

# 中国东部新生代玄武岩的地球化学

## ——I. 主元素和微量元素组成： 岩石成因及源区特征

刘 从 强

(中国科学院地球化学研究所, 贵阳 550002)

解 广 轰

增田彰正

(中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640) (日本东京都电气通讯大学化学系)

**摘 要** 所研究的玄武岩包括拉斑玄武岩、碱性玄武岩、苦橄粗玄武岩和钾质玄武岩。主元素和微量元素的组成变化表明, 中国东部玄武岩既是不同深度地幔部分熔融的产物, 又经历了岩浆结晶分异作用。强不相容元素比值的变化特征显然与岩石圈地幔交代作用有关。软流圈地幔的上涌并导致上覆不均一的岩石圈地幔的部分熔融是形成中国东部新生代玄武岩的主要机制。

**关键词** 新生代玄武岩 地幔源区 主元素 微量元素 中国东部

根据中国东部新生代玄武岩 Sr、Nd、Pb 同位素组成的区域变化, Tu *et al.*<sup>[1]</sup>、解广轰等<sup>[2]</sup>、Song *et al.*<sup>[3]</sup>、Zhang *et al.*<sup>[4]</sup>、Basu *et al.*<sup>[5]</sup>、Tatsumoto *et al.*<sup>[6]</sup> 都认为东北和华北地区新生代玄武岩的同位素组成是几种地幔端元的混合, 其中包括 Hart<sup>[7]</sup> 定义的 EM I (EM I 和 EM II 是 Hart 定义的地幔端元成分, 即富集 I 型和富集 II 型, 下同) 在内。Tatsumoto *et al.*<sup>[8]</sup> 对该区玄武岩中地幔岩捕虏体的研究也证实壳下岩石圈地幔有 EM I 和 EM II 存在。Tu *et al.*<sup>[9,10]</sup> 的研究查明, 南海及东南沿海的新生代玄武岩具亏损地幔特征, 并强调其同位素组成的变化系 MORB (大洋中脊玄武岩, 下同) 地幔与 EM II 混合的结果。已有资料证实, 中国大陆地幔具同位素不均一性, 并包括几种地幔端元成分。为进一步探讨岩石成因和地幔源区的特征, 作者对中国东部有代表性的新生代玄武岩做了主元素、微量元素和 Sr、Nd、Ce 同位素的系统分析, 本文是主元素和微量元素地球化学研究成果。

## 1 分析方法

主元素用 X 荧光法分析, REE 分别采用同位素稀释法和等离子质谱法分析。同位

第一作者简介: 刘从强 男 38 岁 研究员 地球化学

收稿日期 1994-02-21, 改回日期 1994-04-13

表 1 中国东部新生代玄武岩主元素(%), 相容元素(10<sup>-6</sup>), 相容元素(10<sup>-6</sup>) 组成和部分 CIPW 标准矿物

Table 1 Compositions of major elements (%), compatible elements (10<sup>-6</sup>) and CIPW standard minerals of Cenozoic basalts from eastern China

地区 样品编号 岩石类型	五大连池			牡丹江地区									汪清			辉南	
	W-2 Pot	W-5 Pot		BNE1 Th	M35 Th	M37 Alk	M38 Alk	M43 Alk	M45 Alk	M55 Alk	M62 Alk	M64 Th	WQ72 Alk	WQ77 Alk	WQ84 Alk	HN14 Alk	HN22 Alk
SiO <sub>2</sub>	51.39	50.64		52.84	55.24	44.51	44.76	46.95	47.83	48.14	48.85	49.32	45.18	44.91	45.65	46.77	46.88
TiO <sub>2</sub>	2.20	1.92		1.79	1.24	2.02	1.87	1.89	1.61	1.85	1.86	1.76	1.84	2.45	2.02	2.00	2.33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.23	13.28		14.91	16.08	14.36	14.93	15.60	15.31	16.55	15.90	15.76	16.52	15.68	14.96	16.18	16.61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.29	1.67		1.88	1.45	7.43	2.81	2.53	2.09	4.93	2.11	2.29	4.62	4.07	4.92	2.88	4.23
FeO	4.19	6.37		7.64	7.52	5.90	8.20	8.24	8.74	5.50	8.87	8.96	5.91	7.25	5.57	8.09	7.34
MnO	0.18	0.21		0.12	0.14	0.14	0.14	0.12	0.13	0.19	0.12	0.12	0.11	0.12	0.12	0.14	0.15
MgO	6.52	7.72		5.07	3.81	6.42	6.78	7.26	7.30	4.49	7.17	6.75	8.38	8.15	9.00	6.43	4.71
CaO	5.41	6.53		7.91	6.44	9.41	8.66	8.30	8.73	5.53	7.59	6.98	7.56	4.06	8.97	8.54	7.12
Na <sub>2</sub> O	3.58	3.86		3.39	4.85	5.09	5.47	4.90	5.23	5.76	3.97	3.56	3.28	3.23	3.92	5.37	5.50
K <sub>2</sub> O	5.88	4.79		1.24	0.37	2.67	3.21	1.85	2.13	2.30	1.52	1.43	1.63	3.02	2.83	1.76	1.97
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.30	1.02		0.72	0.11	0.71	1.07	0.51	0.58	0.67	0.43	0.40	0.50	0.70	0.64	0.57	0.67
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.31	0.25		2.21	0.48	0.20	0.21	0.93	0.47	2.31	0.87	1.54	3.71	2.89	0.64	0.51	0.73
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.31	0.03		1.04	0.57	0.27	0.31	0.38	0.17	1.04	0.37	0.47	1.05	0.90	0.28	0.27	1.18
CO <sub>2</sub>	0.87	0.87															
总计	99.66	99.16		100.76	100.3	99.13	98.92	99.46	100.32	99.26	99.63	99.25	100.29	100.43	99.52	99.51	99.42
CIPW 标准矿物																	
Q	0	0		6.40	2.13	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
hy	0	0		21.38	13.04	0	0	0	0	0	0	18.53	0	0	0	0	0
ol	9.47	13.72		0	0	2.87	9.73	14.99	13.79	10.66	18.6	7.24	16.26	16.47	11.51	11.81	8.78
ne	4.43	7.77		0	0	19.34	25.36	11.19	15.67	4.34	0.81	0	1.44	5.92	12.02	14.65	11.18
Ni	230			103	106	167	179	163	148	82.7	113	126	150			153	71.7
Cr	258			79.4	106	181	145	229	231	132	124	111	210			184	104
V	151			186	193	252	148	157	167	109	166	156	173			157	181

注: 测试工作是在日本东京大学化学系完成的。

续表 1

地区 样品编号 岩石类型	汉 诺 坝						大 屯		清 源		抚顺 FS7 Th	宽 甸 <sup>(1)</sup>				
	HB1 Th	HB2 Th	HB3 Th	HB4 Alk	HB5 Alk	HB6 Th	DD29 Alk	DD30 Alk	QY9 Alk	QY12 Alk		KB1 Alk	KB2 Alk	KB3 Alk	KB4 Alk	KB5 Alk
SiO <sub>2</sub>	50.83	49.76	53.95	45.87	44.17	54.53	45.07	48.76	46.60	44.24	48.58	48.00	51.49	51.18	50.84	48.89
TiO <sub>2</sub>	1.88	1.99	1.33	2.90	2.51	1.24	1.32	1.41	1.65	1.60	1.45	2.25	1.90	1.97	1.90	1.88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.45	13.13	14.85	12.73	13.41	14.63	16.36	16.49	16.79	16.05	13.95	15.04	15.72	15.68	15.61	15.84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.72	3.21	1.83	5.09	5.10	1.80	8.42	3.29	3.03	4.02	4.89	1.90	1.76	1.90	1.80	2.14
FeO	8.12	6.93	5.89	7.26	7.72	4.39	2.11	6.68	7.47	7.43	6.02	9.30	8.58	9.27	8.77	10.47
MnO	0.15	0.12	0.11	0.15	0.15	0.11	0.09	0.15	0.14	0.15	0.13	0.18	0.16	0.17	0.17	0.22
MgO	7.00	6.90	5.66	6.63	7.63	6.20	5.53	6.16	5.36	7.03	7.29	7.60	6.90	6.78	7.24	6.93
CaO	9.46	9.57	9.71	8.54	8.69	10.90	9.21	7.54	8.34	8.42	8.11	7.76	6.37	6.10	7.13	7.31
Na <sub>2</sub> O	3.13	3.11	3.06	3.43	3.42	3.36	5.11	6.07	4.79	4.91	4.48	4.89	4.90	4.49	4.05	3.84
K <sub>2</sub> O	1.19	1.17	0.97	2.67	1.57	1.33	0.79	0.55	1.99	2.06	0.32	2.50	1.81	2.06	2.05	1.99
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.35	0.36	0.19	0.91	1.02	0.09	0.16	0.10	0.60	0.60	0.19	0.58	0.39	0.40	0.44	0.49
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.90	1.04	0.93	2.53	1.81	0.49	2.41	1.71	2.73	2.43	2.50					
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.81	1.65	0.52	1.37	1.92		2.46	0.58	0.86	0.80	1.90					
CO <sub>2</sub>																
总计	99.87	98.94	99.00	99.08	99.12	99.07	99.45	99.49	100.35	99.74	98.81					
CIPW 标准矿物																
Q	0	0.02	5.40	0	0	2.46	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
hy	14.3	13.84	12.38	0	0	7.72	0	0	0	0	1.15	0	0	0	0	0
ol	2.74	0	0	8.29	12.56	0	3.45	11.00	10.94	12.53	10.18	15.81	16.98	18.14	16.45	19.36
ne	0	0	0	3.91	2.82	0	9.58	10.43	10.95	16.19	0	13.35	3.69	1.99	3.41	3.13
Ni	149	167	110	118	194	97.4	184	201	59.8	137	211	192	157	140	168	149
Cr	156	111	108	77.5	173	106	223	252	107	198	332	168	132	157	231	146
V	166	216	144	184	202	158	167	200	180	225	173	141	149	145	156	129

