

# 湘东南汝城盆地基性岩元素地球化学及其大地构造环境

贾大成<sup>1,2</sup>, 胡瑞忠<sup>2</sup>, 卢焱<sup>1</sup>

(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)

**摘要:**汝城盆地基性岩由辉绿岩、玄武岩和玄武质火山碎屑岩组成,属于低钾拉斑玄武岩系。玄武岩全岩 K-Ar 年龄为  $128.4 \pm 4.2$  Ma, 辉绿岩全岩 K-Ar 年龄为  $112.1 \pm 3.2$  Ma。元素地球化学分析表明,火山岩系具有相同的岩浆源区,其形成以部分熔融方式为主。岩石微量元素出现大离子亲石元素(LILE)的富集和 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,具有富集型地幔岩浆源区特征。岩浆源区受到地壳物质混染和来自消减残留板片析出流体或熔体交代的改造作用。汝城盆地基性岩形成于陆内拉张带(初始裂谷)构造环境,其强烈拉张时期与华南南岭地区的主要拉张时期(120 Ma)相对应。

**关键词:**基性岩;元素地球化学;构造环境;汝城盆地

**中图分类号:**P581;P595;P597 **文献标识码:**A

华南大陆中生代大地构造一直备受广大地质学者关注,已有研究表明,中国东南部南岭燕山期地壳演化的一个显著的特点是从晚侏罗世至早白垩世区域构造应力场从挤压到拉张的演变<sup>[1-3]</sup>,由此形成一系列 NE 向伸展断裂和断陷拉张盆地以及非造山 A 型花岗岩侵入<sup>[4,5]</sup>。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。在汝城拉张盆地中发育一套基性火山岩系和顺层侵入的辉绿岩脉,这些基性火山岩的产出不仅与拉张作用有关,而且也是深部岩浆作用的表现,对其进行分析可以更好地反映深部岩浆作用与岩石圈拉张的关系。以往的研究工作多侧重碎屑岩和沉积建造<sup>[6]</sup>,对其中的基性火山岩尚未进行系统的研究工作,为此本文在对基性岩 K-Ar 年龄测定和岩石化学及微量元素分析基础上,着重对汝城拉张盆地基性

岩的元素地球化学进行分析,探讨该岩系的岩石地球化学特征及其形成的大地构造环境。

## 1 区域地质背景及时代

汝城盆地属于湘、桂东部中生代 NE 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 NE 向长 19 km,出露宽 50 ~ 800 m 的狭长断陷火山-陆内碎屑盆地。所形成的火山-陆内碎屑岩建造呈角度不整合覆盖在楠木垄-崩江头下侏罗统茅仙岭组含煤碎屑岩系之上。

基性岩系由玄武岩、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,从基性岩系产出的地层顺序看,由下至上为顺层侵入玄武岩底部的辉绿岩、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( $30\% \pm$ ),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。

对汝城盆地基性岩的形成时代,以往主要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<sup>[7]</sup>,为进一步限定该岩系的时代,分别选取新鲜的辉绿岩和玄武岩进行了全岩 K-Ar 稀释法年龄测定,获得辉绿岩全岩

收稿日期:2002-05-28;修回日期:2002-11-14

基金项目:中国科学院创新工程项目(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)

第一作者简介:贾大成(1958—),男,副教授,博士,从事矿床地球化学和岩石地球化学研究。

K-Ar 年龄为  $112.1 \pm 3.2$  Ma, 玄武岩全岩 K-Ar 年龄为  $128.4 \pm 4.2$  Ma (表 1), 由于在湘南地区尚未发现喜山期岩浆活动, 因此所测的 K-Ar 年龄基本可以代表基性岩的形成时代, 反映基性岩浆

活动主要发生在早白垩世, 表明汝城断陷盆地的发展演化不仅仅局限为早、中侏罗世, 有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 ages of the basic rocks in the Rucheng Basin

样品编号	采样地点	岩性	样品质量 /mg	w(K <sub>2</sub> O)/%	<sup>40</sup> Ar <sub>rad</sub> / (10 <sup>-1</sup> mol/g)	<sup>40</sup> Ar* / <sup>40</sup> K (10 <sup>-3</sup> )	<sup>40</sup> Ar <sub>rad</sub> / %	表面年龄 (±1σ) / Ma
RC-1	源山水库	玄武岩	17.50	0.23	0.5310	7.735	66.30	128.4 ± 4.2
RC-2	源山水库	辉绿岩	14.85	0.68	1.363	6.714	85.58	112.1 ± 3.2

