

文章编号: 0258-7106 (2005) 02-0108-14

西藏冈底斯斑岩铜矿带埃达克质斑岩含矿性： 源岩相变及深部过程约束*

侯增谦¹, 孟祥金¹, 曲晓明¹, 高永丰²

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

摘 要 西藏冈底斯斑岩铜钼成矿系统(13.6~16.9 Ma)发育在印-亚大陆后碰撞地壳伸展环境。成矿前斑岩成岩年龄 ≥ 17 Ma, 以花岗闪长斑岩为主, 成矿期斑岩形成于 14.5~17.6 Ma 之间, 以二长花岗斑岩和石英二长斑岩为主, 成矿后斑岩为花岗斑岩, 其成岩年龄为 11.2 Ma。3 期斑岩均为高钾钙碱性或钾玄岩系列, 地球化学上类似于玄武质下地壳部分熔融产生的埃达克质岩。成矿前斑岩具有最低的 ΣREE ($27 \times 10^{-6} \sim 45 \times 10^{-6}$)、 w_Y ($2.9 \times 10^{-6} \sim 3.4 \times 10^{-6}$) 和 $w_{\text{Sm}}/w_{\text{Yb}}$ (3.0~4.9), 最高的 $w_{\text{Zr}}/w_{\text{Sm}}$ 值 (50~118); 成矿后斑岩具有最高的 ΣREE ($122 \times 10^{-6} \sim 197 \times 10^{-6}$) 和 w_Y (8.2×10^{-6}), 中等的 $w_{\text{Sm}}/w_{\text{Yb}}$ (5.9~6.2) 和 $w_{\text{Zr}}/w_{\text{Sm}}$ 值 (34~44); 成矿期斑岩总体处于两者之间, 其 Sr-Nd 同位素组成与 Cordillera Blanca 埃达克质花岗岩类似。研究提出, 来自深部的软流圈物质或亏损地幔物质与下地壳物质交换, 不仅导致冈底斯加厚、下地壳熔融, 而且提供了巨量金属供应。部分熔融首先从下地壳底部开始, 逐渐向上部迁移。下地壳石榴石角闪岩部分熔融过程中, 残留相由角闪石向石榴石大规模转变导致角闪石的大量分解, 释放出大量流体, 是冈底斯斑岩含矿性的主导因素。

关键词 地质学; 源岩相变; 深部过程; 埃达克质斑岩; 冈底斯斑岩铜矿

中图分类号: P618.41

文献标识码: A

早在 20 世纪 70 年代, 人们就试图建立一些判别标志, 用以区分含矿与不含矿斑岩, 但结果却不尽人意。然而, 自从发现和识别出埃达克岩 (Adakite) 以来, 有不断增多的证据显示, 铜-金矿化对埃达克岩有着明显的偏在性和选择性。Thieblemont 等 (1997) 统计了全球 43 个斑岩型和浅成低温热液型铜-钼-金矿床, 发现其中的 38 个与埃达克岩有关。Sajona 等 (1998) 研究了菲律宾斑岩铜矿和浅成低温热液金矿, 发现 14 个矿床中有 12 个与埃达克岩有关。Oyarzun 等 (2001) 研究了智利北部安第斯斑岩铜金成矿带的含矿斑岩, 发现赋存浅成低温热液金矿的斑岩为典型的陆缘弧钙碱性系列岩石, 而产出巨型斑岩铜矿的含矿斑岩则为埃达克质岩。类似的相关性也被中国学者研究所证实。在长江中下游成矿带, 与 Cu、Fe、Au 矿化有关的中酸性岩多具有埃达克岩特征 (王强等, 2001; 王元龙等, 2003), 与 Cu-Mo 矿化有关的含矿斑岩也是埃达克质的 (王强等,

2001; 2003a; 张旗等, 2002; Xu et al., 2002)。在西藏冈底斯和玉龙斑岩铜矿带, 含矿斑岩均具有埃达克岩岩浆亲和性 (侯增谦等, 2003a; 2004a; 高永丰等, 2003)。在中亚成矿带, 古生代斑岩铜矿的含矿岩石也具有埃达克岩属性 (秦克章等, 1999; 赵振华等, 2004; 张连昌等, 2004)。

埃达克岩与 Cu-Mo-Au 矿化之间的明显亲和性, 固然与埃达克岩浆本身的富硫、富水和高氧逸度性质有关 (Oyarzun et al., 2001), 但决非所有的埃达克岩都伴有 Cu-Mo-Au 矿化, 导致这种亲和性的内在原因和成因机制, 目前尚不清楚 (刘红涛等, 2004)。因此, 深刻揭示这种内在联系, 进而建立埃达克岩含矿性的地球化学标志, 不论是对理解成矿物质的迁移集聚机制, 还是对成矿潜力的评价, 均具有重要的意义。

本文将冈底斯斑岩铜矿带为例, 通过详细研究成矿前、成矿期和成矿后埃达克质斑岩的岩石学

* 本文由国家基础研究规划 973 项目 (2002CB412600) 和国家自然科学基金 (40425014) 联合资助
第一作者简介 侯增谦, 男, 1961 年生, 博士, 研究员, 博士生导师, 长期从事海底与大陆成矿作用研究。
收稿日期 2004-07-09; 改回日期 2005-01-05。李岩编辑。

和地球化学特征,并与大陆环境的埃达克岩对比,揭示岩浆源区的岩相变化和深部过程对岩浆含矿性的制约。

1 冈底斯斑岩铜矿带

冈底斯斑岩铜矿带是一条产于拉萨地体南缘,长达 350 km 的中新世构造-岩浆-成矿带。拉萨地体相继经历了 4 次构造-岩浆事件,形成了现今厚达 70 ~ 80 km 的巨厚地壳和长达 1 500 km 的冈底斯岩浆带。这 4 次事件为: ①印支期岛弧造山; ②白垩纪陆缘弧叠加; ③古近纪碰撞造山; ④新近纪岩浆-变形。

印支期岛弧造山可能与斑公-怒江洋板片向南俯冲有关(潘桂棠等, 2004; 任纪舜等, 2004), 形成年龄介于 195 ~ 227 Ma 的闪长岩和花岗闪长岩体及相伴的钙碱性火山岩, 在冈底斯岩基中孤立出露。白垩纪陆缘弧造山作用与新特提斯洋向北俯冲有关, 形成横跨拉萨地体自南而北依次展布的雅鲁藏布缝合带、日喀则弧前盆地和冈底斯花岗岩弧(120 ~ 70 Ma)(常承法等, 1973; Coulon et al., 1986; Duerr, 1996)。印度-亚洲大陆在 65 ~ 50 Ma 强烈碰撞(莫宣学等, 2003), 导致了大面积分布的巨厚(可达 5 000 m)林子宗火山岩系, 并伴随峰期年龄为 55 ~ 45 Ma 的冈底斯碰撞期花岗岩侵位, 叠加于弧花岗岩带之上。新近纪构造-岩浆事件以发育大规模逆冲推覆系统(30 ~ 24 Ma, Yin et al., 2000)、冈底斯岩基抬升剥露(18 ~ 21 Ma; Copeland et al., 1995; Harrison et al., 1992; 1995)、东西向伸展(18 Ma, Williams et al., 2001)、南北向裂谷(13.5 ~ 14 Ma, Coleman et al., 1995; Blisniuk et al., 2001)和钾质-超钾质火山-岩浆(25 ~ 10 Ma, Coulon et al., 1986; Turner et al., 1993; Miller et al., 1999)发育为特征。

冈底斯长英质岩浆侵位与中新世钾质-超钾质火山活动相伴发育, 多呈浅成复式小岩株, 产出于冈底斯花岗岩基及其围岩二叠纪-白垩纪地层中, 构成了一条长 350 km、宽 30 ~ 80 km 的斑岩带(侯增谦等, 2001; 2003a; 曲晓明, 2001)。这些侵入体整体上东西成带, 平行于冈底斯逆冲带展布; 局部南北成串, 沿近 NS 向的正断层分布, 常常受近 EW 向逆冲断裂带和近 NS 向正断层系交汇点控制。测年资料表明, 斑岩岩株形成年龄介于 17 ~ 12 Ma 之间, 侵位高峰在(15 ± 1) Ma 左右(芮宗瑶等, 2003; Chung et

al., 2003; Hou et al., 2004c), 证实其发育在后碰撞地壳伸展环境。来自冈底斯斑岩铜矿带典型矿床(甲马、驱龙、厅宫、南木、冲江、拉抗俄)的 40 件辉钼矿^{Re-Os}同位素定年资料表明, 成矿年龄变化于 13.6 ~ 16.7 Ma(侯增谦等, 2003b; 芮宗瑶等, 2003; 孟祥金等, 2003), 反映成矿作用发生于斑岩岩浆系统演化的中晚阶段, 与后碰撞伸展及 NS 向裂谷作用密切相关。

2 成矿前、成矿期和成矿后斑岩

过去, 通常将冈底斯带呈浅成复式小岩株产出的中新世斑岩统称为含矿斑岩。为深入研究和评价其含矿性, 本文主要依据野外侵入切割关系、空间分布特征、蚀变矿化特征以及测年资料, 将其细分为成矿前、成矿期和成矿后斑岩。

2.1 岩相学特征

成矿前斑岩 典型的成矿前斑岩以拉萨以西南木矿区的斑岩为代表。其长石^{40Ar/39Ar}坪年龄为 16.4 ~ 16.6 Ma(Chung et al., 2003), 考虑到热液蚀变影响以及^{40Ar/39Ar}年龄与锆石 U-Pb 年龄存在的系统误差(见下文), 推测成矿前斑岩结晶年龄应 ≥ 17 Ma。成矿前斑岩的主要岩相特征表现为斑晶含量较低(15% ~ 20%), 主要由斜长石和石英组成, 少量黑云母。基质结晶程度差, 主要为隐晶质, 同时缺少成矿期斑岩中广泛发育的板状磷灰石晶体。

