

# 大兴安岭中生代两类流纹岩成因的地球化学研究

葛文春<sup>1,2</sup> 林 强<sup>2</sup> 孙德有<sup>2</sup> 吴福元<sup>2</sup> 李献华<sup>1</sup>

(1. 中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640; 2. 长春科技大学地球科学学院, 长春 130026)

**摘要:** 大兴安岭地区晚侏罗世—早白垩世流纹岩类广泛分布. 根据岩石学和微量元素地球化学特征将其划分为两类, 分别称其为 I 型流纹岩和 II 型流纹岩. 稀土和微量元素分析结果显示: (1) I 型流纹岩呈右倾的稀土分布曲线, 不相容元素以强烈富集 Rb, Ba, Th, K 和亏损 Sr, Ti, P, Nb 为特征, 其形成与钙碱性系列玄武岩浆的结晶分异作用有关; (2) II 型流纹岩具有与大陆裂谷流纹岩一致的稀土和不相容元素分布模式, 以 Ba, Sr 的强烈亏损与 I 型流纹岩相区别, 与碱性系列玄武岩类构成双峰式火山岩组合, 其成因与地壳岩石的非理想熔融作用相联系. 两类流纹岩的形成与地幔柱上涌导致上覆岩石圈伸展作用有关.

**关键词:** 流纹岩类; 地球化学; 岩石成因; 大兴安岭.

中图分类号: P588.14<sup>+</sup>1; P59 文献标识码: A

文章编号: 1000-2383(2000)02-0172-07

**作者简介:** 葛文春, 男, 副教授, 1963 年生, 1988 年和 1998 年在长春科技大学分别获得硕士和博士学位, 目前从事岩石地球化学研究.

大兴安岭火山岩是我国东部中生代巨型火山岩带的重要组成部分, 大地构造上属于兴蒙造山带<sup>[1]</sup>. 近年来, 关于该区中生代火山岩的大地构造背景及火山岩的成因研究取得了长足的发展. 其中, 对流纹岩类的成因先后提出了不同认识: (1) 下地壳含水镁铁质物质部分熔融形成的安山岩浆经结晶分异作用形成英安岩、流纹岩<sup>[2]</sup>; (2) 由上地幔衍生的碱性系列岩浆与下地壳物质局部混熔而成<sup>[3]</sup>; (3) 酸性火山岩起源于下地壳, 流纹岩与安山岩不是由同一岩浆分异, 而是由不同源岩渐进式或多次部分熔融形成<sup>[4]</sup>; (4) 由下地壳和上地幔起源的岩浆多次上升到浅部岩浆房后分异演化而形成中生代火山—侵入杂岩, 其火山岩、次火山岩/超浅成侵入体、深成侵入体属同源异相产物<sup>[5]</sup>; (5) 英云闪长质片麻岩经 30% 左右部分熔融形成流纹岩质母岩浆<sup>[6]</sup>. 本文通过两类流纹岩的地球化学对比研究, 对其成因提出新的认识.

## 1 地质概况

大兴安岭中生代火山岩主要发育于晚侏罗世—

早白垩世, 大致以北纬 47°20′ 划分为南北两区<sup>[7,8]</sup>. 中生代玄武岩类岩石可以划分为两个系列, 北区以碱性玄武岩系列为主, 进一步划分为高钛玄武岩类和低钛玄武岩类; 南区以亚碱性玄武岩系列为主, 包括高钾钙碱性系列和低钾钙碱性系列<sup>[8]</sup>. 酸性火山岩分别是南区满克头鄂博组(晚侏罗世)、白音高老组和布拉根哈达组(早白垩世)及北区吉祥峰组(晚侏罗世)、上库力组(早白垩世)的重要组成部分. 其中, 满克头鄂博组主要分布于大兴安岭东坡及南北两岩区的交界部位, 白音高老组分布于大兴安岭主峰一带, 布拉根哈达组在大兴安岭西坡零星出露; 吉祥峰组主要出露于大兴安岭的北部靠近中—俄边境地带, 上库力组在北区广泛出露(图 1). 中—酸性火山岩的主要岩石类型为安山岩、英安岩、流纹岩、松脂岩、珍珠岩、英安质—流纹质火山凝灰岩及火山角砾岩等. 本文分析的样品分别为北区上库力组和南区白音高老组熔岩.

