

济阳拗陷第三纪玄武岩的 Nd-Sr 同位素研究*

沈渭洲 赵连泽 赵明 孔庆友 蔡元峰

SHEN WeiZhou, ZHAO LianZe, ZHAO Ming, KONG QingYou and CAI YuanFeng

南京大学地球科学系, 南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 南京 210093

State Key Lab. of Mineral Deposits Research, Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, China

2001-01-11 收稿, 2001-09-03 改回.

Shen WZ, Zhao LZ, Zhao M, Kong QY and Cai YF. 2002. Study on Nd-Sr isotopic compositions of Tertiary basalts from Jiyang depressional basin. *Acta Petrologica Sinica*, 18(1):47-58

Abstract This paper reports Nd-Sr isotopic compositions of twenty nine samples of Tertiary basalts from Jiyang depressional basin. It is indicated that the early- and late-Tertiary basalts have different Nd-Sr isotopic compositions with evident variation. ϵ_{Nd} and $^{87}Sr/^{86}Sr$ values of the early Tertiary basalts vary from -2.4 to 3.3 and from 0.70481 to 0.70930 respectively, while ϵ_{Nd} and $^{87}Sr/^{86}Sr$ values of the late Tertiary basalts range from 0.1 to 2.3 and from 0.70421 to 0.70530. There is no correlation between ϵ_{Nd} and $1/Nd$ and between $^{87}Sr/^{86}Sr$ and $1/Sr$ of the basalts. The SiO_2 contents of the basalts are negatively correlated with contents of MgO , $Fe_2O_3 + FeO$ and P_2O_5 , and positively correlated with Al_2O_3 , but not correlated with K_2O . These basalts also have positive Nb anomaly on the spider diagram. Therefore, variations of isotopic composition of the basalts may have not been caused by crustal contamination. Increases of $^{87}Sr/^{86}Sr$ of the basalts were caused by hydrothermal alteration, but variations of ϵ_{Nd} values may have been attributed to source mixing. On the Nd-Sr correlogram, all data points are should plot inside the mantle array, if hydrothermal alteration of basalts did not occur. This suggests that the Tertiary basalt was formed by mixing process between DMM and EMI to different degrees, with minor contribution from EMII

Key words Tertiary basalt, Nd-Sr isotope, Mixing process, Jiyang depressional basin

摘要 本文报道了济阳拗陷 29 个第三纪玄武岩的 Nd, Sr 同位素组成。结果表明, 该区早、晚第三纪玄武岩的 Nd-Sr 同位素组成变化较明显且具有一定的区别, 早第三纪玄武岩的 ϵ_{Nd} 值为 -2.4~3.3, $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值为 0.70481~0.70930; 晚第三纪玄武岩的 ϵ_{Nd} 值为 0.1~2.3, $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值为 0.70421~0.70530。鉴于 ϵ_{Nd} 与 $1/Nd$ 及 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 与 $1/Sr$ 之间不存在相关特征, Nb 正异常以及 SiO_2 与 MgO , $Fe_2O_3 + FeO$, P_2O_5 呈负相关, 与 Al_2O_3 呈正相关, 但与 K_2O 不存在相关特征, 因此, 地壳混染作用并不是第三纪玄武岩同位素组成变化的主要原因。玄武岩 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值的升高是由热液蚀变造成的, 而 ϵ_{Nd} 值的变化则归因于源区混合。如果热液蚀变作用没有发生, 这些玄武岩的所有数据点在 Nd-Sr 相关图上将可能位于地幔系列内部。这表明第三纪玄武岩主要是由 DMM 和 EMI 两个端员组分不同程度混合形成, EMII 的贡献是次要的。

