

鄂东南铜山口、殷祖埃达克质(adakitic)侵入岩的地球化学特征对比:(拆沉)下地壳熔融与斑岩铜矿的成因*

王强¹ 赵振华¹ 许继峰¹ 白正华¹ 王建新² 刘成新²

WANG Qiang¹, ZHAO ZhenHua¹, XU JiFeng¹, BAI ZhengHua¹, WANG JianXin² and LIU ChengXin²

1. 中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640

2. 湖北省区域地质调查所, 武汉 430034

1. Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

2. Hubei Regional Geological Survey, Wuhan 430034, China

2003-07-27 收稿, 2004-01-11 改回.

Wang Q, Zhao ZH, Xu JF, Bai ZH, Wang JX and Liu CX. 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. *Acta Petrologica Sinica*, 20(2):351-360

Abstract In southeastern Hubei, the Tongshankou granodiorite porphyry pluton is closely associated with porphyry copper-molybdenum deposit, but the Yinzu granodiorite pluton is not related to metal mineralization. The Tongshankou and Yinzu intrusive rocks are geochemically similar to adakites, e. g. high Al_2O_3 and Sr contents and La/Yb and Sr/Y ratios, rich Na_2O ($Na_2O/K_2O > 1.0$), depletion of Y and Yb, very weak negative Eu-positive Eu anomalies and positive Sr anomalies. However, they have some differences in geochemistry: the Tongshankou intrusive rocks are acider, and have higher K_2O , MgO, Cr, Ni and Sr contents, lower Y and Yb contents, and more obvious differentiation degree between light and heavy rare earth elements than the Yinzu intrusive rocks. Moreover, the Tongshankou intrusive rocks mainly show positive Eu anomalies, but the Yinzu intrusive rocks have very weak negative Euno clear Eu anomalies. It is indicated that the magmas of the Tongshankou intrusive rocks were possibly derived from deeper source than that of the Yinzu intrusive rocks: the former likely originated from partial melting of delaminated lower crust, with main residual mineral garnet; but the latter likely resulted from partial melting of thickened lower crust, with residual garnet \pm plagioclase \pm hornblende. Alternatively, the Tongshankou adakitic magmas are also possibly originated from partial melting of the amphibole-bearing eclogitic lower crust owing to intruding diapirically of hot upwelling mantle into the lower crust. When the Tongshankou adakitic magmas went through the mantle, the interactions between the adakitic magmas and peridotites possibly took place: on one side, the MgO, Cr and Ni contents of the adakitic magmas were likely elevated due to the contamination of mantle peridotites; on the other side, the Fe_2O_3 from the adakitic magmas was likely added into the mantle and the oxygen fugacities (f_{O_2}) of the mantle were obviously elevated, which made metallic sulfide in the mantle oxidized and the chalcophile elements (e. g. , Cu and Mo) enter into the adakitic magmas. The adakitic magmas enriched in Cu and Mo ascended and easily led to the formation of porphyry Cu-Mo deposit. But the Yinzu adakitic magmas derived by partial melting of thickened lower crust possibly had little metallogenetic materials as they had not interacted with mantle peridotite, and did impossibly favor metal mineralization.

Key words Adakite, Lower crust delamination, Hot mantle diapiring, Lower crust melting, Porphyry copper deposit, Southeastern Hubei, Eastern China

摘要 鄂东南地区铜山口花岗闪长斑岩体是与斑岩铜钼矿床共生的岩体,但殷祖花岗闪长岩体是与金属成矿无关的岩体。铜山口和殷祖侵入岩的元素地球化学特征与埃达克岩的地球化学特征非常类似,如高 Al_2O_3 、Sr 含量与 La/Yb、Sr/Y 比值,富 Na_2O ($Na_2O/K_2O > 1.0$), 亏损 Y 与 Yb,极弱负 Eu 异常-正 Eu 异常以及正 Sr 异常等。但是铜山口和殷祖侵入岩也存在

* 本文得到国家自然科学基金项目(40273019)、中国科学院知识创新项目(KZCX3-SW-122, KZC2-SW-117 和 KZCX2-102)和国家重点基础研究发展规划项目(G1999043202)。

第一作者简介:王强,男,1971年1月生,博士,副研究员,岩浆岩岩石学与地球化学, E-mail:wqiang@gig.ac.cn

明显的差别:前者比后者更偏酸性,但具有较高的 K_2O , MgO , Cr , Ni 和 Sr 含量,较低的 Y 和 Yb 含量,轻重稀土元素分异更明显,并主要显示出正铕异常,区别于后者的极弱负 Eu 异常-不明显 Eu 异常。这表明铜山口埃达克质侵入岩的岩浆来源可能比殷祖埃达克质侵入岩的岩浆来源更深:前者可能由拆沉的下地壳熔融形成,残留物主要含石榴子石;而后者可能由增厚的下地壳熔融形成,残留物可能为石榴子石±斜长石±角闪石。另外,热的地幔上涌,底辟(diapir)进入下地壳,导致含角闪石的榴辉岩发生熔融也可形成铜山口埃达克质岩浆。铜山口埃达克质岩浆在穿过地幔的过程中,将会与地幔橄辉岩发生交换反应:一方面由于受橄辉岩的混染而使得岩浆的 MgO , Cr 和 Ni 增高;另一方面岩浆中的 Fe_2O_3 不断加入到地幔中,导致地幔的氧逸度(f_{O_2})增高,地幔中金属硫化物被氧化并进入岩浆中,富含 $Cu-Mo$ 等成矿物质的岩浆上升很容易形成斑岩铜钼矿床。殷祖侵入岩的岩浆由增厚的玄武质地壳熔融形成,岩浆没有与地幔橄辉岩发生反应,可能含有较少的金属成矿物质,因此不利于成矿。

关键词 Adakite; 下地壳拆沉; 热的地幔底辟; 下地壳熔融; 斑岩铜矿; 鄂东南; 中国东部

中图分类号 P588; P618

1 引言

近年来,许多研究报道俯冲洋壳熔融形成的埃达克岩(adakite)常与 $Cu-Au$ 矿床密切共生(Thiéblemont *et al.*, 1997; Sajona & Maury, 1998; Defant & Kepezhinskis, 2001; Oyarzum, *et al.*, 2001; Defant *et al.*, 2002; Mungall, 2002), 世界最大的斑岩铜矿床——智利的 Chuquicamata 矿床的成矿斑岩也是埃达克岩(Oyarzum, *et al.*, 2001)。埃达克岩与 $Cu-Au$ 矿床之间的密切共生关系使得许多研究者认为,俯冲洋壳的熔融与 $Cu-Au$ 矿床的形成有着密切的成因联系(Thiéblemont *et al.*, 1997; Sajona & Maury, 1998; Defant & Kepezhinskis, 2001; Oyarzum, *et al.*, 2001; Defant *et al.*, 2002; Mungall, 2002), Mungall (2002) 甚至认为只有俯冲洋壳产生的高氧逸度(f_{O_2})的熔体或超临界流体能够导致大型 $Cu-Au$ 矿床的形成。在我国,有研究者也报道了一些与 $Cu-Au$ 成矿有关的岩石具有埃达克岩的地球化学特征(张旗等, 2001a, b, 2002, 2004; 王强等, 2001, 2002, 2003; Wang *et al.*, 2003a; 侯增谦等, 2003), 但是这些岩石(如中国东部)的成因主要可能与下地壳的熔融有关(张旗等, 2001a, b, 2004; 王强等, 2001, 2002, 2003; Wang *et al.*, 2003a)。最近, Xu *et al.* (2002) 提出宁镇安基山的花岗闪长斑岩可能是由拆沉下地壳熔融形成的埃达克质(adakitic)岩。本文通过对比鄂东南地区与斑岩铜钼矿床共生的铜山口花岗闪长斑岩、与成矿无关的殷祖花岗闪长岩的元素地球化学特征,认为拆沉下地壳熔融可能是铜山口埃达克质岩以及共生斑岩铜钼矿床形成的重要原因。

2 地质背景及岩石特征

位于扬子地块东部的鄂东南地区是我国重要的 $Fe-Cu-Mo$ 金属成矿区,有许多重要的铁、铁铜、铜铁以及铜钼矿床产出。这些矿床的类型主要包括接触交代型、热液型和斑岩型(舒全安等, 1992)(图1)。鄂东南地区典型的斑岩型矿床是铜山口和封山洞斑岩铜钼矿床。铜山口铜钼矿床位于