## 2 两类流纹岩的划分标志

大兴安岭流纹岩类虽然多数都具有斑状结构和流纹构造, 但据微量元素特征可以将其划分为两类, 分别称其为 I 型和 II 型流纹岩. 两类流纹岩在地球

图1 大兴安岭中生代火山岩分布

Fig.1 Sketch map showing distribution of Mesozoic volcanic rocks in Daxing'anling

1. 布拉根哈达组; 2. 伊列克得组和梅勒图组; 3. 上库力组和白音高老组; 4. 七一牧场组和玛尼图组; 5. 吉祥峰组和满克头鄂博组; 6. 塔木兰沟组

化学上最显著的区分标志是, II型流纹岩具有强烈的Ba负异常, 而I型流纹岩则无Ba负异常. 两类流纹岩在岩石学方面的差别表现为: (1) I型流纹岩类的斑晶矿物主要为斜长石、角闪石、黑云母、石英及少量透长石, 其岩石类型为英安岩、斜长流纹岩和流纹岩; II型流纹岩的斑晶矿物则以透长石和石英为主, 含少量斜长石, 其岩石类型为流纹岩. (2) I型流纹岩有时具玻璃质结构, 构成珍珠岩和松脂岩(成分为流纹岩); II型流纹岩有时可见球粒结构和石泡结构, 形成球粒流纹岩或石泡流纹岩.

### 3 地球化学特征

本项研究的元素分析分别由湖北省地质中心实验室和韩国基础科学研究所完成. 其中主元素为常规湿法化学分析; 微量元素采用ICP-AES法和ICP-MS法. 两类流纹岩的分析结果列于表1.

#### 3.1 主量元素

I型流纹岩类的 $w(\text{SiO}_2)$ 变化范围较宽(67.30%~78.44%),  $w(\text{MgO})=0.08\% \sim 0.67\%$ ,  $w(\text{CaO})$ 变

图2 大兴安岭中生代火山岩 TAS 图解<sup>[9]</sup>

Fig.2 TAS diagram of Mesozoic volcanic rocks in Daxing'anling  
A. 碱性系列与亚碱性系列分界<sup>[10]</sup>; B. 亚碱性系列玄武岩—I型流纹岩演化趋势; ●高钛玄武岩类; ○低钛玄武岩类; ◆低钾玄武岩类; ◇高钾玄武岩类<sup>[8]</sup>. △ I型流纹岩类; + II型流纹岩类

化于0.16%~1.62%之间(表1). 随着 $\text{SiO}_2$ 的增加, 其 $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 和 $\text{P}_2\text{O}_5$ 等呈线性降低趋势. I型流纹岩类与钙碱性系列玄武岩构成连续的演化趋势(图2), 暗示结晶分异作用是该类岩石形成的主要机制. 而 $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ 的离散性较大, 可能与后期的K, Na活动性有关.

与I型流纹岩类相比, II型流纹岩类的成分相对较均一. 其中,  $w(\text{SiO}_2)$ 变化范围较窄, 为75.36%~77.32%; 具有较低的 $w(\text{CaO})$ 和 $w(\text{MgO})$ (分别为0.07%~0.45%和0.10%~0.19%). 在TAS图解(图2)上, 该类岩石与碱性系列玄武岩构成双峰式火山岩组合. 两类流纹岩具有明显不同的化学成分变异趋势, 暗示二者并非同源岩浆演化的关系, 而可能有不同的起源和成因.

#### 3.2 稀土元素

I型流纹岩的轻重稀土分馏较强,  $w(\text{La})_n/w(\text{Yb})_n$ 为11.90~20.70, 平均为15.20, 钕异常变化较大,  $\delta(\text{Eu})=0.38 \sim 0.75$ . 在稀土分布曲线上表现为较明显的右倾钕负异常(图3a). 随着 $\text{SiO}_2$ 的增加, 该类流纹岩的 $w(\sum\text{REE})$ ,  $w(\text{La})_n/w(\text{Yb})_n$ ,  $\delta(\text{Eu})$ 及各种稀土元素表现为规律性降低, 即与 $\text{SiO}_2$ 为反相关关系.