注: 由中国地震局地质研究所 K-Ar 年龄实验室李大明测试。

## 2 元素地球化学特征

汝城基性岩系 SiO<sub>2</sub> 含量变化在 46.44% ~ 57.80% 之间, Mg<sup>#</sup> 值变化在 60.8% ~ 44.7% 间, 并且与 SiO<sub>2</sub> 含量呈负相关, 构成连续的岩石演化序列, 属于以基性岩为主的岩石系列。基性岩里特曼指数(σ)为 0.40 ~ 1.03, 均小于 1.8 (表 2), 属于拉斑玄武岩系列, 在火山岩 TAS 分类图解中, 均一

致地表现为拉斑玄武岩系 (图 1), 岩石均具有低钾 ( $w(K_2O) = 0.1\% \sim 0.8\%$ ), 较高钠 ( $w(Na_2O) = 1.26\% \sim 2.68\%$ ) 的特征,  $w(Na_2O)/w(K_2O)$  比值为 1.50% ~ 15.0%, 平均为 5.33, 类似于低钾拉斑玄武岩系。TiO<sub>2</sub> 含量为 0.5% ~ 1.63%, 平均为 1.15%, 高于大洋俯冲的岛弧或大陆边缘的 TiO<sub>2</sub> 含量 (0.85%)<sup>[8]</sup>, 这与俯冲消减作用有关的高钾、低钛玄武质岩石明显不同<sup>[9]</sup>。

表 2 汝城盆地基性岩主元素分析结果 (%)

Table 2. Major element composition of the basic rocks in the Rucheng Basin (%)

样号	RC-1	RC-2	RC-3	RC-4	RC-5	RCx (4)	RC12	RC13	RC14	RC15	RC8	RCb (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 <sub>2</sub>	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 <sub>2</sub>	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 <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	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 <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	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 <sub>2</sub> 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 <sub>2</sub> O	0.20	0.70	0.50	0.70	0.10	0.35	0.22	0.38	0.38	0.66	0.80	0.80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	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 <sub>2</sub> O + Na <sub>2</sub> 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 <sub>2</sub> O / K <sub>2</sub> 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 <sup>#</sup>	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: 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。

汝城盆地基性岩的过渡元素 Cr、Ni 含量变化范围不大 (表 3), Cr 为 303 ~ 456 μg/g, Ni 为 69 ~ 88 μg/g, 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 2), 与原始地幔相比, 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<sup>[10]</sup>。由于 Ni 的主要寄主矿物为橄榄石, Cr 和 Co 的主要寄主矿物为单斜辉石<sup>[11]</sup>, 因此 Ni、Cr 和 Co 的亏损可能暗示原始岩浆成岩之前发生过以橄榄石和单斜辉石为主的分馏作用。

表 3 汝城盆地基性岩微量元素分析结果表(μg/g)

Table 3. Contents of trace elements in the basic rocks in the Rucheng Basin (μg/g)

元素	RC-1	RC-2	RC-3	RC-4	RC-5	元素	RC-1	RC-2	RC-3	RC-4	RC-5
La	11.47	16.28	16.67	21.02	12.48	Cs	1.11	0.845	0.528	0.508	0.56
Ce	27.17	35.38	34.73	35.17	27.04	Sr	363.05	448.43	282.76	319.11	204.78
Pr	3.39	3.97	4.03	4.85	3.38	Rb	9.31	25.81	17.97	19.12	1.71
Nd	14.82	17.37	16.81	20.11	14.75	Ba	241.04	282.41	185.67	230.21	105.11
Sm	3.90	4.03	3.55	4.91	4.09	Th	2.29	3.55	3.73	3.66	3.13
Eu	1.29	1.25	1.10	1.46	1.08	U	0.40	0.74	0.83	0.75	0.41
Gd	3.93	4.10	3.79	4.82	4.32	Ta	0.53	0.57	0.51	0.54	0.39
Tb	0.61	0.63	0.60	0.78	0.75	Nb	8.28	8.61	7.78	8.05	6.79
Dy	4.03	3.85	3.54	4.68	4.55	Zr	99.36	113.55	109.76	108.10	104.23
Ho	0.76	0.77	0.72	0.93	0.98	Hf	2.93	3.55	3.32	3.54	3.09
Er	1.92	2.12	1.81	2.37	2.64	Y	19.93	19.43	19.57	32.09	25.04
Tm	0.28	0.27	0.24	0.31	0.33	Se	34.54	28.36	25.29	26.16	35.81
Yb	1.87	1.91	1.74	2.19	2.72	V	253.76	208.09	181.01	182.78	192.8
Lu	0.26	0.28	0.27	0.32	0.40	Cr	455.68	360.76	302.68	330.10	440.91
δEu	1.12	1.05	1.02	1.03	0.88	Co	41.62	38.60	33.53	34.71	52.92
REE	75.71	92.26	89.58	103.9	79.5	Ni	88.49	81.95	68.62	74.78	307.79
(La/Yb) <sub>n</sub>	3.64	5.06	5.68	5.69	2.73	Cu	35.18	37.56	31.74	32.89	78.64
						Zn	69.19	68.91	71.16	59.44	74.29