成矿期斑岩 以甲马、驱龙、南木、冲江、厅宫、拉抗俄等矿区的含矿斑岩为代表。其单颗粒锆石 SHRIMP 年龄介于 14.5 ~ 17.6 Ma 之间, 相应的长石^{40Ar/39Ar}坪年龄变化于 12.2 ~ 13.5 Ma(芮宗瑶等, 2003; 曲晓明等, 2003; Chung et al., 2003)。锆石 U-Pb 年龄与长石^{40Ar/39Ar}年龄的系统差异, 或者反映热液蚀变引起^{40Ar/39Ar}年龄系统偏低, 或者反映岩浆演化经历了较长的结晶历史。成矿期斑岩的主要岩相为石英二长斑岩、二长花岗斑岩和少量的花岗闪长斑岩及花岗斑岩。岩石具斑状结构, 斑晶矿物为斜长石、石英、钾长石和少量角闪石及黑云母, 斑晶组合约占岩石体积的 35% ~ 40%; 基质具微晶结构, 主要由微细粒等粒长石、石英和少量黑云母构成。

成矿后斑岩 典型的成矿后斑岩以拉萨西部乌郁盆地的花岗斑岩为代表, 花岗斑岩中钾长石的^{40Ar/39Ar}年龄为 11.2 Ma(赵志丹等, 2001), 代表了

冈底斯斑岩带最年轻的岩浆事件。斑岩体主要呈岩株、岩瘤和岩脉侵位于新近系嘎扎村组火山地层中(赵志丹等,2001)。岩石具斑状结构,斑晶为钾长石、钠长石、石英和少量黑云母;基质为微晶结构,由等粒长石和石英他形微晶构成。

2.2 元素地球化学

2.2.1 常量元素

冈底斯 3 期斑岩总体上具有类似的常量元素特征(表 1),SiO₂ 含量 [w(B),下同]变化于 64.9%~72.9%,平均 69%,K₂O 含量变化于 2.6%~8.7%之间,K₂O/Na₂O 变化于 0.5~3.7 之间,具有高钾钙碱性或钾玄岩系列特征(图 1b),有别于岛弧或/和陆缘弧环境的含矿斑岩(Kerrick et al.,2000)。相比,成矿前较成矿期斑岩的 SiO₂、K₂O、Na₂O、Al₂O₃ 显示相对较大的变化范围(图 1)。成矿后斑岩以相

对较低的 Na₂O 和 Al₂O₃ 含量区别于成矿期含矿斑岩(图 1)。3 期斑岩的常量元素组成特征总体上类似于埃达克岩,且更接近于玄武质下地壳部分熔融产生的埃达克岩,但显示出明显的高 K 特征(图 1)。

2.2.2 稀土元素

冈底斯 3 期斑岩均富集 LREE,亏损 HREE(图 2)。REE 配分型式均呈 LREE 富集型,无明显的负 Eu 异常(Eu/Eu* ≈ 1),显著区别于林子宗火山岩(La/Yb_N:7~15;莫宣学等,2003)。成矿前斑岩以低 LREE(La:5.5 × 10⁻⁶~9.0 × 10⁻⁶)和低 ΣREE 含量(27.3 × 10⁻⁶~44.6 × 10⁻⁶)为特征,成矿后斑岩以高 LREE(La:23.4 × 10⁻⁶~43.8 × 10⁻⁶)和高 ΣREE 含量(122.2 × 10⁻⁶~197.2 × 10⁻⁶)为特征,而成矿期斑岩则介于其中。

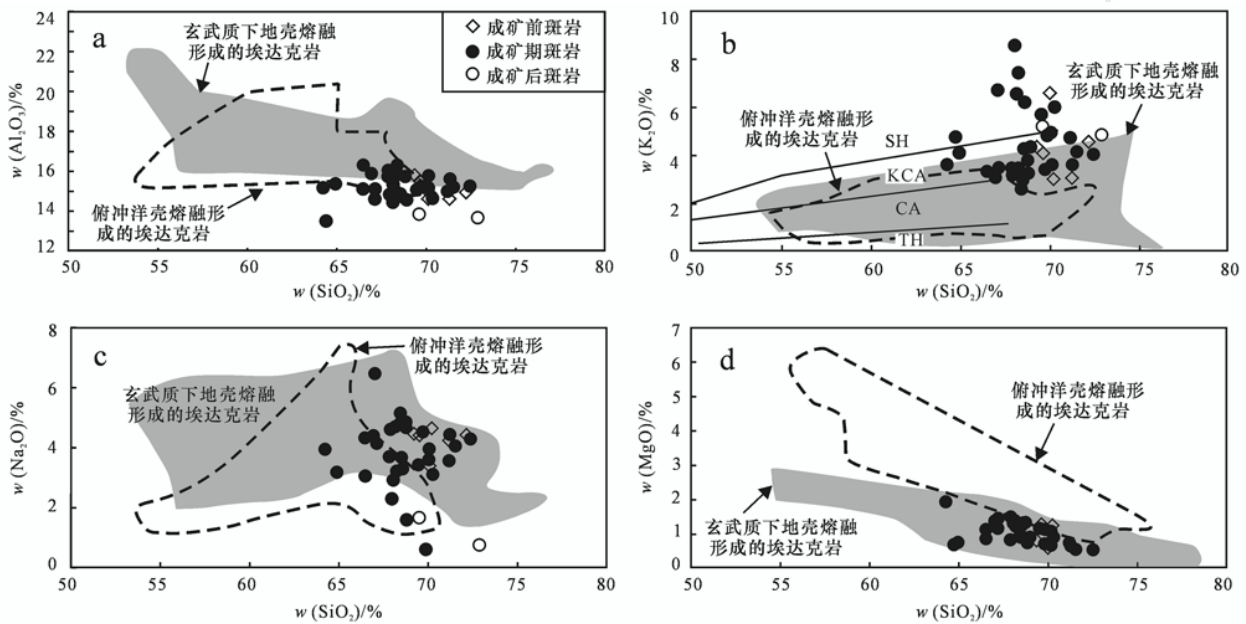


图 1 西藏冈底斯成矿带斑岩的 w(SiO₂)-w(Al₂O₃)(a)、w(SiO₂)-w(K₂O)(b)、w(SiO₂)-w(Na₂O)(c) 和 w(SiO₂)-w(MgO)(d) 图解

图 1b 中:SH—橄辉玄粗岩系列;KCA—高钾钙碱性系列;CA—钙碱性系列;TH—拉斑玄武系列。玄武质下地壳熔融形成的埃达克岩引自 Atherton 等(1993),Muir 等(1995),Petford 等(1996),Smithies (2000) 及其所引用的参考文献;俯冲洋壳熔融形成的埃达克岩引自 Defant 等(1990),Stern 等(1996),Martin(1999),Smithies (2000),Defant 等(2002),Xu 等(2002)和 Wang 等(2003b)

Fig.1 w(SiO₂)-w(Al₂O₃)(a), w(SiO₂)-w(K₂O)(b), w(SiO₂)-w(Na₂O)(c) and w(SiO₂)-w(MgO)(d) diagrams of adakitic porphyries in the Gangdese porphyry copper belt, Tibet

SH—Shoshonite; KCA—K-rich calc-alkalic rock; CA—Calc-alkalic rock; TH—Tholeiite. Data for adakites derived from the lower crust form Altherton et al. (1993), Petford et al. (1996), Muir et al. (1995) and Smithies (2000), data for adakites derived from oceanic-slab form Defant et al. (1990), Stern et al. (1996), Matin (1999), Smithies (2000), Defant et al. (2002), Xu et al. (2002) and Wang et al.(2003b)

表 1 藏南代表性埃达克质斑岩微量元素、微量元素和稀土元素分析结果
Table 1 Major, trace elements and REE analyses of representative adakitic rocks from the Gangdese porphyry copper belt in southern Tibet

