

湘南汝城盆地火山岩 岩石地球化学及其成因意义

贾大成^{1,2}, 胡瑞忠², 卢焱¹, 丘学林³

1. 吉林大学地球探测科学与技术学院, 吉林 长春 130062;
2. 中国科学院地球化学研究所, 矿床地球化学开放研究实验室, 贵州 贵阳 550002;
3. 中国科学院南海海洋研究所, 广东 广州 510301

【摘要】 汝城盆地基性火山岩系由辉绿岩、玄武岩和玄武质火山碎屑岩组成,属于低钾拉斑玄武岩系。基性火山岩系具有同一岩浆源区。岩石微量元素出现弱的 LILE 富集和 Ta, Nb, Ti 的亏损。强不相容元素比值反映岩浆源区明显偏离原始地幔组分,具有富集型异常地幔岩浆源区特征。岩浆源区同时受到地壳物质混染和来自先前消减残留板片流体或熔体交代的双重改造作用。在陆内拉张构造条件下富集型异常地幔岩浆源区的部分熔融是制约汝城盆地基性火山岩形成的主要因素。

【关键词】 基性火山岩;地球化学;岩浆源区;成因;汝城盆地

中图分类号:P588.12;P595 文献标识码:A

文章编号:1001-6872(2003)02-0049-06

湘东南汝城盆地位于湘、赣交界处,属于南岭燕山期构造-岩浆带的北部,其发展演化对认识南岭地区的大地构造环境具有一定的指示意义。在汝城盆地中发育一套基性火山岩系和辉绿岩脉,这些基性火山岩的产出不仅与拉张作用有关。以往对基性火山岩尚未进行系统的研究工作,为此在对基性火山岩 K-Ar 年龄测定和岩石化学及微量元素分析基础上,着重探讨汝城拉张盆地基性火山岩的岩石地球化学特征和岩浆源区性质及其成因,以期有所突破。

1 基性火山岩产出的区域地质背景

汝城盆地属于湘、桂东部中生代北东向构造岩

浆带的中部,恰处于湘南隆起与诸广山花岗岩体之间,构成北东向长 19 km,出露宽 50 m~800 m 的狭长断陷火山-陆内碎屑岩盆地(图 1)。基性火山岩系由玄武岩、玄武安山岩、安山岩、顺层侵入的辉绿岩和玄武质火山碎屑岩组成,从火山岩系产出地层顺序看,由下至上为顺层侵入的辉绿岩、层状产出的玄武岩和韵律不明显的玄武质火山碎屑岩。其中玄武岩较集中出露于和尚岭地区,具斑状结构、气孔及杏仁状构造,斑晶为柱状、板柱状斜长石(30%±),基质具辉绿结构、交织结构,主要由斜长石(50%),辉石(35%)和橄榄石(5%)组成。

汝城盆地中基性火山岩系的形成时代,以往多依据其覆盖在下侏罗统茅仙岭组含煤碎屑岩系之上而将其归属于中侏罗世。为进一步确定该火山岩系

收稿日期:2002-12-15; 改回日期:2003-03-20

基金项目:中国科学院知识创新工程项目(KZCX2-102;KZCX2-209);中国科学院边缘海地质与古环境开放实验室基金项目(BYH01A02);中国科学院矿床地球化学开放研究实验室基金项目(2000)联合资助。

作者简介:贾大成,男,44岁,副教授(博士后),地球化学专业,研究方向:岩石地球化学。

的时代,分别选取新鲜的辉绿岩和玄武岩进行K-Ar稀释法年龄测定(表1),获得辉绿岩K-Ar年龄为128.4 Ma±4.2 Ma,玄武岩K-Ar年龄为112.1 Ma±3.2 Ma,反映基性火山岩的活动主要在早白垩世,同时表明汝城断陷盆地不仅仅局限为早中侏罗世,可能延续到早白垩世,而且早白垩世可能是盆地拉张最强烈的时期。

表1 汝城盆地基性岩全岩K-Ar同位素年龄分析结果

Table 1 Whole rock K-Ar isotopic age of the basic rocks in Rucheng basin

| 样品编号 | 采样地点 | 岩性 | 样品重量/mg | K/% | ⁴⁰ Ar _{rad} /(mol·g ⁻¹) | ⁴⁰ Ar _{rad} /% | 表面年龄(±1σ, Ma) |
|------|------|-----|---------|------|---|------------------------------------|---------------|
| RC-1 | 源山水库 | 玄武岩 | 17.50 | 0.23 | 5.310±11 | 66.30 | 128.4±4.2 |
| RC-2 | 源山水库 | 辉绿岩 | 14.85 | 0.68 | 1.363±10 | 85.58 | 112.1±3.2 |