铜山口花岗闪长斑岩体中(图1)。铜山口岩体为浅成-超浅成相岩株,平面上略呈北西向椭圆形,中心直径 500~600 m, 出露面积约 0.33 km^2 。岩体围岩为二叠-三叠系灰岩。岩体形成时代约为 150Ma(黑云母 $K-Ar$) (舒全安等, 1992)。尽管鄂东南地区的 $-e-Cu-Mo$ 矿床都与区内燕山期的闪长岩-花岗闪长(斑)岩体相关,但是并不是所有的岩体都与成矿有关,区内的殷祖花岗闪长岩体是一个与 $Fe-Cu-Mo$ 矿化无关的岩体(毛建仁等, 1990; 舒全安等, 1992; 周王旬若和任进, 1994)。殷祖岩体呈北东向展布,长约 17 km, 宽约 9 km, 出露面积约 90 km^2 (图1)。岩体除北部与石炭系-三叠系地层接触外,其余均与志留系地层接触。岩体形成时代约为 150Ma(黑云母 $K-Ar$) (舒全安等, 1992), 形成时代与铜山口岩体形成时代一致,都为晚侏罗世。

铜山口花岗闪长斑岩具有斑状结构,斑晶主要为斜长石、黑云母、钾长石和少量角闪石。基质具有微粒-细粒结构,由斜长石、钾长石、石英、黑云母、角闪石组成。副矿物为磁铁矿、榍石、磷灰石、锆石等。殷祖花岗闪长岩具有细中粒结构,主要由斜长石、钾长石、石英、角闪石、黑云母组成。副矿物为磁铁矿、磷灰石、榍石、锆石等。

3 元素地球化学特征

铜山口、殷祖侵入岩的主量、微量和稀土元素(REE)分析结果见表1, 2。这些侵入岩的样品在 TAS 图解中都落入花岗闪长岩区(图2)。在 Harker 图解(图3)中,除具有相似的 TiO_2 和 P_2O_5 含量外(图3a, b), 铜山口、殷祖侵入岩的元素地球化学特征存在明显的差别:(1)前者具有较高的 SiO_2 和 K_2O 含量,落入高钾钙碱性岩区,后者具有较低的 SiO_2 和 K_2O 含量,落入钙碱性岩区(图3c); (2)前者比后者具有低的 Al_2O_3 , CaO , FeO^* ($FeO + Fe_2O_3 \times 0.9$) 和 Y 含量(图3d-f, l), 但有高的 MgO , Na_2O , Cr , Ni 和 Sr 含量(图3g-k)。铜山口与殷祖侵入岩的 REE 分布曲线类似,轻稀土元素(LREE)富集,重稀土元素(HREE)强烈亏损,但是铜山口侵入岩比殷祖侵入岩轻重稀土元素分异、正铕异常更明显:前者比后者的 LREE 更富集,但 HREE 更亏损(图4a),如二者的 Yb 分别

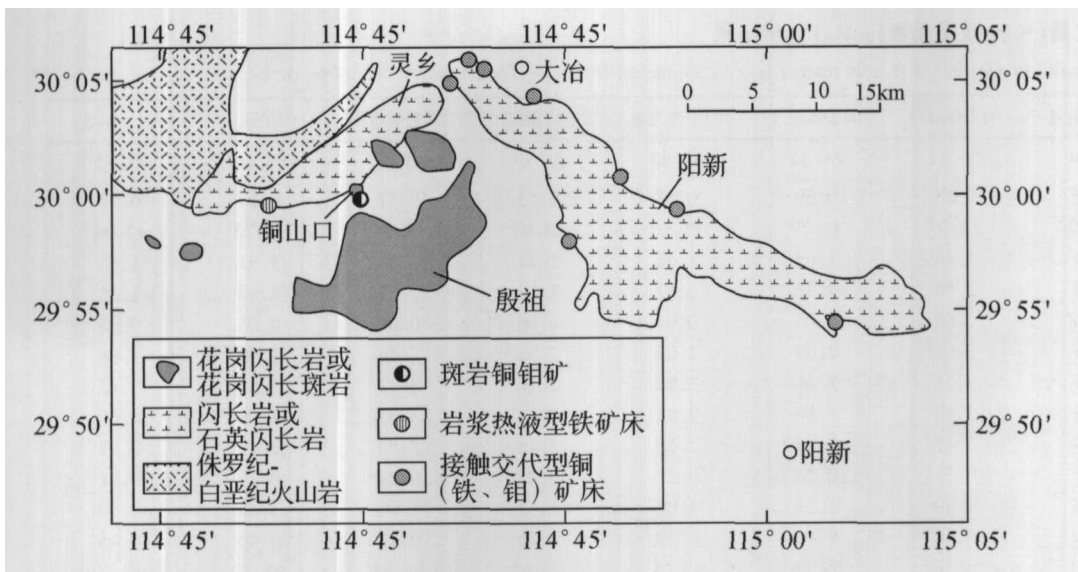


图1 鄂东南大冶-阳新地区侏罗纪-白垩纪火成岩分布图

Fig. 1 Distribution diagrams of Jurassic-Cretaceous igneous rocks in the Daye-Yangxin area, southeastern Hubei

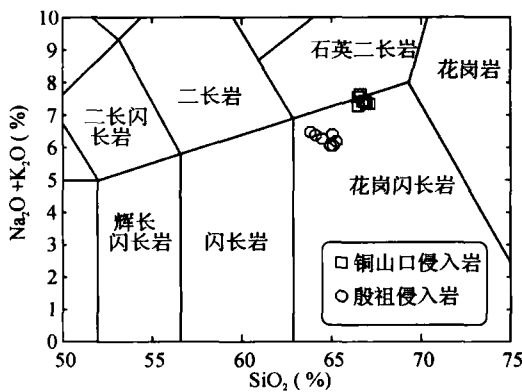


图2 花岗质岩石的 TAS 分类图解

(Middlemost, 1994)

Fig. 2 TAS classification of the granitoid rocks

为 $0.99 \sim 1.15 \mu\text{g/g}$ 和 $1.30 \sim 1.47 \mu\text{g/g}$ (表 1, 2); 前者的 Eu/Eu^* ($0.99 \sim 1.03$) 高于后者的 Eu/Eu^* ($0.90 \sim 0.99$) (表 1, 2)。铜山口、殷祖侵入岩原始地幔标准化的微量元素图解(图 4b)显示,二者都具有 Nb、Ta、Ti 亏损和正 Sr 异常,但铜山口侵入岩比殷祖侵入岩具有明显高的大离子亲石元素含量(如 Ba, Th, La, Ce, Sr 和 Nd)。尽管铜山口与殷祖侵入岩存在明显不同的元素地球化学特征,但是二者的元素地球化学特征都与俯冲洋壳熔融形成的埃达克岩(Defant & Drummond, 1990)类似,如 $\text{SiO}_2 > 56$ (%) ($63 \sim 68\%$)、高 Al_2O_3 ($14.79 \sim 16.48$ %) 与 Sr ($643 \sim 1047 \mu\text{g/g}$)、富 Na_2O ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.09 \sim 1.57$)、亏损 Y ($10.57 \sim 15.93 \mu\text{g/g}$) 与 Yb ($0.99 \sim 1.47 \mu\text{g/g}$) (表 1, 2)、Eu 异常不明显 - 正 Eu 异常以及正 Sr 异常(图 4),在 $\text{Sr}/\text{Y} - \text{Y}$ 图解中落入埃达克岩区(图 5)。

4 讨论

4.1 岩石成因

具有埃达克岩地球化学特征的岩石存在四种可能的成因模式:

- (1) 俯冲洋壳的熔融(Defant & Drummond, 1990);
- (2) 玄武质岩浆的地壳混染与分离结晶过程(AFC 过程)(Castillo 等, 1999);
- (3) 增厚玄武质下地壳的熔融(Atherton & Petford, 1993; 张旗等, 2001a,b; 王强等, 2001);
- (4) 折沉下地壳的熔融(Xu *et al.*, 2002)。

扬子和华北板块于三叠纪完成碰撞形成大别造山带(Li *et al.*, 1993),位于造山带以南的鄂东南地区晚侏罗世为一典型的陆内构造环境。因此,铜山口、殷祖埃达克质侵入岩不可能由俯冲洋壳的熔融形成。另外,研究区内缺乏大面积的基性岩浆岩以及在 Harker 图解(图 3)中它们的成分缺乏分离结晶的演化趋势(如 MgO、Cr、Ni 和 Sr 随 SiO_2 的增高而增高, Y 随 SiO_2 的增高而降低),表明它们不可能由 AFC 过程形成。还存在的可能性是,铜山口、殷祖埃达克质侵入岩由增厚玄武质下地壳或折沉下地壳的熔融形成。

