

安徽中部燕山期富钾岩浆岩系的成因 及其对成矿作用的制约

张虹¹, 戴圣潜², 杜建国², 吴海权²

(1. 吉林大学地球科学学院, 吉林 长春 130061 2. 安徽省地质调查院, 安徽 合肥 230001)

摘要: 安徽中部大别山地区和下扬子地区燕山期岩浆岩富K、大离子亲石元素, 亏损高场强元素Nb、Ta, 岩浆从早到晚的演化趋势为: 高钾钙碱性—钾玄岩系列→钾玄岩系列→双峰式岩浆岩或者A型花岗岩, 表明大别造山带和下扬子地区在燕山期处于同一个构造—岩浆活动区。大别地区富K岩系的源区与富集地幔密切相关, 下扬子地区的则与下地壳有更多亲缘关系。岩浆源区的不同是造成大别地区和下扬子地区成矿作用重大差别的根本原因。

关键词: 富K岩浆岩系; 成矿作用; 大别造山带; 下扬子地区; 燕山期

中图分类号: P588.1

文献标识码: A

文章编号: 1671-2552(2004)04-0374-07

安徽中部大别山地区和下扬子地区发育燕山期高钾岩浆岩。20世纪80—90年代, 许多研究者^[1-5]认为下扬子地区的火山岩为钾玄岩(shoshonite, 亦译作橄榄安粗岩、橄榄玄粗岩)系列。王德滋^[4]将其归为中国东部橄榄安粗岩省的一部分。但是, 对于安徽大别地区和下扬子地区同一岩石组合, 张旗等^[6,7]、王强等^[8,9]、许继峰等^[10]、王元龙等^[11]和潘国强等^[12]新近相继提出属于埃达克(质)岩的观点。

本文结合新的区域地质调查成果对这些燕山期侵入岩和火山岩进行研究, 探讨其物质来源和成因以及对成矿作用的制约。

1 地质背景

研究区处在亚洲东部大陆边缘中段, 位于六安—合肥—马鞍山一线以南、安庆—铜陵—宣城一线以北的安徽省中部。印支期之前分别属于华北板块和扬子板块, 大别地区是2个大陆板块拼合后形成的碰撞造山带^[13~16], 下扬子地区在印支期成为造山带的前陆盆地。燕山期岩浆岩广布, 成为濒太平洋构造—岩浆岩带的重要组成部分, 下扬子地区是

中国重要的岩浆岩成矿带^[4,17,18]。

2 岩石组合

大别地区燕山期火山岩主要分布在北淮阳, 以安粗岩、粗面岩、安山岩为主, 晚期出现响岩, 分为毛坦厂旋回和响洪甸旋回。同期侵入岩以上码头岩体、主簿源岩体、河棚岩体和石鼓尖岩体等为代表, 岩性为石英闪长岩、石英二长闪长岩、花岗闪长岩、二长花岗岩、正长花岗岩和霞石正长岩等。

下扬子地区燕山期火山岩主要分布在庐枞盆地和宁芜盆地。庐枞盆地燕山早期旋回由龙门院亚旋回和砖桥亚旋回组成, 岩石组合为安山岩—安粗岩, 少量为粗面岩; 燕山晚期双庙亚旋回岩石组合为玄武质粗安岩—安粗岩—粗面岩, 以粗面岩居多; 浮山亚旋回除少量的粗面玄武质和玄武粗安质外, 均为粗面质岩石。宁芜盆地燕山早期旋回划分为龙王山、大王山2个亚旋回, 燕山晚期旋回划分为姑山和娘娘山亚旋回, 岩石组合与庐枞盆地基本相同, 但在娘娘山旋回出现碱性粗面岩和响岩。下扬子地区侵入岩组合为闪长岩类—花岗闪长岩, 早期以闪长岩和花

收稿日期: 2004-02-28; 修订日期: 2004-03-06

地调项目: 原地质矿产部“九五”重大科技项目《大别山造山过程中的岩浆作用与成矿作用》(9501102-03)和中国地质调查局综合研究项目(K1.4-2-2, K1.4-1-2, 200113900018)资助成果。