注:测试由中国地震局地质研究所K-Ar年龄实验室李大明完成,采用常数:λ=5.543×10⁻¹⁰/a, λe=0.581×10⁻¹⁰/a, λβ=4.962×10⁻¹⁰/a, ⁴⁰K/K=1.167×10⁻⁴ mol·g⁻¹

2 岩石地球化学特征

基性火山岩系SiO₂质量分数变化在46.44%~60.44%之间(表2),Mg[#]值变化在60.8~41.91间,

表2 汝城盆地基性岩主元素分析结果·w(B)/%

Table 2 Major element compositions for the basic rocks in Rucheng basin(in percentage)

| 样号 | RC-1 | RC-2 | RC-3 | RC-4 | RC-5 | RCx(2) | RC12 | RC13 | RC14 | RC15 | RC8 | RC(4) |
|------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 岩性 | 玄武岩 | 辉绿岩 | 玄武岩 | 玄武岩 | 玄武岩 | 玄武岩 | 辉绿岩 | 辉绿岩 | 辉绿岩 | 辉绿岩 | 玄武岩 | 玄武岩 |
| SiO ₂ | 49.30 | 57.80 | 57.69 | 50.51 | 46.44 | 49.62 | 48.76 | 50.15 | 49.22 | 50.37 | 53.64 | 54.78 |
| TiO ₂ | 0.62 | 0.82 | 0.50 | 0.57 | 0.72 | 1.63 | 1.54 | 1.62 | 1.56 | 1.26 | 1.32 | 1.14 |
| Al ₂ O ₃ | 16.62 | 12.46 | 13.56 | 13.34 | 15.31 | 15.87 | 16.49 | 17.37 | 16.25 | 17.02 | 14.62 | 13.51 |
| Fe ₂ O ₃ | 3.30 | 3.55 | 4.00 | 3.50 | 1.22 | 4.21 | 0.71 | 1.20 | 1.63 | 1.92 | 1.71 | 1.27 |
| FeO | 4.00 | 4.05 | 4.90 | 3.70 | 7.18 | 7.23 | 7.82 | 8.44 | 6.84 | 7.54 | 6.55 | 7.04 |
| MnO | 0.08 | 0.14 | 0.02 | 0.08 | 0.20 | 0.14 | 0.00 | 0.15 | 0.15 | 0.22 | 0.13 | 0.14 |
| MgO | 6.20 | 5.50 | 4.10 | 4.80 | 9.10 | 6.93 | 7.51 | 6.92 | 6.06 | 6.09 | 6.82 | 6.55 |
| CaO | 11.60 | 6.60 | 6.00 | 5.30 | 8.40 | 9.30 | 11.27 | 10.7 | 11.67 | 9.85 | 8.32 | 7.25 |
| Na ₂ O | 2.10 | 2.20 | 2.10 | 2.60 | 1.50 | 2.26 | 1.90 | 1.86 | 1.96 | 1.86 | 1.26 | 2.68 |
| K ₂ O | 0.20 | 0.70 | 0.50 | 0.70 | 0.10 | 0.22 | 0.38 | 0.38 | 0.38 | 0.66 | 0.80 | 0.80 |
| P ₂ O ₅ | 0.04 | 0.10 | 0.09 | 0.10 | 0.33 | 0.14 | 0.13 | 0.13 | 0.12 | 0.10 | 0.11 | 0.11 |
| 烧失量 | 1.90 | 4.83 | 4.80 | 5.60 | 6.96 | 2.58 | 1.93 | 2.12 | 3.68 | 2.62 | 4.35 | 3.47 |
| K ₂ O+Na ₂ O | 2.30 | 2.90 | 2.60 | 3.30 | 1.60 | 2.61 | 2.12 | 2.24 | 2.34 | 2.52 | 2.06 | 3.48 |
| Na ₂ O/K ₂ O | 10.5 | 3.14 | 4.2 | 3.71 | 15.0 | 6.46 | 8.64 | 4.89 | 5.16 | 2.82 | 1.58 | 3.35 |
| σ | 0.84 | 0.57 | 0.46 | 0.75 | 0.74 | 1.03 | 0.78 | 0.70 | 0.88 | 0.86 | 0.40 | 1.02 |
| Mg [#] | 60.8 | 57.6 | 45.6 | 56.5 | 56.0 | 49.1 | 49.0 | 45.0 | 47.0 | 44.7 | 51.0 | 48.2 |

注:测试由中国科学院地球化学研究所分析室李荪蓉完成,分析方法为常规湿法;括号内为样品数

岩系列,在火山岩TAS分类图解中,均一致地表现为拉斑玄武岩系。由于基性火山岩是一种易蚀变的岩石,为避免蚀变过程中K₂O和Na₂O的变化,故采用在蚀变过程中变化不大的微量元素分类图解进行判别^[1],亦显示以拉斑玄武岩系为主(图2)。多数样品均具有低钾w_{K₂O}/w_{TiO₂}为0.1~0.8,较高钠w_{Na₂O}/w_{TiO₂}为1.26~2.88的特征,Na₂O/K₂O比值为1.58~15.0,平均为5.33,类似于低钾拉斑玄武岩系。TiO₂质量分数在0.5~1.63%,平均为1.145,明显高于与大洋俯冲有关的大陆边缘w_{TiO₂}为