铜山口、殷祖埃达克质侵入岩强烈亏损 HREE 与 Y,并富集 Sr,暗示其源区残留有石榴子石,而斜长石很少或没有(Defant & Drummond, 1990; Atherton & Petford, 1993)。玄武质岩石的熔融实验表明,在大于 1.0 GPa 的条件下熔融残留物中将出现石榴子石,但是只有在大于 1.2 GPa (相当于地壳 40km 深处)的条件下熔体才能够与残留石榴子石平衡,并且熔体强烈亏损 HREE 与 Y(Sen & Dunn, 1994; Rapp, 1995; Rapp *et al.*, 1999)。然而,铜山口、殷祖埃达克

表1 铜山口侵入岩的主量(%)、微量元素($\mu\text{g/g}$)分析结果Table 1 the analytical results of major (%) and trace ($\mu\text{g/g}$) elements from the Tongshankou intrusive rocks

| 样品 | 01TSK-1-1 | 01TSK-1-2 | 01TSK-2-1 | 01TSK-2-2 | 01TSK-3 | 01TSK-3-1 | 01TSK-4 | 01TSK-5 |
|------------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|---------|-----------|---------|---------|
| SiO ₂ | 65.74 | 65.51 | 65.54 | 65.80 | 65.83 | 65.58 | 65.00 | 65.82 |
| TiO ₂ | 0.56 | 0.58 | 0.59 | 0.57 | 0.55 | 0.57 | 0.57 | 0.53 |
| Al ₂ O ₃ | 15.03 | 15.07 | 14.79 | 15.10 | 14.97 | 15.04 | 15.23 | 15.04 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.45 | 1.49 | 1.65 | 1.48 | 1.41 | 1.55 | 1.91 | 1.85 |
| FeO | 2.58 | 2.58 | 2.38 | 2.52 | 2.67 | 2.52 | 2.18 | 2.05 |
| MnO | 0.06 | 0.06 | 0.05 | 0.04 | 0.06 | 0.06 | 0.05 | 0.05 |
| MgO | 2.01 | 2.04 | 2.09 | 2.08 | 2.21 | 2.16 | 1.90 | 1.88 |
| CaO | 3.55 | 3.51 | 3.41 | 3.25 | 3.16 | 3.22 | 3.55 | 3.42 |
| Na ₂ O | 3.96 | 3.98 | 3.80 | 3.85 | 3.81 | 3.93 | 3.98 | 4.07 |
| K ₂ O | 3.34 | 3.47 | 3.48 | 3.38 | 3.45 | 3.59 | 3.13 | 3.13 |
| P ₂ O ₅ | 0.21 | 0.21 | 0.24 | 0.21 | 0.23 | 0.21 | 0.25 | 0.21 |
| H ₂ O | 0.96 | 0.99 | 1.24 | 1.08 | 1.12 | 1.08 | 1.35 | 1.20 |
| CO ₂ | 0.26 | 0.20 | 0.40 | 0.30 | 0.20 | 0.12 | 0.60 | 0.45 |
| Σ | 99.71 | 99.69 | 99.66 | 99.66 | 99.67 | 99.63 | 99.70 | 99.70 |
| Na ₂ O/K ₂ O | 1.19 | 1.15 | 1.09 | 1.14 | 1.10 | 1.09 | 1.27 | 1.30 |
| Mg [#] | 48 | 48 | 49 | 49 | 50 | 50 | 46 | 47 |
| Cr | 25.6 | 22.3 | 29.4 | 27.0 | 27.9 | 27.8 | 26.1 | 25.0 |
| Ni | 13.2 | 14.0 | 13.8 | 14.2 | 14.2 | 14.5 | 14.3 | 13.5 |
| Co | 9.69 | 9.89 | 10.9 | 10.1 | 10.2 | 10.5 | 10.1 | 9.36 |
| Se | 7.38 | 7.05 | 7.29 | 6.96 | 7.08 | 3.73 | 7.55 | 7.67 |
| V | 88.0 | 87.5 | 95.9 | 95.0 | 89.0 | 87.0 | 95.3 | 89.3 |
| Pb | 7.73 | 7.89 | 13.4 | 12.3 | 8.74 | 8.55 | 9.30 | 8.07 |
| Rb | 65 | 66.2 | 65.9 | 66.1 | 74.5 | 75.0 | 73.4 | 68.0 |
| Cs | 1.64 | 1.63 | 1.88 | 1.90 | 1.27 | 1.23 | 1.62 | 1.25 |
| Ba | 946 | 1036 | 917 | 912 | 987 | 1220 | 751 | 811 |
| Sr | 875 | 884 | 866 | 870 | 962 | 1048 | 869 | 870 |
| Ga | 19.86 | 19.8 | 19.8 | 19.9 | 20.0 | 19.5 | 20.6 | 20.3 |
| Ta | 0.66 | 0.65 | 0.62 | 0.63 | 0.59 | 0.59 | 0.65 | 0.65 |
| Nb | 10.54 | 10.4 | 10.4 | 10.2 | 10.0 | 9.83 | 10.5 | 10.2 |
| Hf | 5.17 | 4.20 | 4.62 | 4.63 | 3.75 | 3.73 | 4.14 | 4.78 |
| Zr | 184 | 151 | 166 | 173 | 136 | 150 | 149 | 171 |
| Y | 12.9 | 12.7 | 12.9 | 12.8 | 12.3 | 10.6 | 12.8 | 12.3 |
| Th | 10.7 | 9.9 | 12.6 | 14.4 | 14.0 | 12.0 | 11.8 | 11.3 |
| U | 3.10 | 2.93 | 3.03 | 3.01 | 2.72 | 2.53 | 3.12 | 3.18 |
| La | 31.52 | 27.99 | 38.75 | 49.00 | 48.52 | 40.52 | 35.86 | 33.42 |
| Ce | 69.35 | 63.46 | 81.17 | 91.98 | 91.47 | 78.37 | 74.21 | 70.81 |
| Pr | 8.92 | 8.50 | 9.98 | 10.67 | 10.65 | 9.50 | 9.40 | 9.00 |
| Nd | 34.80 | 33.64 | 37.26 | 38.60 | 38.12 | 35.48 | 36.15 | 34.80 |
| Sm | 5.58 | 5.48 | 5.82 | 5.72 | 5.56 | 5.35 | 5.75 | 5.39 |
| Eu | 1.44 | 1.39 | 1.44 | 1.43 | 1.39 | 1.34 | 1.45 | 1.43 |
| Gd | 3.51 | 3.37 | 3.22 | 3.23 | 3.14 | 2.98 | 3.34 | 3.38 |
| Tb | 0.50 | 0.48 | 0.51 | 0.48 | 0.46 | 0.46 | 0.50 | 0.48 |
| Dy | 2.58 | 2.53 | 2.55 | 2.52 | 2.40 | 2.33 | 2.60 | 2.53 |
| Ho | 0.45 | 0.44 | 0.46 | 0.44 | 0.43 | 0.42 | 0.45 | 0.45 |
| Er | 1.26 | 1.20 | 1.25 | 1.24 | 1.18 | 1.13 | 1.25 | 1.20 |
| Tm | 0.18 | 0.17 | 0.17 | 0.17 | 0.16 | 0.15 | 0.17 | 0.17 |
| Yb | 1.13 | 1.09 | 1.13 | 1.14 | 1.06 | 0.99 | 1.10 | 1.15 |
| Lu | 0.19 | 0.18 | 0.18 | 0.18 | 0.18 | 0.15 | 0.18 | 0.18 |
| Eu/Eu* | 0.99 | 0.99 | 1.02 | 1.02 | 1.02 | 1.03 | 1.01 | 1.02 |
| Sr/Y | 68 | 70 | 67 | 68 | 78 | 99 | 68 | 70 |
| La/Yb | 28 | 26 | 34 | 43 | 46 | 41 | 33 | 29 |

主量元素在湖北地矿局地质实验研究所用湿化学方法分析;微量元素在中国科学院广州地球化学研究所用 ICP-MS 分析,大多数元素的分析精度优于 2%; $\text{Mg}^{\#} = 100 \times \text{Mg}^{2+} / (\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+} \text{ (全铁)})$; $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_N / (\text{Sm}_N \times \text{Gd}_N)^{1/2}$, Eu_N 、 Sm_N 、 Gd_N 为球粒陨石标准化值。