作者简介: 张虹(1961—), 女, 在读博士, 教授级高级工程师, 从事矿产资源评价管理与研究工作。

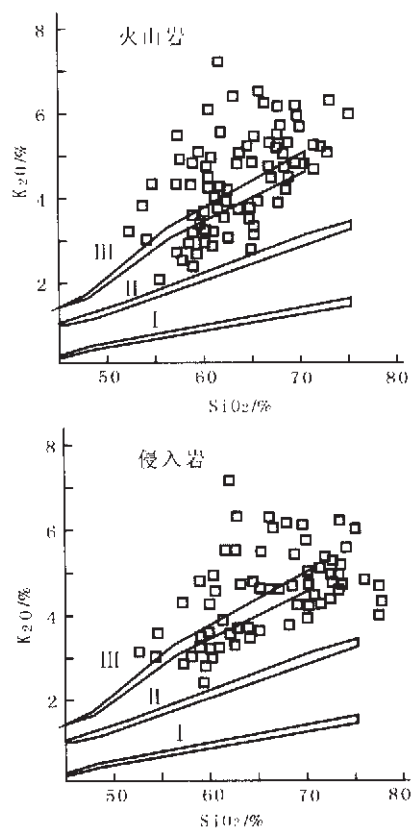


图1 大别地区燕山期岩浆岩SiO₂-K₂O图解

Fig. 1 SiO₂-K₂O diagram of Yanshanian magmatic rocks in the Dabie area

I—钙碱性系列;II—高钾钙碱性系列;III—钾玄岩系列
除本文资料外,还引用了中国地质大学(北京)、北京大学、安徽省311地质队、313地质队的有关资料和安徽省区调队的1:5万区域地质调查资料及参考文献[5,8,18~20]的资料

岗闪长岩占优势,晚期有少量二长花岗岩。铜陵地区主要为小型侵入体,岩石类型主要为石英(辉石)闪长岩、石英二长闪长岩和花岗闪长岩。宁芜地区为辉石闪长(玢)岩、闪长(玢)岩、石英二长岩和正长花岗岩。

3 地球化学特点

岩石的地球化学分析结果列于表1和表2。图、表中还引用了中国地质大学(北京)、北京大学、安徽省311地质队、313地质队的有关资料和安徽省区调队的1:5万区域地质调查资料及参考文献[5,8,18~20]的资料。在Alk—SiO₂图解中,毛坦厂旋回的样品落在碱性和亚碱性分界线的两侧,响洪甸旋回全部落在碱性区。在AFM图解中,毛坦厂旋回表现出钙碱性

岩系演化特点。在K₂O—SiO₂图解中(图1),大别地区火山岩和侵入岩都处在高钾钙碱性—钾玄岩系列范围内,绝大多数样品的K₂O大于或等于Na₂O-2,属于钾质类型。

下扬子地区燕山期岩浆岩在K₂O—SiO₂图解中也分布在高钾钙碱性—钾玄岩系列范围内,同样属于富钾岩系(图2)。

大别地区燕山早期火山岩富REE,ΣREE为245×10⁻⁶~520×10⁻⁶,LREE/HREE比值为4.61~20.0,轻重稀土分馏明显,δEu变化于0.46~0.91之间,具不明显的负铕异常。响洪甸旋回的ΣREE值和LREE/HREE比值均比毛坦厂旋回高,反映火山旋回晚期轻稀土的富集程度越来越明显。大别地区燕山早期侵入岩的ΣREE为135×10⁻⁶~350×10⁻⁶,LREE/HREE比值为4.94~21.19,δEu变化范围较大,在0.27~1.11之间,平均0.67,具负铕异常。

下扬子地区燕山早期火山岩稀土元素丰度变化范围为75.87×10⁻⁶~313.99×10⁻⁶,LREE/HREE比值

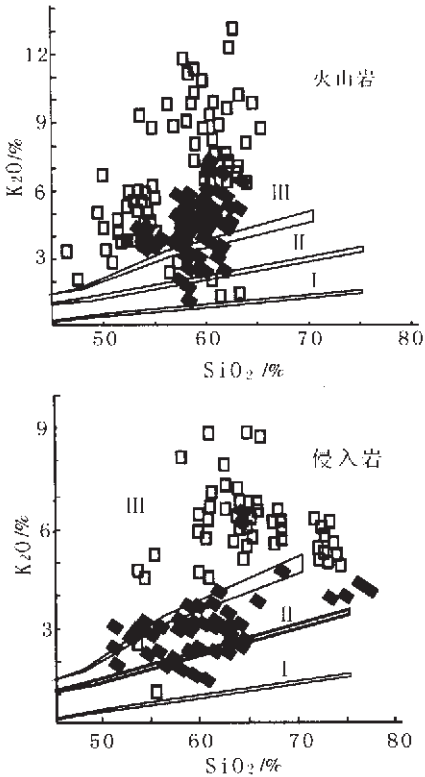


图2 下扬子地区燕山期岩浆岩SiO₂-K₂O图解

Fig. 2 SiO₂-K₂O diagram of Yanshanian magmatic rocks in the lower Yangtze area

I—钙碱性系列;II—高钾钙碱性系列;III—钾玄岩系列
实心投点为燕山早期,空心投点为燕山晚期,资料来源同图1

表 1 安徽中部燕山期岩浆岩的化学成分
Table 1 Major element contents of Yanshanian magmatic rocks in central Anhui %

