Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China; 2 China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 3 Shijiazhuang College of Economy, Shijiazhuang 050031, Hebei, China)

Abstract

Porphyry-type copper deposits are the most important type of copper deposits. According to the traditional genetic model, porphyry copper deposits were formed in island or continent-marginal arc environments, the magmas of ore-bearing porphyries were derived from partial melting of the mantle wedge or the crust-mantle transitional zone and, through crystal fractionation and/or crustal contamination, these magmas evolved into calc-alkaline felsic rocks typical of island arc. However, based on a comprehensive study and comparative analy-

sis of three important porphyry copper belts, the authors hold that, instead of being a typical arc magmatic rock, the most potential ore-bearing porphyry is a kind of rock rich in SiO_2 ($>56\%$), Al_2O_3 ($>15\%$), Sr (mostly $>400 \times 10^{-6}$), and poor in Y (mostly $<16 \times 10^{-6}$). It has geochemical characteristics of adakite and shows magmatic affinity of this rock. Rather than being derived from the mantle wedge or the crust-mantle transition zone, such a kind of ore-bearing felsic magma must have originated from direct melting of subducted oceanic crust slabs. The subducted slabs was metamorphosed to water-bearing eclogite before being melted. In the Andean arc orogenic belt oceanic plates were subducted rapidly at a low degree and in an oblique direction. Direct melting produced adakitic magmas which then experienced differentiation and closed evolution and finally formed Andean Miocene-Pliocene giant porphyry copper system. In Tibetan collision-orogenic belts, old oceanic crustal rocks were subducted and accumulated in mantle lithosphere, where metamorphism and detachment caused their partial melting under the condition of eclogite facies and resulted in the generation of adakitic magmas. Such magmas were mixed with mantle melts and finally produced the Gangdese and the Yulong porphyry copper systems.

Key words: geology, porphyry copper deposit, ore-bearing porphyry, adakite, metallogenic model

973 项目“大规模成矿作用与大型矿集区预测”2002 年年度进展

2002 年该项目获得一大批矿床和相关岩石的精确测年数据,初步厘定了部分地区大规模成矿的时空特点,几个大型矿集区精细结构解剖出现跨越式进展,初步提出了浅部流体、深部流体和岩浆流体成矿过程的模型。模拟实验出气体和液体对金属元素的搬运特点以及低温环境大规模流体运移的边界条件和过程。开拓出一批测试新技术方法和找矿预测新技术方法,确定了一级大型矿集区和巨矿找矿靶区 3 个,二级靶区 3 个。产出科学论文 225 篇,其中 SCI 检索论文 67 篇。突出的成果有以下 5 个。

1. 通过对华北克拉通北缘和东缘火山岩的大量 SHRIMP 锆石 U-Pb 测年以及构造演化特点的研究,厘定华北克拉通及其邻区中生代地球动力学大转折发生于 135~140 Ma,岩石圈大减薄的最强烈时期为 115~125 Ma。同时,在华北及其邻区的金属矿床 Re-Os、 ^{40}Ar - ^{39}Ar 、流体包裹体 Rb-Sr 等时线测年数据以及与成矿相关花岗质岩石的锆石 SHRIMP 和单颗粒锆石测年的基础上,提出东部大规模成矿作用出现在 190~160 Ma,140~135 Ma 和 125~115 Ma 三个时期。

2. 在云南丽江地区发现了两处苦橄岩。这项发现证明了我国西南峨眉山暗色岩是地幔柱演化过程的产物,其成岩温度约 1560℃。

3. 运用地球化学急变带理论和方法,在峨眉山暗色岩区铜地球化学块体的高异常部位——滇东北鲁甸地区预测并发现了大面积的铜矿化靶区。这项成果已被中国地质调查局采用,列为国家重点找矿勘查评价区。

4. 在东天山地区划分出 3 个矿床成矿系列和 3 个矿床成矿亚系列。在综合分析研究东天山地球动力学演化过程的基础上,提出成矿历史演化的地球动力学模式。在哈密盆地确定出具有巨大潜力的铀异常,预测铀的潜在储量为 32500 t。这一异常可能成为继吐鲁番盆地之后的一个新的地浸型铀矿产地。

5. 在四川省石棉县安顺乡发现两处含矿超基性岩体露头。

矿产资源研究所科技处供稿