关键词 第三纪玄武岩; Nd-Sr 同位素; 混合作用; 济阳拗陷

中图法分类号 P588.145; P597

在我国东部, 伴随着从晚白垩世直至整个新生代时期的裂谷作用, 出现了大规模的玄武质火山作用。通过近 20 年的研究, 对这些火山岩已取得了相当丰富的岩石学、年代学与地球化学等方面的研究资料(解广森等, 1989; 刘若新, 1992; 刘若新等, 1994; 刘丛强等, 1995a, 1995b; 陈道公和张剑波,

1992; 陈道公等, 1990; 支霞臣等, 1994a, 1994b; Song & Frey, 1990; Zhang *et al.*, 1991; Basu *et al.*, 1991; Tatsumoto & Nakamura, 1991; Chung, 1999; Zou *et al.*, 2000)。但对山东济阳拗陷内的第三纪玄武岩, 尤其是早第三纪玄武岩, 由于其在地表缺少出露而很少有研究成果报道。

* 第一作者简介: 沈渭洲, 男, 1939 年 7 月生, 教授, 博士生导师, 同位素地球化学专业。E-mail: wzshen@nju.edu.cn

本文首次根据钻孔岩芯样品对该拗陷内第三纪(尤其是早第三纪)玄武岩开展较系统的 Nd, Sr 同位素研究, 讨论它们的物质来源, 从而为深入研究这些玄武岩的成因提供重要的制约条件。

1 地质背景

济阳拗陷位于渤海湾盆地东南缘, 郯庐大断裂西侧, 它是在晚白垩世末期开始的上地幔上隆所导致的伸展裂陷作用的构造背景上发育起来的(刘若新等, 1994)。从新生代开始, 济阳拗陷已演化成为一个独立的拗陷, 沉积了厚达万余米的泥质岩石。同时, 拗陷内部火山活动强烈, 且具有多期次活动的特点, 既有陆上喷发, 又有水下喷发, 以宁静的溢流相为主。它们大都隐伏于晚第三系和第四系沉积层之下。在多期次火山岩之间, 均有较厚的湖相沉积的砂泥质岩石, 显示火山活动具间歇性喷发特征。K-Ar 年龄测定表明, 所研究的玄武岩是在 62.8~22.8Ma 之间形成的*。玄武岩在类型上可分拉斑系列(拉斑玄武岩和石英拉斑玄武岩)和碱性系列(橄榄玄武岩和碱性橄榄玄武岩)两类, 拉斑系列玄武岩主要分布于拗陷的北西部分, 而碱性系列玄武岩主要分布于拗陷的南东部分, 岩石中未见深源岩石包体或捕虏晶。本区玄武岩, 特别是早第三纪沙河街组储油玄武岩的蚀变作用较为明显, 蚀变类型以低温热液蚀变(绿泥石化、粘土化和碳酸盐化等)为主。

在济阳拗陷内, 除第三纪火山岩外, 还有少量晚白垩纪火山岩(安山岩, 玄武安山岩和拉斑玄武岩)和第四纪强碱性玄武岩(碱性玄武岩, 苦橄玄武岩和霞石苦橄岩)分布。

2 样品和分析方法

对野外采集的钻孔岩芯样品经薄片鉴定后选择 29 个全岩样品作全岩 Nd, Sr 同位素分析。样品的选择既考虑新鲜程度, 又要照顾到不同的地层单元(早第三纪孔店组、沙河街组和东营组及晚第三纪馆陶组)及样品的空间分布。因此, 有一部分样品(尤其是沙河街组)经受了不同程度蚀变作用。对于火山岩出露厚度大、取芯又较多的钻孔, 如新滨 348 井沙三段玄武岩, 滨 349 井沙四段玄武岩和昌 39 井孔店组玄武岩, 样品数量适当增加, 以研究玄武岩浆喷发过程中同位素组成的变化特征。