(1) 宽甸玄武岩的主元素丰度据韦克俭<sup>[14]</sup>

续表 1

地区 样品编号 岩石类型	栖霞 XX872 Pic	女山 N434 Alk	南京塔山 N25 Alk N29 Alk	明溪 HM13C Pic	松 HM15D Pic	溪 HM18B Pic	海 GH3 Th	康 GH10 Pic	海南岛 GHA64 Th GHA69 Th
SiO <sub>2</sub>	38.63	42.33	46.55	42.11	43.17	41.70	51.09	42.50	47.30
TiO <sub>2</sub>	2.08	1.78	1.58	2.55	1.90	1.72	1.42	2.10	2.46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.96	14.83	15.19	10.64	8.97	9.33	16.87	11.10	13.99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.86	3.86	5.77	2.76	3.35	3.89	4.17	3.21	3.11
FeO	8.00	8.49	4.84	9.03	9.49	7.12	6.23	9.12	7.73
MnO	0.31	0.26	0.24	0.22	0.22	0.23	0.12	0.22	0.22
MgO	10.23	7.39	6.52	12.07	14.35	14.57	4.29	13.09	8.37
CaO	12.26	8.44	8.12	10.99	10.83	10.35	7.53	11.68	7.01
Na <sub>2</sub> O	4.22	4.84	4.20	3.12	2.68	2.44	4.10	2.52	3.45
K <sub>2</sub> O	2.49	1.66	2.35	1.82	1.48	0.66	1.48	1.53	1.76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.78	1.32	0.76	1.20	0.54	0.80	1.23	1.13	0.74
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.26	1.86	1.23	1.02	0.97	3.23	0.15	1.21	1.61
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.88	1.45	1.26	0.67	0.44	1.31	0.05	0.53	0.49
CO <sub>2</sub>	0.66	1.09	0.66	1.31	1.09	1.96	1.56		1.09
总计	99.61	99.60	99.27	99.51	99.48	99.31	100.29	99.94	99.27
CIPW 标准矿物									
Q	0	0	0	0	0	0	1.18	0	0
hy	0	0	0	0	0	0	14.17	0	3.14
ol	14.62	15.03	7.73	18.92	22.64	22.17	0	21.39	15.03
ne	19.34	14.41	6.25	12.45	10.17	4.55	0	9.70	0
Ni	152		270		521	605	77.9	650	123
Cr	162		329		743	1150	88.1	1158	114
V	172		133		176	201	186	213	137

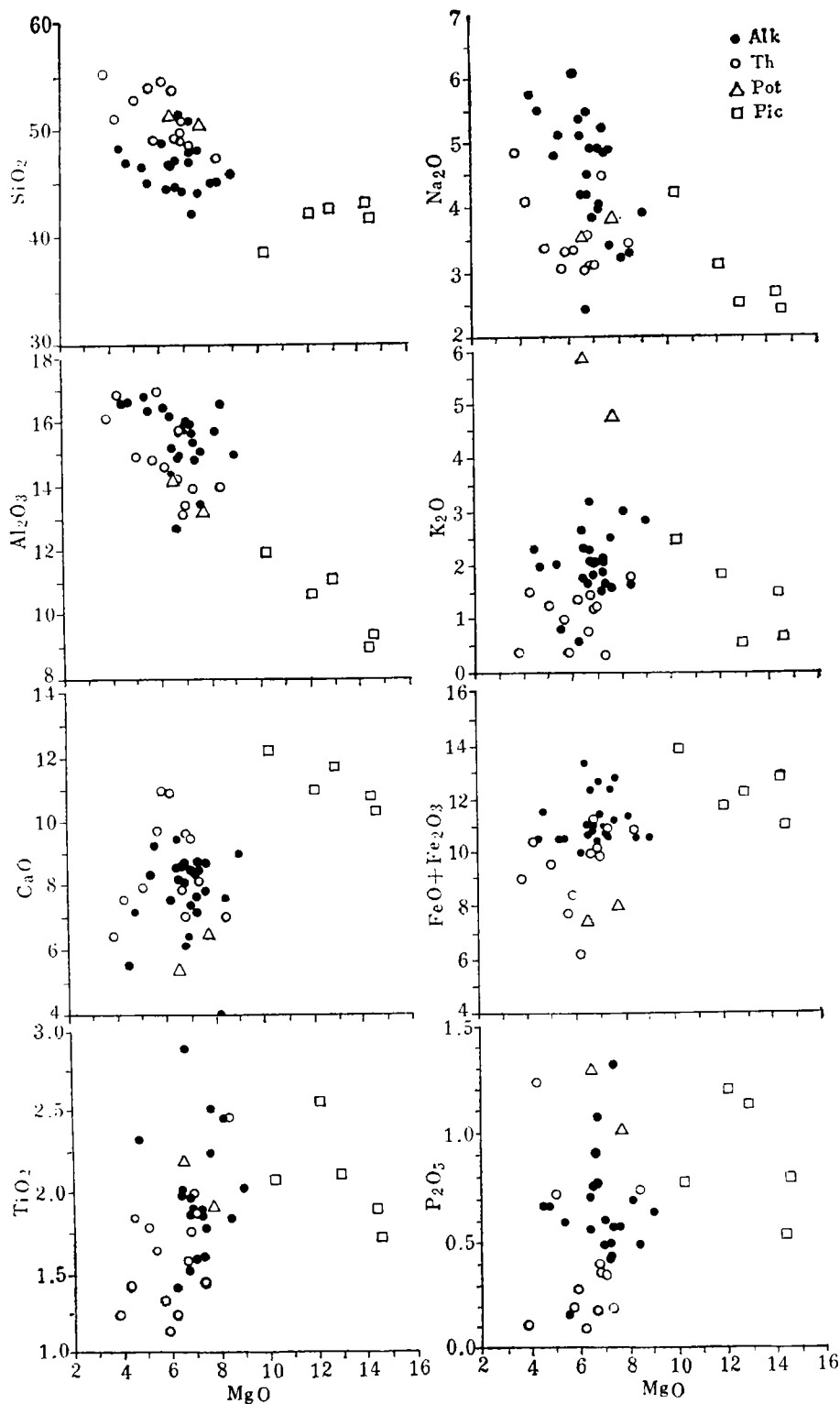


图 1 中国东部新生代玄武岩主元素成分图解

Fig. 1 Compositional diagrams for major elements of Cenozoic basalts from eastern China ( $10^{-6}$ )