与I型流纹岩类相比, II型流纹岩的轻重稀土分馏程度低( $w(\text{La})_n/w(\text{Yb})_n=5.61 \sim 19.21$ , 平均为9.42), 具有强烈的钕负异常,  $\delta(\text{Eu})=0.07 \sim 0.29$ . 在稀土分布曲线上为一钕强烈负异常的、轻重稀土曲线相对较平缓的分布曲线(图3b), 与典型的大陆



表 1 大兴安岭中生代流纹岩类主量元素和微量元素分析结果

Table 1 Major and trace element compositions of Mesozoic rhyolites in Daxing'anling

序号 样品号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	74.20	76.81	68.80	78.44	70.72	71.80	67.30	75.03	76.67	76.88	76.96
TiO <sub>2</sub>	0.20	0.14	0.41	0.10	0.39	0.40	0.44	0.22	0.21	0.22	0.21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.40	12.73	16.13	11.25	14.99	15.64	15.67	14.07	11.86	11.67	12.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.42	0.72	1.72	0.65	1.73	0.63	1.72	0.19	0.75	0.67	0.55
FeO	1.69	0.30	0.25	0.30	0.38	0.25	1.55	0.76	0.67	0.60	0.50
MnO	0.04	0.05	0.01	0.08	0.06	0.02	0.07	0.04	0.06	0.04	0.04
MgO	0.22	0.10	0.42	0.08	0.40	0.32	0.67	0.17	0.12	0.18	0.12
CaO	0.48	0.16	0.76	0.22	0.27	0.27	1.62	0.23	0.22	0.28	0.15
Na <sub>2</sub> O	3.61	3.14	3.69	3.47	4.66	4.34	3.22	3.03	3.07	3.45	3.68
K <sub>2</sub> O	4.85	4.68	5.10	4.21	4.52	4.79	6.30	4.74	4.99	4.53	4.87
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.01	0.05	0.01	0.08	0.01	0.14	0.03	0.03	0.05	0.03
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>		0.74	1.50	0.74	1.02	1.12					
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>		0.28	1.30	0.15	0.56	0.67					
CO <sub>2</sub>		0.16	0.32	0.11	0.11	0.11					
LOI	0.73						1.07	0.84	1.31	0.90	0.44
∑	99.85	100.02	100.46	99.81	99.89	100.37	99.92	99.35	99.96	99.47	99.85
Rb	175	126	155	85	121	126	201	179	182	191	221
Sr	84.0	109.0	154.0	72.0	194.0	176.0	337.0	83.0	26.0	26.0	21.0
Ba	718.0	777.0	1 753.0	1 066.0	1 438.0	1 435.0	942.0	795.0	74.0	46.0	42.0
Cr		5.6	8.0	7.2	7.4	4.9					
Ni	9.50	3.00	2.40	4.40	4.60	4.50	16.70	5.60	4.60	3.60	3.00
Co	2.30	2.20	3.40	2.70	4.50	3.30	4.00	0.90	0.6	1.00	0.50
Zr	169.0	104.0	304.0	96.0	291.0	286.0	186.4	148.0	241.0	213.0	174.0
Hf	4.88	3.20	7.00	2.80	7.30	7.00	4.68	4.93	9.60	8.71	7.43
Nb	7.4	12.7	12.1	10.2	12.9	11.7	11.6	14.0	36.6	23.4	23.8
Ta	0.35	1.40	1.40	0.80	1.20	1.60	0.28	0.35	3.01	1.64	1.82
Th	15.60	15.00	13.00	11.30	13.00	11.30	15.18	14.48	36.97	32.73	36.43
Y			19.52	13.23	18.21	15.81					
La	35.40	28.74	43.02	24.26	41.67	37.99	45.10	45.30	51.16	39.50	43.47
Ce	72.00	50.65	86.62	46.10	77.56	70.47	89.47	92.06	116.90	100.10	101.50
Pr	8.49	5.52	9.49	4.88	8.14	6.87	10.04	10.36	13.35	10.75	11.80
Nd	31.80	19.56	34.20	16.58	30.70	24.99	35.23	36.44	47.43	37.81	41.65
Sm	6.19	3.49	5.19	2.93	4.79	3.67	6.00	6.17	10.41	8.24	9.54
Eu	0.74	0.50	0.89	0.40	0.93	0.70	1.35	1.02	0.25	0.22	0.21
Gd	5.39	2.70	3.43	2.28	3.68	2.73	4.74	4.73	9.00	7.02	8.26
Tb	0.81	0.37	0.50	0.42	0.44	0.33	0.66	0.64	1.35	0.99	1.26
Dy	4.71	2.43	3.18	2.15	3.06	2.53	3.72	3.39	8.57	5.89	7.46
Ho	0.89	0.49	0.67	0.42	0.60	0.50	0.73	0.61	1.60	1.01	1.46
Er	2.67	1.37	1.92	1.25	1.67	1.44	2.27	1.83	4.91	3.05	4.23
Tm	0.34	0.22	0.31	0.18	0.25	0.22	0.28	0.23	0.64	0.35	0.53
Yb	2.13	1.54	2.00	1.42	1.85	1.60	1.80	1.57	4.56	2.88	4.24
Lu	0.37	0.24	0.37	0.23	0.30	0.25	0.34	0.30	0.65	0.38	0.55
REE	172.3	117.8	191.8	103.5	175.6	154.3	201.7	204.7	270.7	218.2	236.1
LREE	155	108.5	179.41	95.15	163.79	144.7	187.2	191.4	239.5	196.6	208.1
HREE	17.30	9.36	12.38	8.35	11.85	9.60	14.54	13.30	31.28	21.57	27.99
$\frac{w(\text{La})_n}{w(\text{Yb})_n}$	11.90	13.39	15.43	12.25	16.16	17.03	17.97	20.70	8.05	9.84	7.35
$\delta(\text{Eu})$	0.38	0.48	0.61	0.46	0.65	0.65	0.75	0.56	0.08	0.09	0.07