各种地球化学测试直接用全岩粉末样品。主量元素由南京大学地球科学系中心实验室采用常规化学方法测定; 微量元素由南京大学现代分析中心采用 VF-320 型 X 射线荧光光谱仪(XRFS)测定; 稀土元素由南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室采用单道扫描型高频电感耦合等离子体直读光谱仪(ICP-AES)测定; 钕和锆同位素组成由中国科学院地质研究所同位素实验室测定。Sm, Nd, Rb, Sr 含量采用同位素稀释法测定, Sr 同位素比值测定采用

$^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ 进行质量分馏校正, Nd 同位素比值测定采用 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ 进行标准化。实验室全流程本底: Rb, Sr 为 $10^{-10} \sim 10^{-11}\text{g}$; Sm, Nd 为 $10^{-11} \sim 10^{-12}\text{g}$ 。为避免蚀变作用的影响, 下述讨论将根据烧失量小于 4% 的样品进行。

3 地球化学特征

3.1 主量元素特征

如表 1 所示, 第三纪玄武岩的 SiO_2 (44.09%~53.29%) 和全碱 ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$, 2.82%~5.98%) 含量变化较大, 在 $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 分类图上, 早第三纪玄武岩以拉斑系列和碱性系列玄武岩并存为特征(图略), MgO 含量较低(2.72%~8.16%), $\text{Mg}^\# [100 \times \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})]$ 值为 55~77(平均为 68); 晚第三纪玄武岩为碱性系列玄武岩, MgO 含量较高(8.08%~10.36%), $\text{Mg}^\#$ 值为 66~82(平均为 74)。在主量元素变化图解中, SiO_2 与 MgO , $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$, P_2O_5 呈负相关, 与 Al_2O_3 呈正相关, 与 K_2O , Na_2O 等其它氧化物的关系不明显(图 1), 这些特征反映玄武岩形成过程中受到的地壳混染作用不明显(Zou *et al.*, 2000)。

3.2 微量元素特征

在微量元素比值蛛网图上, 第三纪玄武岩的分配型式类似于海岛玄武岩, Ba, Th, Sr, Hf 为正异常; Nb 为不太明显的正异常, 但不是负异常; Rb, K, Nd 为负异常(图 2)。这些特征表明, 玄武岩形成过程中受到的地壳混染可以忽略(Zou *et al.*, 2000)。

3.3 稀土元素特征

第三纪玄武岩的稀土总量不高, 为 62.34~136.43 $\times 10^{-6}$ 。在球粒陨石标准化稀土分配模式图上, 所有第三纪玄武岩都显示轻稀土富集模式(图 3), 富集程度早第三纪玄武岩较低(LREE/HREE = 4.92), 晚第三纪玄武岩稍高(LREE/HREE = 6.22)。所有样品都显示不太明显销负异常($\delta\text{Eu} = 0.81 \sim 0.97$)和铈负异常($\delta\text{Ce} = 0.79 \sim 0.89$)。La/Sm - La 表现出明显的正相关(图略), 说明岩浆过程以部分熔融为主, 分离结晶不明显。

4 同位素特征

4.1 钕同位素

如表 2 所示, 本区第三纪玄武岩的 Sm, Nd 含量较高, Sm 为 $3.847 \sim 10.61 \times 10^{-6}$, Nd 为 $13.13 \sim 33.31 \times 10^{-6}$,

* 南京大学地球科学系, 2000. 济阳拗陷火成岩石学研究(研究报告)

表 1 第三纪玄武岩的主量元素、微量元素和稀土元素分析结果

Table 1 Major element(%), trace element(10^{-6}) and REE(10^{-6}) compositions of Tertiary basalt