成分	成矿前(南木)										成矿期										成矿后 (鸟部)	
	Nmy-05	Nty-11	Nty-04	Nty-01	Jmy-07	Jm-23	Jm-21	QK27	QK37	Dzk-7	Dzk-6	Dzk-1	Nty-05	Nmy-04	Nmy-07	Cj-20	Cj-02	Nt-07	Nt-12	Nt-05	GZ-6	GZ-11
SiO ₂	69.58	70.2	71.24	72.18	68.14	68.0	69.51	69.04	64.63	71.51	70.09	72.42	66.94	68.75	70.07	64.9	68.87	67.14	68.18	71.19	69.56	72.88
TiO ₂	0.38	0.38	0.2	0.3	0.42	0.38	0.42	0.25	0.34	0.29	0.29	0.3	0.45	0.42	0.36	0.41	0.32	0.42	0.42	0.37	0.31	0.31
Al ₂ O ₃	15.51	14.93	14.66	14.94	14.44	14.82	15.1	10.96	13.56	15.24	15.78	15.23	15.94	15.79	15.18	15.38	14.59	15.16	15.34	14.99	13.84	13.67
TFe ₂ O ₃ *	3.28	2.14	1.31	1.07	1.85	1.47	2.27	1.11	3.16	88	2.27	1.56	3.11	1.99	1.45	3.74	2.81	2.6	2.55	1.6	2.22	1.6
MnO	0.02	0.02	0.03	0.01	0.05	0.04	0.07	0.03	0.01	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.07	0.31	0.06	0.09	0.01	0.04	0.08
MgO	1.27	1.25	0.7	0.61	1.41	1.29	1.17	0.76	0.77	0.56	0.66	0.55	1.36	1.34	1.09	0.76	0.9	1.17	1.19	0.72	0.81	0.47
CaO	0.49	1.91	1.68	0.34	1.88	2.01	0.41	3.38	2.58	1.77	1.93	0.82	3.06	1.37	1.08	3.24	2.03	2.91	2.3	0.9	1.69	0.8
Na ₂ O	4.44	4.64	4.24	4.45	2.96	2.31	3.45	0.38	0.54	4.07	3.62	4.3	4.39	4.84	3.95	3.22	1.63	4.13	4.69	3.62	3.27	3.25
K ₂ O	4.11	3.02	3.07	4.53	6.55	8.56	5.73	5.13	4.96	4.14	3.61	4.06	3.06	3.82	4.93	4.08	4.35	3.49	3.48	4.75	5.32	4.9
P ₂ O ₅	0.15	0.14	0.07	0.05	0.19	0.11	0.18	0.08	0.12	0.09	0.1	0.14	0.18	0.16	0.13	0.15	0.12	0.17	0.16	0.15	0.14	0.15
H ₂ O ⁺	1.15	0.94	1.44	1.19	1.06	0.42	1.21	1.35	1.69	0.45	0.43	0.33	0.92	0.86	0.97	1.05	1.24	1.26	1.1	1.04	1.1	1.23
CO ₂	0.17	0.02	1.02	0.05	0.64	0.12	0.05	0.56	0.10	0.36	0.42	0.05	0.17	0.29	0.29	0.30	0.42	1.05	1.02	0.12	1.64	0.24
Mg [#]	0.52	0.54	0.50	0.52	0.60	0.64	0.51	0.53	0.41	0.54	0.47	0.57	0.60	0.47	0.60	0.48	0.48	0.48	0.48	0.48	0.48	0.47
Ba	789	632	723	887	930	701	701	134	97	673	691	829	884	892	892	711	555	771	878	868	1031	792
Rb	137	93.8	89.9	112	380	494	494	153	188	132	91	117	97.4	134	149	195	280	144	112	148	312	326
Sr	421	632	523	428	409	282	448	454	291	570	490	348	903	599	501	309	118	640	592	538	487	282
Nb	4.7	4	3.4	5.2	8.3	7.5	5.8	6.8	8.8	6.5	4.9	6.1	4.5	5.9	4.5	6.9	6.9	7.7	7.4	7.2	17.8	17.2
Ta	0.5	0.5	0.5	0.5	0.8	0.5	0.5	0.5	0.5	0.3	0.3	0.4	0.5	0.5	0.5	0.3	0.4	0.5	0.6	0.5	1.1	1
Zr	106	85	64	84	107	108	103	63.3	117	40	33	51	115	98	88	91.6	69	148	158	134	173	171
Hf	3.5	3	2.6	3	3.5	3.5	3.4	2.4	3.5	1.7	1.4	2	3.9	3.4	3.3	3	2.3	4.4	4.6	4	5.4	5.2
U	1.4	2.2	2.4	2	8.5	5.8	3.3	1.34	1.45	2.1	1.9	2.2	0.8	1.6	1.8	2.9	5.9	5.3	4.1	2.7	13.6	12.5
Th	11.1	11.6	5.5	7.9	25.1	12	18.9	15.3	17.1	7.5	6.8	8.5	9.5	14.4	8.2	11.4	14.3	22.8	16.1	12.4	46.5	46.2
Y	3.4	3.4	2.9	2.9	5.5	5.5	4.1	4.85	5.82	6.8	5.2	5.8	5.9	4.2	5	5.1	5.1	6.1	5.9	6.6	8.41	8.02
Sc	3.9	3.5	2	3.1	3.9	4	2.9	2.8	5.4	3.2	1.9	2.8	5.2	3.8	3.6	3.5	3.5	3.8	4.4	3.3	2.8	2.4

微量元素 w(B)/10⁻⁶

续表 1 (Table 1 Cont.)

成分	成矿前(南木)										成矿期										成矿后		
	甲马		驱龙		拉抗截		南木		冲江		厅官		(乌都)		GZ-6		GZ-11						
	Nmy-05	Nty-11	Nty-04	Nty-01	Jmy-07	Jm-23	Jm-21	QK27	QK37	Dzl-7	Dzl-6	Dzl-1	Nty-05	Nmy-04	Nmy-07	Cj-20	Cj-02	Nt-07	Nt-12	Nt-05	GZ-6	GZ-11	
La	9.03	14.19	8.64	5.52	25.17	29.5	19.68	35.79	25.55	26.4	17.8	18.6	19.18	18.4	15.89	20.8	20.9	27.7	27.81	18.98	18.98	43.8	36.9
Ce	16.91	26.81	17	11.2	51.64	52.52	45.48	57.65	45.07	55.6	37.8	37.7	40.42	34.2	28.49	40.2	42	58.27	54.03	43.28	43.28	88.3	67.4
Pr	1.98	2.96	2.09	1.35	5.77	5.79	4.69	6.08	5.2	5.78	3.88	3.97	4.89	4.06	3.48	4.74	4.68	6.26	5.65	5.56	5.56	9.87	8.41
Nd	7.28	10.65	7.7	5.71	19.94	19.44	16.69	19.2	18.25	21.8	14.3	16.6	18.58	15.23	12.6	18.8	18.1	22.51	20.35	21.02	21.02	33.4	28.3
Sm	1.31	1.68	1.27	1.04	2.98	2.85	2.48	2.43	2.86	2.9	2.29	2.51	3.06	2.43	2.08	3	2.97	3.57	3.23	3.45	3.45	5.03	4.38
Eu	0.35	0.48	0.35	0.29	0.76	0.68	0.57	0.52	0.66	0.94	0.65	0.69	0.84	0.64	0.6	0.86	0.77	0.87	0.81	0.753	0.753	0.93	0.82
Gd	0.87	1.06	0.85	0.7	1.91	1.83	1.48	1.43	1.86	2.59	1.75	1.89	2.03	1.49	1.45	2.28	2.08	2.25	2.06	2.188	2.188	3.04	2.7
Tb	0.12	0.15	0.11	0.11	0.25	0.24	0.2	0.22	0.23	0.2	0.17	0.21	0.24	0.17	0.18	0.23	0.21	0.31	0.28	0.313	0.313	0.4	0.36
Dy	0.65	0.72	0.53	0.53	1.17	1.09	0.95	1.13	1.23	1.45	0.99	1.08	1.19	0.84	0.91	1.25	1.12	1.4	1.36	1.426	1.426	1.75	1.6
Ho	0.12	0.13	0.1	0.11	0.2	0.21	0.16	0.22	0.23	0.2	0.13	0.17	0.23	0.16	0.17	0.15	0.14	0.23	0.23	0.25	0.25	0.34	0.31
Er	0.35	0.35	0.27	0.3	0.56	0.53	0.42	0.60	0.62	0.63	0.47	0.51	0.57	0.4	0.46	0.51	0.5	0.59	0.6	0.654	0.654	0.85	0.8
Tm	0.06	0.05	0.05	0.05	0.09	0.09	0.07	0.09	0.1	0.08	0.06	0.08	0.09	0.06	0.07	0.04	0.05	0.09	0.09	0.096	0.096	0.14	0.13
Yb	0.36	0.34	0.3	0.34	0.54	0.55	0.38	0.58	0.72	0.55	0.45	0.47	0.53	0.41	0.45	0.44	0.44	0.5	0.5	0.552	0.552	0.83	0.74
Lu	0.06	0.05	0.05	0.06	0.09	0.09	0.06	0.09	0.13	0.09	0.06	0.08	0.08	0.07	0.07	0.04	0.05	0.08	0.08	0.0869	0.0869	0.13	0.12
ΣREE	39.44	59.62	39.29	27.3	111.06	115.4	93.29	126.03	102.71	119.62	80.71	83.53	91.95	78.54	66.61	93.34	94.01	124.63	117.08	99.14	197.22	160.99	
δEu	0.99	1.1	1.03	1.04	0.97	0.9	0.9	0.85	0.87	0.72	0.99	0.97	1.03	1.02	1.06	1	0.95	0.93	0.96	0.84	0.84	0.68	0.68
(La/Yb) _N **	16.81	28.37	19.72	10.94	31.56	36.31	35.09	41.60	23.92	32.44	30.07	26.74	24.36	30.03	23.76	31.94	32.09	37.29	37.51	23.24			
Sr/Y**	123.1	186.4	182.3	146.2	74.1	51.3	109.3	93.6	50	84	94.6	59.7	152.6	144	99.5	60.8	23.2	105.8	100.6	81.4	57.9	35.2	
Sm/Yb**	3.6	4.9	4.2	3.1	5.5	5.2	6.5	4.19	3.97	5.3	5.1	5.3	5.8	5.9	4.6	6.8	6.8	7.1	6.5	6.3	6.1	5.9	
Zr/Sm**	80.9	50.6	50.4	80.8	35.9	37.9	41.5	25.9	40.9	13.8	14.4	20.3	37.6	40.3	42.3	30.5	23.2	41.4	48.9	41.5	34.4	39	

注: QK27、QK37 为本次研究结果, 样品由武汉岩矿测试中心分析, 其中常量元素采用 XRF 分析, 稀土和微量元素用 ICP-AES 分析。成矿前、成矿期斑岩数据引自侯增谦等(2003a)、高永丰等(2003); 成矿后斑岩数据引自赵志丹等(2001)。* 全铁。 ** 单位为 1。 Mg[#] = Mg²⁺ / (Mg²⁺ + Fe²⁺)。

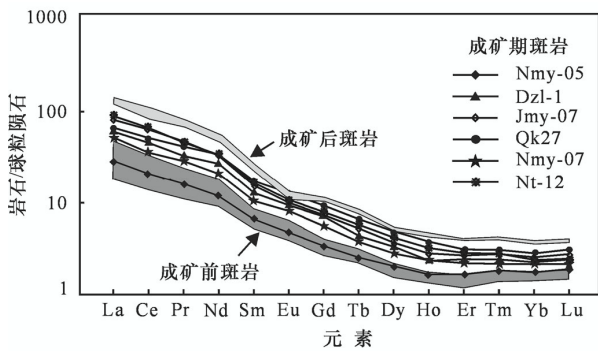


图 2 冈底斯成矿带埃达克质斑岩的 REE 配分曲线 (球粒陨石标准值据 Boynton, 1984)