并且与SiO₂含量呈负相关,构成连续的岩石演化序列,属于基性—中基性火山岩系。基性火山岩里特曼指数(σ)为0.46~1.03,均小于1.8,属于拉斑玄武

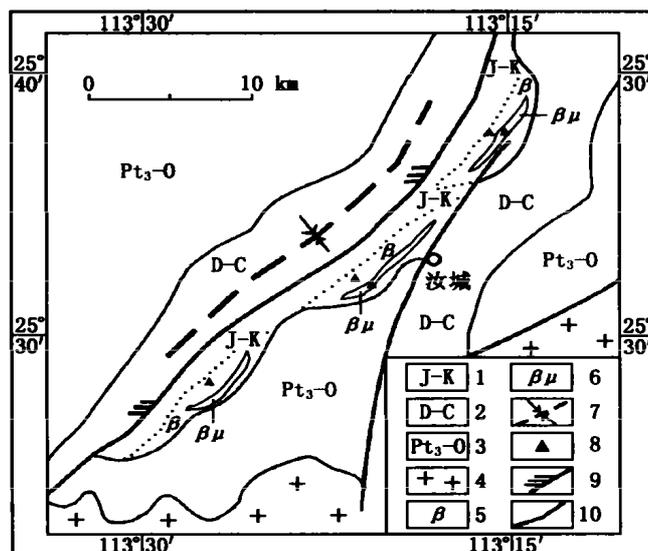


图1 湘南汝城盆地地质略图

Fig. 1 Geologic sketch map of the Rucheng basin in the southern Hunan

0.85%,与俯冲消减作用有关的高钾、低钛玄武质岩石明显不同^[2]。基性火山岩哈克图解中,TiO₂,Al₂O₃,FeO,CaO和P₂O₅与MgO呈现出正相关性,SiO₂,K₂O及Na₂O则与MgO呈现出负相关性(图3),表明伴随岩浆的部分熔融,可能出现橄榄石、辉石和斜长石等矿物的分离结晶。

3 微量元素地球化学特征

汝城盆地中基性火山岩的过渡元素Cr,Ni变化范围不大,w(Cr)/10⁻⁶:302.68~455.68,w(Ni)/

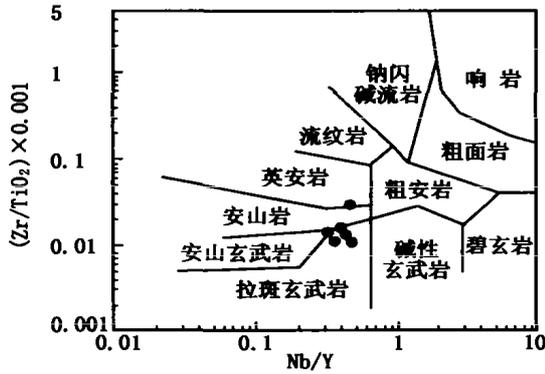


图 2 汝城盆地基性火山岩 Zr/TiO₂-Nb/Y 分类图
Fig. 2 The Zr/TiO₂-Nb/Y classification of the basic volcanic rocks in Rucheng basin

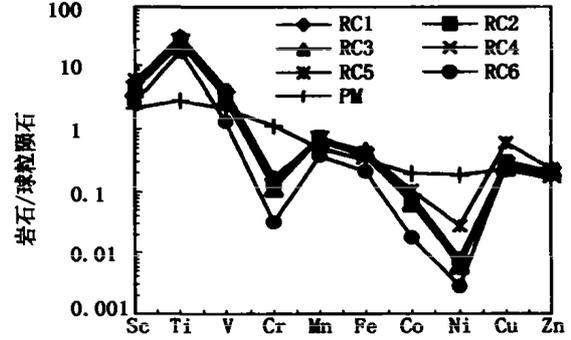


图 4 汝城盆地基性火山岩过渡元素配分图
Fig. 4 The distribution patterns of transitional elements of the basic volcanic rocks in Rucheng basin