Alk. 碱性玄武; Th. 拉斑玄武岩; Pot. 钾质玄武岩; Pic. 苦橄粗玄武岩。

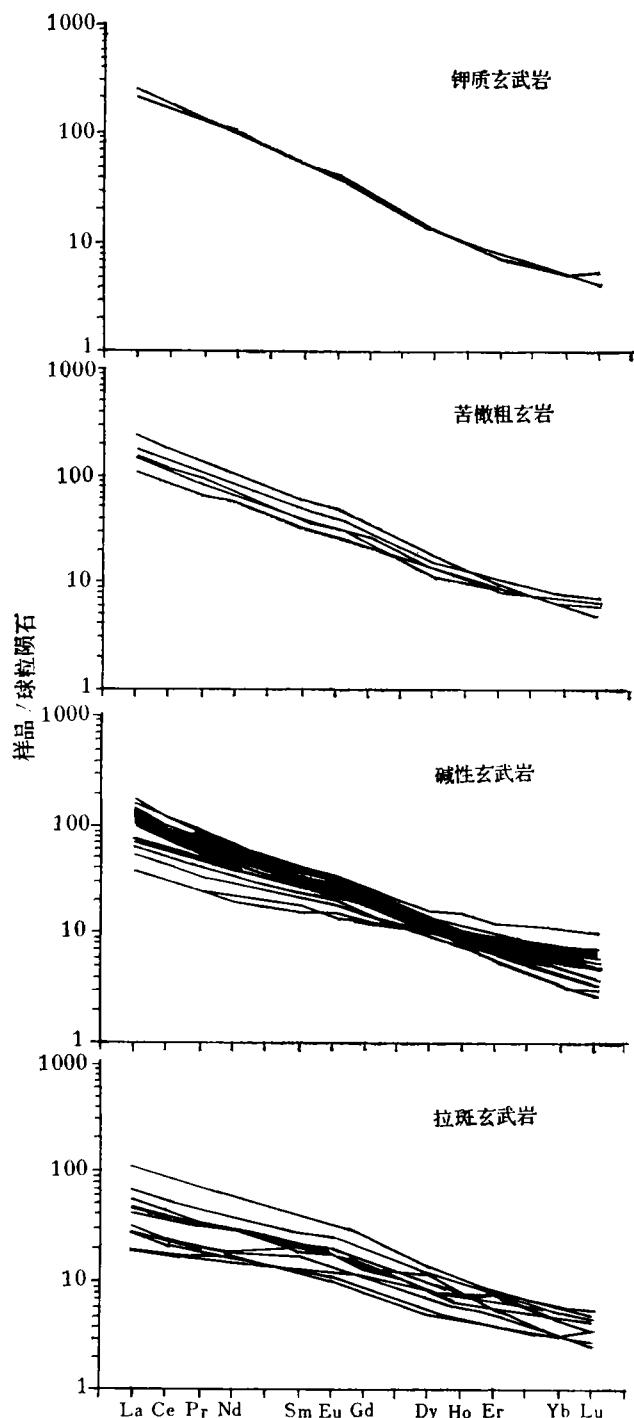


图 2 中国东部新生代玄武岩 REE 配分模式

Fig. 2 The REE distribution patterns of Cenozoic basalts from eastern China

Leedeey 球粒陨石的 REE 值据文献[17]。

素稀释法的分析误差对多数 REE 约为 1%，对 Yb 和 Lu 一般小于 2%；等离子质谱法采用基质配比法 (matrix matching analysis)，用日本玄武岩标样 JB-1 配制标准溶液，为校正基质和仪器波动效应，在样品和标准溶液中加入内标 Cd，等离子质谱法的分析误差一般小于 5%。本文测试结果证明，两种分析方法所获的结果一致，等离子质谱法所测得的数据也与 Zhi *et al.*<sup>[11]</sup> 和 Flower *et al.*<sup>[12]</sup> 所发表的 X 荧光分析结果相吻合。

## 2 分析结果

### 2.1 主元素

表 1 列出了主元素、相容元素的分析结果和 CIPW 标准矿物。根据主元素的丰度和标准矿物可将所研究的玄武岩分为：拉斑玄武岩 (Th, 不含 ne)、碱性玄武岩 (Alk, 含 ne)、钾质玄武岩 (Pot,  $K_2O > Na_2O$ ) 和苦橄粗玄武岩 (Pic,  $Al_2O_3 < 12\%$ ,  $MgO > 10\%$ )。在 Le Bas *et al.*<sup>[13]</sup> 的分类图上苦橄粗玄武岩投影于粗玄武岩区，与其他玄武岩相比，这种岩石以富 MgO、FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、CaO 和 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 为特征。

在图 1 中，苦橄粗玄武岩因富含 MgO、CaO 和 FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 而明显地有别于其他玄武岩；而另外三类玄武岩在相关图上多相互重叠。在总体上，碱性

表 2 中国东部新生代玄武岩微量元素组成 ( $10^{-6}$ )Table 2 Compositions ( $10^{-6}$ ) of trace elements of Cenozoic basalts from eastern China

地区 样品编号	五大连池		牡丹江地区								汪清			辉南		
	W-2	W-5	BNE1	M35	M37	M38	M43	M45	M55	M62	M64	WQ72	WQ77	WQ84	HN14	HN22
Rb	102	105	24.5	8.64	65.6	57.4	38.8	60.3	48.5	25.7	24.8	31.7	57.3	59.4	54.2	60.0
Sr	1419	1519	596	364	818	1020	669	669	1045	538	516	823	941	869	688	739
Ba	1746	1787	507	237	748	650	614	593	611	322	338	268	772	720	750	841
Nb	59.1	65.4	13.8	3.18	65.0	71.9	52.9	51.0	56.2	25.4	25.8	28.2	50.8	52.0	48.0	57.9
Th	6.06	8.84	1.65	0.755	6.69	9.27	7.18	6.55	6.62	2.94	2.44	3.36	5.17	5.03	6.09	6.95
U	1.50	1.78	0.355	0.158	1.74	2.17	1.39	1.46	2.02	0.704	0.614	0.692	1.16	1.09	1.14	1.45
Pb	13.1	13.6	3.31	1.69	4.42	5.94	4.20	3.96	6.37	2.45	2.87	2.79	3.71	3.72	6.46	4.60
Zr	421	454	137	79.5	227	280	198	195	373	129	136	193	245	231	224	261
Hf	7.45	9.98	2.92	1.99	4.24	5.85	4.46	3.99	6.88	2.72	3.02	4.04	3.84	4.29	4.32	5.24
La	90.5	77.8	15.5	7.02	44.0	59.9	38.8	38.3	51.5	20.4	21.0	24.2	41.6	38.6	44.3	47.7
Ce	174	161	34.6	16.8	86.7	114	72.6	72.1	96.2	40.4	42.7	49.7	79.1	78.0	86.0	89.2
Pr	17.9		4.18	2.22	8.79	11.4	7.38	7.52	10.1	4.36	4.57	5.40			8.23	8.94
Nd	71.0	67.4	21.5	12.5	37.1	47.5	32.2	30.9	39.4	20.0	21.5	23.5	35.2	34.9	36.7	35.8
Sm	11.9	11.6	4.92	3.79	7.33	8.74	6.06	6.12	7.60	4.79	4.48	5.13	6.93	6.94	6.52	6.99
Eu	3.61	3.30	1.72	1.14	2.23	2.57	1.99	1.88	2.36	1.54	1.73	1.72	2.22	2.18	2.05	1.96
Gd	8.72	8.38	4.53	3.46	6.33	7.27	5.63	5.93	6.48	4.49	4.87	4.49	6.19	6.17	6.21	6.06
Dy	5.27	5.00	3.4	2.81	5.06	5.49	4.34	4.00	3.64	3.62	3.94	4.02	4.81	4.80	4.87	4.57
Ho	0.872		0.558	0.534	0.915	1.02	0.877	0.788	0.664	0.679	0.727	0.873			0.805	0.838
Er	2.09	1.90	1.46	1.30	2.25	2.61	2.02	2.05	1.42	1.74	1.90	2.16	2.37	2.36	2.25	2.29
Yb	1.27	1.30	0.840	0.780	1.49	1.65	1.52	1.53	0.802	1.45	1.28	1.66	1.93	1.92	1.92	1.76
Lu	0.207	0.169	0.148	0.148	0.212	0.239	0.230	0.230	0.116	0.192	0.230	0.260	0.281	0.276	0.243	0.264
分析方法	ICP	IDM	ICP	ICP	ICP	ICP	ICP	ICP	ICP	ICP	ICP	ICP	IDM	IDM	ICP	ICP