Fig. 2 Chondrite-normalized REE patterns of adakitic porphyries in the Gangdese porphyry copper belt, Tibet (data for Chondrite-normalization from Boynton, 1984)

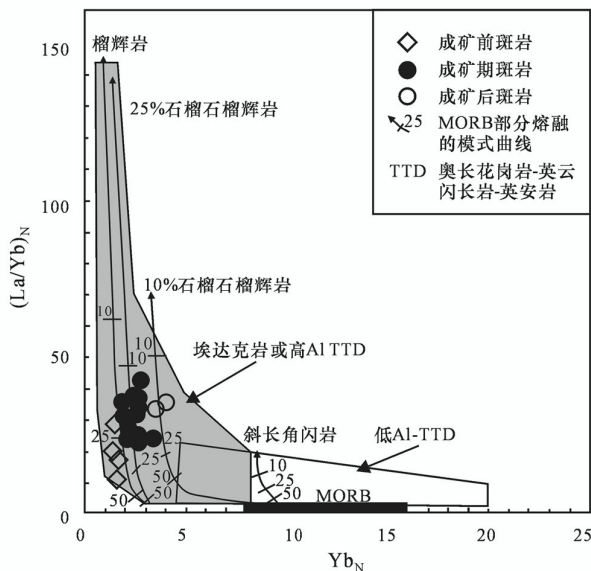


图 3 冈底斯成矿带斑岩的 $w_{Yb_N} - (w_{La} / w_{Yb})_N$ 图 (据 Drummond et al., 1990)

Fig. 3 $w_{Yb_N} - (w_{La} / w_{Yb})_N$ diagram for adakitic porphyries in the Gangdese porphyry copper belt, Tibet (after Drummond et al., 1990)

图 3 进一步比较了成矿前、成矿期和成矿后斑岩的 HREE 含量及分馏程度。尽管 3 期斑岩均处于角闪岩-榴辉岩部分熔融产生的埃达克岩及太古代高 Al-TTD(奥长花岗岩-英云闪长岩-英安岩)区内,但明显分离成群,成矿前斑岩有最小的 Yb_N 值,暗示其源区以榴辉岩为主,成矿后斑岩有最高的 Yb_N 值,反映其源岩富含大量角闪石,而成矿期斑岩则介于两者之间(Drummond et al., 1990)。

2.2.3 微量元素

冈底斯 3 期斑岩中的微量元素均以相对亏损高场强元素 HFSE (Nb, Ta, Ti) 为特征(侯增谦等, 2004b; Hou et al., 2004c), 暗示其源区因含水而使含 Ti 的金红石等矿物得以稳定残留(Tatsumi, 1986)。这些斑岩富含 Sr, 而亏损 $Y (2.9 \times 10^{-6} \sim 8.0 \times 10^{-6})$, 具有较高的 Sr/Y 比值(23 ~ 109), 在 Sr/Y-Y 图中处于埃达克岩区(Defant et al., 1990; Rapp et al., 1999), 显示明显的埃达克岩地球化学亲和性(侯增谦等, 2003a; 2004b; 高永丰等, 2003)。此外, 这些斑岩具有相对较高的 Zr/Sm 比值(14 ~ 118)和相对较低的 Nb/Ta 比值(8 ~ 25), 也可与角闪岩和石榴石角闪岩熔融产生的埃达克质熔体相类比(Foley et al., 2002)。成矿前斑岩较成矿后斑岩有较高的 Zr/Sm 比值(分别为 50 ~ 118 和 34 ~ 44)和较低的 Nb/Ta 比值(分别为 6.8 ~ 11.0 和 15.6 ~ 17.2), 在 $w_{Zr} / w_{Sm} - w_Y$ 和 $w_{Sm} / w_{Yb} - w_Y$ 图中(图 4),

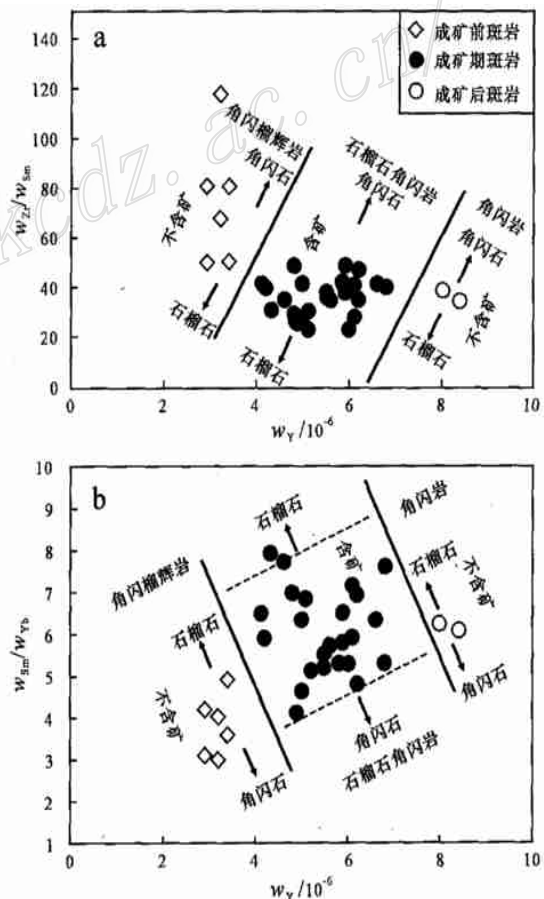


图 4 冈底斯成矿带埃达克质斑岩的 $w_Y - w_{Zr} / w_{Sm}$ (a) 和 $w_Y - w_{Sm} / w_{Yb}$ (b) 图解

Fig. 4 $w_Y - w_{Zr} / w_{Sm}$ (a) and $w_Y - w_{Sm} / w_{Yb}$ (b) diagrams of adakitic porphyries in the Gangdese porphyry copper belt, Tibet

3期斑岩有明显的分离成群趋势,反映其源区具有不同的岩相特征或经历了不同的熔融过程(见讨论)。

2.3 同位素地球化学

冈底斯成矿期和成矿后斑岩的 Sr-Nd 同位素组成已分别被 Hou 等(2004c)和赵志丹等(2001)分析报道,但目前尚无成矿前的斑岩同位素资料可资对比。成矿期斑岩的 $\epsilon_{Nd}(t)$ ($-5.52 \sim -6.18$) 和初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值($0.7050 \sim 0.7075$) 变化范围较大(Hou et al., 2004c),明显不同于俯冲洋壳板片熔融形成的埃达克岩(图5),但总体上类似于新生玄武质下地壳熔融形成的埃达克质岩,多数与中国东部下地壳熔融产生的埃达克质岩(Xu et al., 2002; 王元龙等, 2004)相当(图5),同时也接近于冈底斯西段超钾质熔岩中的辉长岩地壳包体(Miller et al., 1999)。成矿后斑岩较成矿期斑岩有更低的 $\epsilon_{Nd}(t)$ ($-8.13 \sim -7.14$) 和更高的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值($0.7097 \sim 0.7099$),暗示其或者经历上地壳物质混染,或者其源区以中上地壳物质为主体。

3 讨论

埃达克质岩浆以富水、富硫和高氧逸度为特征(Oyarzun et al., 2001),然而,导致这种岩浆独特性的原因并不十分清楚。对于源自俯冲洋壳板片的埃达克熔体,其富水、富硫和高氧逸度可能与洋壳板片本身的富水特征以及板片熔融过程中角闪岩的大量分解有关(Rapp et al., 1999)。然而,对于由碰撞加厚的下地壳或底侵而成的新生下地壳的部分熔融后所产生的富水、富硫和高氧逸度的岩浆,其形成机制则存在较大争议。部分学者坚持认为,部分熔融过程中的角闪石分解是其根本原因(Kay et al., 2001; Reich et al., 2003);部分学者则持反对态度,认为来自富水地幔楔形区的超临界流体对下地壳的交代,并导致水化下地壳部分熔融才是其主导因素(Bissig et al., 2003)。埃达克质岩浆较一般长英质岩浆具有更大的 Cu-Au 成矿偏在性和亲和性。究其原因,有人认为埃达克质岩浆自身的富水、富硫和高氧逸度特性决定了其具有萃取和容载 Cu、Au 等金属元素的巨大能力(Oyarzun et al., 2001; Mungall, 2002);有学者提出,埃达克质岩浆在上升运移过程中与地幔岩石发生熔体/岩石反应或与幔源岩浆发生混合作用,也是导致埃达克质岩浆富集成矿金属元素的重要原因(侯增谦等, 2003a; 王强等, 2004)。

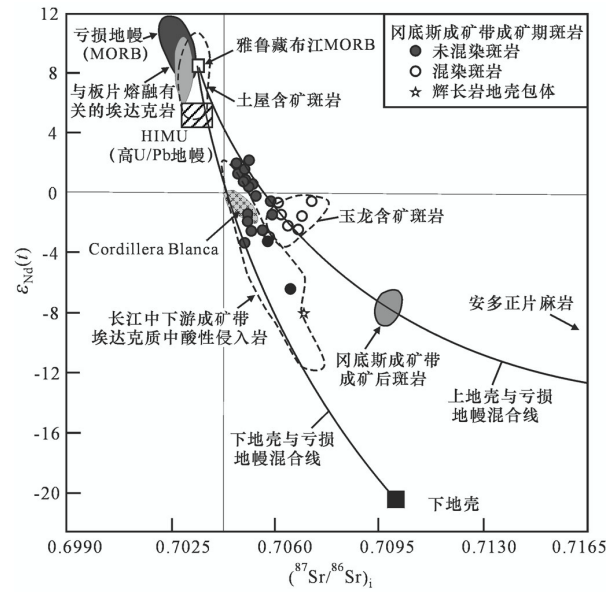


图5 冈底斯成矿带埃达克质斑岩的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ - $\epsilon_{Nd}(t)$ 图解与板片熔融有关的埃达克岩引自 Kay (1978), Stern 等(1996), Kay 等(1993), Reich 等(2003), Matin (1999) 和 Smithies (2000); Cordillera Blanca 埃达克岩引自 Altherton 等(1993), Petford 等(1996); 雅鲁藏布江 MORB 引自 Mahoney 等(1998); 土屋含矿斑岩引自芮宗瑶等(2002; 2004); 中国东部(长江中下游成矿带)埃达克质岩引自王强等(2001), Xu 等(2002), 王元龙等(2004); 玉龙含矿斑岩引自侯增谦等(2004a); 冈底斯成矿前和成矿期斑岩引自侯增谦等(2004b); 成矿后斑岩引自赵志丹等(2001); 冈底斯西段埃达克质熔岩中的辉长岩包体引自 Miller 等(1999)