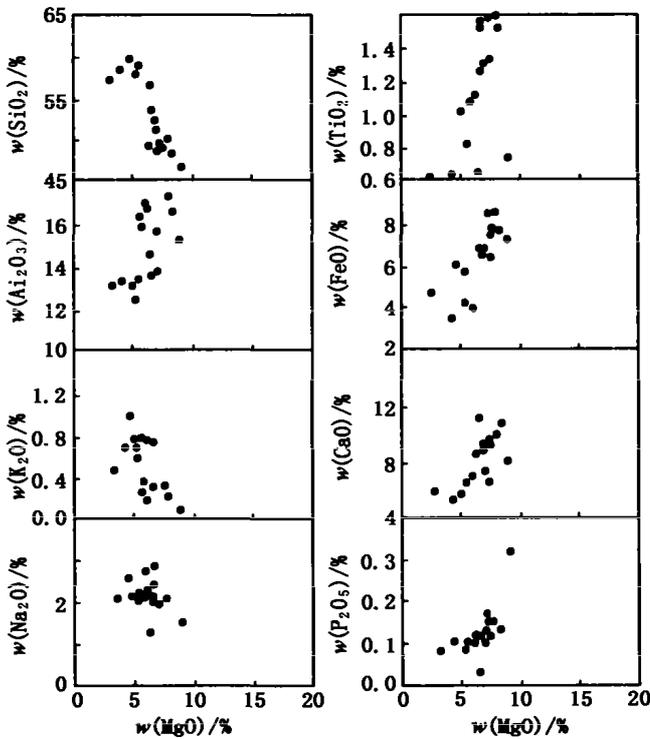


图 3 汝城盆地基性火山岩哈克图
Fig. 3 Harker-type oxides vs $w(\text{MgO})$ diagrams of the basic volcanic rocks in Rucheng basin

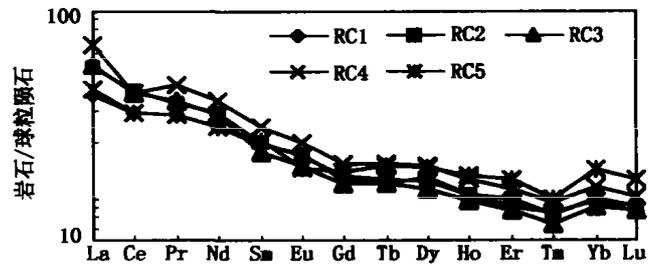


图 5 汝城盆地基性火山岩稀土元素配分图
Fig. 5 The REE distribution patterns of the basic volcanic rocks in Rucheng basin

表 3 汝城盆地基性火山岩微量元素分析结果表. $w(\text{B})/10^{-6}$
Table 3 Contents of trace elements of the basic volcanic rocks in Rucheng basin (in $[\times 10^{-6}]$)

| 微量元素 | RC1 | RC2 | RC3 | RC4 | RC5 |
|---------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Cs | 1.11 | 0.845 | 0.528 | 0.508 | 0.56 |
| Sr | 363.05 | 448.43 | 282.76 | 319.11 | 204.78 |
| Rb | 9.31 | 25.81 | 17.97 | 19.12 | 1.71 |
| Ba | 241.04 | 282.41 | 185.67 | 230.21 | 105.11 |
| Th | 2.29 | 3.55 | 3.73 | 3.66 | 3.13 |
| U | 0.40 | 0.74 | 0.83 | 0.75 | 0.41 |
| Ta | 0.53 | 0.57 | 0.51 | 0.54 | 0.39 |
| Nb | 8.28 | 8.61 | 7.78 | 8.05 | 6.79 |
| Zr | 99.36 | 113.55 | 109.76 | 108.10 | 104.23 |
| Hf | 2.93 | 3.55 | 3.32 | 3.54 | 3.09 |
| Y | 19.93 | 19.43 | 19.57 | 32.09 | 25.04 |
| La | 11.47 | 16.28 | 16.67 | 21.02 | 12.48 |
| Ce | 27.17 | 35.38 | 34.73 | 35.17 | 27.04 |
| Pr | 3.39 | 3.97 | 4.03 | 4.85 | 3.38 |
| Nd | 14.82 | 17.37 | 16.81 | 20.11 | 14.75 |
| Sm | 3.90 | 4.03 | 3.55 | 4.91 | 4.09 |
| Eu | 1.29 | 1.25 | 1.10 | 1.46 | 1.08 |
| Gd | 3.93 | 4.10 | 3.79 | 4.82 | 4.32 |
| Tb | 0.61 | 0.63 | 0.60 | 0.78 | 0.75 |
| Dy | 4.03 | 3.85 | 3.54 | 4.68 | 4.55 |
| Ho | 0.76 | 0.77 | 0.72 | 0.93 | 0.98 |
| Er | 1.92 | 2.12 | 1.81 | 2.37 | 2.64 |
| Tm | 0.28 | 0.27 | 0.24 | 0.31 | 0.33 |
| Yb | 1.87 | 1.91 | 1.74 | 2.19 | 2.72 |
| Lu | 0.26 | 0.28 | 0.27 | 0.32 | 0.40 |
| δEu | 1.12 | 1.05 | 1.02 | 1.03 | 0.88 |
| REE | 75.71 | 92.26 | 89.58 | 103.9 | 79.5 |
| $(\text{La}/\text{Yb})_N$ | 3.64 | 5.06 | 5.68 | 5.69 | 2.73 |