注: IDM 为同位素稀释法; ICP 为等离子体光谱法。测试工作是在日本东京大学化学系和日本理化学研究所完成的。

续表 2

地区 样品编号	汉 诺 坝						大 屯		清 源		抚 顺	宽 甸 <sup>(1)</sup>				
	HB1	HB2	HB3	HB4	HB5	HB6	DD29	DD30	QY9	QY12	FS7	KB1	KB2	KB3	KB4	KB5
Rb	14.3	14.5	15.3	42.2	43.3	14.3	20.5	15.96	36.0	105	8.00	35.5	44.0	34.7	40.8	43.5
Sr	500	550	523	1235	1157	485	338	342	763	717	289	745	626	579	643	614
Ba	270	239	288	616	567	242	193	307	471	753	105	480	367	364	392	368
Nb	20.9	17.5	13.8	54.4	68.4	14.1	16.9	18.4	26.9	64.7	8.28	54.0	38.3	39.4	49.6	40.6
Th	1.54	1.53	1.07	5.58	5.54	1.29	2.00	1.90	5.10	10.8	0.777	5.39	4.57	4.51	5.69	4.81
U	0.522	0.457	0.288	1.59	1.39	0.325	0.407	0.388	1.24	2.15	0.198	1.39	1.14	1.11	1.44	1.25
Pb	3.37	2.24	1.34	4.58	4.37	2.13	2.48	2.02	4.05	14.8	1.09	4.07	3.99	3.69	4.57	3.97
Zr	146	126	78.4	210	180	87.1	107	113	206	235	91.3	276	234	232	289	231
Hf	3.44	2.40	1.85	2.81	3.45	2.00	2.62	2.39	4.05	4.86	2.26	5.61	4.81	4.66	5.91	4.84
La	16.8	17.5	10.4	43.1	45.3	10.4	14.1	14.0	37.6	66.4	7.12	36.7	27.5	26.6	28.3	28.9
Ce	36.5	38.2	20.6	85.4	94.1	22.0	28.9	28.6	70.6	117	16.3	72.8	55.5	54.7	59.6	58.9
Pr	4.40					2.47	3.27	3.23	7.36	12.0	2.14					
Nd	20.0	20.9	11.2	41.9	44.0	12.0	15.3	13.7	30.0	47.7	10.4	34.7	26.4	26.2	27.7	27.5
Sm	4.66	4.99	2.83	8.45	8.73	2.69	3.90	3.55	5.93	8.23	2.86	7.58	5.87	5.99	6.20	6.27
Eu	1.58	1.73	0.972	2.68	2.76	0.889	1.20	1.32	1.98	2.81	1.06	2.49	1.95	2.02	1.99	2.08
Gd	3.98	4.89	2.82	7.07	7.08	2.49	3.90	3.71	5.51	7.72	3.56	6.87	5.36	5.58	5.70	5.95
Dy	3.78	3.82	2.23	4.34	4.40	2.05	4.08	3.97	4.63	6.20	3.26	4.94	4.20	4.27	4.32	4.43
Ho	0.691					0.382	0.742	0.762	0.909	1.29	0.670					
Er	1.52	1.75	1.03	1.41	1.62	1.06	2.27	2.05	2.34	3.16	1.89	2.08	1.85	1.87	1.96	1.93
Yb	1.22	1.36	0.781	0.815	1.00	0.789	1.81	1.73	1.94	2.79	1.21	1.49	1.29	1.34	1.44	1.37
Lu	0.199	0.187	0.114	0.107	0.128	0.104	0.258	0.275	0.286	0.389	0.178	0.207	0.190	0.188	0.189	0.188
分析方法	ICP	IDM	IDM	IDM	IDM	ICP	ICP	ICP	ICP	ICP	ICP	IDM	IDM	IDM	IDM	IDM

(1) 宽甸地区玄武岩的大部分数据曾在文献[16]报道过。为与其他样品一致,表中列出的宽甸玄武岩的 Nd、Th、U 和 Zr 的丰度用 JB-1 标样的新结果进行了计算,虽然同一样品新、老数据的差异比用 ICP 法的分析误差略大。



续表 2

地区 样品编号	栖霞 XX872	女山 N434	南京塔山 N25 N29	明溪 HM13C	松溪 HM15D HM18B	海康 GH3 GH10	海南岛 GHA64 GHA69 GHA72
Rb	56.6	68.4	67.0 56.3	62.4	58.0 65.0	24.0 60.4	59.5 18.4
Sr	1507	1403	1074 921	1111	641 912	567 899	1083 263
Ba	459	538	419 383	918	565 649	299 599	630 138
Nb	132	96.2	61.9 55.6	88.4	57.1 80.6	29.7 66.7	69.3 18.3
Th	12.6	5.71	5.93 5.00	7.32	6.43 8.94	2.55 7.18	4.59 2.27
U	4.10	2.16	1.90 1.39	1.97	1.49 1.96	0.566 1.79	1.41 0.593
Pb	6.81	4.49	3.49 2.96	5.73	3.68 5.19	2.41 5.45	4.03 2.13
Zr	435	281	257 233	290	216 252	169 210	378 135
Hf	7.45	5.44	5.68 4.70	5.06	5.20 5.03	3.31 2.66	6.63 3.73
La	90.6	54.4	46.7 39.5	66.3	41.7 58.6	20.2 56.0	41.2 11.5
Ce	170	96.0	88.7 73.7	136	83.8 115	41.4 109	83.4 22.9
Pr			7.34		9.05 12.6	4.44 11.4	2.71
Nd	74.1	44.9	38.4 32.5	59.5	41.3 52.0	21.0 47.6	41.1 13.2
Sm	14.0	9.25	8.00 7.13	11.5	7.65 8.75	4.13 8.99	8.89 4.55
Eu	4.33	2.97	2.62 2.23	3.57	2.41 2.89	1.52 2.85	2.79 1.48
Gd	11.5	7.72	7.15 6.51	9.55	6.93 8.39	4.30 7.42	7.99 4.18
Dy	7.00	5.00	4.96 4.47	6.32	5.42 5.43	3.10 4.63	5.46 4.48
Ho			0.712		0.971 0.933	0.589 0.873	0.73
Er	2.43	1.73	2.01 1.74	2.71	2.30 2.07	1.55 2.13	2.17 1.95
Yb	1.42	1.02	1.41 1.18	1.91	1.55 1.67	1.13 1.45	1.48 1.34
Lu	0.182	0.127	0.195 0.149	0.269	0.229 0.253	0.138 0.184	0.202 0.229
分析方法	IDM	IDM	IDM ICP	IDM	ICP ICP	ICP ICP	IDM ICP

玄武岩在给定的  $\text{MgO}$  含量范围内,比其他类型玄武岩含有较高的  $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{P}_2\text{O}_5$ 、 $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  和较低的  $\text{SiO}_2$ 。作者同意 Fan *et al.*<sup>[15]</sup> 的结论,即中国东部新生代玄武岩主元素的变化与其时代无明显的关系。

## 2.2 相容元素 (Ni、Cr、V)

所研究玄武岩 Ni 与 Cr 的丰度变化大,除苦橄粗玄武岩 Ni、Cr 含量较高外(分别为  $152 \times 10^{-6}$ — $650 \times 10^{-6}$  和  $162 \times 10^{-6}$ — $1158 \times 10^{-6}$ ),其他类型玄武岩 Ni 含量为  $60 \times 10^{-6}$ — $270 \times 10^{-6}$ ,Cr 为  $78 \times 10^{-6}$ — $332 \times 10^{-6}$ 。碱性玄武岩比拉斑玄武岩含较高的 Cr 和 Ni。各类火山岩 V 的丰度变化不大(仅  $109 \times 10^{-6}$ — $252 \times 10^{-6}$ )。

## 2.3 稀土元素

REE 的丰度见表 2。球粒陨石标准化配分模式见图 2。拉斑玄武岩 La 标准化值介于 18.6—108 间;碱性玄武岩为 37—180 (个别样品除外);两个钾质玄武岩分别为 205 和 240。

从图 2 中可看出:

(1) 所研究玄武岩均显示 LREE 富集。相对于 HREE, LREE 的富集程度由拉斑

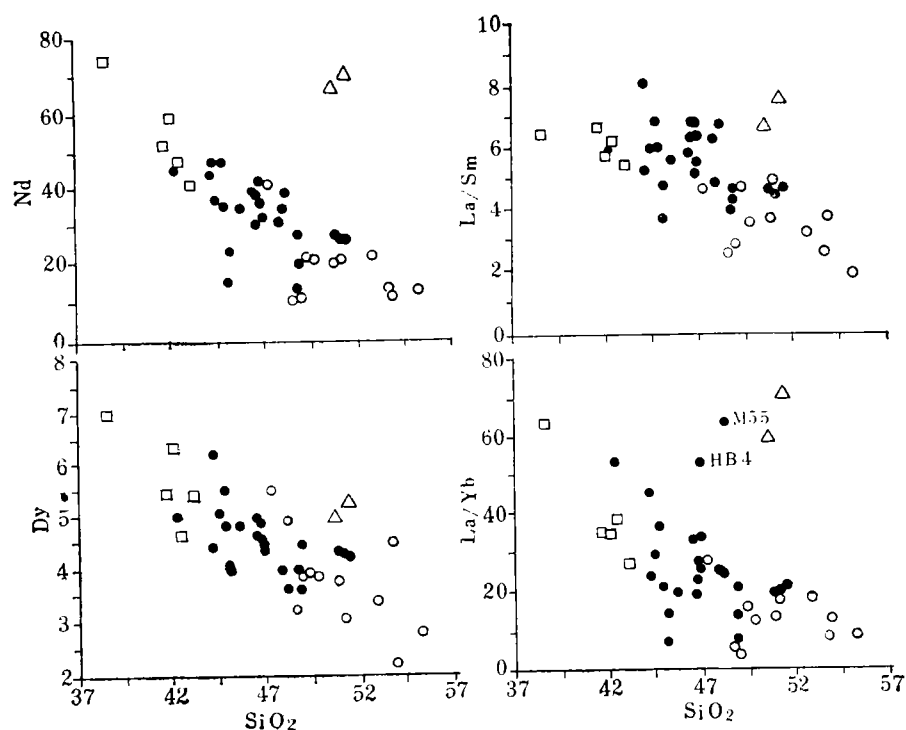


图 3 中国东部新生代玄武岩  $\text{SiO}_2$  与 Nd、Dy、La/Sm 和 La/Yb 图解

Fig. 3 Diagrams for  $\text{SiO}_2$  vs Nd, Dy, La/Sm and La/Yb of Cenozoic basalts from eastern China

图例与图 1 相同。

玄武岩  $[(La/Lu)_N = 4.1-21]$ 、碱性玄武岩 (5.2—45)、苦橄粗玄武岩 (18.6—51) 到钾质玄武岩 (45—47) 呈递增趋势。