| 序号 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
|------------------------------------|--------|-------|-------|-----------|-----------|--------|-------|------------|-------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| 岩性 (岩体) | 粗安岩 | 安山岩 | 凝灰熔岩 | 熔结 凝灰岩 | 石英 安山岩 | 安山岩 | 响岩 | 假白榴石 响岩 | 团岭岩体 | 司空山 岩体 | 上码头 岩体 | 上码头 岩体 | 白马尖 岩体 | 白马尖 岩体 |
| SiO ₂ | 57.39 | 59.4 | 57.39 | 64.68 | 62.33 | 62.19 | 55.59 | 57.79 | 73.47 | 67.69 | 66.16 | 64.01 | 73.38 | 73.61 |
| TiO ₂ | 0.55 | 0.58 | 0.55 | 0.9 | 0.55 | 0.55 | 0.45 | 0.55 | 0.2 | 0.44 | 0.8 | 0.9 | 0.24 | 0.23 |
| Al ₂ O ₃ | 16.37 | 16.69 | 16.37 | 16.22 | 15.19 | 15.47 | 20.35 | 20.15 | 13.94 | 15.19 | 15 | 15.37 | 13.56 | 13.57 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.12 | 1.34 | 1.12 | 2.1 | 2.85 | 2.85 | 2.79 | 2.85 | 0.85 | 1.49 | 2.05 | 2.62 | 0.63 | 1.25 |
| FeO | 4.15 | 4.05 | 4.15 | 1.1 | 1.6 | 1.78 | 0.41 | 0.42 | 1.03 | 1.99 | 1.95 | 2.35 | 1.14 | 1.09 |
| MnO | 0.15 | 0.12 | 0.15 | 0.06 | 0.05 | 0.08 | 0.08 | 0.15 | 0.06 | 0.06 | 0.08 | 0.08 | 0.04 | 0.04 |
| MgO | 1.84 | 2 | 1.84 | 1.57 | 1.88 | 2.33 | 3.6 | 0.81 | 0.45 | 0.88 | 1.37 | 2.23 | 0.45 | 0.33 |
| CaO | 3.89 | 3.18 | 3.89 | 1.77 | 4.31 | 4.24 | 1.29 | 1.06 | 1.19 | 2.31 | 1.84 | 3.96 | 1.21 | 1.1 |
| Na ₂ O | 2.63 | 3.19 | 5.63 | 3.25 | 3.45 | 2.75 | 3.5 | 2.75 | 4.15 | 4.17 | 4 | 3.53 | 3.69 | 3.39 |
| K ₂ O | 4.88 | 5.06 | 4.88 | 5.25 | 4.1 | 4 | 8.9 | 10.6 | 4.36 | 3.98 | 4 | 3.38 | 4.68 | 4.82 |
| P ₂ O ₅ | 0.3 | 0.28 | 0.3 | 0.08 | 0.2 | 0.2 | 0.02 | 0.5 | 0.03 | 0.17 | 0.15 | 0.2 | 0.05 | 0.04 |
| H ₂ O ⁺ | 1.37 | 0.53 | 1.37 | 0.86 | 0.92 | 1.09 | 0.72 | 1.04 | | | | | | |
| Loss | 6.07 | 3.5 | 2.07 | 2.7 | 2.73 | 2.81 | 2.29 | 2.01 | 0.23 | 0.66 | 2.22 | 1.06 | 0.48 | 0.54 |
| 总量 | 100.71 | 99.92 | 99.71 | 100.54 | 100.16 | 100.34 | 99.99 | 100.68 | 99.96 | 99.03 | 99.62 | 99.69 | 99.55 | 100.01 |
| NKA | 0.59 | 0.64 | 0.89 | 0.68 | 0.67 | 0.57 | 0.76 | 0.79 | 0.83 | 0.74 | 0.63 | 0.57 | 0.82 | 0.80 |
| A/CNK | 0.98 | 1.01 | 0.76 | 1.14 | 0.85 | 0.93 | 1.15 | 1.12 | 1.02 | 0.99 | 0.91 | 0.86 | 1.02 | 1.06 |
| 碱量 | 7.51 | 8.25 | 10.51 | 8.50 | 7.55 | 6.75 | 12.40 | 13.35 | 8.51 | 8.15 | 7.21 | 6.61 | 8.37 | 8.21 |
| K ₂ O/Na ₂ O | 1.86 | 1.59 | 0.87 | 1.62 | 1.19 | 1.45 | 2.54 | 3.85 | 1.05 | 0.95 | 0.87 | 0.77 | 1.27 | 1.42 |

为2.37~36.61 δEu变化范围较大,在0.59~1.72之间,平均0.82,负钕异常不明显。侵入岩的ΣREE为101.45×10⁻⁶~269.45×10⁻⁶,LREE/HREE比值为3.35~13.9 δEu变化范围较大,在0.55~1.14之间。燕山晚期火山岩REE为131.17×10⁻⁶~538.94×10⁻⁶,与下部火山岩系相比,有显著的增高,LREE/HREE平均比值为21.66,轻重稀土分馏十分明显 δEu变化范围为0.28~1.54,平均0.86。燕山晚期侵入岩的REE为94.76×10⁻⁶~745.44×10⁻⁶,LREE/HREE平均比值10.91,轻重稀土分馏较为明显 δEu变化范围为0.17~1.16,平均0.53,负钕异常明显。

大别地区火山岩的大离子亲石元素(LIL)Rb、Sr、Ba、Cs、K富集,其中Ba、Sr、K强烈富集,与本期火山岩富碱特征相吻合。高场强元素(HFS)的富集程度不一致,Zr、Hf富集,而Nb、Ta亏损。侵入岩的大离子亲石元素Rb、Sr、Ba、K富集,高场强元素Zr、Hf、Ta富集,Nb依然亏损。