注:序号 1~8 为 I 型流纹岩,9~21 为 II 型流纹岩;主量元素单位为%,微量元素单位为 10<sup>-6</sup>,未分析 Cr, Y 等元素的样品为韩国基础科学研究所测试,其余样品为湖北地质中心实验室测试。

(续表 1)

序号	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
样品号	409-1	445-1	445-3	445-5	445-6	445-7	445-8	448-1	9450-11	9450-13
SiO <sub>2</sub>	76.92	76.04	76.14	75.36	76.18	76.91	76.49	76.77	77.32	75.41
TiO <sub>2</sub>	0.10	0.12	0.12	0.20	0.15	0.17	0.12	0.12	0.21	0.23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.54	12.91	12.88	13.43	13.09	12.20	12.94	13.04	11.79	12.36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.86	0.93	0.52	0.66	0.61	0.85	0.52	0.45	0.60	0.70
FeO	0.77	0.84	0.46	0.59	0.54	0.77	0.46	0.41	0.54	0.63
MnO	0.04	0.07	0.07	0.05	0.07	0.06	0.05	0.05	0.04	0.05
MgO	0.14	0.19	0.16	0.18	0.15	0.10	0.12	0.13	0.11	0.15
CaO	0.07	0.36	0.36	0.45	0.38	0.19	0.33	0.30	0.17	0.18
Na <sub>2</sub> O	2.83	3.39	3.39	3.46	3.81	3.43	3.08	3.74	3.53	3.43
K <sub>2</sub> O	4.40	4.54	4.50	4.64	4.51	4.54	4.89	4.45	4.61	5.31
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.02	0.02	0.05	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>										
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>										
CO <sub>2</sub>										
LOI	0.93	0.98	0.98	0.87	0.40	0.48	0.90	0.50	0.47	0.89
Σ	99.62	100.39	99.60	99.94	99.91	99.72	99.91	99.98	99.42	99.37
Rb	78	135	169	161	169	215	179	152	217	221
Sr	22.5	16.7	16.4	39.1	22.7	15.3	13.9	11.4	13.2	19.1
Ba	18.2	56.7	37.9	98.6	67.0	41.5	14.9	16.0	33.4	32.8
Cr										
Ni	7.97	2.16	3.44	4.07	4.27	6.43	3.71	3.09	3.32	4.16
Co	1.05	0.40	0.62	0.84	0.99	1.11	0.64	0.50	0.75	0.55
Zr	138.0	63.9	81.8	135.9	118.5	124.2	112.8	104.9	239.6	308.1
Hf	4.24	3.29	3.61	5.50	4.61	4.32	4.96	4.25	9.90	11.25
Nb	6.3	8.3	9.6	12.7	11.5	17.9	10.7	9.1	25.8	28.5
Ta	0.12	0.84	0.74	1.02	0.87	0.55	0.26	0.69	2.28	2.02
Th	10.82	18.37	20.38	22.05	21.06	14.55	18.93	16.00	36.92	35.92
Y										
La	30.84	22.86	24.01	25.87	19.15	32.68	26.24	29.63	40.61	47.26
Ce	62.06	55.47	48.33	62.70	47.17	57.08	50.74	51.24	98.58	111.41
Pr	7.76	5.09	5.16	5.69	4.12	5.96	5.17	5.83	10.86	12.64
Nd	29.73	14.72	14.80	18.30	12.33	18.93	15.50	17.31	38.51	45.41
Sm	6.04	2.83	2.76	3.40	2.65	2.92	3.09	3.32	8.38	9.39
Eu	0.29	0.12	0.13	0.27	0.24	0.24	0.16	0.12	0.19	0.26
Gd	5.30	2.62	2.50	3.01	2.33	2.37	2.87	3.31	6.89	8.08
Tb	0.79	0.48	0.51	0.51	0.43	0.34	0.45	0.46	1.08	1.20
Dy	4.62	2.81	3.03	3.10	3.26	1.70	2.81	3.00	6.21	6.83
Ho	0.87	0.52	0.67	0.66	0.71	0.32	0.65	0.66	1.18	1.34
Er	2.60	1.94	1.76	2.09	1.95	0.94	1.88	1.89	3.65	3.83
Tm	0.33	0.32	0.31	0.33	0.39	0.15	0.35	0.29	0.47	0.47
Yb	2.08	2.18	2.03	2.28	2.45	1.22	2.11	1.94	3.39	3.70
Lu	0.36	0.29	0.32	0.26	0.35	0.21	0.31	0.29	0.41	0.53
REE	153.70	112.30	106.30	128.50	97.53	125.10	112.30	119.30	220.41	252.35
LREE	136.70	101.10	95.19	116.20	85.66	117.80	100.90	107.50	197.13	226.37
HREE	16.95	11.16	11.13	12.24	11.87	7.25	11.43	11.84	23.28	25.98
$w(\text{La})_n/w(\text{Yb})_n$	10.64	7.52	8.48	8.14	5.61	19.21	8.92	10.96	8.59	9.16
$\delta(\text{Eu})$	0.15	0.13	0.15	0.25	0.29	0.27	0.16	0.11	0.07	0.09