(2) 同一样品中 HREE 丰度的相对变化和绝对含量都比 LREE 小。

(3) 无明显的 Eu 异常, 用高精度的同位素稀释法对样品 REE 的分析结果, 发现许多玄武岩具双凹曲线的 REE 配分模式。刘丛强等<sup>[16]</sup>认为, 这种模式的形成主要与液相呈平衡的固相中同时存在石榴子石和单斜辉石有关。

所研究玄武岩的 REE 丰度、LREE/HREE 值均随  $SiO_2$  含量的增加而递减 (图 3)。其中有两个碱性玄武岩 (M55、HB4) 显示异常高的  $La/Yb$  值, 明显偏离总体分布趋势, 暗示这些玄武岩曾发生过石榴子石的结晶分异, 致使在其 REE 配分模式中与其他地区的玄武岩的相交叉。至于其他微量元素以及  $Th/Pb$ 、 $U/Pb$  和  $Nb/Zr$  值亦与  $SiO_2$  浓度呈负相关。

(4) 微量元素比值。强不相容元素诸比值不随亲石元素 Th 浓度的改变作规律性变化 (图 4), 这表明岩浆未受到部分熔融和结晶分异的影响, 代表着源区组成特征。牡丹江黄花玄武岩 (BNE1 和 M35) 的 LILE/Nb 值较大 (LILE 为大离子亲石元素), 同时也显示异常高的  $^{87}Sr/^{86}Sr$  和较低的  $^{143}Nd/^{144}Nd$  值 (待发表数据), 暗示它们可能受到地壳物质的混染。

### 3 岩石成因

#### 3.1 部分熔融

所研究玄武岩化学组分的变化主要受地幔源区物质在不同深度 (或不同压力) 下部分

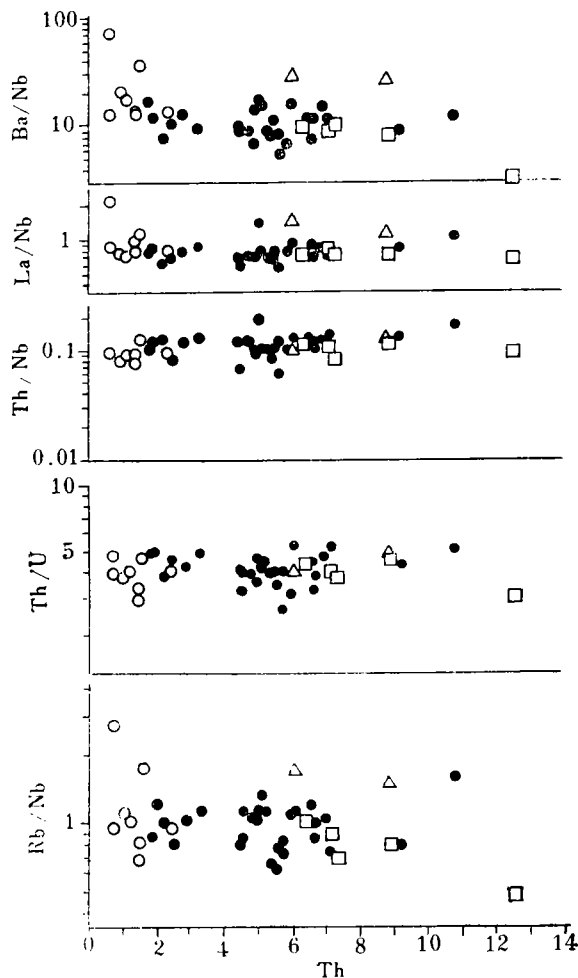


图 4 中国东部新生代玄武岩 Th 与  $Rb/Nb$ 、 $Th/U$ 、 $Th/Nb$ 、 $La/Nb$  和  $Ba/Nb$  值图解

Fig. 4 Diagrams for Th vs  $Rb/Nb$ ,  $Th/U$ ,  $Th/Nb$ ,  $La/Nb$  and  $Ba/Nb$  of Cenozoic basalts from eastern China

图例与图 1 相同。

熔融程度的制约。因其不相容元素的浓度及其比值同  $\text{SiO}_2$  的含量具有相关性。Wright *et al.*<sup>[18]</sup> 的研究证实: 若非其结晶分异作用达到极端程度, 玄武岩中  $\text{SiO}_2$  的含量是不受结晶分异过程影响的; 但压力却明显地控制玄武岩熔体中  $\text{SiO}_2$  含量的变化, 即随着压力的增大,  $\text{SiO}_2$  浓度降低<sup>[19-22]</sup>。虽然源区物质中  $\text{H}_2\text{O}$  和  $\text{CO}_2$  的含量会影响熔体中  $\text{SiO}_2$  的丰度<sup>[23,24]</sup>, 但这些挥发分在地幔源区中的溶解度甚低, 故可暂不考虑它们对  $\text{SiO}_2$  含量的影响。图 3 所示的  $\text{SiO}_2$  与 REE 的关系应为部分熔融发生在不同深度(即压力)下的结果。如苦橄粗玄岩  $\text{SiO}_2$  的含量最低, LREE 丰度最高, LREE/HREE 值最大, 暗示其形成深度也最大。

地幔化学组成的不均一性也是导致玄武岩中微量元素深度变化的主要原因之一。中国东部新生代的同位素地球化学数据已揭示其地幔源区地球化学的不均一性, 但部分熔融和结晶分异程度也严重影响熔体中微量元素的丰度, 因此, 判别源区化学组成的不均一性对玄武岩微量元素浓度的制约尚有困难。例如, 在图 3 中五大连池的钾质玄武岩偏离总体分布区, 其 Sr、Nd 同位素组成也与其他地区有明显区别, 暗示其源区显著富集大离子亲石元素。但山东栖霞、南京塔山和安徽女山的玄武岩显示亏损地幔的同位素组成, 其 LREE 和 LREE/HREE 值又很高, 刘丛强等<sup>[16]</sup>对批式部分熔融计算表明: 除非部分熔融程度小于 0.5%, 否则亏损 LREE 的石榴石二辉橄榄岩部分熔融所产生的熔体将不会出现这种 LREE 富集的配分模式。据此可以认为: 同位素亏损的地幔在发生部分熔融前曾经历过大量离子亲石元素的富集作用过程。

3.2 结晶分异

在所研究的玄武岩中, 多数岩石的  $\text{MgO} < 8\%$ ,  $\text{Ni} < 200 \times 10^{-6}$ ,  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 < 0.8$ ,

Cr 含量亦很低, 证明曾经历过结晶分异。但许多碱性玄武岩赋存有地幔捕虏体, 且含有 ne。这一特征也不支持岩浆在浅部曾发生过有意义的结晶分异的观点。无 Eu 异常也暗示斜长石未大量晶出。玄武岩中 MgO 与 Ni、Cr 大体呈正相关, 暗示有过橄榄石和辉石的结晶分异。 $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  值随 CaO 含量的降低而变小(图 5), 这是由于单斜辉石的晶出所致。石榴子石自熔体中晶出后所出现的效果恰与单斜辉石相反<sup>[16]</sup>。在夏威夷的火奴鲁鲁(Honolulu)火山岩中,  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  值与熔融程度有关<sup>[25]</sup>。对科马提岩和  $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$  体系的高压实验研究证明, 深部熔融扩大石榴

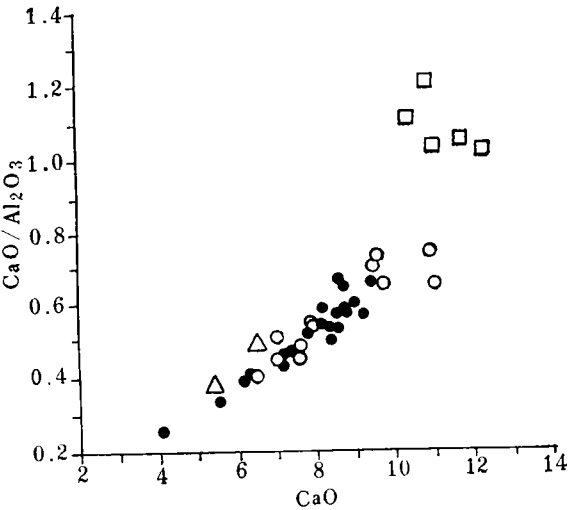


图 5 中国东部新生代玄武岩  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3\text{-CaO}$  图解  
Fig. 5 Diagram for  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3\text{-CaO}$  of Cenozoic basalts from eastern China

图例与图 1 相同。

子石稳定区,消耗橄榄石和辉石,并导致液相中  $\text{CaO}/(\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3)$  值的剧增<sup>[26,27]</sup>。因此,在高压下石榴子石从熔体中晶出或大量保存于熔融残留体中,都可解释苦橄粗玄武岩富  $\text{CaO}$  和  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  值高的原因。