下扬子地区燕山早期火山岩的大离子亲石元素(LIL)与上地壳的含量相差不大,Rb、Cs略有亏损,Sr、Ba稍有富集。高场强元素(HFS)均强烈亏损,而以Ta和Nb尤为显著。燕山早期侵入岩的大离子亲石元素中,Rb亏损,而Sr、Ba富集,与同期火山岩相比,

Sr的含量猛然增高,平均达1138.55×10⁻⁶。高场强元素均亏损,其中以Nb最为显著。燕山晚期火山岩中,Li、Rb、Sr、Cs富集,Ba轻度亏损。高场强元素Ta、Zr、Hf富集,Nb、Ta亏损,并且Nb亏损强烈(富集系数为0.25)。燕山晚期侵入岩的Sr、Ba强烈亏损,Rb明显富集,高场强元素Th、Zr、Hf、Nb也强烈富集,为区内最大,普遍高出其余各期岩浆岩的3~4倍。

4 岩石成因

大别地区燕山早期岩浆岩为高钾钙碱性—钾玄岩系列,富集不相容元素,特别是强不相容元素Ba、Sr,但亏损Nb、Ta,富集LREE。这些特征表明,亏损的软流圈地幔不可能是其岩浆的源区^[21],可能的源区是富集地幔^[22]。负Nb异常是与俯冲有关的岩浆岩的共同特征^[23],而本区岩石Ba和K的特征说明地壳物质的贡献相当大,地壳物质的混染不会造成Sr的高度富集,大别山内部的大别杂岩的混染也不可能出现这样的成分变异^[21]。因此,基性岩浆与地壳物质的相互作用^[24],即源区富集应该是主要原因。这些岩石有中—低的锶初始比值和很低的ε_{Nd}(t)值,在ε_{Nd}(t)—I_{Sr}图解上紧靠扬子下地壳(图3)。联系到大别地区在中生代早期发生陆—陆碰撞并且扬子板块俯冲

表2 安徽中部燕山期岩浆岩的稀土元素
Table 2 REE contents of Yanshanian magmatic rocks in central Anhui