样号	9906	9907	9909	9937	9942	9943	9991	9992	9950	9951	9958	9960	9963	9966
岩性	OB	OB	OB	OB	OB	OB	OB	AOB	AOB	AOB	OB	OB	TB	TB
SiO ₂	51.78	52.07	51.79	51.83	50.50	50.07	50.68	49.12	52.26	52.04	48.06	50.38	54.48	55.55
TiO ₂	1.79	1.29	1.57	0.69	1.89	0.96	1.94	2.29	1.83	1.26	1.15	1.87	2.02	1.43
Al ₂ O ₃	12.99	13.71	13.58	13.59	13.78	13.23	15.45	15.10	14.47	14.50	15.15	18.05	19.28	18.49
Fe ₂ O ₃	7.21	8.10	5.61	7.20	4.47	4.53	4.99	5.38	4.61	4.99	2.62	3.50	3.42	3.26
FeO	4.70	3.58	5.80	4.80	7.14	6.72	5.48	4.92	6.33	5.43	5.85	6.98	3.37	3.89
MnO	0.16	0.15	0.19	0.17	0.18	0.18	0.13	0.15	0.17	0.16	0.15	0.14	0.08	0.10
MgO	9.44	9.20	8.30	8.38	9.58	10.72	6.58	6.36	5.80	6.47	5.15	4.43	3.34	3.12
CaO	8.48	8.66	9.26	8.98	8.47	9.39	9.36	11.03	7.99	8.40	17.04	9.33	9.03	9.25
Na ₂ O	2.53	2.50	2.67	2.76	2.59	2.42	3.01	3.10	4.32	4.41	3.37	3.65	3.74	3.56
K ₂ O	0.56	0.43	0.80	1.10	0.99	1.12	1.85	2.01	1.73	1.87	1.11	1.28	0.74	0.84
P ₂ O ₅	0.35	0.31	0.42	0.45	0.40	0.65	0.53	0.55	0.49	0.47	0.34	0.37	0.15	0.50
LOI	3.33	3.38	2.12	3.43	3.44	3.18	3.28	4.33	4.13	4.37	14.74	7.33	4.13	3.98
Mg [#]	78	82	72	76	71	74	68	70	62	68	61	53	64	59
La	18.54	17.37	15.55	24.16	21.60	19.85	27.05	23.92	25.77	27.21	14.95	19.22	20.91	19.97
Ce	36.22	33.21	31.47	45.92	43.24	38.51	52.43	46.20	50.83	48.75	28.68	35.23	38.24	35.08
Pr	5.301	5.071	5.215	6.288	6.367	5.346	7.342	6.714	7.273	6.811	4.767	5.643	6.274	5.812
Nd	19.67	18.81	18.21	23.33	21.82	18.17	23.19	18.85	25.92	24.25	14.13	16.41	17.95	16.17
Sm	4.566	4.320	4.249	5.574	5.391	4.775	6.204	5.663	5.979	5.745	3.996	4.828	5.619	5.301
Eu	1.480	1.445	1.441	1.729	1.687	1.486	1.829	1.649	1.863	1.727	1.234	1.564	1.740	1.600
Gd	4.956	4.779	4.795	6.011	5.960	5.208	6.862	6.730	6.308	5.870	4.533	5.546	6.377	6.351
Tb	0.713	0.664	0.669	0.778	0.758	0.637	0.820	0.766	0.784	0.742	0.576	0.739	0.800	0.794
Dy	3.752	3.914	3.820	4.213	4.296	3.583	4.902	4.500	4.392	4.164	3.388	4.300	4.814	4.900
Ho	0.726	0.737	0.726	0.821	0.836	0.712	1.019	0.988	0.887	0.838	0.701	0.873	0.973	1.032
Er	1.636	1.687	1.656	1.615	1.725	1.413	2.021	1.774	1.860	1.718	1.469	1.905	2.023	2.082
Tm	0.250	0.240	0.247	0.271	0.295	0.235	0.381	0.363	0.311	0.298	0.252	0.327	0.346	0.374
Yb	1.362	1.394	1.391	1.342	1.504	1.125	2.054	1.926	1.639	1.536	1.310	1.709	1.775	2.055
Lu	0.199	0.198	0.202	0.211	0.232	0.174	0.329	0.310	0.259	0.243	0.219	0.271	0.273	0.324
Rb	7.1	6.6	8.3	20.1	12.4	14.6	26.9	26.4	27.5	28.4	8.1	11.8	6.2	5.1
Ba	249	253	317	223	254	304	791	379	642	539	430	512	443	573
Th	7.2	6.8	8.7	6.0	5.9	4.2	3.4	3.8	6.5	7.1	1.8	6.0	2.8	4.0
K	3900	2157	5974	8381	7717	8630	15185	15185	13857	14687	7800	9957	4149	5726
Nb	22.8	18.9	20.1	31.6	26.9	21.5	40.0	39.0	33.7	34.3	15.5	19.8	20.7	21.3
Sr	379	398	412	418	400	404	1197	791	541	782	970	702	844	815
Hf	8.2	6.7	6.5	9.0	10.6	9.9	12.4	8.2	9.0	9.1	6.4	13.6	7.4	9.8
Zr	134	123	120	152	149	127	204	182	166	165	86	132	159	154
Ti	9600	8880	8880	9120	9780	8220	11160	10920	9600	9120	7800	10800	11580	10560
Y	16.4	16.5	15.8	16.2	17.8	14.7	19.3	18.8	18.5	17.7	12.8	18.1	18.4	20.0