注:由中国科学院地球化学研究所分析室漆亮完成,分析方法 ICP-MS,精度优于 5%;岩性同表 2.

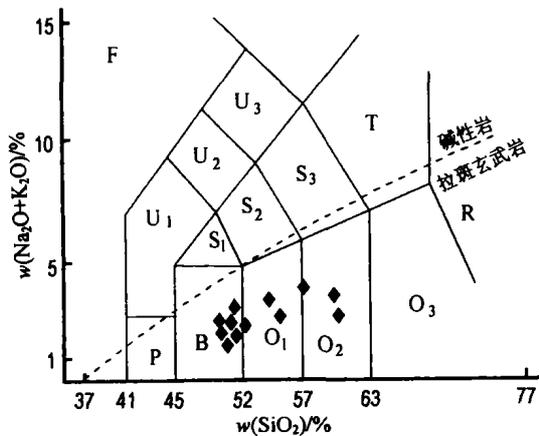


图 1 汝城盆地基性岩 TAS 分类图(据 Le Bas 等<sup>[12]</sup>)

Fig. 1. TAS classification of the basic rocks in the Rucheng Basin.

B. 玄武岩; U<sub>1</sub>. 碱玄武岩; U<sub>2</sub>. 响岩质碱玄武岩; U<sub>3</sub>. 碱玄武质响岩;  
 S<sub>1</sub>. 粗面玄武岩; S<sub>2</sub>. 玄武质粗面安山岩; S<sub>3</sub>. 粗面安山岩;  
 O<sub>1</sub>. 玄武安山岩; O<sub>2</sub>. 安山岩; O<sub>3</sub>. 英安岩; T. 粗面岩;  
 R. 流纹岩; F. 似长石岩; P. 苦橄玄武岩  
 (注:投点为扣除烧失量后的投影)

汝城盆地基性岩的稀土元素含量差别不大(表 3), ΣREE 为 75.71 ~ 103.9, 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 3), 表明基性岩具有同一岩浆源区。轻、重稀土分馏较明显, (La/Yb)<sub>n</sub> = 2.73 ~ 5.69。基性岩系中除一个样品(RC-5) δEu = 0.88 外, 均不出现负铕异常(δEu = 1.02 ~ 1.12)。对于来自同一岩浆源区的岩浆以何种方式形成, 可以根据瑞利分馏原理, 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<sup>[14]</sup>, 汝城盆地基性岩表现出正相关性, 反映岩浆的形成主要是以部分熔融方式为主(图 4)。

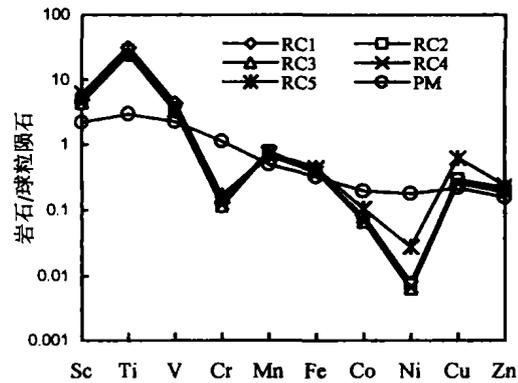


图 2 汝城盆地基性岩过渡元素配分图

Fig. 2. Transitional elements distribution patterns of the basic rocks in the Rucheng Basin.