10⁻⁶

| 序号 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
|----------------------|--------|-------|--------|--------|------------|--------------|------------|------------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| 岩性 | 安山岩 | 安山岩 | 粗面岩 | 粗面岩 | 粗安质 凝灰岩 | 粗安质熔 结凝灰岩 | 假白榴 石响岩 | 假白榴 石响岩 | 司空山 | 司空山 | 司空山 | 团岭 | 团岭 | 西汤池 | 上码头 | 上码头 | 梅家岗 | 梅家岗 |
| La | 49.7 | 59.9 | 115.23 | 112.2 | 78 | 55 | 227 | 165 | 24.37 | 29.24 | 31.76 | 38.7 | 40 | 163.47 | 51 | 57 | 54.17 | 60.53 |
| Ce | 97.8 | 80.4 | 221.13 | 187.52 | 139 | 99 | 372 | 138 | 44.37 | 54.86 | 56.9 | 66.7 | 62.8 | 355.33 | 92 | 101 | 108.76 | 114.99 |
| Pr | 11.7 | 11.4 | 23.63 | 22.62 | 16 | 11.6 | 39.4 | 19.2 | 3.66 | 4.39 | 4.1 | 6.28 | 6.05 | 30.29 | 10.1 | 11.9 | 10.71 | 11.84 |
| Nd | 44.4 | 46.7 | 86.5 | 84.4 | 53 | 42 | 116 | 74 | 11.67 | 14.88 | 13.56 | 25.4 | 23.6 | 100.31 | 36 | 41 | 40.5 | 45.28 |
| Sm | 9.1 | 9.4 | 15.36 | 14.75 | 10.81 | 8.34 | 20.5 | 17 | 2.46 | 3.2 | 4.65 | 4.28 | 5.4 | 16.5 | 7.9 | 8.4 | 8.32 | 9 |
| Eu | 2.2 | 1.84 | 3 | 3.27 | 1.7 | 1.5 | 2.7 | 3.7 | 0.69 | 0.66 | 0.57 | 0.78 | 0.75 | 2.55 | 1.2 | 1.4 | 1.7 | 1.98 |
| Gd | 6.7 | 5.6 | 10.75 | 11.26 | 6.8 | 5.2 | 12.6 | 12.4 | 1.78 | 2.3 | 1.94 | 3.54 | 3.22 | 9.1 | 5 | 5.5 | 5.84 | 6.48 |
| Tb | 0.82 | 0.85 | 1.12 | 1.31 | 1.23 | 0.69 | 1.44 | 1.58 | 0.32 | 0.39 | 0.35 | 0.52 | 0.45 | 1.25 | 0.91 | 0.63 | 0.69 | 0.86 |
| Dy | 5 | 4.92 | 6.13 | 6.43 | 4.5 | 3.2 | 6.8 | 7.6 | 1.16 | 1.48 | 1.33 | 2.42 | 2.44 | 6.45 | 3.6 | 3.66 | 3.2 | 4.29 |
| Ho | 0.89 | 0.99 | 1.23 | 1.22 | 0.88 | 0.68 | 1.29 | 1.2 | 0.27 | 0.32 | 0.3 | 0.53 | 0.48 | 1.04 | 0.74 | 0.69 | 0.66 | 0.87 |
| Er | 2.3 | 2.7 | 2.82 | 2.99 | 3 | 2 | 3.3 | 3.3 | 0.74 | 0.93 | 0.83 | 1.26 | 1.37 | 2.99 | 2 | 2 | 1.68 | 2.09 |
| Tm | | 0.48 | 0.45 | 0.46 | 0.42 | 0.29 | 0.58 | 0.31 | 0.14 | 0.17 | 0.15 | 0.22 | 0.25 | 0.57 | 0.33 | 0.28 | 0.25 | 0.35 |
| Yb | 2 | 2.87 | 2.9 | 2.72 | 2.4 | 1.6 | 2.9 | 2.2 | 0.77 | 1.01 | 0.78 | 1.26 | 1.45 | 3.65 | 1.75 | 1.85 | 1.42 | 2.14 |
| Lu | 0.26 | 0.35 | 0.51 | 0.42 | 0.3 | 0.28 | 0.44 | 0.35 | 0.15 | 0.19 | 0.14 | 0.22 | 0.23 | 0.53 | 0.31 | 0.37 | 0.27 | 0.34 |
| Y | 22.4 | 22.7 | 27.11 | 33.07 | 22.5 | 16.1 | 31.2 | 31.5 | | | | | | 28.19 | 17.4 | 18.1 | 14.25 | 19.72 |
| ΣREE | 255.27 | 251.1 | 517.87 | 484.64 | 340.54 | 247.48 | 838.15 | 477.34 | 92.55 | 114.02 | 117.36 | 152.11 | 148.49 | 722.22 | 230.24 | 253.78 | 252.42 | 280.76 |
| ΣL/ΣH | 5.32 | 5.06 | 8.77 | 7.09 | 7.10 | 7.24 | 12.84 | 6.90 | 16.36 | 15.79 | 19.16 | 14.26 | 14.01 | 12.43 | 6.19 | 6.67 | 7.93 | 6.56 |
| (La/Yb) _N | 16.37 | 13.75 | 26.17 | 27.17 | 21.41 | 22.64 | 51.56 | 49.40 | 20.85 | 19.07 | 26.82 | 20.23 | 18.17 | 29.50 | 19.20 | 20.30 | 25.13 | 18.63 |
| (Ce/Yb) _N | 12.48 | 7.15 | 19.45 | 17.59 | 14.78 | 15.79 | 32.73 | 16.00 | 14.70 | 13.86 | 18.61 | 13.51 | 11.05 | 24.84 | 13.41 | 13.93 | 19.54 | 13.71 |
| δEu | 0.83 | 0.72 | 0.68 | 0.75 | 0.57 | 0.65 | 0.48 | 0.75 | 0.97 | 0.72 | 0.50 | 0.60 | 0.51 | 0.58 | 0.55 | 0.60 | 0.71 | 0.76 |

注:安徽省地质实验测试中心分析。除本文数据外,图表和统计分析中还引用了中国地质大学(北京)、北京大学、安徽省 311 地质队、313 地质队的有关资料和安徽省区调队的 1:5 万、1:20 万区域地质调查资料及参考文献[5,8,18~20]的资料

到华北板块之下的地质事实^[14,16,25],可以认为地壳物质来自俯冲的扬子大陆。早期岩浆岩普遍不具有负钕异常,表明岩浆来源于造山带的山根或者加厚的双倍陆壳的下部^[26]。陆壳下部发生熔融的热源来自富集地幔和加厚陆壳的增温。

大别地区燕山晚期岩石为双峰式组合。双峰式火成岩组合通常发育在大陆裂谷中,近年来发现在其他构造环境如洋岛、大陆减薄、造山后伸展阶段等也有产出^[27-28]。大别地区的这套双峰式岩浆岩组合以高碱、富集大离子亲石元素和LREE,强烈亏损Nb、HREE及高场强元素为特征, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值低,为本区最负的值。这些特征与大陆拉张减薄环境和造山后拉张环境的双峰式火成岩组合^[27-28]类似。尽管微量元素和同位素特征反映地壳物质的贡献相当大,但由于片麻岩围岩不具有Zr的负异常,且花岗片麻岩捕虏体的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 与 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 最低的基性岩样品一样^[19],若以这样的花岗片麻岩作为地壳端元,将无法满足主量元素要求。因此陆壳混染不是造成Nb、Zr、Ti亏损的原因,而是产生基性岩浆的地幔源区本身的特征,基性端元很可能是源区混合的产物,即扬子中下地壳($\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 约为-30)与软流圈地幔相互作用(混合)的产物。以九资河岩体、天堂寨岩体为代表的酸性端元主要是由大别杂岩重熔形成的^[29]。酸性端元的负钕异常明显,表明重熔是在正常厚度的下地壳或加厚的中地壳中形成的^[16],熔融对象可能为大别杂岩^[29,30],变质相(高角闪岩相—麻粒岩相)研究^[31]证明当时大别杂岩就处在中下地壳的位置。