(续表 1)

样号	9967	9968	9970	9928	9930	9954	9972	9973	9974	9980	99102	9914	9919	9923	9924
岩性	OB	TB	TB	TB	AOB	OB	AOB	OB	OB	OB	OB	OB	QTB	OB	QTB
SiO ₂	55.84	40.88	47.55	55.59	51.36	50.57	52.46	50.33	48.73	50.79	54.82	51.68	52.05	53.83	52.56
TiO ₂	1.79	1.44	1.37	1.77	0.75	1.36	2.37	1.42	1.75	1.43	1.11	1.25	1.15	0.84	1.55
Al ₂ O ₃	18.62	16.06	14.67	18.10	18.68	15.47	15.01	15.49	15.23	14.53	16.54	14.61	15.35	15.64	15.98
Fe ₂ O ₃	3.11	6.05	5.13	3.34	4.97	4.29	5.84	5.61	5.03	6.15	8.85	5.86	6.16	5.45	6.28
FeO	4.18	8.14	8.20	3.27	5.35	7.23	3.77	5.66	6.02	5.01	3.48	6.59	6.19	5.85	4.66
MnO	0.10	0.27	0.16	0.10	0.16	0.14	0.12	0.17	0.19	0.13	0.14	0.34	0.36	0.23	0.22
MgO	2.85	9.86	8.57	3.28	4.93	6.23	5.86	6.02	5.88	8.64	7.84	7.84	6.91	6.53	5.94
CaO	8.91	13.75	10.38	8.77	8.12	9.89	8.67	10.32	12.45	8.89	3.64	8.63	7.58	6.57	8.91
Na ₂ O	3.54	2.56	2.92	4.05	4.07	3.30	3.76	3.50	3.25	3.28	3.05	2.73	3.42	4.11	3.33
K ₂ O	0.75	0.68	0.81	1.38	1.08	1.18	1.65	1.15	1.13	0.85	0.28	0.26	0.55	0.73	0.30
P ₂ O ₅	0.30	0.30	0.26	0.36	0.51	0.34	0.47	0.31	0.31	0.29	0.25	0.23	0.24	0.21	0.26
LOI	3.87	16.56	10.85	5.13	9.25	4.67	4.74	7.28	8.96	4.86	8.03	2.25	2.55	3.48	2.24
Mg [#]	55	68	65	64	62	61	73	65	64	75	80	68	67	67	69
La	16.28	16.68	14.40	17.53	22.72	18.18	25.20	15.87	16.49	14.66	11.45	9.06	+9.44	9.15	8.50
Ce	33.73	29.91	26.94	36.37	44.76	34.44	49.99	32.41	32.56	28.56	22.79	19.46	20.48	19.33	18.50
Pr	5.761	4.722	4.533	5.501	6.512	5.268	7.293	5.208	5.106	4.566	3.973	3.978	4.043	3.686	3.441
Nd	15.87	12.76	12.58	19.60	23.28	16.35	24.06	16.44	15.76	13.87	11.56	13.38	12.55	12.38	10.23
Sm	4.848	3.899	3.845	4.553	5.568	4.768	6.473	4.372	4.325	3.971	4.270	4.304	4.169	3.765	3.928