样号及岩性同表 3; PM. 原始地幔<sup>[13]</sup>

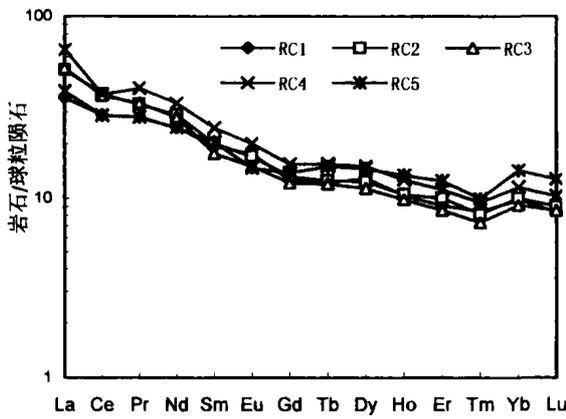


图3 汝城盆地基性岩稀土元素配分图

Fig. 3. The REE distribution patterns of the basic rocks in the Rucheng Basin.  
(注: 样号及岩性同表3)

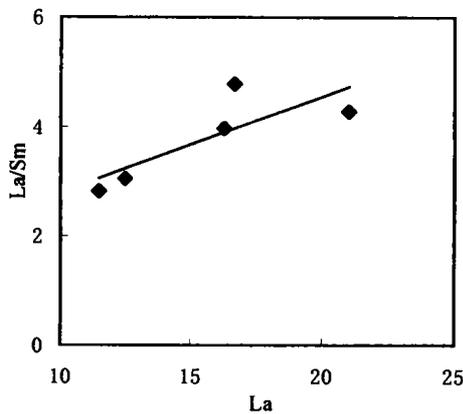


图4 汝城盆地基性岩 La/Sm-La 相关图

4. La vs. La/Sm variation diagrams of the basic rocks in the Rucheng Basin.

在微量元素原始地幔标准化比值蛛网图上(图5),均显示 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,但与俯冲消减带有关的典型高钾、低钛玄武岩配分模式存在一定差别,表现在 LILE 的富集不强烈,尤其是 Sr、K,而 Rb、Ba、Th、U 相对富集,这与主元素地球化学所反映的特点相一致。Ta、Nb 的亏损暗示岩浆源区曾遭受地壳物质的混染<sup>[15]</sup>或俯冲残留洋壳析出流体的交代<sup>[16]</sup>。

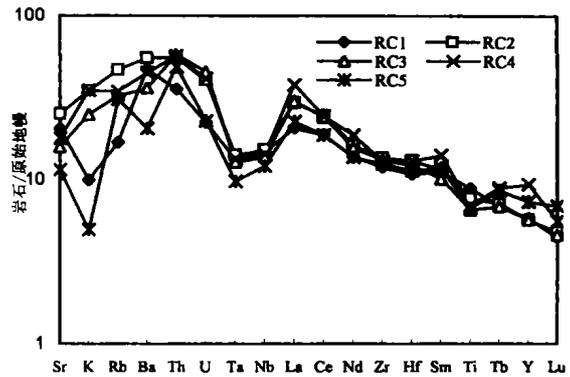


图5 汝城盆地基性岩微量元素原始地幔蛛网图

Fig. 5. Primitive mantle-normalized trace element spidergrams of the basic rocks in the Rucheng Basin.  
(注: 样号及岩性同表3)