表2 殷祖侵入岩的主量(%)、微量元素($\mu\text{g/g}$)分析结果Table 2 the analytical results of major (%) and trace ($\mu\text{g/g}$) elements from the Yinzu intrusive rocks

| 样品 | 01YZ001 | 01YZ003 | 01YZ006 | 01YZ007 | 01YZ008 | 01YZ009 |
|------------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| SiO ₂ | 64.20 | 64.28 | 63.28 | 63.68 | 64.53 | 64.10 |
| TiO ₂ | 0.53 | 0.52 | 0.58 | 0.56 | 0.51 | 0.58 |
| Al ₂ O ₃ | 16.48 | 16.63 | 16.04 | 16.03 | 16.16 | 16.01 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.44 | 2.15 | 2.33 | 2.37 | 2.35 | 2.23 |
| FeO | 2.30 | 2.48 | 2.88 | 2.72 | 2.33 | 2.50 |
| MnO | 0.09 | 0.09 | 0.13 | 0.13 | 0.12 | 0.10 |
| MgO | 1.53 | 1.47 | 1.94 | 1.90 | 1.45 | 1.78 |
| CaO | 5.08 | 4.94 | 4.99 | 4.95 | 5.07 | 4.71 |
| Na ₂ O | 3.64 | 3.65 | 3.73 | 3.68 | 3.51 | 3.65 |
| K ₂ O | 2.34 | 2.32 | 2.56 | 2.51 | 2.60 | 2.65 |
| P ₂ O ₅ | 0.24 | 0.23 | 0.24 | 0.24 | 0.24 | 0.23 |
| H ₂ O | 0.84 | 0.90 | 0.85 | 0.74 | 0.88 | 0.93 |
| CO ₂ | 0.04 | 0.08 | 0.22 | 0.24 | 0.04 | 0.30 |
| Σ | 99.75 | 99.74 | 99.77 | 99.75 | 99.79 | 99.77 |
| Na ₂ O/K ₂ O | 1.56 | 1.57 | 1.46 | 1.47 | 1.35 | 1.38 |
| Mg [#] | 38 | 37 | 41 | 41 | 37 | 41 |
| Cr | 6.60 | 6.61 | 15.6 | 13.9 | 6.44 | 18.2 |
| Ni | 4.09 | 3.89 | 8.04 | 7.84 | 3.70 | 8.73 |
| Co | 7.45 | 7.27 | 11.0 | 10.6 | 7.28 | 9.01 |
| Sc | 6.06 | 5.79 | 9.28 | 8.35 | 6.70 | 6.30 |
| V | 59.0 | 58.1 | 83.8 | 83.6 | 58.6 | 74.7 |
| Pb | 8.02 | 9.24 | 7.87 | 8.00 | 8.33 | 8.94 |
| Rb | 67.6 | 71.6 | 70.9 | 70.7 | 75.4 | 58.1 |
| Cs | 1.87 | 2.27 | 1.90 | 1.85 | 1.39 | 1.54 |
| Ba | 685 | 718 | 771 | 724 | 604 | 677 |
| Sr | 644 | 659 | 662 | 658 | 640 | 519 |
| Ga | 19.2 | 19.5 | 19.6 | 19.6 | 19.7 | 18.9 |
| Ta | 0.80 | 0.73 | 0.73 | 0.78 | 0.74 | 0.79 |
| Nb | 11.3 | 10.7 | 10.0 | 10.9 | 10.3 | 10.4 |
| Hf | 2.53 | 2.82 | 3.76 | 3.35 | 3.30 | 2.25 |
| Zr | 80.7 | 94.5 | 129 | 119 | 110 | 65.1 |
| Y | 15.2 | 14.5 | 13.6 | 14.6 | 15.9 | 13.3 |
| Th | 5.69 | 5.96 | 5.96 | 6.09 | 6.26 | 4.24 |
| U | 1.19 | 1.15 | 1.40 | 1.52 | 1.88 | 1.69 |
| La | 28.21 | 31.60 | 28.47 | 29.19 | 28.44 | 22.49 |
| Ce | 58.71 | 61.74 | 52.78 | 54.40 | 56.44 | 48.44 |
| Pr | 7.20 | 7.24 | 6.04 | 6.51 | 6.81 | 5.69 |
| Nd | 28.23 | 28.00 | 23.71 | 24.96 | 27.01 | 21.89 |
| Sm | 4.87 | 4.77 | 4.11 | 4.30 | 4.91 | 4.02 |
| Eu | 1.40 | 1.32 | 1.13 | 1.20 | 1.33 | 1.08 |
| Gd | 3.84 | 3.86 | 3.29 | 3.39 | 3.98 | 3.37 |
| Tb | 0.54 | 0.54 | 0.46 | 0.52 | 0.56 | 0.48 |
| Dy | 2.94 | 2.87 | 2.63 | 2.81 | 3.11 | 2.68 |
| Ho | 0.55 | 0.53 | 0.49 | 0.53 | 0.57 | 0.51 |
| Er | 1.52 | 1.43 | 1.36 | 1.42 | 1.60 | 1.43 |
| Tm | 0.21 | 0.20 | 0.20 | 0.21 | 0.23 | 0.21 |
| Yb | 1.39 | 1.30 | 1.34 | 1.45 | 1.47 | 1.38 |
| Lu | 0.22 | 0.21 | 0.22 | 0.23 | 0.24 | 0.22 |
| Eu/Eu* | 0.99 | 0.94 | 0.94 | 0.96 | 0.92 | 0.90 |
| Sr/Y | 42 | 46 | 49 | 45 | 40 | 39 |
| La/Yb | 20 | 24 | 21 | 20 | 19 | 16 |

主量元素在湖北地矿局地质实验研究所用湿化学方法分析;微量元素在中国科学院广州地球化学研究所用 ICP-MS 分析,大多数元素的分析精度优于 2%; $Mg^{\#} = 100 \times Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{2+} \text{ (全铁)})$; $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N \times Gd_N)^{1/2}$, Eu_N 、 Sm_N 、 Gd_N 为球粒陨石标准化值。

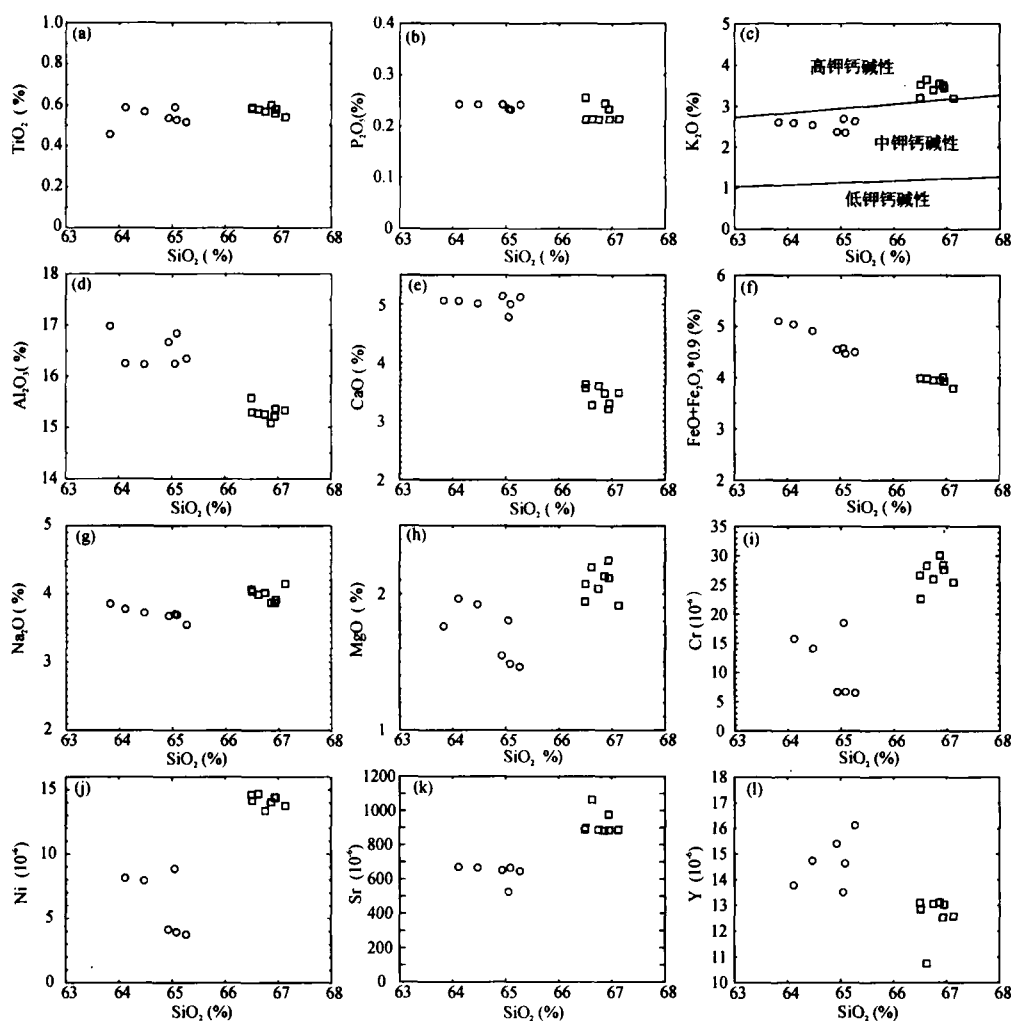


图3 铜山口、殷祖侵入岩的Harker图解 (图中样点符号同图2)