Eu	1.504	1.141	1.182	1.498	1.836	1.500	1.873	1.381	1.335	1.239	1.303	1.388	1.403	1.361	1.284
Gd	5.559	4.773	4.757	5.044	6.638	5.350	7.700	5.338	5.204	4.756	6.567	5.642	5.952	5.278	5.903
Tb	0.696	0.566	0.585	0.672	0.875	0.671	0.934	0.664	0.653	0.590	0.794	0.785	0.862	0.760	0.711
Dy	4.067	3.430	3.544	3.716	5.203	4.076	5.623	4.060	3.961	3.589	5.354	5.028	5.431	4.705	4.861
Ho	0.841	0.758	0.776	0.719	1.065	0.825	1.173	0.862	0.833	0.751	1.107	0.975	1.086	0.937	0.993
Er	1.708	1.461	1.459	1.503	2.303	1.717	2.269	1.687	1.677	1.407	1.933	2.245	2.483	2.184	1.741
Tm	0.309	0.285	0.297	0.240	0.377	0.290	0.420	0.323	0.316	0.279	0.345	0.339	0.386	0.339	0.327
Yb	1.623	1.561	1.621	1.220	2.032	1.577	2.377	1.731	1.677	1.461	1.702	2.025	2.230	1.963	1.670
Lu	0.255	0.252	0.270	0.185	0.304	0.241	0.360	0.280	0.277	0.232	0.248	0.294	0.337	0.304	0.251
Rb	8.7	7.0	10.4	11.6	6.2	12.3	18.1	10.8	12.3	7.4	6.9	4.4	18.2	26.7	7.2
Ba	608	467	784	437	701	393	532	303	408	712	177	101	230	207	124
Th	2.3	3.6	2.9	1.0	1.0	2.2	7.5	3.9	5.4	3.9	8.8	7.3	1.0	1.0	2.8
K	4481	3568	4979	10123	7800	8879	12530	3485	3568	2323	996	498	2821	4315	830
Nb	20.2	14.8	16.5	19.4	18.8	19.6	28.9	18.3	17.9	16.4	12.0	10.6	13.3	10.2	11.8
Sr	805	1108	991	828	902	755	724	715	751	728	405	320	282	329	314
Hf	10.4	9.0	7.3	7.6	8.5	7.3	11.0	5.6	5.1	8.6	6.9	7.2	8.4	6.3	4.8
Zr	156	116	133	115	137	128	190	127	131	119	117	112	117	102	102
Ti	10740	7380	8280	11100	11400	9060	13400	4500	4260	4260	10080	10140	10380	8880	8820
Y	16.1	15.8	15.6	15.1	22.4	15.8	22.7	16.8	15.9	15.0	23.9	21.4	23.0	20.4	20.4

注:表中主量元素组成已将烧失量剔除后重新换算成干体系条件下的成分,岩石名称是在 TAS 图解基础上,结合显微镜下鉴定结果确定的,采样位置及样品时代见表 2. OB- 橄辉玄武岩; TB- 拉斑玄武岩; AOB- 碱性橄辉玄武岩; QTB- 石英拉斑玄武岩.

$Mg^{\#} = 100 \times Mg / (Mg + Fe^{2+})$; LOI 代表烧失量.