### 3 基性岩成岩构造环境

拉斑玄武岩系可以形成于多种不同的构造环境,虽然汝城盆地基性岩的微量元素蛛网图类似

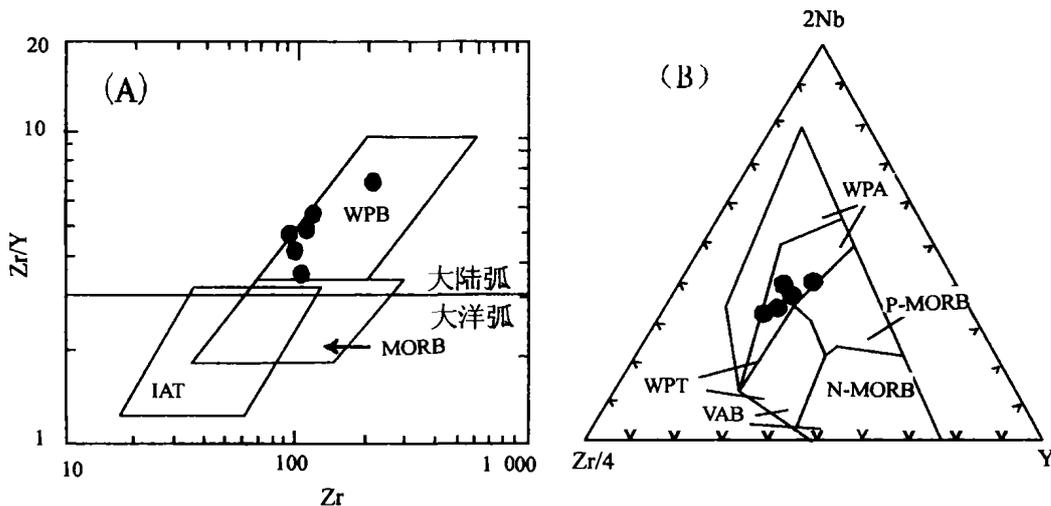


图6 汝城盆地基性岩 Zr/Y-Zr<sup>[17]</sup>和 Nb-Zr-Y<sup>[18]</sup>图解

Fig. 6. Zr/Y-Zr and Nb-Zr-Y diagrams of the basic rocks in the Rucheng Basin.

WPB. 板内玄武岩; MORB. 洋中脊玄武岩; IAT. 岛弧玄武岩; WPA. 板内碱性玄武岩; WPT. 板内拉斑玄武岩; VAB. 火山弧玄武岩; P-MORB. P型富集 MORB; N-MORB. N型亏损 MORB

于岛弧型玄武岩的配分模式,但 LILE 并没有强烈富集,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 Zr/Y—Zr 图解(图 6A)和 Nb—Zr—Y 图解(图 6B)中<sup>[17,18]</sup>,均一致地落入大陆板内玄武岩区。汪云亮等<sup>[19]</sup>根据不同大地构造环境区岩浆岩系的 Th、Ta、Hf 地球化学特征,提出一个可以较好地区分不同构造环境,尤其是陆内构造环境的 Th/Hf—Ta/Hf 地球化学判别图解<sup>[19]</sup>,在该图解上,汝城盆地基性岩均位于陆内拉张带(初始裂谷)玄武岩区(图 7),反映汝城盆地形成于变薄的大陆岩石圈上的板内拉张带或初始裂谷环境。

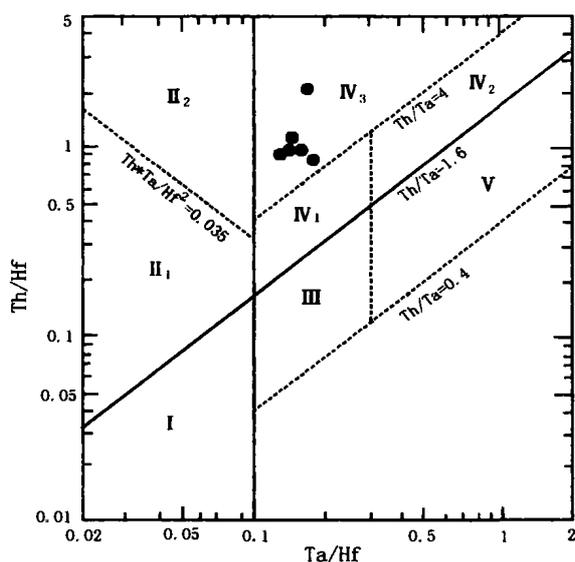


图 7 汝城盆地基性岩 Th/Hf—Ta/Hf 图解<sup>[19]</sup>

Fig. 7. Th/Hf-Ta/Hf diagram of the basic rocks in the Rucheng Basin.

I. 板块发散边缘; II 1. 大洋岛弧玄武岩区; II 2. 陆源岛弧及陆源火山弧玄武岩区; III. 大洋板内洋岛, 海山玄武岩区及 T-MORB, E-MORB 区; IV 1. 陆内裂谷及陆源裂谷拉斑玄武岩区; IV 2. 陆内裂谷碱性玄武岩区; IV 3. 大陆拉张带(或初始裂谷)玄武岩区; V. 地幔热柱玄武岩区

## 4 讨论

### 4.1 华南南岭地区的拉张时期

大陆地壳的拉张往往伴随基性岩的喷发和侵入,因此一定规模的基性岩浆活动与大陆地壳的拉张期次具有一定的对应关系。前人对湘东南玄武岩和粤北基性岩脉的研究,认为华南早白垩世以后存在 140 Ma、120 Ma、105 Ma 和 90 Ma 四期地壳拉张<sup>[20]</sup>,但在粤北及南岭地区缺少 120 Ma 时期的基性岩脉<sup>[1]</sup>,而汝城盆地 128.4 ~ 112.1 Ma 的基性岩浆活动恰位于该拉张期,该年龄值的限