Fig. 3 Harker diagrams of the Tongshankou and Yinzu intrusive rocks

质侵入岩在稀土元素、Y 和 Sr 含量上存在明显差别:铜山口侵入岩比殷祖侵入岩有明显高的 LREE (图 4a)、Sr (图 3k) (表 1, 2) 含量和 Sr/Y (图 5)、La/Yb 比值 (图 6a), 但明显低的 Y 和 Yb 含量 (图 3l 和 4a), 并且前者无 Eu 异常-正 Eu 异常, 后者极弱负 Eu 异常-无 Eu 异常, 暗示铜山口侵入岩的源区中的残留物以石榴子石为主, 可能不含斜长石, 而殷祖侵入岩的源区中除石榴子石外, 可能还残留有少量斜长石。另外, 铜山口侵入岩 K/Rb 比值大于 350, 殷祖侵入岩的 K/Rb 比值除一个样品大于 350 之外, 其余都小于 300 (图 6a)。由于岩浆岩的 K/Rb 比值与角闪石的关系密切, 比值越高, 源区中残留的角闪石可能越少 (Drummond & Defant, 1990)。因此, 殷祖侵入岩源区中残留的角闪石可能也多于铜山口侵入岩源区中的残留角闪石。从上面的分析可以看出, 铜山口侵入岩源区残留物以石榴子石为主, 很少有斜长石和角闪石, 但是殷祖侵入岩源区中除了残留有石榴子石之外, 可能还存在少量斜长石和角闪石。由于斜长石和角闪石与压力的关系密切 (Peacock *et al.*, 1994; Rapp, 1995), 岩浆源区中残留斜长石和角闪石的多少可能直接反映了岩浆源区的深

度: 残留斜长石和角闪石越少, 岩浆源区越深, 反之, 岩浆源区越浅。所以, 根据铜山口、殷祖埃达克质侵入岩源区残留物的特征, 我们认为铜山口埃达克质侵入岩岩浆的来源深度应大于殷祖埃达克质侵入岩岩浆的来源深度。此外, 尽管铜山口、殷祖埃达克质侵入岩都富钠, 但是前者比后者的 K_2O 含量高且显示出高钾钙碱性的特征。对于高钾钙碱性的埃达克质岩, 其“高钾”的特征存在两种可能的解释: (1) 源岩富钾 (张旗等 2001a, b; Rapp *et al.*, 2002; 王强等, 2003); (2) 高压 (> 1.0 GPa) 熔融 (Rapp *et al.*, 2002; 王强等, 2003)。从前面的分析已知, 铜山口埃达克质侵入岩源岩的熔融深度很可能大于殷祖埃达克质侵入岩源岩的熔融深度。因此, 除了源区差异之外, 铜山口、殷祖埃达克质侵入岩 K_2O 含量的高低也可能与其源岩熔融的压力高低有关: 压力越高, 熔体中的 K_2O 含量越高 (Rapp *et al.*, 2002; 王强等, 2003)。

铜山口、殷祖埃达克质侵入岩的另一个明显差别就是 MgO、Cr 和 Ni 含量上的差异 (图 3)。尽管铜山口侵入岩比殷祖侵入岩具有高的 SiO_2 含量, 但是前者的 MgO 和相容元

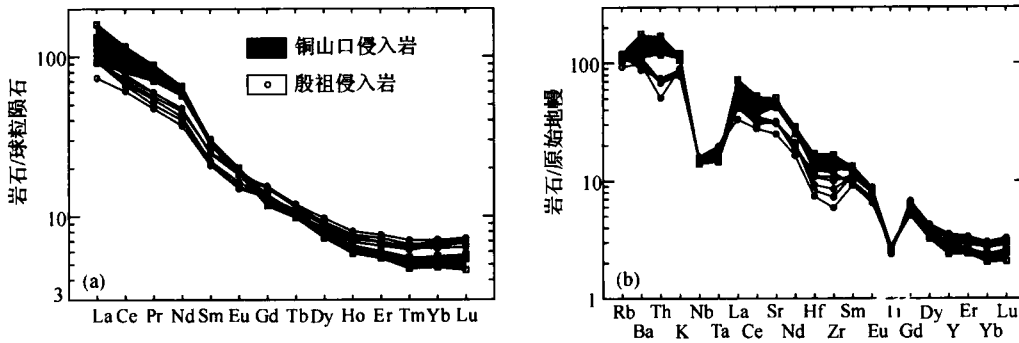


图4 铜山口、殷祖侵入岩稀土分布模式(a)与原始地幔标准化的微量元素图解
Fig. 4 Rare earth elements patterns (a) and primitive mantle-normalized trace elements diagram (b) of the Tongshankou and Yinzu intrusive rocks

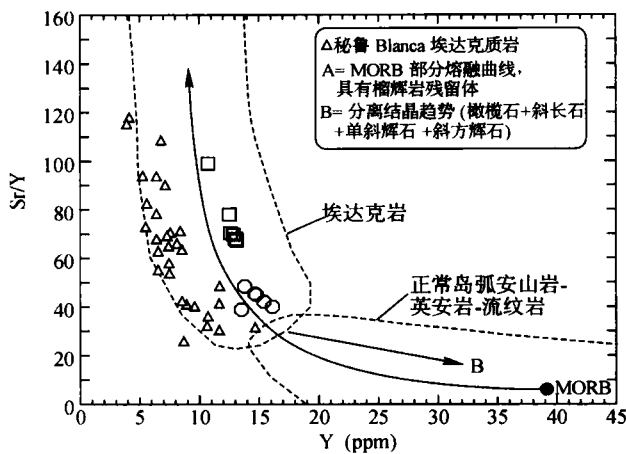


图5 铜山口、殷祖侵入岩的 Sr/Y-Y 图解
(Defant & Drummond, 1990; Atherton & Petford, 1993; Defant et al., 2002)
Fig. 5 Sr/Y versus Y diagram of the Tongshankou and Yinzu intrusive rocks

素(Cr,Ni)的含量却明显高于后者(图3h-j)。此外,Nd-Sr同位素的资料(另文发表)表明,铜山口侵入岩的 $\epsilon_{Nd}(t)$ (-5.19 ~ -5.38) 高于殷祖侵入岩的 $\epsilon_{Nd}(t)$ (-7.22 ~ -8.67),但前者的 T_{DM} (1.19 ~ 1.21 Ga) 和 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ (0.7060 ~ 0.7062) 低于后者的 T_{DM} (1.42 ~ 1.53 Ga) 和 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ (0.7065 ~ 0.7074),暗示前者可能比后者含有较多的地幔物质或前者可能有新生地幔物质的加入。在 $SiO_2 - MgO$ 图解(图6b)中,殷祖埃达克质侵入岩的成分点落入增厚下地壳熔融形成的埃达克质岩、变玄武岩或榴辉岩熔融形成的熔体(1.0~4.0 GPa)成分区,但是铜山口埃达克质侵入岩的成分点则落入俯冲洋壳熔融形成的埃达克岩、折沉下地壳熔融形成的埃达克质岩区。俯冲洋壳熔融形成的埃达克岩、折沉下地壳熔融形成的埃达克质岩具有较高的 MgO 含量,是由于俯冲洋壳和折沉下地壳熔融产生的熔体在穿过地幔的过程中,熔体与地幔橄榄岩发生了反应,导致熔体的 MgO 和相容元素(Cr,Ni)含量增高(Smithies, 2000; Defant & Kepezhinskis, 2001; Defant et al., 2002; Xu et al.,