苦橄粗玄武岩中  $\text{Ni}$ 、 $\text{Cr}$  和  $\text{MgO}$  含量既高于其他玄武岩,也高于原始岩浆的理论计算值<sup>[28]</sup>。但自然界还有含  $\text{MgO}$  更高的熔岩<sup>[29]</sup>,因此,这种苦橄粗玄武岩可否视为原始岩浆,尚难判断。因  $\text{Ni}$  含量的变化可能受地幔化学组成不均一性和部分熔融条件的共同制约。汉诺坝玄武岩中含二辉岩脉的二辉橄榄岩经部分熔融形成的熔体有可能含较低的  $\text{Ni}$  和  $\text{Mg}$ <sup>[30]</sup>。 $\text{Ni}$  在橄榄石和熔体间的分配受物理化学条件的制约。在高温高压下富  $\text{Mg}$  熔体中的橄榄石,其  $\text{Ni}$  的分配系数极低<sup>[30]</sup>。所以,在高温高压下即使部分熔融程度很低,也可产生富  $\text{Mg}$ 、 $\text{Ni}$  的熔体<sup>[19]</sup>。因此,所研究的苦橄粗玄武岩应形成于高温高压条件下。

## 4 源区演化

### 4.1 EMI、EMII 地幔端元组分

如前所述,同位素综合示踪业已查明,东北和华北的大陆地幔中包含有 EMI 组分;而南海、海南岛和东南沿海则包含有 EMII 组分,并具有 Dupal 异常。对比不同地区新生代玄武岩微量元素特征,将有助于认识其源区。

具 Dupal 异常玄武岩的 LILE/HFSE (HFSE 为高场强元素)、 $\text{Ba}/\text{Th}$  和  $\text{Th}/\text{U}$  值都比 N-OIB (正常大洋岛屿玄武岩,下同) 的明显增高<sup>[31-33]</sup>。从图 6 可看出,中国东部新生代玄武岩的  $\text{Ba}/\text{Nb}$  和  $\text{La}/\text{Nb}$  值分别介于 7.5—30 和 0.6—1.6 之间;东北和华北西部新生代玄武岩该值的分布范围同沃尔维斯(Walvis)洋脊玄武岩、戈夫岛(Gough)和特里斯坦-达库尼亚岛(Tristan de Cunha)等洋岛玄武岩的相似。

在  $\text{La}/\text{Nb}$  和  $\text{Ba}/\text{Nb}$  这两对比值中,以五大连池的最高,鲁、皖、苏的最低,东南沿海(包括海南岛和南海)的介于两者之间,但更趋近于后者。虽然东南沿海新生代玄武岩的  $\text{Ba}/\text{Nb}$  值与具 EMII 端元组成的萨摩亚群岛(Samoa)和社会群岛(Society)大洋

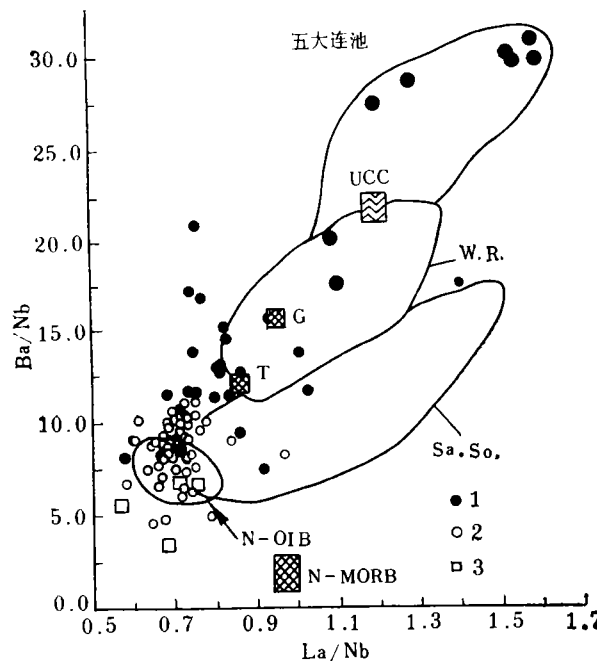


图 6 中国东部新生代玄武岩  $\text{Ba}/\text{Nb}$ - $\text{La}/\text{Nb}$  图解

Fig. 6 Diagram for  $\text{Ba}/\text{Nd}$ - $\text{La}/\text{Nb}$  of Cenozoic basalts from eastern China

1. 东北及华北西部玄武岩; 2. 东南沿海及南海海域的玄武岩; 3. 鲁、皖、苏玄武岩。南海和海南岛大部分数据根据文献 [10,12]; UCC 为上部地壳, 据文献 [34]; N-MORB 为正常洋中脊玄武岩, 据文献 [35]; G 和 T 分别为戈夫岛和特里斯坦-达库尼亚岛大洋岛屿玄武岩, N-OIB 为正常大洋岛屿玄武岩, 均据文献 [32]; W. R. 为沃尔维斯洋脊玄武岩, Sa. So. 分别为萨摩亚群岛和社会群岛的大洋岛屿玄武岩, 均据文献 [36-38]。

岛屿玄武岩的相似,但  $\text{La/Nb}$  明显较低。

由图 7 可看出: 与鲁、皖、苏及东南沿海的玄武岩相比, 东北和华北西部玄武岩的  $\text{Rb/Ba}$ 、 $\text{La/Ba}$  值较低; 同时, 也显示富 Ba 端元与具 EM I 组分的大洋岛屿玄武岩更接近; 相对于 Ba, 大陆玄武岩一般较大陆玄武岩更富 Rb。山东栖霞苦橄粗玄岩 (XX872) 的  $\text{La/Ba}$  值最高, 它与南海盆地部分玄武岩有更趋向 MORB 的趋势。东北和华北西部玄武岩的  $\text{Ba/U}$ 、 $\text{Th/U}$  和  $\text{Ba/Th}$  值也较高, 并与戈夫岛和特里斯坦-达库尼亚岛洋岛玄武岩相似, 而鲁、皖、苏及东南沿海的玄武岩则分别与 N-OIB 和 N-MORB 相近。

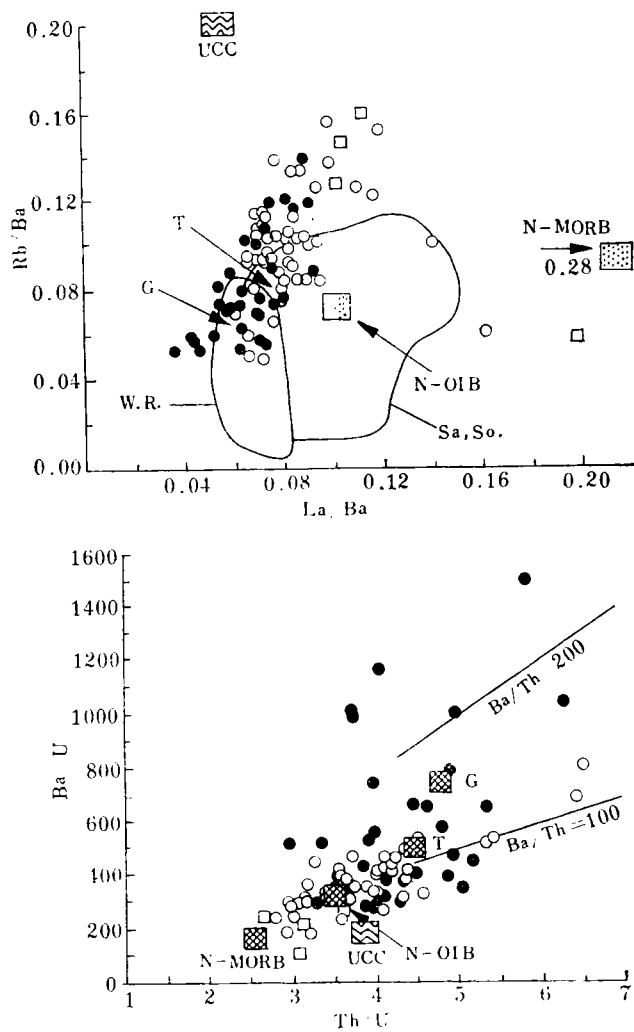


图 7 中国东部新生代玄武岩  $\text{Rb/Ba-La/Ba}$  和  $\text{Ba/U-Th/U}$  图解  
Fig. 7 Diagrams for  $\text{Rb/Ba-La/Ba}$  and  $\text{Ba/U-Th/U}$  of Cenozoic basalts from eastern China  
图例及说明同图 6。

上述高度不相容元素比值的对比说明: 东北和华北西部新生代玄武岩与沃尔维斯洋中脊玄武岩、戈夫岛和特里斯坦-达库尼亚岛等大洋岛屿玄武岩相似, 证实其地幔源区的

确有 ENI 端元成分的存在; 但东南沿海新生代玄武岩的微量元素组成同东北和华北西部新生代玄武岩的并无实质性的差别, 仅富集程度有些差异; 东南沿海玄武岩中的微量元素组成也与萨摩亚群岛和社会群岛的大洋岛屿玄武岩不同, 其 Sr、Nd、Pb 同位素组成的相互关系也不能确切地证明与大洋岛屿玄武岩相似<sup>[5,10]</sup>。因此, 作者认为, 中国东部新生代玄武岩的地幔源区肯定存在 EMI 成分, 但 EMII 是否存在, 仍不能确定。事实上, 中国东部大陆地幔发生的 LILE 富集过程是相同的, 只是南、北方的富集程度有所差异。