Fig. 5 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ - $\epsilon_{Nd}(t)$ diagram of adakitic porphyries in the Gangdese porphyry copper belt

Data for adakites related to oceanic-slab melting from Kay (1978), Stern et al. (1996), Kay et al. (1993), Reich et al. (2003), Matin (1999), and Smithies (2000). Data for Cordillera Blanca from Altherton et al. (1993) and Petford et al. (1996). Data for Yarlung-Zangbo MORB from Mahoney et al. (1998). Data for Tuwu from Rui et al. (2002, 2004), data for adakitic rocks in eastern China (Middle-Lower Yangtze Valley metallogenic belt) from Wang et al. (2001), Xu et al. (2002) and Wang et al. (2004), data for Yulong porphyries from Hou et al. (2004a), data for Gangdese pre-ore and ore-forming stage porphyries from Hou et al. (2004b), data for post-ore ones from Zhao et al. (2001), and data for gabbro xenolith in adakitic lavas from western Gangdese from Miller et al. (1999)

下面将以冈底斯中新世埃达克质斑岩为例,对上述问题做进一步讨论。

3.1 Sr-Nd 同位素组成与源区深部过程

对于不同来源的埃达克岩,最明显的判别标志应首推岩石的 Sr-Nd 同位素组成。由俯冲洋壳板片熔融形成的埃达克岩,其 Sr-Nd 同位素组成通常与典型的 MORB(大洋中脊玄武岩)类似(图5),以低 ϵ_{Sr} 、高 ϵ_{Nd} 为特征,代表性埃达克岩来自 Adak 岛(Kay, 1978)、Cook 岛(Stern et al., 1996)和 Cerro

Pampa 岛 (Kay et al., 1993)。中国东天山土屋—延东斑岩成矿带的埃达克质含矿斑岩,也是源于俯冲洋壳的典型实例(张连昌等,2004),其 Sr-Nd 同位素组成也与 MORB 基本一致(芮宗瑶等,2002;2004)(图 5)。尽管这些埃达克质熔体在运移和侵位过程中可能发生了不同程度的地壳混染,但它们在图 5 中仍处于第一象限。相反,来自加厚下地壳的埃达克质岩石,均以相对较低的 ϵ_{Nd} 和较高的 ϵ_{Sr} 而明显偏离 MORB 端员,总体处于第四象限。Cordillera Blanca 岩基内的富钠花岗岩被认为来自底侵形成的新生玄武质下地壳,其 Sr-Nd 同位素组成处于第四象限左上角(图 5)。中国东部(长江中下游成矿带与 Cu-Fe-Au 矿化有关的)埃达克质岩,通常被认为来自加厚的下地壳或拆沉的下地壳(王强等,2001;张旗等,2002;Xu et al., 2002),其 $\epsilon_{Nd}(t)$ 变化于 1.96 ~ -11.92 间, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 变化于 0.7043 ~ 0.7076 间(王强等,2001;2003a;Xu et al., 2002;王元龙等,2004),更为偏离 MORB 端员(图 5)。

目前对冈底斯中新世斑岩的来源问题尚存争议,一种可能性是来自俯冲的新特提斯洋壳部分熔融(高永丰等,2003),另一种可能性是来自加厚的冈底斯下地壳部分熔融(Hou et al., 2004c)。在图 5 中,这些冈底斯中新世斑岩的 Sr-Nd 组成主体位于第四象限,并显示较大的变化范围,总体上处于亏损地幔与下地壳混合线附近。就其 Sr-Nd 组成变化,既可以用俯冲洋壳加大洋沉积物熔融来解释,也可以用遭到软流圈物质渗滤交代的加厚下地壳来解释。然而,下列事实更倾向于加厚下地壳部分熔融成因:①成矿期斑岩 Sr-Nd 组成变化于新生下地壳熔融产生的 Cordillera Blanca 附近(图 5),变化区域与中国东部埃达克质岩相当(图 5);②与含矿斑岩同时代形成的喷出岩-埃达克质熔岩出现在冈底斯西段(Miller et al., 1999)和麻江地区(Coulon et al., 1986)。其中,冈底斯西段的埃达克质熔岩不仅含有地壳辉长岩包体(见图 5),而且含丰富的壳源锆石捕虏晶(~471 Ma),被证实为地壳成因(Miller et al., 1999);③形成于中新世岩浆事件序列中的成矿后斑岩,其 Sr-Nd 同位素组成以高锶为特点,更明显地反映出其源岩的地壳属性;④自印-亚大陆碰撞(65 Ma)以来至中新世,冈底斯所处的大陆碰撞带不存在洋壳俯冲环境。

上述所有下地壳来源的埃达克质岩石在图 5 中构成一条连续变化的阵列趋势,处于亏损地幔

(MORB)与下地壳的混合线附近。对于与岛弧环境有关的埃达克岩,MORB 端员可以代表俯冲的洋壳,是埃达克岩的理想源岩。然而,对于大陆环境的埃达克质岩石,地质上不存在大洋中脊玄武岩的发育条件,因此,MORB 端员很可能代表着一种亏损地幔(DM)组分或软流圈组分。例如,在西藏麻江地区,与埃达克质熔岩(Chung et al., 2003; Hou et al., 2004c)伴生的玄武质熔岩(16 Ma)的锶(0.7049)、钆(0.5127)同位素组成与冈底斯斑岩一致,其来源被认为与软流圈组分注入有关(Miller et al., 1999)。因此,MORB(或 DM)与下地壳的混合线,可理解为软流圈物质与下地壳物质发生不同比例混合的 Sr-Nd 同位素组成演变线。处于混合线附近的下地壳源埃达克质岩石,可以解释为,在部分熔融前或部分熔融过程中,下地壳遭受了不同程度的软流圈物质混入或交代,或者来自亏损地幔的岩浆大规模底侵,与下地壳发生物质交换,从而产生了具有不同 Sr-Nd 同位素组成的埃达克质岩浆。软流圈物质与下地壳相互作用至少有 2 种可能途径:①高热的软流圈物质上涌并渗滤交代下地壳;②来自软流圈的岩浆熔体与初始的埃达克质熔体发生混合作用。底侵玄武质岩浆与下地壳物质交换也可有 2 种方式:①来自亏损地幔的岩浆底侵于壳-幔界面,形成新生的玄武质下地壳;②底侵岩浆与下地壳交代混染形成特殊的“壳-幔过渡层”。如果这种解释正确的话,下地壳源埃达克岩的 Sr-Nd 同位素组成所揭示的这些深部过程,对成矿则至关重要。

众所周知,在正常的长英质岩浆中,硫的溶解度通常很低(Wallace et al., 1992),铜、金含量不高。形成斑岩铜矿的岩浆规模通常较小,但却形成了巨型铜矿,这意味着,埃达克质岩浆中大量的铜、金富集必有其巨量的物源供应。金属元素的亲铜地球化学特性表明,其巨量供应源不应是地壳,而应是幔源物质。不论是幔源新生玄武质下地壳的直接熔融,还是软流圈物质渗滤交代,均将为埃达克质岩浆提供大量的 Cu、Au 等成矿金属。此外,由于埃达克质熔浆处于高度氧化状态(高氧逸度),全硫将以硫酸盐形式溶解于熔浆之中(Carroll et al., 1985),其结果导致亲铜元素(Cu, Au)具有不相容元素行为,富集并容存于熔浆中(Hamilton et al., 1985; Richards, 1995)。

3.2 不相容元素比值与源岩相变

尽管 Cu-Au 矿床与埃达克岩存在密切的时空共

生关系,但不是所有的埃达克岩都伴生 Cu-Au 矿化,因此,正确区分含矿与不含矿岩石已成为人们关注的焦点。Kay 等(1999;2001)通过安第斯中部新近纪岩浆活动与成矿作用研究,提出主成矿期埃达克岩通常出现岩石化学突变,从成矿前至成矿后,岩石的 HREE 亏损程度由小变大,Sm/Yb 比值由 3~5 变为 7~9。这种化学变化实际上反映了同一岩浆源岩随熔融程度增大,角闪石被大量分解,残留相中的角闪石被石榴石取代(Kay et al., 1999)。角闪石在熔融过程中大量分解释放出了大量流体,为斑岩和浅成低温热液 Cu-Au 系统提供了成矿所必需的大量成矿流体(Reich et al., 2003)。而 Bissig 等(2003)则认为,主成矿期与埃达克质岩浆化学突变并不存在对应关系,他们认为来自俯冲洋壳板片的高度氧化的超临界流体对下地壳最底部的交代和水化,才是导致埃达克质岩浆富水和富金属的主导因素。