2002)。前面的讨论已经表明,铜山口埃达克质侵入岩可能不是由俯冲洋壳熔融形成。因此,铜山口侵入岩很可能由折沉进入到地幔中的下地壳熔融所形成,其较高的 MgO 、Cr、Ni 含量和 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值以及低的 T_{DM} 、 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值,很可能与折沉下地壳产生的熔体受地幔橄榄岩的混染有关。殷祖埃达克质侵入岩与增厚下地壳熔融形成的埃达克质岩、变玄武岩或榴辉岩熔融形成的熔体具有一致的 MgO 含量(图6b),并且具有较低的 Cr、Ni 含量和 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值以及高的 T_{DM} 、 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值,暗示其可能由增厚的下地壳熔融形成。前面的讨论已经表明,铜山口埃达克质侵入岩源岩的熔融深度大于殷祖埃达克质侵入岩源岩的熔融深度,也进一步佐证前者可能由折沉下地壳熔融形成,而后者可能由增厚下地壳的熔融形成。

地球物理资料表明,鄂东南地区现有的地壳厚度为30km左右(转引自马昌前等,1994)。实验岩石学的资料表明,埃达克质岩石形成所需的条件是熔融压力大于1.2GPa(即相当于地壳40km深处)(Rapp, 1995; Rapp & Watson, 1995)。这表明,从晚侏罗世铜山口、殷祖埃达克质侵入岩形成到现在,鄂东南地区的地壳厚度至少减薄了10km。由于鄂东南地区还存在侏罗纪-白垩纪的火山岩,表明该区从侏罗纪至现在,地壳的剥蚀作用并不强烈。因此,我们认为鄂东南地区从侏罗纪至现在,地壳厚度的减薄很可能与下地壳的折沉有关。扬子-华北板块三叠纪的碰撞作用及随后的陆内俯冲作用很可能导致大别造山带及其周边地区的地壳增厚,并可能持续到侏罗纪。当地壳的厚度大于40km时,下地壳可能转变为含角闪石榴辉岩,含角闪石榴辉岩由于密度较大而折沉进入到地幔中,然后发生熔融,留下含石榴子石的残留体,岩浆则上升并与地幔橄榄岩发生交换反应,被地幔橄榄岩混染的岩浆上升形成铜山口侵入体(图7a)。还存在另外一种可能性:热的地幔上涌,底辟(diapir)进入下地壳,导致含角闪石的榴辉岩发生熔融埃达克质熔体(Ducea & Saleeby, 1998),这些也可能与底辟上涌的地幔橄榄岩发生交换反应,然后岩浆上升形成铜山口侵入体(图7b)。同时,增厚的下地壳也可能发生熔融,留下含石榴子石±斜长石±角闪石的残留体,岩浆则上升形成殷祖侵入体(图7)。

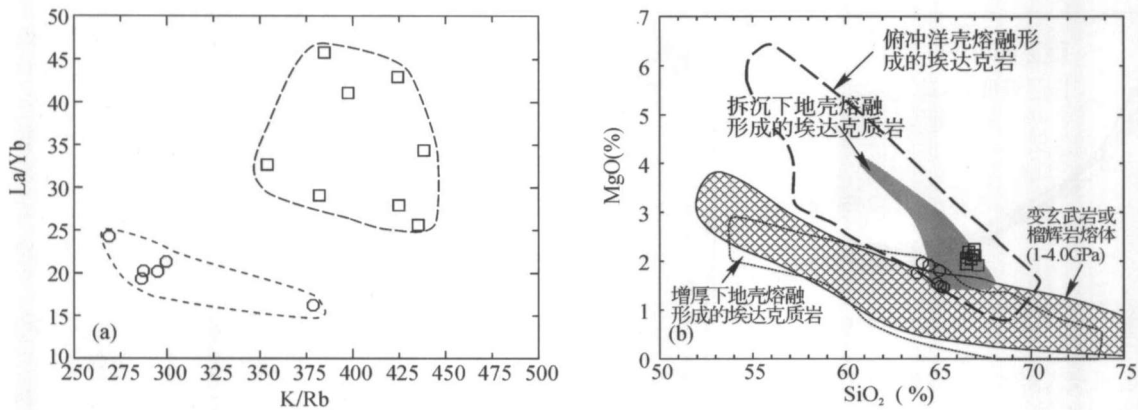


图6 铜山口、殷祖侵入岩的 La/Yb - K/Rb (a) 和 MgO - SiO₂ (b) 图解

图 b 中,变玄武岩或榴辉岩熔体(1-4.0GPa)引自文献(Sen 和 Dunn, 1994; Rapp, 1995; Rapp 和 Watson, 1995; Springer 和 Seck, 1997; Rapp *et al.*, 1999)及其所引参考文献;增厚下地壳熔融形成的埃达克质岩引自文献(Atherton 和 Petford, 1993; Muir *et al.*, 1995; Petford 和 Atherton, 1996; Smithies, 2000)及其所引参考文献;俯冲洋壳熔融形成的埃达克岩引自文献(Defant 和 Drummond, 1990; Stern 和 Kilian, 1996; Martin, 1999; ; Smithies, 2000; Defant *et al.*, 2002; Wang *et al.*, 2003b)及其所引参考文献;拆沉下地壳熔融形成的埃达克质岩引自文献(Xu *et al.*, 2002)

Fig. 6 La/Yb versus K/Rb (a) and MgO versus SiO₂ (b) diagrams of the Tongshankou and Yinzu intrusive rocks

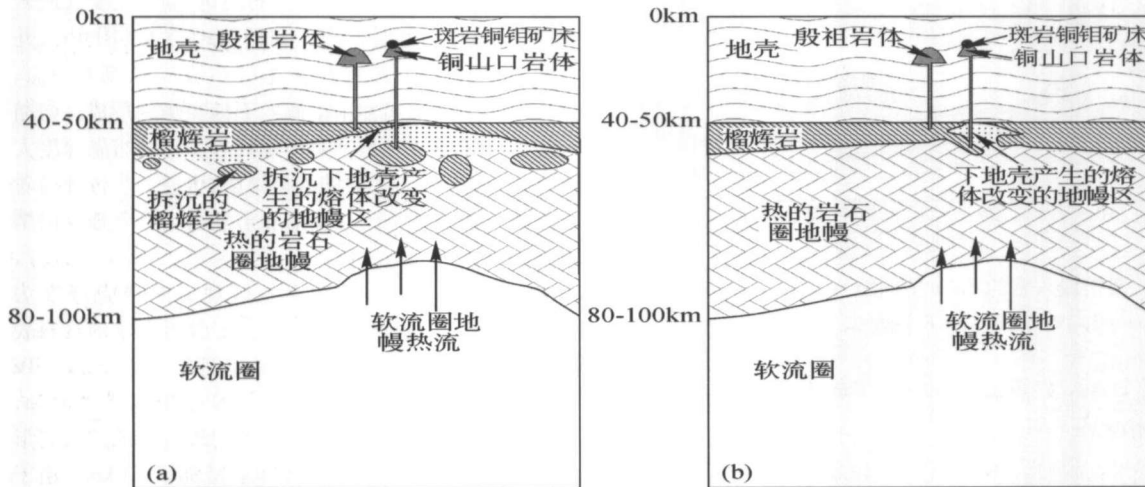


图7 下地壳部分熔融与铜金成矿的模式图解

(a) 拆沉下地壳的部分熔融;地壳增厚超过40~50km时候,下地壳中将形成(含角闪石的)榴辉岩,(含角闪石的)榴辉岩由于密度大而拆沉进入到密度小的热岩石圈地幔中,由于地幔热的作用,拆沉的下地壳发生熔融形成埃达克质熔体;(b) 热的地幔底辟上升,导致地壳熔融埃达克质熔体。这些熔体在穿过地幔的过程中,Fe₂O₃的熔体改变了地幔的氧化状态,地幔的f_{o2}增高,地幔的金属硫化物被氧化释放出Cu和Mo,Cu和Mo进入到岩浆中,岩浆快速上升并最终成矿

Fig. 7 Model diagram for partial melting of lower crust, and Cu and Au mineralization