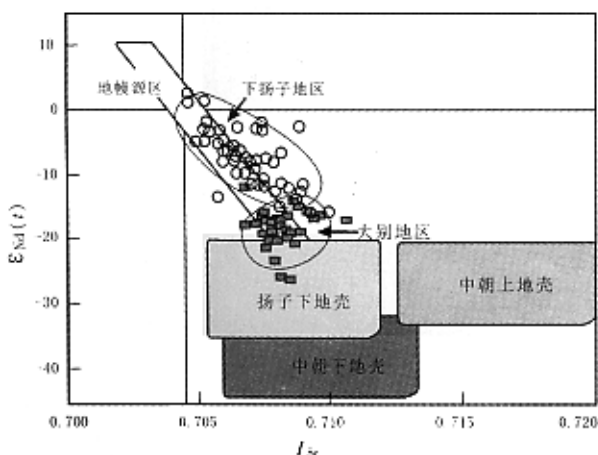


图3 安徽中部燕山期岩浆岩 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)-I_{\text{Sr}}$ 图解

Fig. 3 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)-I_{\text{Sr}}$ diagram of

Yanshanian magmatic rocks in central Anhui

数据来源同图1

下扬子地区燕山早期岩浆岩为高钾钙碱性—钾玄岩系列。 SiO_2 含量中等(火山岩平均57.86%,侵入岩平均59.72%), Al_2O_3 含量大多数大于15%,相对富 Na_2O (火山岩平均4.63%,侵入岩平均4.5%), $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 小于1。 Sr 、 Ba 含量高,亏损重稀土和Nb、Ti,具有较低的 I_{Sr} 值(0.706~0.707),这些特征通常和岩石圈地幔的交代作用有关^[15,18,32]。从 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)-I_{\text{Sr}}$ 图解(图3)中清楚地看出,大别地区岩浆岩的成分与扬子下地壳的接近,下扬子地区则更接近地幔原点。因此,与大别地区来源于双倍陆壳下部不同,下扬子地区可能与地幔的关系紧密。如在岩石类型方面,大别地区燕山早期没有辉长岩,而下扬子地区发育辉长岩和玄武岩。这些岩石的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值多小于0,为-16.6~+1.4,平均-8.69,变化范围很大,表明它们要么不是同源岩浆,要么经历了地壳的混染。燕山早期岩浆岩AFC混合分离结晶作用的模拟发现,Nd可供选择的范围较大,而Sr只有 $r=0.75$ 、 $D=0.5$ 的一组数据符合本区Sr同位素特点,其余组相差甚远。结合图3,认为下扬子地区燕山期岩浆岩的幔源组分占65%~90%。

下扬子地区燕山晚期的钾玄岩系列主要是宁芜、庐枞火山盆地的上部岩系。火山岩的 I_{Sr} 值较低,0.7055~0.7073,平均0.70618。较高的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值,-7.1~-3.0,平均-4.8,表明源区与富集地幔有关。大离子亲石元素Cs、Rb、Sr和高场强元素均富集,同样说明源区具有富集地幔特征。主量元素中, SiO_2 含量为45.46%~64.85%,平均57.8%;高碱,平均10.9%; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 平均2.33,与早期高钾钙碱性—钾玄岩系列岩石相比,钾的含量更高, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 平均2.33,相当于李献华^[33]所称的超钾质岩石。大部分样品的 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值不随 SiO_2 、 MgO 含量变化而改变,表明高钾是岩石本身的特点,岩浆源区可能存在富钾的金云母矿物相,这种含金云母的交代地幔部分熔融将形成富钾的碱性岩浆^[18,34]。因此,本区燕山晚期钾玄岩的初始母岩浆可能是来自富集地幔的熔融,经过在源区附近与地壳物质的混合,发生分离结晶作用形成的。在钾玄岩形成之后,本区出现双峰式火山岩组合和A型花岗岩,它们是拉伸环境的产物。A型花岗岩的Sr、Nd同位素特征与下扬子地区钾玄岩系列的火山岩相似,在 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)-I_{\text{Sr}}$ 图解上基本重合,反映两者的源区类似,与富集地幔有关。大离子亲石元素的亏损和高场强元素的富集是本期侵入岩微量元素的最明显特征,前者说明本期岩浆不可能是以前的岩

浆演化而来的,为一次独立的岩浆活动,后者, Collins^[35]认为是经历了第一次熔融事件后残余相(长英质麻粒岩)的再熔融。因为残余相含水量较低,再熔融时要求较高的温度,在高温条件下,黑云母和角闪石发生分解,提高了锆石、磷灰石等副矿物的溶解度,从而导致熔体中HFS的含量升高。