注: 由中国科学院地球化学研究所分析室漂亮完成, 分析方法 ICP-MS; RC1 为辉绿岩, RC2~RC4 为玄武岩; RC5 为玄武质火山碎屑岩

10^{-6} : 68.61~88.49, 表明结晶分异作用较弱, 过渡元素球粒陨石标准化的分配模式表现为“W”型(图 4), 明显亏损相容元素 Cr, Ni 和 Co, 而不相容元素 Ti, V 相对富集, 显示出地幔源区衍生岩浆的过渡元素特征^[3]。

汝城盆地中基性火山岩的稀土元素含量差别不大, ΣREE 中等(75.71~103.9)(表 3), 在球粒陨石标准化的稀土元素配分图上, 呈现为一致的右倾平滑配分曲线(图 5), 表明中基性火山岩具有同一岩浆源区。轻、重稀土分馏较明显, $(\text{La}/\text{Yb})_N=2.73\sim 5.69$ 。基性火山岩除玄武质火山碎屑岩外($\delta\text{Eu}=0.88$), 均不出现负铕异常($\delta\text{Eu}=1.02\sim$

1.12)。在微量元素原始地幔标准化比值蛛网图上(图 6), 均显示大离子亲石元素(LILE)的弱富集和 Ta, Nb, Ti 的亏损, 类似于岛弧玄武岩的配分特征,

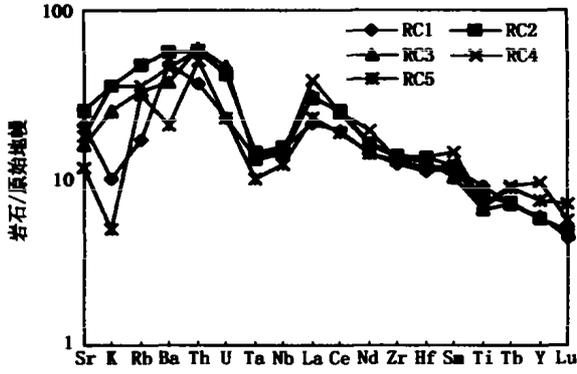


图6 汝城盆地基性火山岩微量元素原始地幔蛛网图

Fig. 6 Primitive mantle-normalized trace element spidergrams of the basic volcanic rocks in Rucheng basin

但和典型与俯冲消减带有关的高钾、低钛玄武岩的配分模式又存在一定差别,表现在 LILE 的富集不强烈,尤其是 Sr, K, 而 Th, U, Ba 相对富集。Ta, Nb 的亏损暗示岩浆源区曾遭受地壳物质的混染或俯冲残留洋壳流体的交代^[4]。

4 成因讨论

4.1 岩浆源区性质

由于强不相容元素具有相似的全岩配分系数,因此在地幔部分熔融和分离结晶过程中都不会导致这些元素之间发生强烈分异,所以这些元素之间的比值与同位素比值一样可以用来描述地幔源区地幔端元组分及其变化特征^[5]。通过强不相容元素比值与不同地幔端元对比(表4),汝城盆地基性火山岩相当于 EM1 和 EM2 的混合,其中部分元素比值偏向大陆地壳组分,反映具有地壳物质混入的富集型地幔岩浆源区,岩浆源区组分明显偏离原始地幔。已有研究表明,深部地幔上升流体交代作用^[6]、地幔小比例部分熔融^[7]和板块俯冲富含碱质、轻稀土及不

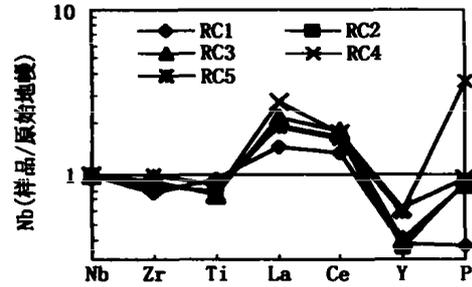


图7 汝城盆地基性火山岩 Nb 标准化蛛网图
Fig. 7 Niobium-normalized spidergrams of the basic volcanic rocks in Rucheng basin

相容元素的大洋板块被带入地幔脱水形成深部地幔交代作用以及地壳或岩石圈物质混入^[8],都能够引起原始地幔成分变化。由于汝城盆地基性火山岩不具有洋岛玄武岩微量元素分布形式和亏损地幔源区的强不相容元素比值(表4),所表示出来的 Nb, Ta 和 Ti 亏损和富集大离子亲石元素的分布形式反映其岩浆源区有地壳混染或遭受来自消减板片流体或熔体改造的地幔参与了岩浆的形成过程。