裂谷流纹岩的稀土曲线完全一致<sup>[11,12]</sup>.

### 3.3 微量元素

I 型流纹岩类具有较高的 Zr, Ba, Sr 丰度和低

$w(\text{Rb})/w(\text{Sr})$  比值. 其中, Zr 丰度与钙碱性流纹岩相当. 碱度率指数的  $w(\text{Nb})/w(\text{Y})$  比值 (0.62 ~ 0.85) 虽低于真正的碱性岩 ( $w(\text{Nb})/w(\text{Y}) > 1$ ), 但



图 3 大兴安岭流纹岩类 REE 分布曲线

Fig. 3 REE patterns of Mesozoic rhyolites in Daxing'anling  
a. I 型流纹岩; b. II 型流纹岩

明显高于一般的钙碱性岩石,甚至高于 A 型花岗岩的平均值<sup>[13]</sup>,反映 I 型流纹岩具有偏碱性岩石的地球化学特征.在微量元素标准化蛛网图(图 4a)上,该类流纹岩显示 K, Rb, Ba, Th, LREE 的正异常和 Sr, P, Ti, Nb 的负异常.

II 型流纹岩类以低 Ba, Sr 丰度和高  $w(\text{Rb})/w(\text{Sr})$  比值与 I 型流纹岩相区别.其  $w(\text{Rb})/w(\text{Sr})$  比值(平均为 10)甚至是 A 型花岗岩(3.52)<sup>[13]</sup> 的 3 倍. Zr 丰度高于一般的钙碱性流纹岩,但低于过碱性岩石的 Zr 含量.上述特征显示该类流纹岩具有非造山偏碱性岩石的地球化学特征.在图 4b 上,该类流纹岩的所有样品都具有完全一致的分布曲线,显示明显的 K, Rb, Th 和 LREE 的正异常及 Ba, Sr, P, Ti, Nb 负异常,类似于大陆裂谷碱流岩<sup>[11, 12]</sup>.