5 岩浆作用对成矿作用的影响

矿床的成因是多种因素共同作用的结果。以下从岩浆系列的角度对研究区的成矿作用进行尝试性探讨。

在TAS图解(略)上,大别地区的样品主要集中在T区,下扬子地区分布在S₂、S₃和T区。可见,大别地区的岩石类型较为单一,成岩物质可能主要来自于地壳;而下扬子地区的岩石类型较多,可能有较多幔源成分参与,有利于成矿。在QAP图解(图4)中,下扬子地区和大别地区岩石的演化路径不同,大别地区从石英闪长岩主要经石英二长岩演化到花岗岩(图4-a),下扬子地区从闪长岩主要经花岗闪长岩演化到花岗岩(图4-b)。后者与科迪勒拉地区的演化路径相似,而科迪勒拉地区有丰富的与岩浆作用有关的矿床资源。在 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)-I_{\text{Sr}}$ 图解中,下扬子地区岩浆岩来源与地幔有紧密的联系,大别地区与地壳关系密切。从矿物化学特点看,大别地区的斜长石主要为钠长石,下扬子地区为钙长石,也表明下扬子地区的起源深,可能与地幔关系密切^[18]。

由于Cu、Fe、Au、Ag更多地来源于地幔,综上所述

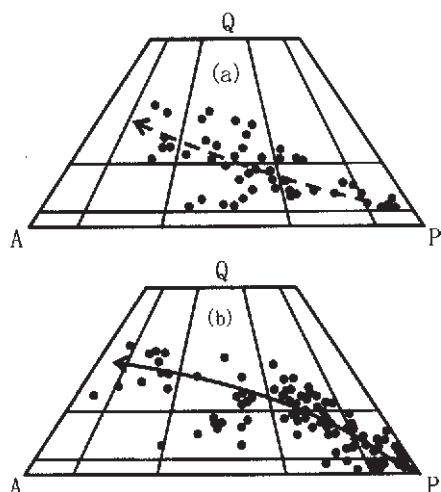


图4 大别地区(a)和下扬子地区(b)花岗岩类QAP图解

Fig. 4 QAP diagram of granitoids in the Dabie area(a) and lower Yangtze area(b)

述,下扬子地区可能比大别地区更利于铜、铁、金和银等矿床的形成。可见,岩浆来源很可能是造成大别地区与下扬子地区成矿作用不同的根本原因。

致谢:研究过程中得到常印佛院士指导,邓晋福、赵海玲、肖庆辉教授提出宝贵意见,诚致谢意!

参考文献:

- [1]于学元,白正华.庐枞地区安粗岩系[J].地球化学,1981,6(1):57~56.
- [2]薛怀民,陶奎元.宁芜地区中生代火山岩系列的新认识及其地质意义[J].江苏地质,1989(4):9~14.
- [3]邓晋福,戴圣潜,吴宗絮,等.大别造山带岩石学结构和热结构及其地质意义[J].地质学报,2000,74(3):206~215.
- [4]王德滋,任启江,邱检生,等.中国东部橄榄安粗岩省的火山岩特征及其成矿作用[J].地质学报,1996,70(1):23~34.
- [5]邢凤鸣,徐祥.安徽扬子岩浆岩带与成矿[M].合肥:安徽人民出版社,1999.
- [6]张旗,王焰,钱青,等.中国东部燕山期埃达克岩的特征及其构造—成矿意义[J].岩石学报,2001,17(2):236~244.
- [7]张旗,王焰,王元龙.燕山期中国东部高原下地壳组成初探:埃达克质岩Sr、Nd同位素制约[J].岩石学报,2001,17(4):505~513.
- [8]王强,赵振华,熊小林,等.底侵玄武质下地壳的熔融:来自安徽沙溪adakit质富钠石英闪长玢岩的证据[J].地球化学,2001,30(4):353~362.
- [9]王强,许继峰,赵振华,等.大别山燕山期亏损重稀土元素花岗岩类的成因及动力学意义[J].岩石学报,2001,17(4):551~564.
- [10]许继峰,王强,徐义刚,等.宁镇地区中生代安基山中酸性侵入岩的地球化学:亏损重稀土和钽的岩浆产生的限制[J].岩石学报,2001,17(4):576~584.
- [11]王元龙,张旗,王焰.宁芜火山岩的地球化学特征及其意义[J].岩石学报,2001,17(4):565~575.
- [12]潘国强,陆现彩,于航波.北淮阳中生代adakite岩石地球化学特征及成因讨论[J].岩石学报,2001,17(4):541~550.
- [13]徐嘉炜,刘德良,李秀新.中国东部中生代南北陆块的对接[A]:见:庆祝中国地质学会成立60周年选集[C].北京:地质出版社,1987.99~122.
- [14]徐树桐,江来利,刘贻灿,等.大别山(安徽部分)的构造格局和演化过程[J].地质学报,1992,66(1):1~14.
- [15]郝杰,刘小汉,桐柏—大别碰撞造山带大型推覆—滑覆构造及其演化[J].地质科学,1988(1):5~10.
- [16]李曙光, Hart S R,郑双根,等.中国华北、华南陆块碰撞时代的钐—钕同位素年龄证据[J].中国科学(B辑),1989,32:1391~1400.
- [17]常印佛,刘湘培,吴昌昌.长江中下游铜铁成矿带[M].北京:地质出版社,1991.
- [18]邓晋福,叶德隆,赵海玲,等.下扬子地区火山作用深部过程与盆地形成[M].武汉:中国地质大学出版社,1992.
- [19]李曙光,聂永红,郑双根,等.俯冲陆壳与上地幔的相互作用——I.大别山同碰撞镁铁—超镁铁岩的主要元素及微量元素地球化学[J].中国科学(D辑),1997,27(6):488~493.