4.2 壳源物质混染

Hofmann 等(1986)对大洋玄武岩的研究发现, MORB 和 OIB 的 Nb/U 比值较高且十分均一(37±10),而大陆地壳的 Nb/U 比值较低(3~7)^[9],因此可用以判别地壳混染程度。汝城盆地基性火山岩的 Nb/U 比值平均为 13.78,表明有壳源物质的混染。同样,岩石中较高的 La/Nb 比值(平均 1.88),明显高于原始地幔(0.94)而接近于大陆地壳(2.2)也说明有地壳物质的混染。Th 和 Ta 均属于强不相容元素,两者比值可以很好地反映源区的性质,原始地幔的 Th/Ta 比值为 2.3^[10],上地壳 Th/Ta 比值约为 10^[11],因此这两种元素的相互关系反映地壳混染程度,汝城盆地基性火山岩沿着 Th/Ta=6.7 分布,表明岩浆演化过程中存在地壳物质的混染。另外,在利用 Nd 归一化的原始地幔标准化 La, Zr, Ce, Y, Ti 和 P 曲线构成近水平的发散型分布,亦表明岩浆源区成分受到地壳物质的明显混染(图6)。

汝城盆地基性火山岩岩浆源区除受到陆壳物质混染外,也可能受残留洋壳交代,利用强不相容元素比值间的制约关系可以较好地反映来自残留消减板片流体的交代。原始地幔的 Nb/Ta 比值为 17.5±2.0,而遭受来自消减残留板片流体的交代的地幔,其 Nb, Ta 将发生明显的分异, Nb/

表4 汝城盆地基性火山岩微量元素比值与不同地幔端元对比表

Table 4 Correlation of trace element ratios of mantle and crustal reservoirs with basic volcanic rocks in Rucheng basin

| 微量元素 | N-MORB | | 大陆地壳 | E-MORB | | | 汝城盆地火山岩 |
|-------|--------|------|------|-----------|-----------|-----------|---------|
| | 原始地幔 | 亏损地幔 | | HIMU | EM1 | EM2 | |
| Zr/Nb | 14.8 | 30 | 16.2 | 27~5.5 | 3.5~13.1 | 4.4~7.8 | 13.62 |
| La/Nb | 0.94 | 1.07 | 2.2 | 0.64~0.82 | 0.78~1.32 | 0.79~1.19 | 1.88 |
| Ba/Nb | 9.0 | 4.3 | 54 | 4.7~6.9 | 9.1~23.4 | 0.79~1.19 | 26.0 |
| Ba/Th | 77 | 60 | 124 | 39~85 | 80~204 | 57~105 | 66.16 |
| Rb/Nb | 0.91 | 0.36 | 4.7 | 0.30~0.43 | 0.69~1.23 | 0.58~0.87 | 2.26 |
| K/Nb | 323 | 296 | 1341 | 66~187 | 207~523 | 203~378 | 542.2 |
| Th/Nb | 0.117 | 0.07 | 0.44 | 0.07~0.12 | 0.09~0.13 | 0.10~0.17 | 0.32 |
| Th/La | 0.125 | 0.07 | 0.20 | 10~0.16 | 0.09~0.15 | 0.11~0.18 | 0.21 |
| Ba/La | 9.6 | 4.0 | 25 | 6.2~9.36 | 11.3~19.1 | 7.3~13.5 | 13.78 |
| Th/U | 4.1 | | 3.8 | | 4.5~4.8 | | 5.50 |

注:地幔端元数据引自 Weaver, 1991^[4]

Ta 比值降低,但 Zr/Hf 比值则保持不变^[12]。汝城盆地基性火山岩 Nb/Ta 比值平均为 15.64,低于原始地幔, Zr/Hf 比值平均为 32.65,接近原始地幔(36.27),表明岩浆源区受到来自消减残留板片流体或熔体的交代作用。

通过 $[K] = 2K_N / (Nb_N + La_N)$ 和 $[Nb] = 2Nb_N / (K_N + La_N)$ 也可以判断岩浆源区的流体交代作用和地壳混染作用,如 $[K] > 1$,说明岩浆源区发生了不相容元素的富集交代作用, $[Nb] < 1$,说明岩浆源区发生了地壳混染作用^[13,14]。汝城盆地基性火山岩 $[K]$ 值平均为 1.14, $[Nb]$ 值平均为 0.63,表明地幔源区既发生了不相容元素的富集交代作用,又有地壳物质的混染。上述元素地球化学反映汝城盆地基性火山岩不可能起源于原始地幔的部分熔融,而是起源于遭受地壳物质混染和来自消减残留板片流体或熔体的交代双重改造的富集型异常地幔的部