在冈底斯,中新世斑岩岩浆活动比碰撞期花岗岩岩浆大规模侵位(55 Ma)和林子宗火山岩系(64~52 Ma)滞后了约 40 Ma,比与俯冲有关的冈底斯弧花岗岩(120~70 Ma)晚了近 100 Ma,反映出中新世斑岩可能与印度大陆板片向北俯冲有关(侯增谦等, 2004b)。然而,印度大陆板片不太可能像大洋俯冲板片那样产生大量的高度氧化的超临界流体,导入并交代上覆的加厚地壳,表明埃达克质岩浆富水可能有其另外的形成机制。图 4 展示了冈底斯斑岩铜矿带 3 期斑岩的 Zr/Sm 和 Sm/Yb 比值变化。这 3 期斑岩分成相互分离的 3 个群体,其中,成矿前斑岩有最低的 Sm/Yb 比值(3.0~4.9)和最高的 Zr/Sm 比值(50~118),成矿后斑岩的 Sm/Yb 比值(5.9~6.2)和 Zr/Sm 比值(34~44)中等,与成矿期斑岩相当,但 Y 含量(8.0×10^{-6} ~ 8.4×10^{-6})却明显偏高。根据 Sm、Yb 和 Y 在下地壳的地球化学行为,埃达克岩的低 Y 和 Yb 含量表明其源区有较多的石榴石矿物相残留,而低 Sm/Yb 和高 Zr/Sm 比则表明源区有较多的角闪石残留相组合。对于同一源岩(角闪岩或榴辉岩),部分熔融程度的增大将导致源区残留相由角闪石向石榴石大规模转变,由此产生富水埃达克岩,Sm/Yb 值介于 5~7 之间(Kay et al., 2001)。在冈底斯,成矿前斑岩的低 Y 和 Yb 含量反映其岩浆源岩是一种以石榴石为主的角闪榴辉岩(图 3),其低 Sm/Yb、高 Zr/Sm 比值反映源区角闪石在熔融过程中发生少量分解,部分得以残留(图 4)。由于该源岩中角闪石总含量不高,分解程度较小,因而总体上

相对较干,难以产生大量的流体。成矿后斑岩具有相对较高的 Y 含量,可能反映了含少许石榴石的角闪岩源岩发生了部分熔融。然而,相对较高的 LREE 和 Σ REE 含量,暗示源岩熔融程度较低,分凝岩浆的规模太小,难以容载大量的成矿金属。相反,成矿期斑岩的源岩可能有别于上述两种源岩(见后),其 Sm/Yb 比值介于 4.6~7.9 之间,平均 6.2 ($n=27$),与 Kay 等(2001)提出的成矿期斑岩的 Sm/Yb 比值(5~7)范围相吻合,反映了熔融过程中源区角闪石残留相向石榴石残留相发生明显转变,从而释放出了斑岩铜矿所需的大量流体。

3.3 岩浆序列与熔融带迁移

冈底斯 3 期斑岩在微量元素和同位素地球化学上的差异性,反映其下地壳源岩具有不同的岩相组合,或者起源于不同的熔融层(带)。3 期斑岩的 SiO₂ 含量范围类似,但 REE 和 Y 含量差异明显(表 1)。假定 3 期斑岩来自同一源岩,成矿前斑岩的低 REE 和 Y 含量则意味着源区发生了较高级的部分熔融。模拟计算显示,在这种较高级的熔融下,埃达克熔体的 HREE 和 Y 理论丰度值接近于实测值,但 SiO₂ 含量却明显低于实测值,证实成矿前斑岩源岩的 Σ REE 应低于成矿期和成矿后斑岩源岩的 Σ REE(参见 Pertford et al., 1996)。Sr-Nd 同位素资料揭示,成矿期斑岩源区接近于 MORB(或 DM),而成矿后斑岩源区则接近于典型地壳(图 5)。由此推测,冈底斯 3 期斑岩虽然均源于下地壳,但源岩具有不同的化学组成。

根据 Drummond 等(1990)的理论模拟及(La/Yb)_N-Yb_N 关系推测,成矿前斑岩的源岩很可能是含角闪石的榴辉岩,而成矿期和成矿后斑岩的源岩很可能是石榴石角闪岩和角闪岩(图 3)。这 3 类源岩不仅存在化学成分差异,而且也可能处于不同的变质压力条件之下。在化学上,角闪石榴辉岩可能具有最低的 Σ REE,估计其 Sr-Nd 同位素组成也最接近于 MORB(或 DM),角闪岩可能有最高的 Σ REE,其 Sr-Nd 同位素组成也最接近于典型的地壳,石榴石角闪岩则介于两者之间。在变质压力条件上,角闪石榴辉岩的稳定变质压力最大,估计最大压力在 25×10^8 Pa(~80 km),可能处于加厚下地壳底部;角闪岩的稳定变质压力最小,估计最小压力在 15×10^8 Pa(~50 km),可能处于加厚下地壳的上部,而石榴石角闪岩则介于其间。根据上述推论,利用 3 期斑岩的岩石地球化学特征可以构筑一个加厚下地壳的柱

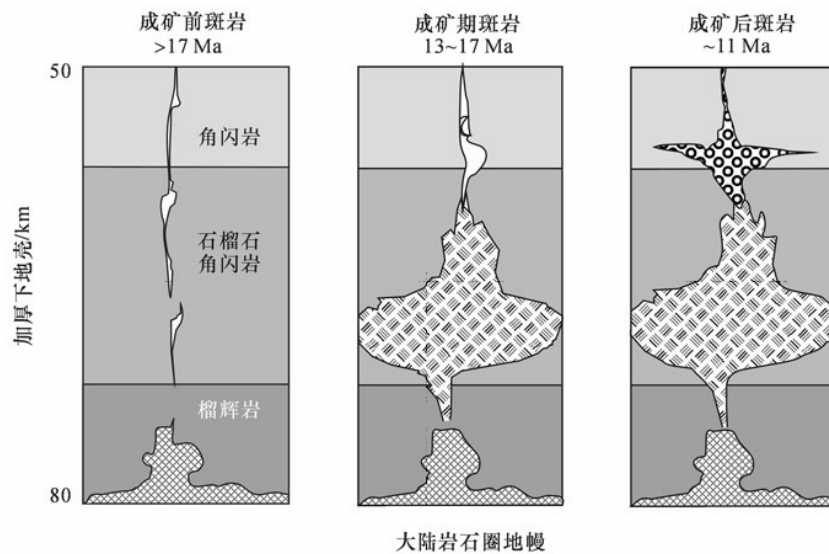


图 6 冈底斯埃达克质斑岩的源岩相变和熔融过程示意图

Fig. 6 Diagram illustrating vertical variation of rock phases and partial melting of a thickened lower crust source for the generation of the Miocene Gangdese adakitic porphyries in Tibet

状剖面(图 6)。在这个柱状剖面上,自底部向上部,源岩岩相由榴辉岩经石榴石角闪岩递变为角闪岩,源岩柱最大厚度应不超过 30 km。根据 3 期斑岩的岩浆活动序列,可以推演出部分熔融迁移趋势,即加厚下地壳的部分熔融作用首先从最底部开始,然后熔融带随时间逐渐向上部迁移,但只有当熔融带处于中部位置时,才释放出大量流体。

在冈底斯,源岩剖面柱化学组分的垂向变化至少有两种可能的解释,其一是来自深部的高热软流圈物质向加厚的下地壳注入、渗滤和交代,其二是碰撞期产生的大量岩浆在地壳底部底侵成池,并形成层状岩浆房(层),最后固结为新生下地壳。到底哪种机制更切实际,目前尚未有足够的证据予以判定。在青藏高原后碰撞伸展背景下,软流圈大规模上涌并不断向加厚地壳底部供给大量热能,是导致其部分熔融的热源机制。

感谢 研究与成文过程中得到 973 项目组的同事和专家们的帮助和指导。野外工作中得到西藏地矿局同仁和西藏地调院副总工黄卫的大力帮助和支持,在此一并表示衷心感谢。

References

Atherton M P and Petford N. 1993. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust[J]. *Nature*, 362: 144 ~ 146.

- Bissig T, Clark A H, Lee J K W, et al. 2003. Petrogenetic and metallogenic responses to Miocene slab flattening: new constraints from the El Indio-Pascua Au-Ag-Cu belt, Chile/Argentina[J]. *Mineralium Deposita*, 38: 844 ~ 862.
- Blinskiuk P M, Hacker B, Glodny J, et al. 2001. Normal faulting in central Tibet since at least 13.5 Myr ago[J]. *Nature*, 412: 628 ~ 632.
- Carroll M R and Rutherford M J. 1985. Sulfide and sulfate saturation in hydrous silicate melts[J]. *J. Geophys. Res.*, 90(Supp.): C601 ~ C612.
- Chang C F and Zheng S L. 1973. Tectonic features of the Mount Jolmo Lungma region in southern Tibet, China[J]. *Scientia Geologica Sinica*, 1: 1 ~ 12 (in Chinese with English abstract).
- Chung S L, Liu D Y, Ji J Q, et al. 2003. Adakites from continental collision zone: Melting of thickened lower-crust beneath southern Tibet[J]. *Geol.*, 31(11): 1021 ~ 1024.
- Coleman M and Hodges K. 1995. Evidence for Tibetan Plateau uplift before 14 Ma ago from a new minimum age for east-west extension [J]. *Nature*, 374: 49 ~ 52.
- Copeland P, Harrison Y M and Yun P. 1995. Thermal evolution of the Gangdes batholith, Southern Tibet: a history of episodic unroofing [J]. *Tectonics*, 14: 223 ~ 236.
- Coulon C, Maluski H, Bollinger C, et al. 1986. Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks from central and southern Tibet: $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dating, petrological characteristics and geodynamic significance [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 79: 281 ~ 302.
- 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.
- Defant M J, Xu J F, Kepezhinskas P, et al. 2002. Adakites: some variations on a theme [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 18(2): 129 ~ 142.

