

关于胶东金矿区郭家岭花岗岩体的地球化学研究*

罗贤冬, 杨晓勇

(中国科学技术大学矿产资源研究室, 安徽 合肥 230026)

1 地质背景

胶东地区的金矿, 依据其成矿作用和金的物质来源, 多属于深源重熔岩浆期后热液矿床。它们的矿源主要来自前寒武纪变质基底, 其热源来自燕山早期岩浆活动。本区主要有两个重要的金矿类型, 即破碎带蚀变岩型(焦家式金矿床)和含金石英脉型(玲珑式金矿床)。根据岩石学、地球化学及同位素资料, 该区与金矿形成密切的花岗岩主要有4种类型: 玲珑片麻状花岗岩、栾家河二长花岗岩、郭家岭花岗闪长岩、上庄二长花岗岩。

与焦家式金矿床有关的岩体是郭家岭花岗闪长岩体和玲珑花岗岩体, 岩体金的丰度较高, 是重要的热源和矿源。玲珑式金矿床的成矿地质背景、控矿因素、矿石矿物、围岩蚀变等与焦家式相似的, 其不同之处是玲珑式金矿床以石英脉群的形式出现, 而焦家式金矿式破碎带蚀变岩型。另外, 栾家河岩体与玲珑式金矿床有密切关系; 上庄岩体与焦家式金矿的形成密切相关。

郭家岭花岗闪长岩位于胶东半岛的西北部招掖成矿带的北部, 侵入于太古代胶东群变质岩和玲珑花岗岩岩体内, 是胶东地区金矿床的主要控矿围岩。从东到西依次被划分为郭家岭、丛家、北截、上庄、三山岛等岩体, 总出露面积达800 km²。由于该岩体与金矿的紧密共生关系, 通过研究郭家岭花岗岩体的地球化学特征对研究金矿的成因和物质来源具有指示性意义。本文所做化学分析的样品采自龙口地区的郭家岭岩体岩芯。

2 岩体的地球化学特征

2.1 主量元素

该区的郭家岭岩体的SiO₂含量较高, w(SiO₂)变化范围58.63%~72.09%, 平均值65.49%, 为酸性岩体, 其中样品ZK279-1-2的SiO₂含量较低, 这可能是由于其中的暗色包体所致。w(Na₂O)/w(K₂O)=0.31~2.28, 9个样品中7个样品大于1.0, w(K₂O+Na₂O)值6.16%~8.31%, 岩体富Al (13.2%~16.85%), 贫Ti (w(TiO₂) 0.28%~.55%), 偏高的w(Fe₂O₃) (1.92%~4.69%)。

2.2 稀土元素

该岩体表现出明显的右倾的轻稀土元素富集, 重稀土元素亏损的特征, 具有轻微的Eu负异常, δEu值0.78~0.90之间(图1)。总的稀土元素含量ΣREE从106.38×10⁻⁶到297.94×10⁻⁶之间, 变化较大。轻重稀土元素比值LREE/HREE为13.47~27.36。从图中看, 重稀土元素可分为两部分, 其中4个样品重稀土元素偏高且平缓, 另外5个样品的重稀土元素含量偏低且不平缓。

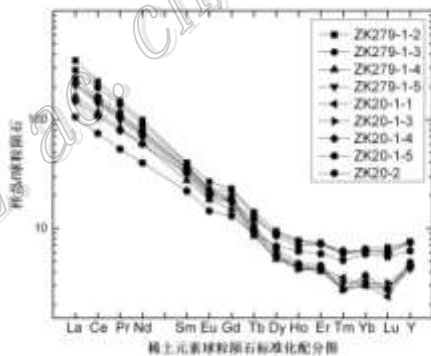


图1 郭家岭岩体稀土元素标准化图

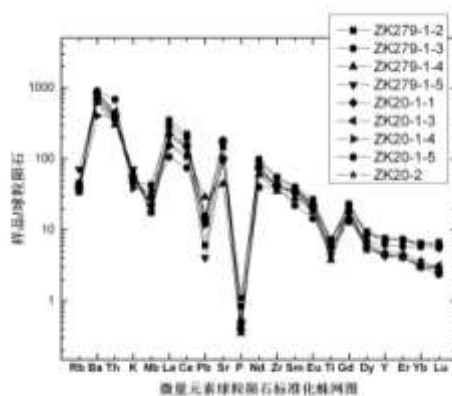


图2 郭家岭岩体微量元素蛛网图

*本研究受国家自然科学基金重点项目 (no. 90814008) 及中国科学院知识创新工程重大项目 (KZCX1-YW-15) 资助

2.3 微量元素

从图 2 中可见,蛛网图总体上也是右倾的趋势。岩体的 Ba 含量比较高 $971 \times 10^{-6} \sim 2180 \times 10^{-6}$, 平均值 1764.6×10^{-6} , 呈现明显的正异常; Sr 含量 $319 \times 10^{-6} \sim 1320 \times 10^{-6}$ 之间, 平均为 963.67×10^{-6} , 也表现为正异常; 很明显地亏损 Nb、Pb、P 和 Ti。