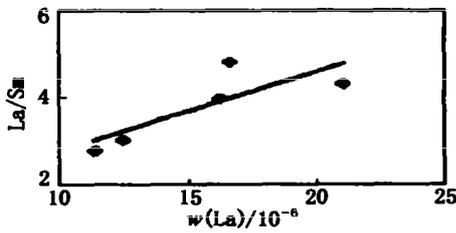


图 8 汝城盆地基性火山岩 La/Sm-w(La) 相关图
Fig. 8 $w(La)$ vs La/Sm variation diagrams of the basic volcanic rocks in Rucheng basin

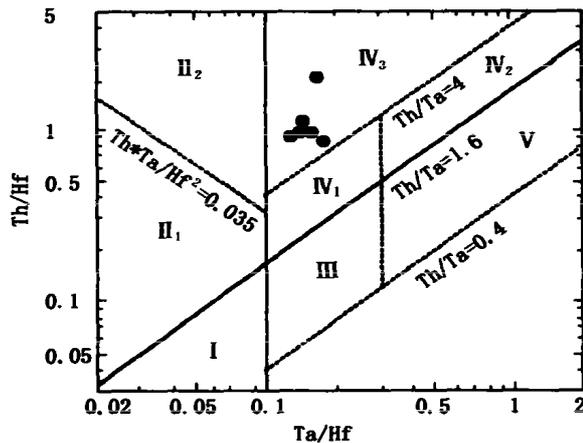


图 9 汝城盆地基性火山岩 Th/Hf-Ta/Hf 图解^[16]
I. 板块发散边缘; II₁. 大洋岛弧玄武岩区; II₂. 陆缘岛弧及陆缘火山弧玄武岩区; III. 大洋板内洋岛,海山玄武岩区及 T-MORB, E-MORB 区; IV₁. 陆内裂谷及陆缘裂谷拉斑玄武岩区; IV₂. 陆内裂谷碱性玄武岩区; IV₃. 大陆拉张带(或初始裂谷)玄武岩区; V. 地幔热柱玄武岩区
Fig. 9 Th/Hf and Ta/Hf diagram of the basic volcanic rocks in Rucheng basin

岩浆源区的岩浆以何种方式形成,可以根据瑞利分馏原理,利用亲湿岩浆元素与亲岩浆元素浓度比值对亲湿岩浆元素浓度的协和关系来判断,平衡部分熔融的轨迹呈现出斜率为 D 的斜线,而分离结晶作用则表现为一水平线^[15],在 La/Sm-La 图解中,汝城盆地基性火山岩表现出正相关性(图 8),反映岩浆的形成以部分熔融方式为主。

汝城盆地基性火山岩的微量元素蛛网图虽然类似于岛弧型玄武岩的配分模式,但与典型岛弧基性火山岩相比, LILE 富集并不强烈,尤其是 Sr, K, 主元素也不具有岛弧型高钾、低钛玄武岩地球化学特征。在判别成岩构造环境的 Th/Hf-Ta/Hf 地球化学判别图解中^[16],汝城盆地基性火山岩均位于陆内拉张带(裂谷初期)玄武岩区(图 9),反映汝城盆地形成于变薄的大陆岩石圈上的陆内拉张环境。中国东南部南岭燕山期地壳演化的一个显著特点是从晚侏罗世一早白垩世区域构造应力场从挤压到拉张的演变,并提出华南存在 140 Ma, 120 Ma, 105 Ma 和 90 Ma 四期地壳拉张^[17],由此形成一系列北东向伸展断裂和断陷拉张盆地以及非造山 A 型花岗岩侵入。汝城盆地 128.4 Ma~112.1 Ma 的基性岩浆活动恰与华南 120 Ma 拉张期相一致。在此陆内拉张构造条件下,先前被俯冲带流体/熔体交代的地幔混入陆壳物质,形成具有 EM1 和 EM2 的混合特征的富集地幔岩浆源区,这种富集型地幔岩浆源区的部分熔融导致汝城盆地基性火山岩的形成。

5 结 论

汝城盆地基性火山岩系属于略富钠的低钾拉斑玄武岩系。基性火山岩的活动主要在早白垩世(112.1 Ma~128.4 Ma),与华南南岭地区的主要拉张时期(120 Ma)相对应。

基性火山岩系具有同一岩浆源区。岩石微量元素具有类似于岛弧型玄武岩的配分特征,出现弱的 LILE 富集和 Ta, Nb, Ti 的亏损,大离子亲石元素中 Sr, K 仅为弱的富集,而 Th, U, Ba 相对富集。强不相容元素比值反映岩浆源区明显偏离原始地幔组分,具有 EM1 和 EM2 混合的富集型异常地幔岩浆源区特征。造成富集型异常地幔岩浆源区的原因可能是同时受到地壳物质混染和来自先前消减残留板片流体或熔体交代的双重改造作用。在陆内拉张带(裂谷初期)构造条件下这种受到改造的富集型地幔岩浆源区的部分熔融导致汝城盆地基性火山岩的形成。