#### 4.2 EMI 组分的成因

鉴于东北和华北新生代玄武岩中的地幔岩捕虏体有 EMI 组分, 并认为 EMI 存在于该区岩石圈地幔中<sup>[3,8]</sup>, Richardson *et al.*<sup>[39]</sup>、Hart<sup>[40]</sup>、Hawkesworth *et al.*<sup>[41]</sup> 都强调地幔交代作用是形成 EMI 的主要机制。微量元素数据证明, 在所研究的玄武岩中 U/Nb 和 Ce/Pb 值多数介于 29—56 和 8—25 间 (图 8); 但这两种比值在大洋玄武岩中是相当均一的<sup>[42]</sup>。而在许多大陆溢流玄武岩中发现 Nb 相对于其他不相容元素 (如 U、La 等) 有不同程度的亏损。虽然大陆溢流玄武岩可能不是岩石圈地幔部分熔融的产物, 但这些玄武岩的 Nb 负异常很可能与岩石圈地幔的交代作用有关<sup>[43]</sup>。中国东部新生代玄武岩 U/Nb 和 Ce/Pb 值既低且变化较大, 可能有某种成因意义。

Weaver *et al.*<sup>[32]</sup> 强调, 具 EMI 端元成分的大洋岛屿玄武岩 (如戈夫岛、特里斯坦-达库尼亚岛等) 的地球化学特征可用少量古代远洋沉积物和 N-OIB 的混合来解释。但这一模式不能解释中国东部新生代玄武岩的某些微量元素比值。例如所研究玄武岩中最低的 Rb/Ba、La/Ba 值比海洋沉积物的相应比值还要低, 而最高的 Th/U、Ba/U 值又比海洋沉积物的高 (海洋沉积物有关数据见文献<sup>[45]</sup>), 说明把海洋沉积物作为富集混合端元不恰当。如图 8 所示, 当玄武岩 Ba/Nb 较高时, Ce/Pb 和 U/Nb 均较低, 而 Ba/Nb

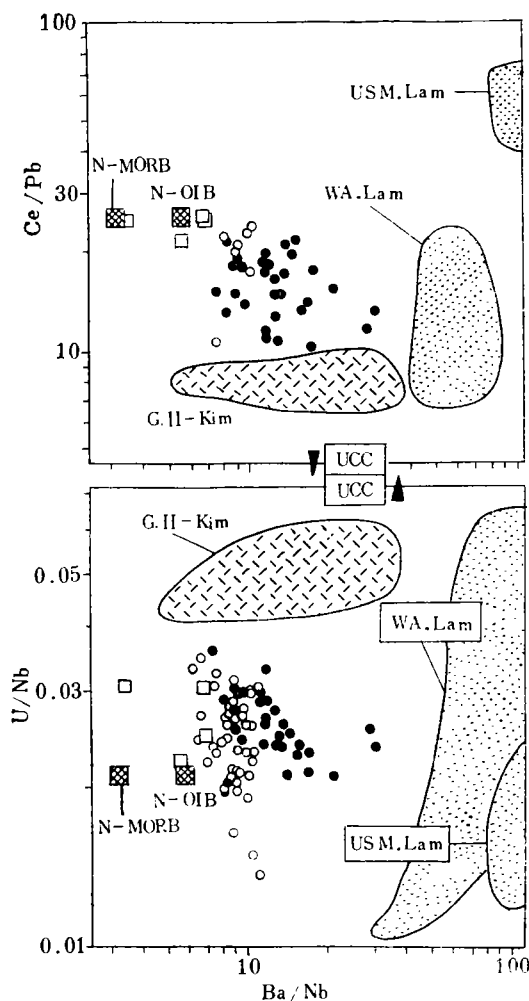


图 8 中国东部新生代玄武岩 U/Nb-Ba/Nb 和 Ce/Pb-Ba/Nb 图解

Fig. 8 Diagrams for U/Nb-Ba/Nd, Ce/Pb-Ba/Nb of Cenozoic basalts from eastern China

G. II. Kim 为 II 型金伯利岩, WA. Lam 为西澳大利亚钾镁煌斑岩, USM. Lam 为美国蒙大拿钾镁煌斑岩, 均据文献<sup>[44]</sup>; 这里 Nb 的浓度是按原始地幔 Nb/Ta = 17.6 计算的<sup>[46]</sup>其他图例及说明同图 6。

较高的玄武岩具有与大洋玄武岩相似的  $U/Nb$  值和与岛弧玄武岩相似的  $Ce/Pb$  值。这些特征否定了软流圈或地幔柱及再循环进入地幔的陆壳物质参与形成 EMI 的观点。图 8 中还给出了金伯利岩和钾镁煌斑岩的分布范围, 它们具有相当于 EMI 组分的微量元素组成。在钾镁煌斑岩中  $U/Pb$  值变化很大, 暗示  $U$  在地幔交代作用过程中十分活泼;  $U$  与其他大离子亲石元素相比相对亏损,  $Pb$  与  $Ce$  相比相对富集。 $U$  的亏损和  $Pb$  的富集可由某些富钾矿物(如云母、角闪石)的形成和消失来加以控制<sup>[41]</sup>。因此, 地幔交代作用导致富集组分中  $U/Pb$  值相对较低, 而  $Th/U$ 、 $Ba/U$  值较高。作者认为, 这种交代作用是东北等地新生代玄武岩低  $^{206}Pb/^{204}Pb$  和高  $^{208}Pb/^{204}Pb$  的主要形成机制。

地幔交代流体是多成因的。由于中国东部新生代玄武岩产出的构造背景以及 EMI 的岩石地幔成因, 不少研究者推测陆下岩石圈地幔中 EMI 的形成是古海洋板块俯冲带去的富  $H_2O$  流体交代上覆地幔楔的结果; 但这一推论尚缺乏必要的地球化学依据。作者注意到五大连池的钾质玄武岩显著富集除  $U$  以外的其他大离子亲石元素和亏损  $Nb$ , 与  $U$ 、 $Th$ 、 $Ce$  和  $La$  相比, 相对富集  $Ba$  和  $Pb$ 。微量元素的这些特征可同与板块俯冲有关的玄武岩相类比。因此, 可以认为 EMI 的成因应与板块俯冲有关。作者将另文讨论的  $Ce$  同位素资料也支持这一认识。

源自亏损地幔的玄武岩的  $La/Nb$ 、 $Ba/Nb$ 、 $Ce/Pb$ 、 $Th/U$  值均与 N-OIB 相似, 但  $U/Nb$  和  $Rb/Ba$  值略高, 这可能是岩石圈地幔和软流圈地幔物质相混合的结果。地幔岩捕虏体的地球化学研究证明, 中国东部大陆岩石圈地幔主体是亏损的。由软流圈上升的富集大离子亲石元素的少量熔体加入到地幔岩石圈的下部, 可能产生 OIB 型源区组分<sup>[42]</sup>。因此, 作者认为, 中国东部新生代各类玄武岩是由于软流圈地幔物质的上涌并引起上覆不均一的岩石圈地幔部分熔融而形成的。

## 5 小结

(1) REE 及其他不相容元素与  $SiO_2$  呈负相关关系, 暗示中国东部新生代玄武岩是地幔在不同深度下部分熔融的产物。

(2) 强不相容元素比值的变化表明, 导致中国东部大陆地幔的富集作用 (EMI、EM II) 并无本质上的差别, 但不同地区富集程度可能有差别。

(3) 与板块俯冲作用有关的地幔交代作用是形成富集的地幔端元成分——EMI 的合理机制。

黑龙江省矿产地质第一调查所协助考察牡丹江地区的新生代玄武岩; 王兴华同志提供牡丹江黄花的玄武岩标本 (BNE1); 梅厚钧、肖森宏同志提供明溪、松溪、海康等地样品。谨致谢忱。

## 参 考 文 献

- 1 Tu K, Flower M F J, Xie G *et al.* Lead isotopic data for Cenozoic basalts from eastern China: evidence for cratonic and circum-cratonic mantle domains, Abstr 28th Int Geol Congr. Washin-