## 4 讨论与结论

### 4.1 岩石成因

**4.1.1 I 型流纹岩** 大兴安岭钙碱性系列玄武岩类与 I 型流纹岩在主量元素、微量元素及矿物组成特征方面具有连续的演化趋势,以及具有相同的初始  $w(^{87}\text{Sr})/w(^{86}\text{Sr})$  比值(分别为 0.7048~0.7051 和 0.7051)表明,二者为同源岩浆演化关系,其母岩



图 4 大兴安岭流纹岩不相容元素的原始地幔标准化

Fig. 4 Primitive mantle-normalized incompatible elements spidergram for rhyolites in Daxing'anling  
a. I 型流纹岩; b. II 型流纹岩

浆来源于富集型地幔源区<sup>[8]</sup>.岩浆演化早期阶段的玄武岩—玄武安山岩—安山岩中含有较多的铁镁质矿物,如橄榄石、辉石和角闪石,随着岩浆的演化,橄榄石和辉石逐渐消失,出现角闪石,这一时期斜长石一直作为斑晶矿物;从英安岩—斜长流纹岩—流纹岩,斑晶矿物组合为斜长石、钾长石、石英和黑云母,随着  $\text{SiO}_2$  的增加,斑晶斜长石和黑云母的含量逐渐减少,而钾长石和石英的含量逐渐增加.上述斑晶矿物组合的变化反映岩浆演化不同阶段分离矿物相的变化,暗示钙碱性玄武岩和 I 型流纹岩的岩石化学成分和微量元素变化主要受分离矿物相组合变化的制约.从英安岩—斜长流纹岩—流纹岩,随着  $\text{SiO}_2$  的增加,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  及  $\text{K}_2\text{O}$  和  $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$  等均呈明显的降低趋势,以及 Eu, Sr, P, Ti 的负异常程度和稀土元素丰度与  $\text{SiO}_2$  含量呈反相关关系,暗示斜长石、角闪石、黑云母及磷灰石和钛铁氧化物的分离是导致 I 型流纹岩化学成分变化的主要原因,而且副矿物磷灰石的分离可能对稀土元素的变化起着重要控制作用.

**4.1.2 II 型流纹岩** II 型流纹岩虽然具有类似碱流岩的特征,但与碱性系列玄武岩构成双峰式火山

岩组合,二者之间存在着明显的成分间断,缺少  $w(\text{SiO}_2) = 58\% \sim 75\%$  之间的中-酸性火山岩。II型流纹岩具有均一的化学组成等特征暗示,II型流纹岩与碱性系列玄武岩浆分离结晶作用无关,地壳岩石的部分熔融作用可能是其形成的主要机制。

II型流纹岩均一的化学组成、低铝( $\text{ANCK} < 1.1$ )以及低  $w(^{87}\text{Sr})/w(^{86}\text{Sr})$  初始比值(0.7058)表明,其源岩不可能是变质沉积岩,而可能是来源于地幔的基性岩石。物探及岩石物性资料已经证实大兴安岭下地壳下部主要由镁铁质岩石组成<sup>[6]</sup>,可能是II型流纹岩的源岩。该类流纹岩明显富  $\text{K}_2\text{O}$ , Rb 的特征要求其源岩中含有较多的角闪石和/或黑云母。从这个意义上说,该类流纹岩的源岩可能是来自地幔的玄武质岩浆经结晶、变质而成的斜长角闪岩。兴安地块区出露变质程度最高的岩石为斜长角闪岩,其  $w(^{40}\text{Ar})/w(^{39}\text{Ar})$  坪年龄为 541 Ma 和 286 Ma,代表两次热事件<sup>[6]</sup>。其中,前一年龄值与古亚洲洋构造域开始闭合的时间一致,后一年龄值与古亚洲洋闭合形成统一大陆的时间相同。根据 Rb, Sr 含量估计的流纹岩形成深度约为 30 km,表明来自于地幔的玄武质岩浆底侵于 30 km 附近的下地壳,在古亚洲洋的闭合过程中,经历了两次构造热事件的影响,形成II型流纹岩的源岩——斜长角闪岩。