3 构造环境判别

3.1 花岗岩的 R1-R2 因素判别图解

从 R1-R2 因子判别图上可以看到 (图 3), 大部分的样品点落在 4-造山晚期的区域, 两个样点落在 3-碰撞后隆起, 另外两个样点落在同碰撞区。结合前人对郭家岭花岗岩的年龄测定结果为 $126 \sim 130$ Ma (关康等, 1998), 为燕山晚期的岩浆岩, 具有很好的对应性。

3.2 Nb-Y 和 Ta-Yb 判别图解

元素 Rb, Y (它与 Yb 相似) 和 Nb (与 Ta 行为相似) 是被选择来区分大洋脊花岗岩 (ORG)、板内花岗岩 (WPG)、火山弧花岗岩 (VAG) 和同碰撞花岗岩 (Syn-COLG) 等大多数类型最为有效的判据。综合两个判别图可以得出, 郭家岭花岗岩的样点都落在火山弧花岗岩 (VAG) 区域 (图 4), 但是不能确定郭家岭花岗岩就是火山弧花岗岩, 该图解是不能区别造山后花岗质岩石和火山弧及同碰撞花岗岩的。

4 岩浆源区

根据郭家岭花岗岩体的地球化学特征, 并结合前人的研究成果如高 $Mg^{\#}$ 值、高 K_2O 、Nd 同位素组成及所含的暗色包体岩石学、地球化学以及副矿物组合 (徐金方等, 1989), 表明有幔源物质参与成岩作用。地幔物质接参与成岩作用有两种可能机制, 即幔源岩浆和壳源岩浆的混合和由幔源岩浆底侵形成的新生镁铁质地壳部分熔融产生的花岗岩闪长岩浆 (杨进辉等, 2003)。由于郭家岭花岗岩的 SiO_2 含量与总的稀土量之间不存在相关关系, 可排除壳幔的混合成因机制, 可以初步断定郭家岭花岗岩闪长岩是来自镁铁质地壳的部分熔融。

5 结 论

郭家岭花岗岩体为火山弧花岗岩或造山晚期花岗岩, 经历了多期构造岩浆作用, 形成时代为燕山晚期 (关康等, 1998), 含有不少镁铁质捕虏体, 其源区应为镁铁质地壳, 对应的构造-热事件为中生代时发生的强烈岩石圈减薄作用 (Menzie et al., 1993)。关于源区但还是存在争议的, 认为岩体是壳幔混合成因, 如郭家岭花岗岩体源岩为胶东群变质岩, 是有幔源物质参加的同熔型花岗岩 (常裕林等, 2006)。有关郭家岭花岗岩体的源区和成因认识还有待于做更深入的研究。

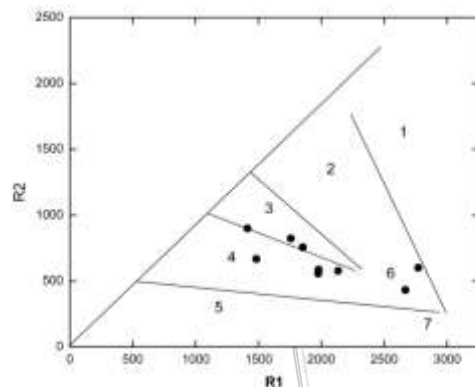


图3 郭家岭花岗岩 R1-R2 因子判别图 (据 Bechelar et al., 1985)

1—地幔分异产物; 2—板块碰撞前; 3—碰撞后隆起; 4—造山晚期; 5—非造山; 6—同碰撞; 7—造山后

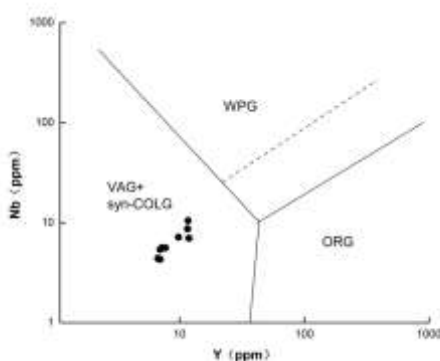
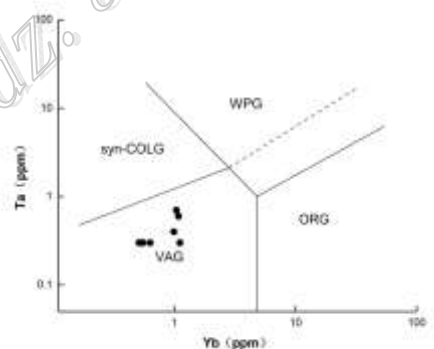


图4 郭家岭花岗岩 Nb-Y 和 Ta-Yb 判别图解 (据 Pearce et al., 1984)

VAG—火山弧花岗岩; Syn-COLG—同碰撞花岗岩; WPG—板内花岗岩; ORG—洋脊花岗岩