4.2 成矿意义

亲铜元素一般存在于地幔中 (McInnes & Cameron, 1994; Sillitoe, 1997; Oyarzum, *et al.*, 2001; Mungall, 2002)。俯冲洋壳熔融形成的埃达克岩之所以有利于Cu、Au成矿,一个非常重要的原因是板片熔体的高氧逸度(f_{o2}),即板片熔体可以携带大量的Fe₂O₃,当携带大量的Fe₂O₃的板片熔体进入到地幔楔时,将会导致地幔楔橄榄岩f_{o2}的增高,地幔中的金属硫化物将被氧化,亲铜元素(如Au, Cu)等顺

利进入到板片熔体或岛弧岩浆中,有利于成矿(图8)(Mungall, 2002)。Mungall(2002)认为玄武质下地壳熔融形成的埃达克质岩浆不利于铜-金矿床的形成。在鄂东南地区,殷祖侵入体由增厚的玄武质下地壳熔融形成,该侵入体与Cu、Fe、Mo、Au等金属矿化无关(毛建仁等, 1990; 舒全安等, 1992; 周王旬若和任进, 1994)。与俯冲洋壳熔融形成的埃达克岩和增厚下地壳熔融形成的埃达克质岩不同,铜山口侵入体由拆沉下地壳熔融形成,同时该侵入体与斑岩铜钼矿床共生。副矿物和黑云母的成分研究表明,铜山口侵入岩

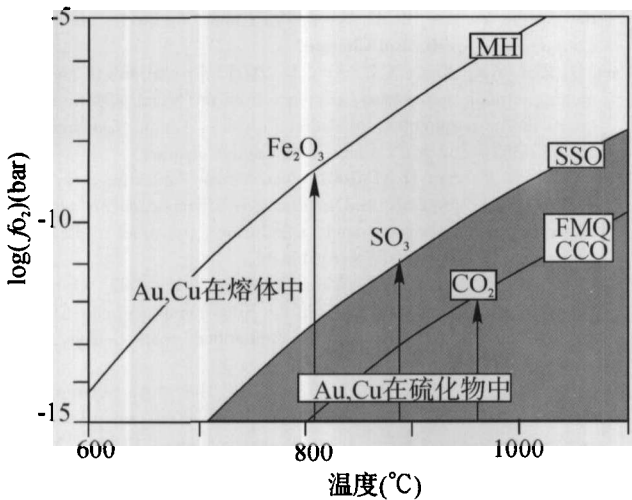


图8 在 $\log f_{O_2}$ - 温度图解中的氧缓冲线

(buffers) (Mugall, 2002) 只有 Fe_2O_3 的加入能够导致地幔的矿物组合高于 SSO 缓冲线。岩浆中硫化物的不饱和和需要高度的部分熔融或岩浆产生在图中的非阴影部分。SSO-硫化物-硫酸缓冲线；CCO-碳氧化物-碳氧缓冲线；FMQ-铁橄榄石-磁铁矿-石英氧缓冲线；MH-磁铁矿-赤铁矿氧缓冲线。

Fig. 8 Oxygen buffers in $\log f_{O_2}$ vs. temperature space

属于高 f_{O_2} 的“I型”或磁铁矿系列花岗岩类(舒全安等, 1992; 芮宗瑶等, 1984)。铜山口斑岩铜矿矿床中硫化物的 $\delta^{34}S = -0.9 \sim +0.6\text{‰}$ (平均值 -0.12‰), 接近陨石的硫同位素组成, 显示了地幔硫的特征(舒全安等, 1992), 暗示成矿金属物质可能来自于地幔。铜山口侵入岩的形成方式也表明, 铜山口侵入岩的岩浆受到过地幔橄榄岩的混染。因此, 铜山口侵入岩的岩浆在上升过程中有可能将地幔中的金属成矿物质携带到地表浅处成矿。具体过程为: 拆沉下地壳熔融形成的埃达克质熔体穿过地幔(图7a)或地壳熔体在穿过底辟上涌的地幔橄榄岩(图7b)的过程中, 熔体中的 Fe_2O_3 不断加入到地幔中, 导致地幔的 f_{O_2} 增高(图8), 地幔中金属硫化物被氧化, 地幔中亲铜元素(如 Cu 和 Mo)则以硫酸盐的形式进入熔体中, 富含 Cu 和 Mo 等成矿物质的熔体在快速的上升到地壳浅处时由于温度的降低和压力的释放则有利于形成斑岩铜矿床(王强等, 2002, 2003)(图7)。殷祖侵入岩的岩浆由增厚的玄武质下地壳熔融形成, 岩浆没有与地幔橄榄岩发生反应, 可能含有较少的金属成矿物质, 因此不利于成矿(图7)。

5 结论

(1) 铜山口和殷祖岩体的元素地球化学特征与埃达克岩的地球化学特征非常类似, 但是两岩体之间的地球化学特征也存在明显的差别, 这种差别可能反应了二者成因的差别: 前者可能由拆沉的下地壳熔融形成, 而后者可能由增厚的下地壳熔融形成。

(2) 拆沉下地壳熔融形成的铜山口埃达克质岩浆在穿过地幔的过程中, 将会与地幔橄榄岩发生交换反应, 受橄榄岩的混染而使得岩浆的 MgO, Cr 和 Ni 增高, 地幔中金属硫化物被氧化并进入岩浆中, 富含 Cu-Mo 等成矿物质的岩浆上升有利于形成斑岩铜矿床。

(3) 殷祖侵入岩的岩浆由增厚的玄武质下地壳熔融形成, 岩浆没有与地幔橄榄岩发生反应, 可能含有较少的金属成矿物质, 因此不利于成矿。

致谢 张旗研究员、侯增谦研究员和另一位审稿专家对本文初稿进行了细致认真地审阅, 并提出了相当中肯、有益的建议, 在此表示衷心的感谢!

References

- Atherton M P, Petford N. 1993. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, 362: 144 - 146
- Castillo P R, Janney P E, and Solidum R U. 1999. Petrology and geochemistry of Camiguin island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. *Contrib. Mineral. Petrol.* 134, 33 - 51
- Defant M J and Kepezhinskas P. 2001. Evidence suggests slab melting in arc magmas. *EOS*, 82:62 - 69
- Defant M J, Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347: 662 - 665
- Defant M J, Xu Ji-Feng, Kepezhinskas P, Wang Qiang, Zhang Qi, Xiao Long. 2002. Adakites: Some Variations on a Theme. *Acta Petrologica Sinica*, 18(2): 129 - 142
- Ducea M. and Salleeby J. 1998. Crustal recycling beneath continental arcs: silica-rich glass inclusions in ultramafic xenoliths from the Sierra Nevada, California. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 156, 101 - 116
- Hou Z Q, Mo X X, Gao Y F, Qu X M, Meng X L. 2003. Adakite, a possible host rock for porphyry copper deposits: case studies of porphyry copper belts in Tibetan Plateau and in Northern Chile. *Mineral deposits*, 22(1): 1 - 11 (in Chinese with English abstract)
- Li S, Xiao Y, Liu D, Chen Y, Ge N, Zhang Z, Sun S, Cong B, Zhang R., Hart S R and Wang S. 1993. Collision of the North China and Yangtze Blocks and formation of coesite-bearing eclogites: timing and processes. *Chem. Geol.*, 109, 89 - 111
- Ma C Q, Yang K G, Tang Z H, Li Z T. 1994. Magma-dynamics of granitoids theory, method and a case study of the eastern Hubei granitoids, Wuhan: Publishing House Publishing House of China University of Geosciences, 1 - 260 (in Chinese with English abstract)
- Mao J R, Su Y X, Chen S Y. 1990. The Intermediate-acid intrusive rocks and mineralization in the middle-lower reaches of the Yangtze River (in Chinese with English abstract), Beijing: Geological Publishing House, 1 - 191
- Martin H. 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, 46: 411 - 429
- McInnes B I A, Cameron E M. 1994. Carbonated, alkaline hybridizing melts from a sub-arc environment: Mantle wedge samples from the Tabar-Lihir-Tanga-Feni arc, Papua New Guinea. *Earth and Planetary Science Letters*, 122: 125 - 141
- Middlemost E A K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Sci. Rev.* 37: 215 - 224
- Muir R J, Weaver S D, Bradshaw J D, Eby G N, Evans J A. 1995. Geochemistry of the Cretaceous Separation Plint Batholith, New Zealand: granitoid magmas formed by melting of mafic lithosphere. *J. Geol. Soc. Lond.*, 152: 689 - 701