定,可以进一步证明华南南岭地区中生代四个拉张时期的存在。

### 4.2 岩浆源区性质

岩浆源区性质的讨论一直是探讨岩石成因和深部构造环境的研究重点之一,由于强不相容元素(Rb、Ba、Th、Nb、Ta、La 等)具有相似的全岩配分系数(D),因此一般认为在地幔部分熔融和结晶分离过程中不会导致这些元素之间发生强烈分异,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<sup>[21,22]</sup>。Hofmann 等<sup>[23]</sup>对大洋玄武岩的研究发现, MORB 和 OIB 的 Nb/U 较高且十分均一(37 ± 10),而大陆地壳的 Nb/U 较低(3 ~ 7)<sup>[13]</sup>,因此可用以判别地壳混染程度。汝城盆地基性岩的 Nb/U 平均为 13.78,表明岩浆源区有壳源物质的混染。Nd 和 Zr、Ti、Y、P 等元素的含量在陆壳和亏损地幔有较大的差异,在利用 Nd 归一化的原始地幔标准化 Zr、Ti、Y 和 P 曲线构成近水平的负斜率发散型分布,曲线分布范围较大,亦表明岩浆源区成分的不均一性,其地幔类型可能属于受到地壳物质混染的富集型地幔(图 8)。

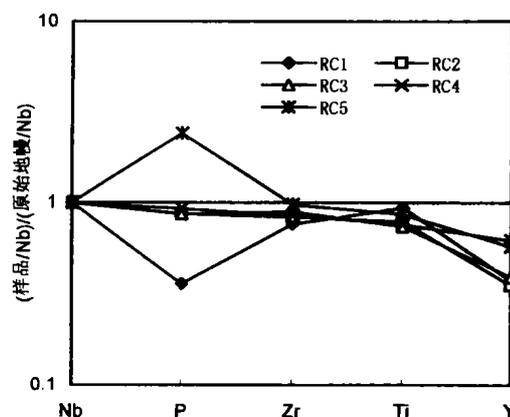


图 8 汝城盆地基性岩 Nb 标准化蛛网图

Fig. 8. Niobium-normalized spider grams of the basic rocks in the Rucheng Basin.

强不相容元素比值间的制约可以用来反映岩浆源区是否遭受来自消减板片流体的交代,原始地幔的 Nb/Ta 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/Ta 降低,但 Zr/Hf 则基本保持不变(36.27)<sup>[24]</sup>。汝城盆地基性火山岩 Nb/Ta 为 14.97 ~ 17.32,平均为 15.64,略低于原始地幔, Zr/Hf 为 30.57 ~ 33.92,平均为 32.65,接近原始地幔,表明岩浆源区受到来自消减残留板片析出流

体或熔体的交代作用。

上述元素地球化学反映汝城盆地基性岩浆源区明显偏离原始地幔,表明岩浆并非起源于原始地幔的直接部分熔融,而是起源于遭受地壳物质混染和来自消减残留板片析出流体或熔体交代改造的富集型地幔的部分熔融。

## 5 结论

汝城盆地基性岩由顺层侵入的辉绿岩、层状产出的玄武岩和韵律不明显的玄武质火山碎屑岩组成,属于低钾拉斑玄武岩系。玄武岩全岩 K-Ar 年龄为  $128.4 \pm 4.2$  Ma,辉绿岩全岩 K-Ar 年龄为

$112.1 \pm 3.2$  Ma,表明基性岩浆活动主要发生在早白垩世,同时也反映为汝城断陷盆地拉张的最强烈时期。其强烈拉张时期与华南南岭地区的主要拉张时期(120 Ma)相对应。汝城基性岩具有同一岩浆源区,其形成以部分熔融方式为主。岩石微量元素具有类似于岛弧玄武岩的配分特征,LILE 富集,Ta、Nb、Ti 亏损。强不相容元素比值的分析表明岩浆源区明显偏离原始地幔组分,反映岩浆源区可能受到地壳物质混染和来自消减残留板片析出流体或熔体交代的改造作用。