由于 Sr, Ba, Eu 的晶体化学性质与斜长石中的  $\text{Ca}^{2+}$  相似,可以伴随钙进入斜长石中, Eu 不仅可以进入斜长石,而且在磷灰石中具有极高的分配系数<sup>[14]</sup>,因而,这些元素在II型流纹岩中的分配特征与斜长石和磷灰石在岩浆形成过程中的行为有关。同一元素在不同性质岩浆-矿物体系中的分配系数有较大的差别,表现出不同的地球化学行为,如 Sr, Ba, Eu 在与碱性、中-酸性岩浆平衡的斜长石中的分配系数分别为 23.4, 2.86 和 1.72, Eu 在磷灰石中的分配系数为 27.65<sup>[14]</sup>。前述的地球化学特征已经揭示该类流纹岩具有偏碱性特征,具有 Ba, Sr, Eu, P 和 Ti 的强烈负异常,因此,源岩在部分熔融过程中要求斜长石作为残留相,其次为磷灰石和钛铁氧化物,即大兴安岭II型流纹岩是斜长角闪岩非理想熔融的结果。

#### 4.2 构造环境

虽然钙碱性系列玄武岩-安山岩-流纹岩组合的火山岩一般产在岛弧或活动大陆边缘等挤压性构造环境,但近年来的研究表明,钙碱性系列火山岩也可以形成于拉伸作用<sup>[15]</sup>或剪切-拉张环境<sup>[16]</sup>。大

兴安岭II型流纹岩与碱性系列玄武岩构成明显的双峰式火山岩组合,类似于大陆裂谷火山岩的特征。II型流纹岩与白头山望天鹅期碱性流纹岩<sup>[17]</sup>和肯尼亚裂谷碱流岩<sup>[11]</sup>具有类似的特征暗示,大兴安岭火山岩可能形成于与裂谷相似的拉张性构造环境。与火山岩同时代的碱性花岗岩<sup>[18,19]</sup>的发育以及变质核杂岩的研究结果<sup>[20]</sup>也证实这一时期该区处于一种拉张构造环境。最近,林强等<sup>[7]</sup>、葛文春等<sup>[8]</sup>通过火山岩的时空分布特征、古亚洲构造域的闭合过程等提出,大兴安岭中生代火山岩的形成与地幔柱构造的上升有关。在古亚洲洋的闭合过程中,通过俯冲进入地幔深部的大洋岩石圈在 670 km 附近发生熔融,形成富 LREE 和 LILE 的流体,这种流体注入到上覆地幔亏损的橄榄岩中,并与其发生反应而形成富集型地幔源区。富集型地幔在下地幔上涌的驱动下发生底辟上升,导致上地幔上隆和上覆岩石圈岩石发生减薄,形成一种类似于主动裂谷的张性构造环境(岩石圈伸展)。由于地幔柱上涌导致上覆岩石圈伸展,地幔岩石发生减压熔融形成的玄武质岩浆上升到下地壳岩浆房中经结晶分异作用形成I型流纹岩岩浆,地幔柱的上涌及玄武质岩浆的上侵所提供的热能促使地壳岩石——斜长角闪岩发生非理想熔融而形成II型流纹岩岩浆。两类不同性质流纹岩与两个系列玄武岩共生,使大兴安岭中生代火山岩具有复杂的岩石组合及地球化学特征。

综上所述,大兴安岭中生代广泛发育的两类流纹岩分别是钙碱性玄武岩岩浆结晶分异的产物(I型)和下地壳斜长角闪岩非理想熔融的结果(II型),流纹岩类地球化学特征的复杂性是其不同来源和成因过程的反映。然而,上述两类流纹岩在时间上和空间上紧密伴生,反映壳-幔物质在该区流纹岩的形成过程中都具有重要的地位。地幔柱上涌引起岩石圈伸展是形成大兴安岭中生代流纹岩类具有类似于大陆裂谷流纹岩特征的根本原因。

#### 参考文献:

- [1] 任纪舜,姜春发,张正坤,等.中国大地构造及其演化——1:400万中国地质构造图简要说明[M].北京:科学出版社,1980.1~124.
- [2] 王昕渡,张秀棋,徐永生.内蒙古昭乌达盟地区中生代火山岩岩石特征及成因探讨[J].岩石学报,1985,1(2):74~87.
- [3] 蒋国源,权恒.大兴安岭根河、海拉尔盆地中生代火山岩[J].中国地质科学院沈阳地质矿产研究所所刊,1988,