- Mungall J E. 2002. Roasting the mantle: slab melting and the genesis of major Au and Au-rich Cu deposits. *Geology*, 30:915-918
- Oyarzun R, M rquez A, Lillo J, L pez I, Rivera S. 2001. Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism. *Min Dep*, 36: 794-798
- Peacock S M, Rushmer T and Thompson A B 1994. Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth Planet Sci. Lett.*, 121, 227-244
- Petford N, Atherton M. 1996. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru. *J. Petrology*, 37: 1491-1521
- Rapp R P, Shimizu N, Norman M D, Applegate G S. 1999. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. *Chemical Geology*, 160: 335-356
- Rapp R P, Watson E B. 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *J. Petrol*, 36: 891-931
- Rapp R P, Xiao L and Shimizu N. 2002. Experimental constraints on the origin of potassium-rich adakites in eastern China, *Acta Petrologica Sinica*, 18(3): 293-302
- Rapp R P. 1995. Amphibole-out phase boundary in partially melted metabasalt, its control over liquid fraction and composition, and source permeability. *J Geophys Res*, 100: 15,601-15,610
- Rui Z Y, Huang C K, Qi G M, Xu J, Zhang H T. 1984. Porphyry copper (molybdenum) deposits of China. Beijing: geological publications. 1-350
- Sajona FC, Maury RC. 1998. Association of adakites with gold and copper mineralization in the Philippines. *CR ACAD SCI II A*, 326(1): 27-34
- Sen C, Dunn T. 1994. Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 GPa: implications for the origin of adakites. *Contrib. Mineral. Petrol*, 117: 394-409
- Shu Q A, Chen P L, Cheng J R. 1992. The Geology of iron and copper deposits in eastern Hubei province, China (in Chinese with English abstract). Beijing: Metallurgy Industry Press. 1-532
- Sillitoe R H. 1997. Characteristic and controls of the Largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-pacific region. *Australian Journal of Earth Sciences*, 44: 373-388
- Smithies, R H. 2000. The Archean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite. *Earth and Planetary Science Letters*, 182: 115-125
- Springer W, Seck H A. 1997. Partial fusion of basic granulites at 5 to 15 kbar: implications for the origin of TTG magmas. *Contrib Mineral Petrol.*, 127: 30-45
- Stern C R, Kilian R. 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Austral Volcanic Zone. *Contrib. Miner. Petrol.*, 123: 263-281
- Thieblemont D, Stein G, Lescuyer J L. 1997. Epithermal and porphyry deposits: the adakite connection. *CR ACAD SCI II A*, 325(2): 103-109
- Wang Qiang, Xu Jifeng, Zhao Zhenhua. 2003. Intermediate-acid igneous rocks strongly depleted in heavy rare earth element (or adakitic rocks) and copper-gold metallogenesis. *Earth Science Frontiers*, 10(4): 561-572 (in Chinese with English abstract)
- Wang Qiang, Xu Jifeng, Zhao Zhenhua, Xiong Xiaolin, Bao Zhiwei. 2003a. Petrogenesis of the Mesozoic intrusive rocks in the Tongling Area, Anhui Province, China and constraint to Geodynamics process. *Science in China, Series D*, 46(8): 801-815
- Wang Qiang, Zhao Zhenhua, Bai Zhenghua, Bao Zhiwei, Xu Jifeng, Xiong Xiaolin, Mei Houjun, Wang Yixian. 2003b. Carboniferous adakites and Nb-enriched arc basaltic rocks association in the Alataw Mountains, north Xinjiang: interactions between slab melt and mantle peridotite and implications for crustal growth. *Chinese Science Bulletin*, 48(19): 2108-2115
- Wang Q, Zhao Z H, Xu J F, Li X H, Bao Z W, Xiong X L, Liu Y M. Petrology and metallogenesis of the Yanshanian adakite-like rocks in the Eastern Yangtze Block. *Science in China, Series D*, 2002, 32(Supp): 127-136. (in Chinese)
- Wang Q, Zhao Z Z, Xiong X L, Xu J F. 2001. Crustal growth and the melting of mafic lower crust: evidence from the Shaxi adakitic sodic quartz diorite-porphyrates, in Anhui Province, China. *Geochimica*, 30(4): 352-362 (in Chinese with English abstract)
- Wu F Y, Ge W C, Sun D Y. 2001. Yanshanian "adakitic rocks" in eastern China: problems and implications. Symposium on adakite-like rocks and their geodynamic significance (abstract). Beijing, China, Dec 1-2, 53-55 (in Chinese)
- Xu J F, Shinjo R, Defant M J, Wang Q, Rapp R P. 2002. Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: partial melting of delaminated lower continental crust? *Geology*, 30: 1111-1114
- Zhang Q, Wang Y, Qian Q, et al. 2001a. The characteristics and tectonic-metallogenic significances of the adakites in yanshanian period from eastern China. *Acta Petrologica Sinica*, 17(2): 236-244 (in Chinese with English abstract)
- Zhang Q, Qian Q, Wang E, et al. 2001b. An east China Plateau in mid-ate Yanshanian period; implication from adakites. *Chinese Journal of Geology*, 36(2): 248-255 (in Chinese with English abstract)
- Zhang Qi, Wang Yuanlong, Zhang Fuqin, Wang Qiang, Wang Yan. 2002. Adakite and porphyry copper deposit. *Geology and Mineral Resources of South China*, (3): 85-90 (in Chinese with English abstract)
- Zhang Q, Qin K Z, Wang Y L, Zhang F Q, Liu H T, Wang Y. 2004. Study on adakite broadened to challenge the Cu and Au exploration in China. *Acta Petrologica Sinica*, 20(2): 195-204 (in Chinese with English abstract)
- Zhou X R, Ren J. 1994. Mesozoic Granitoids of the Middle and lower reaches of the Yangtze River (in Chinese), Beijing: Geological Publishing House, 1-119

附中中文参考文献

- 侯增谦, 莫宣学, 高永丰, 曲晓明, 孟祥金. 2003. 埃达克岩: 斑岩铜矿的一种可能的重要含矿母岩. *矿床地质*, 22(1): 1-11
- 马昌前, 杨坤光, 唐仲华, 李增田. 1994. 花岗岩类岩浆动力学——理论方法及鄂东花岗岩类例析. *中国地质大学出版社*, 1-260
- 毛建仁, 苏郁香, 陈三元. 1990. 长江中下游中酸性侵入岩与成矿. 北京: 地质出版社. 1-191
- 芮宗瑶, 黄崇柯, 齐国明, 徐珏, 张洪涛. 1984. 中国斑岩铜(钼)矿床. 北京: 地质出版社, 1-350
- 舒全安, 陈培良, 程建荣. 1992. 鄂东铁铜矿产地质. 北京: 冶金工业出版社, 1-532
- 王强, 赵振华, 熊小林, 许继峰. 2001. 底侵玄武质下地壳的熔融: 来自沙溪 adakite 质富钠石英闪长玢岩的证据. *地球化学*, 30(4): 353-362
- 王强, 赵振华, 许继峰, 李献华, 包志伟, 刘义茂. 2002. 扬子地块东部埃达克质岩与成矿. *中国科学(D辑)*, 32(增刊): 127-136
- 王强, 许继峰, 赵振华. 2003. 强烈亏损重稀土元素中酸性侵入岩(或埃达克质岩)与成矿. *地学前缘*, 10(4): 561-572
- 吴福元, 葛文春, 孙德有. 2001 中国东部燕山期“埃达克质岩”: 问题与意义. 埃达克质岩及其地球动力学意义学术研讨会论文集摘要(北京). 年 12 月. 53-55
- 张旗, 王焰, 钱青, 等. 2001a. 中国东部中生代埃达克岩的特征及其构造-成矿意义. *岩石学报*, 17(2): 236-244
- 张旗, 钱青, 王二七等. 2001b. 燕山中晚期的中国东部高原: 埃达克岩的启示. *地质科学*, 36(2): 248-255
- 张旗, 王元龙, 张福勤, 王强, 王焰. 2002. 埃达克岩与斑岩铜矿. *华南地质与矿产*. (3): 85-90
- 张旗, 秦克章, 王元龙, 张福勤, 刘红涛, 王焰. 2004. 加强埃达克岩研究, 开创中国 Cu、Au 等找矿工作的新局面. *岩石学报*, 20(2): 195-204
- 周珣若, 任进. 1994. 长江中下游中生代花岗岩. 北京: 地质出版社. 1-119