- ton, D C, 1989.(3): 260—261.
- 2 解广轰, 涂勘, 王俊文等. 中国东部新生代玄武岩铅同位素组成的地理分布特征和成因意义. 科学通报, 1989, (10): 772—775.
- 3 Song Y, Frey F A. Geochemistry of peridotite xenoliths in basalt from Hannuoba, Eastern China: Implications for subcontinental mantle heterogeneity. *Geochim Cosmochim Acta*, 1990, 53:97—113.
- 4 Zhang M, Menzies M A, Suddaby P *et al.* EMI signature from within the post-Archaean subcontinental lithospheric mantle: Isotopic evidence from the potassic volcanic rocks in NE China. *Geochim J*, 1991, 25: 387—398.
- 5 Basu A R, Wang J, Huang W *et al.* Major element, REE and Pb, Nd and Sr isotopic geochemistry of Cenozoic volcanic rocks of eastern China: Implications for their origin from suboceanic-type mantle reservoirs. *Earth Planet Sci Lett*, 1991, 105: 149—169.
- 6 Tatsumoto M, Nakamura Y. DUPAL anomaly in the sea of Japan: Pb, Nd and Sr isotopic variations at the eastern Eurasian continental margin. *Geochim Cosmochim Acta*, 1991, 55: 3697—3708.
- 7 Hart S R. A large scale isotope anomaly in the southern hemispheremantle. *Nature*, 1984, 309: 753—757.
- 8 Tatsumoto M, Basu A R, Huang W *et al.* Sr, Nd and Pb isotopes of ultramafic xenoliths in volcanic rocks of Earth China: enriched components EM I and EM II in subcontinental lithosphere. *Earth Planet Sci Lett*, 1992, 113: 107—128.
- 9 Tu K, Flower M F J, Carlson R W *et al.* Sr, Nd and Pb isotopic compositions of Hainan basalts (South China): Implications for a subcontinental lithosphere Dupal source. *Geology*, 1991, 19: 567—569.
- 10 Tu K, Flower M F J, Carlson R W *et al.* Magmatism in the South China Basin: I. Isotopic and trace-element evidence for an endogenous Dupal mantle component. *Chem Geol*, 1992, 97:47—63.
- 11 Zhi X, Song Y, Frey F A *et al.* Geochemistry of Hannuoba basalts, eastern China: Constraints in the origin of continental alkalic and tholeiitic basalt. *Chem Geol*, 1990, 88: 1—33.
- 12 Flower M F J, Zhang M, Chen C *et al.* Magmatism in the South China Basin: II. Post-spreading Quaternary basalts from Hainan Island, South China. *Chem Geol*, 1992, 97: 65—87.
- 13 Le Bas M J, Le Maitre R W, Streckisen A *et al.* A Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J Petrol*, 1986, 27:745—750.
- 14 韦克俭. 辽宁宽甸黄椅山玄武岩及其橄榄岩捕虏体的岩石学和地球化学: [学位论文]. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所, 1985.
- 15 Fan Q, Hooper P R. The Cenozoic basaltic rocks of eastern China: Petrology and chemical composition. *J Petrol*, 1991, 32:765—810.
- 16 刘丛强, 解广轰, 韦克俭等. 宽甸黄椅山玄武岩和巨晶的同位素与微量元素地球化学. 岩石学报, 1993, 9(1): 9—19.
- 17 Mauda A, Nakamura N, Tanaka T. Fine structures of mutually normalized rare-earth patterns of chondrites. *Geochim Cosmochim Acta*, 1973, 37:239—248.
- 18 Wright T L, Fiske R S. Origin of the differentiated and hybrid lavas of Kilauea volcano, Hawaii. *J Petrol*, 1971, 12:1—66.
- 19 Takahashi E, Kushiro I. Melting of a peridotite at high pressures and basalt magma genesis. *Am Mineral*, 1983, 68:859—879.
- 20 Takahashi E. Melting of a dry peridotite KLB-1 up to 14 GPa: Implication on the origin of peridotitic upper mantle. *J Geophys Res*, 1986, 91: 9367—9382.
- 21 Thompson R N. Phase-equilibria constraints on the genesis and magmatic evolution of oceanic basalts. *Earth Sci Rev*, 1987, 24:161—210.
- 22 McKenzie D, Bickle M J. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *J Petrol*, 1988, 29: 625—679.
- 23 Kushiro I. Effect of water on the composition of magmas formed at high pressures. *J Petrol*, 1972, 13: 771—787.
- 24 Wyllie P J, Huang W L. Carbonation and melting reactions in the system CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub>. *Geology*, 1976, 3:621—624.
- 25 Clague D A, Frey F A. Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu volcanics, Oahu: Implications for the oceanic mantle below Hawaii. *J Petrol*, 1982, 23: 447—504.

- 26 Wei K, Tronnes R G, Scaree C M. Phase relations of aluminum-undepleted and aluminum-depleted komatiites at pressures of 4–12 GPa. *J Geophys Res*, 1990, 95: 15817–15827.
- 27 Herzberg C. Depth and degree of melting of komatiites, *J Geophys Res*, 1992, 97: 4521–4540.
- 28 Sato H. Nickel contents of basaltic magmas: identification of primary magmas and a measure of the degree of olivine fractionation. *Lithos*, 1977, 10: 113–120.
- 29 Clarke D B, O' Hara M J. Nickel, and the existence of high-MgO liquids in nature. *Earth Planet Sci Lett*, 1979, 44:153–158.
- 30 Elthon D, Ridley W I. Comments on "The partitioning of nickel between olivine and silicate melt". *Earth Planet Sci Lett*, 1979, 44:162–164.
- 31 Le Roex A P. A geochemical correlation between source region signatures of southern African kimberlites and South Atlantic hotspots. *Nature*, 1986, 324:243–245.
- 32 Weaver B L, Wood D A, Tarney J *et al*. Role of subducted sediment in the genesis of ocean-island basalts: Geochemical evidence from South Atlantic ocean island. *Geology*, 1986, 14:275–278.
- 33 Le Roex A P, Dick A J B, Fisher R L. Petrology and geochemistry of MORB from 25°E to 46°E along the southwest Indian Ridge: Evidence for contrasting styles of mantle enrichment. *J Petrol*, 1989, 30: 947–986.
- 34 Taylor S R, McLennan S M. The continental crust: its composition and evolution. London: Blackwell, 1985. 277.
- 35 Hofmann A W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth Planet Sci Lett*, 1988, 90: 297–314.
- 36 Humphris S E, Thompson G. Geochemistry of rare earth elements in basalts from the Walvis Ridge: Implications for its origin and evolution. *Earth Planet Sci Lett*, 1983, 57: 421–436.
- 37 Palacz Z N, Saunders A D. Coupled trace element and isotope enrichment in the Cook-Austral-Samoa islands, southwest Pacific. *Earth Planet Sci Lett*, 1986, 79: 270–280.
- 38 Dostal J, Dupuy C, Liotard J M. Geochemistry and origin of basaltic lavas from Society Islands, French Polynesia (South Central Pacific Ocean). *Bull Volcanol*, 1982, 45:51–62.
- 39 Richardson S H, Erlank A J, Duncan A R *et al*. Correlated Nd, Sr and Pb isotope variation in Walvis Ridge basalts and implication for the evolution of their mantle source. *Earth Planet Sci Lett*, 1982, 59:327–342.
- 40 Hart S R. Heterogeneous mantle domains, genesis and mixing chronologies. *Earth Planet Sci Lett*, 1988, 90:273–276.
- 41 Hawkesworth C J, Kempton P D, Rogers N W. Continental lithosphere, and shallow level enrichment processes in the Earth's mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 1990, 96:256–268.
- 42 Hofmann A W, Jochum K P, Seufert M. Nd and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth Planet Sci Lett*, 1986, 79: 33–45.
- 43 Arndt N T, Christensen U. The role of lithospheric mantle in continental flood volcanism: Thermal and geochemical constraints. *J Geophys Res*, 1992, 97: 10967–10981.
- 44 Fraser K J, Hawkesworth C J, Erlank A J *et al*. Sr, Nd and Pb isotope and minor element geochemistry of lamproites and kimberlites. *Earth Planet Sci Lett*, 1985/1986, 76:57–70.
- 45 Ben Othman D B, White M W, Patchett J. The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crust-mantle recycling. *Earth Planet Sci Lett*, 1989, 94:1–21.
- 46 Menzies M A. Effects of small volume melts. *Nature*, 1990, 343: 312–313.

# GEOCHEMISTRY OF CENOZOIC BASALTS FROM EASTERN CHINA—I. MAJOR ELEMENT AND TRACE ELEMENT COMPOSITIONS: PETROGENESIS AND CHARACTERISTICS OF MANTLE SOURCE

Liu Congqiang

*(Institute of Geochemistry, The Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002)*

Xie Guanghong

*(Guangzhou Institute of Geochemistry, The Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640)*

Akimasa Masuda

*(Department of Chemistry, University of Electronic-Communications, 1-5-1 Chofugaoka, Chofu, Tokyo, 182, Japan)*

## Abstract

Cenozoic basalts from eastern China including tholeiitic, alkalic, picritetrachy and potassic basalts were studied in this paper. The variation of both major element and trace element abundances shows that these Cenozoic basalts were derived from the partial melting of mantle at various depths and subsequent fractional crystallization. Variable ratios of highly incompatible elements might be related to lithospheric mantle metasomatism. It appears that the upwelling of asthenospheric magma and the melting of overlying heterogeneous mantle lithosphere generate the Cenozoic basalts of eastern China.

**Key words:** Cenozoic basalts, mantle source, major elements, trace elements, eastern China