- (17): 23~100.
- [4] 赵国龙, 杨桂林, 傅嘉友, 等. 大兴安岭中南部中生代火山岩[M]. 北京: 科学技术出版社, 1989. 1~260.
- [5] 张德全, 鲍修文. 内蒙古白音诺中酸性火山-深成杂岩体的岩石学、地球化学与成因研究[J]. 地质论评, 1990, 36(4): 289~297.
- [6] 许文良, 孙德有, 周燕. 满洲里-绥芬河地学断面岩浆作用和地壳结构[J]. 北京: 地质出版社, 1994. 1~94.
- [7] 林强, 葛文春, 孙德有, 等. 东北地区中生代火山岩的大地构造意义[J]. 地质科学, 1998, 33(2): 129~139.
- [8] 葛文春, 林强, 孙德有, 等. 大兴安岭中生代玄武岩的地球化学特征: 壳-幔相互作用[J]. 岩石学报, 1999, 15(3): 397~407.
- [9] Middlemost E A K. Naming materials in magma/igneous rock system [J]. *Earth Science Reviews*, 1994, 37: 215~224.
- [10] Irvine T N, Baragar W R A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks [J]. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 1971, (8): 523~548.
- [11] Wilson M. Igneous petrogenesis [M]. London: Unwin Hyman, 1989. 1~466.
- [12] Macdonald R, Davies G R, Bliss C M, et al. Geochemistry of high-silica peralkaline rhyolites, Naivasha, Kenya Rift Valley [J]. *J Petrology*, 1987, 28(6): 979~1008.
- [13] Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis [J]. *Contrib Mineral Petrol*, 1987, 95: 407~419.
- [14] 干国梁. 矿物-熔体间元素分配系数资料及主要变化规律[J]. 岩石矿物学杂志, 1993, 12(2): 144~181.
- [15] Arculus R J. The significance of source versus process in the tectonic controls of magma genesis [J]. *J Volcano Geotherm Res*, 1987, 32: 1~12.
- [16] 陶奎元. 中国东南大陆火山带在环太平洋带中的独特地位[A]. 见: 李兆熊, 王碧香主编. 火山岩、火山作用及有关矿产[C]. 北京: 地质出版社, 1993. 23~30.
- [17] 樊祺诚, 刘若新, 张国辉, 等. 长白山望天鹅火山双峰式火山岩的成因演化[J]. 岩石学报, 1998, 14(3): 305~317.
- [18] 李培忠, 于津生. 黑龙江碾子山晶洞碱性花岗岩岩体的年龄及其意义[J]. 地球化学, 1994, (4): 389~398.
- [19] 王一先, 赵振华. 巴尔哲超大型稀土铌钽矿床地球化学和成因[J]. 地球化学, 1997, 26(1): 24~35.
- [20] 张履桥, 邵济安, 郑广瑞. 内蒙古甘珠尔庙变质核杂岩[J]. 地质科学, 1998, 33(2): 140~146.

## GEOCHEMICAL RESEARCH INTO ORIGINS OF TWO TYPES OF MESOZOIC RHYOLITES IN DAXING'ANLING

Ge Wenchun<sup>1,2</sup> Lin Qiang<sup>2</sup> Sun Deyou<sup>2</sup> Wu Fuyuan<sup>2</sup> Li Xianhua<sup>1</sup>

(1. *Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China*; 2. *Faculty of Earth Sciences, Changchun University of Science and Technology, Changchun 130026, China*)

**Abstract:** Widely exposed in Daxing'anling region are Late Jurassic and Early Cretaceous rhyolites that are classified as two major types in terms of petrology and trace-element geochemistry: Type-I rhyolite and Type-II rhyolite. The following conclusions can be drawn from the results in rare earth and trace elements: (1) Type-I rhyolite is characterized by the right-sloped REE distribution pattern. The incompatible elements in this type are featured by both the strong enrichment of Rb, Ba, Th, and K and the depletion of Sr, Ti, P, Nb. These features are related to the crystal differentiation of the calc-alkaline basaltic magma. (2) Type-II rhyolite is characterized by the REE and incompatible-element distribution pattern. The strong depletion of Ba and Sr in this type, a distinctive feature from Type-I rhyolite, established a bimodal volcanic association with alkaline basalts, whose origins are associated with the non-ideal melting of crustal rock. In addition, the formation of these two types of rhyolites is related to the extension of overlying lithosphere resulting from the upwelling of mantle-plume.

**Key words:** rhyolites; geochemistry; petrogenesis; Daxing'anling.