分熔融。

4.3 成岩构造环境和成岩方式

稀土元素表明岩石具有同一岩浆源区,对同一

参考文献

- [1] Winchester J A, Floyd P A. Geochemical magma type discrimination: Application to altered and metamorphosed basic igneous rocks[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1976, 28: 459-469.
- [2] Rogers N W. Potassic magmatism as a key to trace-element enrichment processes in the upper mantle[J]. *J Volcan Geother Res*, 1992, 50: 85-99.
- [3] 李昌年. 火山岩微量元素地球化学[M]. 北京:地质出版社, 1992, 1-164.
- [4] Fitton J G, James D, Leeman M P. Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the western United States: Compositional variation in space and time[J]. *Geophys Res*, 1991, 96: 13 693-13 711.
- [5] Weaver B L. The origin of ocean island basalt end-member composition: trace element and isotopic constraints [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1991, 104: 381-397.
- [6] Meen J K, Egglar D, Ayers J C. Experimental evidence for very low solubility of rare-earth elements in CO₂-rich fluids at mantle condition[J]. *Nature*, 1989, 340: 301-303.
- [7] Schiano P, Clocchiati R, Joron J L. Melt and fluid inclusions in basalts and xenoliths from Tahaa Island, Society Archipelago: evidence for a metasomatized upper mantle[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1992, 111: 69-82.
- [8] Maury R C, Defant M J, Joron J L. Metasomatism of the sub-arc mantle inferred from trace elements in Philippine xenoliths[J]. *Nature*, 1992, 360: 661-663.
- [9] Hofmann A W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism[J]. *Nature*, 1997, 385: 219-229.
- [10] Wooden J L, Czamanske G K, Fedorenko T A, et al. Isotopic and trace element constrains on mantle and crust contribution to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberian[J]. *Geochem Cosmochim Acta*, 1993, 57: 3 677-3 704.
- [11] Condie K C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust; contrasting results from surface samples and shalrs[J]. *Chem Geol*, 1993, 104: 1-37.
- [12] Stolz A J, Jochum K P, Spettel B, et al. Fluid-and melt-related enrichment in the subarc mantle: evidence from Nb/Ta variations in island-arc basalts[J]. *Geology*, 1996, 24(7): 587-590.
- [13] Nakamura E, Chappell I H, Shensu Sun. The influence of subduction process on the geochemistry of Japanese alkaline basalts[J]. *Nature*, 1985, 316: 55-58.
- [14] Dupuy C, Doestál J. Trace element fraction and the origin of tholeiitic and alkaline magma type[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1984, 67: 61-69.
- [15] 赵振华. 微量元素地球化学原理[M]. 北京:科学出版社, 1997, 1-169.
- [16] 汪云亮, 张成江, 修淑芝. 玄武岩形成的大地构造环境的 Th/Hf-Ta/Hf 图解判别[J]. *岩石学报*, 2001, 17(3): 413-421.
- [17] 李献华, 胡瑞忠, 饶冰. 粤北白垩纪基性岩脉的年代学和地球化学[J]. *地球化学*, 1997, 26(2): 14-30.

THE GEOCHEMISTRY OF THE VOLCANIC ROCKS AND ITS ORIGIN SIGNIFICANCE IN RUCHENG BASIN, SOUTHERN HUNAN

JIA Da-cheng^{1,2}, HU Rui-zhong², LU Yan¹, QIU Xue-lin³

1. College of Geo-exploration Science and Technology, Jilin University, Changchun 130026, China;

2. Open Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Science, Guiyang 550002, China;

3. South China Sea Institute of Oceanology, Chinese Academy of Science, Guangzhou 510301, China

Abstract: The basic volcanic rock of low potassic tholeiite series in Rucheng basin was composed of diabase, basalt and basaltic pyroclastic rocks. The volcanic rock series has same magma source. The trace elements showed enrichment of large-ion lithophile elements (LILE) and depletion of Ta, Nb, Ti. The ratios of incompatible elements reflected that the magma source departed from the composition of primary mantle and had the characteristics of the enriched metasomatic mantle. The magma source was changed by the assimilation of crustal matter and by the fluid of relict oceanic plate from pre-subduction. The partial melting of the enriched metasomatic mantle under tectonic condition of the continental extension was the main controlling factor for the formation of volcanic rocks.

Key words: basic volcanic rock; geochemistry; magma source; origin; Rucheng basin

ISSN 1001-6872(2003)02-0049-06; CODEN: KUYAE2

Synopsis of the first author: Jia Dacheng, male, 44 years old, an associate professor of geochemistry. Now he is engaged in the research of rock geochemistry.