- Drummond M S and Defant M J. 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons[J]. *J. Geophys. Res.*, 95 (13): 21503 ~ 21521 .
- Duerr S B. 1996. Provenance of Xigaze fore-arc basin clastic rocks (Cretaceous, south Tibet) [J]. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 108(6) : 669 ~ 684 .
- Foley S, Tiepolo M and Vannucci R. 2002. Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones[J]. *Nature*, 417 : 837 ~ 840 .
- Gao Y F, Hou Z Q and Wei R H. 2003. Neogene porphyries from Gangdese: petrological, geochemical characteristics and geodynamic significances[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 19 (3): 418 ~ 428 (in Chinese with English abstract) .
- Hamlyn P R, Keays R R, Cameron W E, et al. 1985. Precious metals in magnesian low-Ti lavas: Implications for metallogenesis and sulfur saturation in primary magmas[J]. *Geochem. Cosmochim. Acta*, 49 (8): 1797 ~ 1811
- Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F, et al. 1992. Raising Tibet [J]. *Science*, 255 : 1663 ~ 1670 .
- Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F, et al. 1995. Activation of the Nyainqentanghla shear zone: implication for uplift of the southern Tibetan Plateau[J]. *Tectonics*, 14(3) : 658 ~ 676 .
- Hou Z Q, Qu X M and Huang W. 2001. Gangdese porphyry copper belt: the second Yulong porphyry copper belt in Tibet[J]. *Geol. in China*, 28 : 27 ~ 29 (in Chinese with English abstract) .
- Hou Z Q, Mo X X, Gao Y F, et al. 2003a. Adakite, a possible host rock for porphyry copper deposits: Case studies of porphyry copper belts in Tibetan plateau and in northern Chile[J]. *Mineral Deposits*, 22(1) : 1 ~ 12 (in Chinese with English abstract) .
- Hou Z Q, Wang S X, Qu X M, et al. 2003b. Re-Os age for molybdenites from the Gangdese porphyry copper belt on Tibetan plateau: Implication for geodynamic setting and duration of the Cu mineralization[J]. *Sci. in China (Series D)*, 33 : 609 ~ 618 (in Chinese) .
- Hou Z Q, Gao Y F, Meng X J, et al. 2004a. Genesis of adakitic porphyry and tectonic controls on the Gangdese Miocene porphyry copper belt in the Tibetan orogen[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 20(2) : 239 ~ 248(in Chinese with English abstract) .
- Hou Z Q, Zhong D L and Deng W M. 2004b. A tectonic model for Himalayan porphyry Cu-Mo-Au deposits in the east Tibet[J]. *Geol. in China*, 31 : 1 ~ 16 (in Chinese with English abstract) .
- Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M, et al. 2004c. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in South Tibet [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 220 : 139 ~ 155 .
- Kay R W J. 1978. Aleutian magnesium andesite melts from subducted Pacific oceanic crust[J]. *J. Volcano. Geotherm. Res.*, 4 : 117 ~ 132 .
- Kay S M, Ramos V A and Marquez M. 1993. Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks for slab-melting prior to ridge-trench collision in Southern South America[J]. *J. Geol.*, 101(6) : 703 ~ 714 .
- Kay S M, Mpodozis C and Coira B. 1999. Neogene magmatism, tectonism, and mineral deposits of the central Andes (22° to 33° S Latitude) [A]. In: Skinner B J, ed. *Geology and ore deposits of the central Andes* [C]. Society of Economic Geologist Special Publication, 7. 27 ~ 59 .
- Kay S M and Mpodozis C. 2001. Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust[J]. *GSA Today*, 11(3) : 4 ~ 9 .
- Kerrich R, Goldfarb R, Groves D, et al. 2000. The characteristics, origins, and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces[J]. *Sci. in China*, 43 : 1 ~ 68 .
- Liu H T, Zhang Q, Liu J M, et al. 2004. Adakite versus porphyry copper and epithermal gold deposits: a possible metallogenetic specialization of magmatism required in-deep assessment[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 20(2) : 205 ~ 218 (in Chinese with English abstract) .
- Martin H. 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids[J]. *Lithos*, 46 : 411 ~ 429 .
- Meng X J, Hou Z Q, Gao Y F, et al. 2003. Re-Os dating for molybdenite from Qulong porphyry copper deposit in Gangdese metallogenic belt, Xizang and its metallogenetic significance[J]. *Geol. Rev.*, 49 (6): 660 ~ 666(in Chinese with English abstract) .
- Miller C, Schuster R, Klotzli U, et al. 1999. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis[J]. *J. Petrol.*, 40 : 1399 ~ 1424 .
- Mo X X, Zhao Z D, Deng J F, et al. 2003. Response of volcanism to the India-Asian collision[J]. *Earth Science Frontiers*, 10 : 135 ~ 148 (in Chinese with English abstract) .
- Mungall J E. 2002. Roasting the mantle: slab melting and the genesis of major Au and Au-rich Cu deposits[J]. *Geol.*, 30(10) : 915 ~ 918 .
- Muir R J, Weaver S D, Bradshaw J D, et al. 1995. Geochemistry of the Cretaceous Separation Point Batholith, New Zealand: Granditoid magmas formed by melting of mafic lithosphere[J]. *J. Geol. Soc. Lond.*, 152 : 689 ~ 701 .
- 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 .
- Pan G T, Wang L Q and Zhu D C. 2004. Thoughts on some important scientific problems in regional geological survey of the Qinghai-Tibet plateau [J]. *Geol. Bull. China*, 23(1) : 12 ~ 19 (in Chinese with English abstract) .
- Petford N and Atherton M. 1996. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca batholith, Peru[J]. *J. Petrol.*, 37(6) : 1491 ~ 1521 .
- Qin K Z, Li H M, Li W S, et al. 1999. Intrusion and mineralization ages of the Wunugetushan porphyry Cu-Mo deposit, Inner Mongolia, Northwestern China [J]. *Geol. Rev.*, 45(2) : 180 ~ 185 (in Chinese with English abstract) .
- Qu X M, Hou Z Q and Huang W. 2001. Is the Gangdese porphyry copper belt the " Yulong porphyry copper belt in Tibetan plateau [J]? *Mineral Deposits*, 20(4) : 355 ~ 366 (in Chinese with English ab-

- stract) .
- Qu X M, Hou Z Q and Li Z Q. 2003. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of the ore-bearing porphyries of the Gangdese porphyry copper belt and their geological significances[J]. *Acta Geologica Sinica*, 77: 245 ~ 252 (in Chinese with English abstract) .
- Rapp P-R, Shimizu N, Norman M-D, et al. 1999. Reaction between slab-derived melt and peridotite in the mantle wedge: Experimental constrains at 3.8 GPa[J]. *Chem. Geol.*, 60: 335 ~ 356 .
- Reich M, Parada M A, Palacios C, et al. 2003. Adakite-like signature of Late Miocene intrusions at the Los Pelambres giant porphyry copper deposit in the Andes of central Chile: Metallogenic implications [J]. *Mineralium Deposita*, 38: 876 ~ 885 .
- Ren J S and Xiao L W. 2004. Lifting the mysterious veil of the tectonics of the Qinghai-Tibet plateau by 1: 250000 geological mapping [J]. *Geol. Bull. China*, 23(1): 1 ~ 11 (in Chinese with English abstract) .
- Richards J P. 1995. Alkaline-type epithermal gold deposits: A review [Z]. *Mineralogical Association of Canada Short Course Series*, 23: 367 ~ 400 .
- Rui Z Y, Liu Y L, Wang L S, et al. 2002. The eastern Tianshan porphyry copper belt in Xinjiang and its tectonic framework[J]. *Acta Geologica Sinica*, 76: 83 ~ 94 (in Chinese with English abstract) .
- Rui Z Y, Hou Z Q, Qu X-M, et al. 2003. Metallogenic epoch of gangdese porphyry copper belt and uplift of Qinghai-Tibetan Plateau [J]. *Mineral Deposits*, 22(3): 224 ~ 232 (in Chinese with English abstract) .
- Rui Z Y, Zhang L S, Chen Z Y, et al. 2004. Approach on source rock or source region of porphyry copper deposits[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 20: 229 ~ 238 (in Chinese with English abstract) .
- Sajona F G and Maury R C. 1998. Association of adakites with gold and copper mineralization in the Philippines[J]. *CR. Acad. Sci. Paris*, 326(1): 27 ~ 34 .
- Smithies R H. 2000. The Archean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 182: 115 ~ 125 .
- 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 .
- Tatsumi Y. 1986. Chemical characteristics of fluid phase released from a subduction lithosphere and origin of arc magma: evidence from high-pressure experiments and natural rocks[J]. *J. Volcano. Geotherm. Res.*, 29: 293 ~ 309 .
- Thiebaut D, Stein G and Lescuyer J L. 1997. Epithermal and porphyry deposits: the adakite connection[J]. *Earth & Planet. Sci.*, 325: 103 ~ 109 .
- Turner S, Hawkesworth G, Liu J, 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 Q, Zhao Z H, Xiong X L, et al. 2001. Melting of the underplated basaltic lower crust: Evidence from the Shaxi adakitic sodic quartz diorite-porphyrates, Anhui Province, China[J]. *Geochimica*, 30(4): 353 ~ 362 (in Chinese with English abstract) .
- Wang Q, Zhao Z H, Xu J F, et al. 2003a. Petrogenesis of the Yanshanian adakite-like rocks and mineralization in the eastern part of Yangtze block[J]. *Sci. in China (Series D)*, 32(Sup.): 127 ~ 136 (in Chinese) .
- Wang Q, Zhao Z H, Bai Z H, et al. 2003b. Carboniferous adakites and Nd-enriched arc basaltic rocks association in the Alataw Mountains north Xinjiang: interactions between slab melt and mantle peridotite and implications for crustal growth[J]. *Chinese Sci. Bull.*, 48(19): 2108 ~ 2115 .
- Wang Q, Zhao Z H, Xu J F, et al. 2004. The geochemical comparison between the Tongshankou and Yinzu adakitic intrusive rocks in southeastern Hubei: (delaminated) lower crustal melting and the genesis of porphyry copper deposit[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 20(2): 351 ~ 360 (in Chinese with English abstract) .
- Wang Y L, Zhang Q, Wang Q, et al. 2003. Study on adakitic rock and Cu-Au mineralization[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 19(2): 543 ~ 550 (in Chinese with English abstract) .
- Wang Y L, Wang Y, Zhang Q, et al. 2004. The geochemical characteristic of Mesozoic intermediate-acid intrusives of the Tongling area and its metallogenesis-geodynamic implications[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 20(2): 325 ~ 338 (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 post-collisional volcanism[J]. *Geol.*, 29: 339 ~ 342 .
- Xu J F, Shinjo R, Defant M J, et al. 2002. Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: partial melting of delaminated lower continental crust[J]? *Geol.*, 30: 1111 ~ 1114 .
- Yin A and Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen[J]. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 28: 211 ~ 280 .
- Zhang L C, Qin K Z, Ying J F, et al. 2004. The relationship between ore-forming processes and adakitic rock in Tuwu-Yandong porphyry copper metallogenic belt, eastern Tianshan Mountains [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 20(2): 259 ~ 268 (in Chinese with English abstract) .
- Zhang Q, Wang Y and Wang Y L. 2001. Preliminary study on the components of the lower crust in east China plateau during Yanshanian period: contrians on Sr and Nd isotopic compositions of adakite-like rocks[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 17: 504 ~ 513 (in Chinese with English abstract) .
- Zhang Q, Wang Y and Liu W. 2002. Adakite: its characteristics and implications[J]. *Geol. Bull. China*, 21(7): 431 ~ 435 (in Chinese with English abstract) .
- Zhao Z P, Mo X X, Zhang S Q, et al. 2001. Post-collisional magmatism in Wuyu basin, central Tibet: evidence for recycling of subducted Tethyan oceanic crust[J]. *Sci. in China (Series D)*, 31(Sup.): 20 ~ 26 (in Chinese) .