汝城盆地基性岩形成于陆内拉张带(裂谷初期)构造环境,形成于变薄的大陆板内初始裂谷环境。

## 参 考 文 献

- [1]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.
- [2]赵振华,包志伟,张伯有.湖南中生代玄武岩类地球化学特征[J].中国科学(D辑),1998,28(增刊):7~14.
- [3]贾大成,胡瑞忠,卢焱.湘东南玄武质岩石地球化学特征及其构造环境[J].吉林大学学报(地球科学版),2002,32(3):209~214.
- [4]贾大成,胡瑞忠.湘东北燕山晚期花岗岩构造环境判别[J].地质地球化学,2002,22(2):102~106.
- [5]王岳军,范蔚茗,郭锋,等.湘东南中生代花岗闪长质小岩体的岩石地球化学特征[J].岩石学报,2001,17(1):169~175.
- [6]梁洪天.汝城拉张盆地基性火山碎屑岩建造[J].湖南地质,1992,11(3):209~215.
- [7]湖南省地质矿产局.湖南省区域地质志[M].北京:地质出版社,1988.483~498.
- [8]程小久,程景平,王江海.胶东蓬家乔金矿区钾玄质煌斑岩的元素地球化学研究[J].地球化学,1998,27(1):91~100.
- [9]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.
- [10]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.
- [11]Allegre C J, Treuil M, Minster J F, et al. Systematic use of trace element in igneous process, part I. Fractional crystallization processes in volcanic suites[J]. *Contrib Mineral Petrol*, 1977, 60: 57~75.
- [12]Le Bas N J, Le Maitre R W, Streckeisen A, et al. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram[J]. *J. Petro.*, 1986, 27: 745~750.
- [13]Taylor S R, McLennan S M. The continental crust: its composition and evolution[M]. Blackwell Scientific Publ., 1985, 312.
- [14]赵振华.微量元素地球化学原理[M].北京:科学出版社,1997.1~169.
- [15]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.
- [16]Gill J B. Orogenic andesites and plate tectonics[M]. Berlin: Springer-Verlag, 1981, 358~360.
- [17]Pearce J A, Norry M J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks[J]. *Contrib Mineral Petrol.*, 1979, 69: 33~47.
- [18]Meschede M. A method of discrimination between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram[J]. *Chem. Geol.*, 1986, 56: 207~218.
- [19]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.
- [20]Li Xian-hua, Malcomml T, McCullouch. Geochemical characteristics of Cretaceous mafic dikes from northern Guangdong, SE China: age, origin and tectonic significance[J]. *Geodynamics*, 1998, 27: 405~419.
- [21]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.
- [22]Schmidberger S S, Hegner E. Geochemistry and isotope systematics of calc-alkaline volcanic rocks from the Saar-Nahe basin(SW Germany)- implications for Later-Vaiscan orogenic development[J]. *Contrib Mineral Petrol*, 1999, 135: 373~385.

[23] Hofmann A W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism[J]. *Nature*, 1997, 385: 219 ~ 229.

[24] 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.

## ELEMENT GEOCHEMISTRY AND TECTONIC SETTING OF THE BASIC ROCKS IN RUCHENG BASIN, SOUTHEASTERN HUNAN PROVINCE, CHINA

JIA Da-cheng<sup>1,2</sup>, HU Rui-zhong<sup>2</sup>, LU Yan<sup>1</sup>

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

2. The Open Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002)

### Abstract

Basic rocks in the Rucheng Basin are composed of diabases, basalts and basaltic pyroclastic rocks and belong to low potassic tholeiite series. The whole-rock K-Ar age of the diabase is  $112.1 \pm 3.2$  Ma and the whole-rock K-Ar age of the basalt is  $128.4 \pm 4.2$  Ma. Based on the element geochemistry data, the basic rock series has the same magma source and the rocks mainly resulted from partial melting. The trace elements show large-ion lithophile elements (Rb, Ba, Th, U) enrichment and high field strength elements (Ta, Nb, Ti) depletion. The ratios of incompatible elements reflected the magma source deviated obviously from the primary mantle with respect to its composition and has the characteristics of the enriched metasomatic mantle. The magma source was reworked mainly by crustal assimilation and metasomatism of fluid or melt from relict oceanic plate. The basic rocks in the Rucheng Basin were formed in the tectonic setting of continental extension belt (or initial rift) and its intense extension epoch is corresponding to the main extension epoch (120Ma) in the Nanling region, South China.

**Key words:** basic rock; element geochemistry; tectonic setting; Rucheng Basin