- [20]Jahn B M, Wu F Y, Lo C H, et al. Crust-mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: geochemical and Sr-Nd isotopic evidence from post-collisional mafic-ultramafic intrusions of the northern Dabie complex, central China[J]. Chem. Geol., 1999, 157: 119~146.
- [21]马昌前, 杨坤光, 许长海, 等. 大别山中生代钾质岩浆作用与超高压变质地体的剥露机理[J]. 岩石学报, 1999, 15(1): 379~395.
- [22]Edgar A. Dither genesis of alkaline magmas with emphasis on their source region: Inferences from experimental studies[A]. In: Fitton J, Guyton B G eds. Alkaline igneous rocks (Geol. Soc. Spec. Publ. 30) [C]. London: Blackwell, 1987. 29~52.
- [23]Briqueu L, Bougault H, Joron J L. Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implications [J]. Earth Planet. Sci. Lett., 1984, 68: 297~308.
- [24]Wilson M. Igneous petrogenesis[M]. London: Unwin Hyman, 1989. 466.
- [25]徐嘉伟, 刘德良, 李秀新. 中国东部中生代南北陆块的对接[A]. 见: 庆祝中国地质学会成立60周年选集 [C]. 北京: 地质出版社, 1987. 99~122.
- [26]邓晋福, 赵海玲, 莫宣学, 等. 中国大陆根-柱构造[M]. 北京: 地质出版社, 1996. 110.
- [27]钱青, 王焰. 不同构造环境中双峰式火山岩的地球化学特征[J]. 地质地球化学, 1999, 27(4): 29~32.
- [28]王焰, 钱青, 刘良, 等. 不同构造环境中双峰式火山岩的主要特征[J]. 岩石学报, 2000, 16(2): 169~173.
- [29]王强, 王人镜, 邱家骥, 等. 大别山核部九资河花岗岩体成因[J]. 地球化学, 2000, 29(2): 120~131.
- [30]桑隆康, 王人镜, 张泽明, 等. 九资河-天堂寨地区燕山晚期花岗岩与大别造山带核部隆升[J]. 地质学报, 2000, 74(3): 234~246.
- [31]游振东, 陈能松, 等. 大别山深部地壳的变质岩石学证据: 罗田惠兰山一带的麻粒岩研究[J]. 岩石学报, 1995, 11(2): 138~147.
- [32]王强, 许继峰, 赵振华, 等. 大别山燕山期亏损重稀土元素花岗岩类的成因及动力学意义[J]. 岩石学报, 2001, 17(4): 551~564.
- [33]李献华, 周汉文, 韦刚健, 等. 滇西新生代超钾质煌斑岩的元素和 Sr-Nd 同位素特征及其对岩石圈地幔组成的制约 [J]. 地球化学, 2002, 31(1): 26~34.
- [34]Peacock S M, Rushmer T, Thompson A B. Partial melting of subducting oceanic crust[J]. Earth Planet. Sci. Lett., 1994, 121: 227~244.
- [35]Collins W J, Beams S D, White A J R, et al. Nature and origin of A-type granites with particular reference to south-easter Australia[J]. Contrib. Miner. Petrol., 1982, 80: 189~200.

Genesis of Yanshanian K-rich magmatic rock series in central Anhui and its constraints on mineralization

ZHANG Hong¹, DAI Shengqian², DU Jianguo², WU Haiquan²

(1. College of Earth Sciences Jilin University, Changchun 130061, Jilin, China;

2. Anhui Institute of Geological Survey Hefei 230001, Anhui, China)

Abstract :Yanshanian magmatic rocks in the Dabie area and lower Yangtze Valley area in central Anhui are enriched in large-ion lithophile elements and depleted in the high-field strength elements Nb and Ta. The magma exhibits an evolutionary trend from the high-K calc-alkaline-shoshonitic series in the early Yanshanian→shoshonitic series→bimodal magmatic rocks or A-type granite in the late Yanshanian, which suggests the Dabie orogen and the lower Yangtze Valley area were located in the same tectonomagmatic area in the Yanshanian. The source area of K-rich magmatic rocks in the Dabie area is closely related to the enriched mantle, while the rocks in the lower Yangtze Valley area are more affinity to the lower crust. The difference in magma source area is the fundamental cause for the appreciable difference in mineralization between the Dabie area and the lower Yangtze Valley area in the Yanshanian.

Key words : K-rich magmatic rock series; mineralization; Dabie orogen; lower Yangtze Valley area; Yanshanian