Zhao Z H, Xiong X L, Wang Q, et al. 2004. A case study on porphyry Cu deposit related with adakitic quartz albite porphyry in Mosizaote, western Tianshan, Xinjiang, China[J]. Acta Petrologica Sinica, 20(2): 249 ~ 258(in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

常承法, 郑锡澜. 1973. 中国西藏南部珠穆朗玛峰地区构造特征[J]. 地质科学, (1): 1 ~ 12.

高永丰, 侯增谦, 魏瑞华, 等. 2003. 西藏高原冈底斯第三纪斑岩岩石学特征及其动力学意义[J]. 岩石学报, 19(3): 418 ~ 428.

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, 莫宣学, 高永丰, 等. 2003a. 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[J]. 矿床地质, 22(1): 1 ~ 12.

侯增谦, 曲晓明, 王淑贤, 等. 2003b. 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: 609 ~ 618.

侯增谦, 高永丰, 孟祥金, 等. 2004a. 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, 钟大赉, 邓万明. 2004b. 青藏高原东缘斑岩铜钼金成矿带的构造模式[J]. 中国地质, 31: 1 ~ 16.

刘红涛, 张旗, 刘建明, 等. 2004. 埃达克岩与 Cu-Au 成矿作用: 有待深入研究的岩浆成矿关系[J]. 岩石学报, 20(2): 205 ~ 218.

孟祥金, 侯增谦, 曲晓明, 等. 2003. 西藏冈底斯成矿带驱龙铜矿 Re-Os 年龄及成矿学意义[J]. 地质论评, 49: 660 ~ 666.

莫宣学, 赵志丹, 邓晋福, 等. 2003. 印度-亚洲主碰撞作用过程的火山记录作用响应[J]. 地学前缘, 10: 135 ~ 148.

潘桂棠, 王立全, 朱成第. 2004. 青藏高原地质调查中几个关键科学问题的思考[J]. 地质通报, 23(1): 12 ~ 19.

秦克章, 李惠民, 李伟实, 等. 1999. 内蒙古乌努格吐山斑岩铜钼矿床的成岩成矿时代[J]. 地质论评, 45(2): 180 ~ 185.

曲晓明, 侯增谦, 黄卫. 2001. 冈底斯斑岩铜矿成矿带: 西藏第二

条玉龙铜矿带[J]. 矿床地质, 20: 355 ~ 366.

曲晓明, 侯增谦, 李振清. 2003. 冈底斯铜矿带含矿斑岩的⁴⁰Ar/³⁹Ar 年龄及地质意义[J]. 地质学报, 77(2): 245 ~ 252.

任纪舜, 肖黎薇. 2004. 1: 25 万地质填图进一步揭开了青藏高原大地构造的神秘面纱[J]. 地质通报, 23: 1 ~ 11.

芮宗瑶, 刘玉琳, 王龙生, 等. 2002. 新疆东天山斑岩铜矿带及其大地构造格局[J]. 地质学报, 76: 83 ~ 94.

芮宗瑶, 侯增谦, 曲晓明, 等. 2003. 冈底斯斑岩铜矿成矿时代及青藏高原隆升[J]. 矿床地质, 22(3): 217 ~ 225.

芮宗瑶, 张立生, 陈振宇, 等. 2004. 斑岩铜矿的源岩或源区探讨[J]. 岩石学报, 20: 229 ~ 238.

王强, 赵振华, 熊小林, 等. 2001. 底侵玄武质下地壳的熔融: 来自安徽沙溪 adakite 质富钠石英闪长玢岩的证据[J]. 地球化学, 30(4): 353 ~ 362.

王强, 赵振华, 许继峰, 等. 2003a. 扬子地块东部燕山期埃达克质(adakite-like)岩与成矿[J]. 中国科学, 32: 127 ~ 136.

王强, 赵振华, 许继峰, 等. 2004. 鄂东南铜山口、殷祖埃达克质(adakite)的侵入岩地球化学特征对比:(拆沉)下地壳熔融与斑岩铜矿的成因[J]. 岩石学报, 20(2): 351 ~ 360.

王元龙, 张旗, 王强, 等. 2003. 埃达克质岩与 Cu-Au 成矿作用关系的初步探讨[J]. 岩石学报, 19: 543 ~ 550.

王元龙, 王焰, 张旗, 等. 2004. 铜陵地区中生代中酸性侵入岩的地球化学特征及其成矿-地球动力学意义[J]. 岩石学报, 20: 325 ~ 350.

张连昌, 秦克章, 英基丰, 等. 2004. 东天山土屋-延东斑岩铜矿带埃达克岩及其与成矿作用的关系[J]. 岩石学报, 20: 259 ~ 268.

张旗, 王焰, 王元龙. 2001. 燕山期中国东部高原下地壳组成初探: 埃达克质岩同位素制约[J]. 岩石学报, 17: 504 ~ 513.

张旗, 王焰, 刘伟, 等. 2002. 埃达克岩的特征及其意义[J]. 地质通报, 21: 431 ~ 435.

赵志丹, 莫宣学, 张双全, 等. 2001. 西藏中部乌郁盆地碰撞后岩浆作用-特提斯洋壳俯冲再循环的证据[J]. 中国科学, 31(增刊): 20 ~ 26.

赵振华, 熊小林, 王强, 等. 2004. 新疆西天山莫斯早特石英钠长斑岩铜矿床——一个与埃达克质岩石有关的铜矿实例[J]. 岩石学报, 20: 249 ~ 258.

Copper ore potential of adakitic intrusives in Gangdese porphyry copper belt : Constrains from rock phase and deep melting process

HOU Zeng-qian¹, MENG Xiang-jin¹, QU Xiao-ming¹ and GAO Yong-feng²

(1 Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China; 2 Shijiazhuang University of Economics, Shijiazhuang 050031, Hebei, China)

Abstract

The Gangdese porphyry Cu-Mo system in southern Tibet (13.6 ~ 16.9 Ma) was generated during the post-collision crustal extension. The pre-ore porphyries mainly consist of granodiorite porphyries with ages older than 17 Ma, whereas the porphyries of the ore-forming stage are mostly composed of monzonitic granite and adakitic porphyries with zircon SHRIMP ages ranging between 14.5 and 17.6 Ma. The post-ore porphyries are comprised of granite porphyries with a young Ar/Ar age of 11.2 Ma. Geochemical studies indicate that these porphyries are of shoshonitic and high-K calc-alkaline series, and show geochemical affinity with adakites derived from partial melting of a thickened basaltic lower crust. The pre-ore porphyries have the lowest contents of ΣREE ($27 \times 10^{-6} \sim 45 \times 10^{-6}$), Y ($2.9 \times 10^{-6} \sim 3.4 \times 10^{-6}$) and the lowest Sm/Yb ratio (3.0 ~ 4.9), coupled with the highest Zr/Sm ratio (50 ~ 118). The post-ore porphyries have the highest contents of ΣREE ($122 \times 10^{-6} \sim 197 \times 10^{-6}$) and Y (8.2×10^{-6}), and intermediate ratios of Sm/Yb (5.9 ~ 6.2) and Zr/Sm (34 ~ 44). The porphyries of the ore-forming stage are transitional between the pre- and post-ore porphyries in terms of Y content and Sm/Yb and Zr/Sm ratios, but their Sr-Nd isotopic signature is similar to that of the adakitic rocks from Cordillera Blanca. Major, trace elements and Sr-Nd geochemistry of these adakitic porphyries indicates that partial melting of a thickened lower crust beneath southern Tibet involves input of materials derived from the depleted mantle, which provides necessary heat and metals (Cu, Au) for the generation of Cu-bearing adakitic melts. Upward migration of the melt zone from basal amphibole eclogite to upper garnet amphibolite proceeds gradually with time, but the transition of residual phase from amphibole-bearing to garnet-bearing assemblages in the garnet amphibolite source during melting is the fundamental and important process for the formation of the fertile adakite and porphyry Cu systems in southern Tibet.

Key words: geology, rock phase, deep melting process, adakitic porphyry, Gangdese porphyry copper deposit