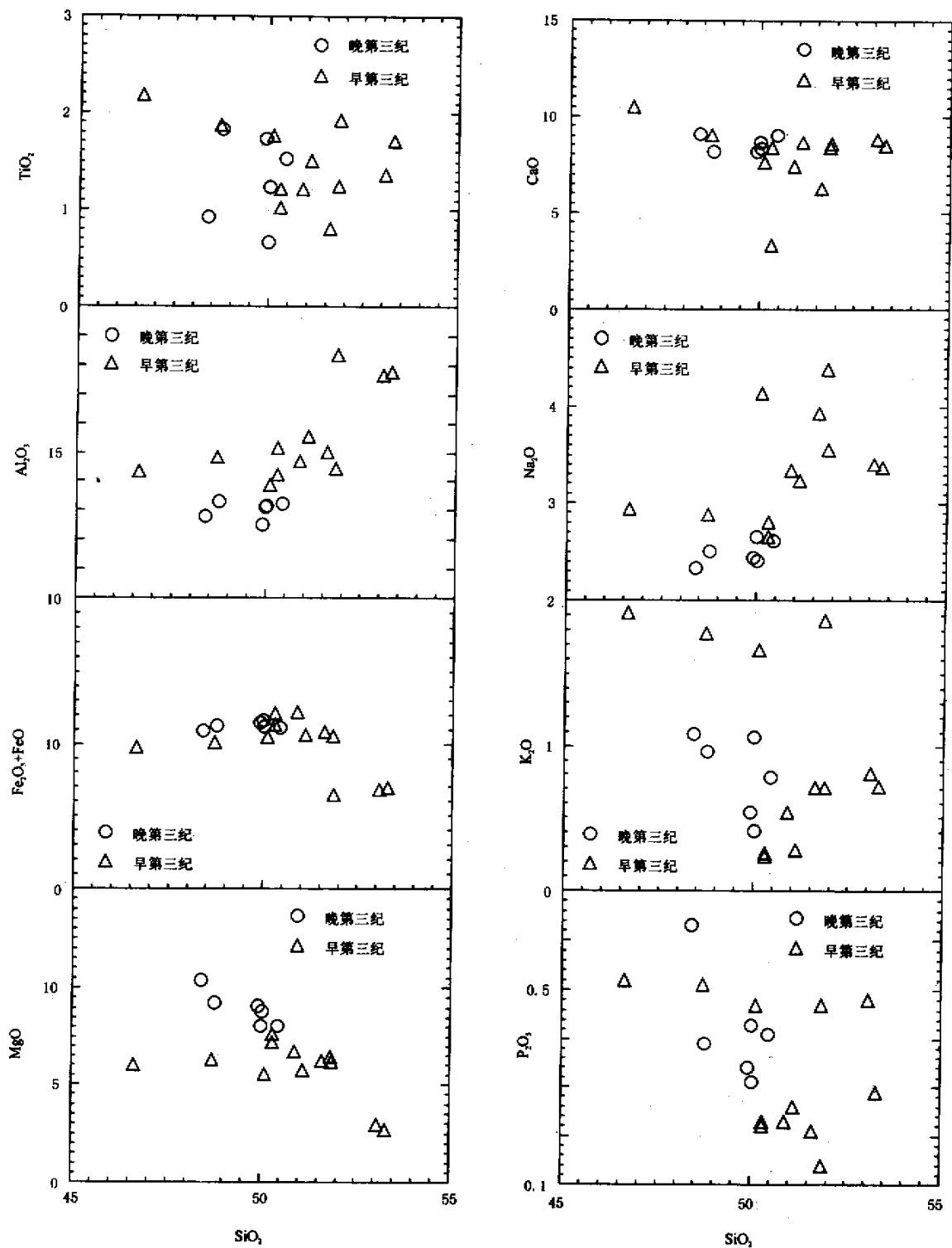


图 1 第三纪玄武岩的主量元素组成

Fig. 1 The major element compositions for Tertiary basalts

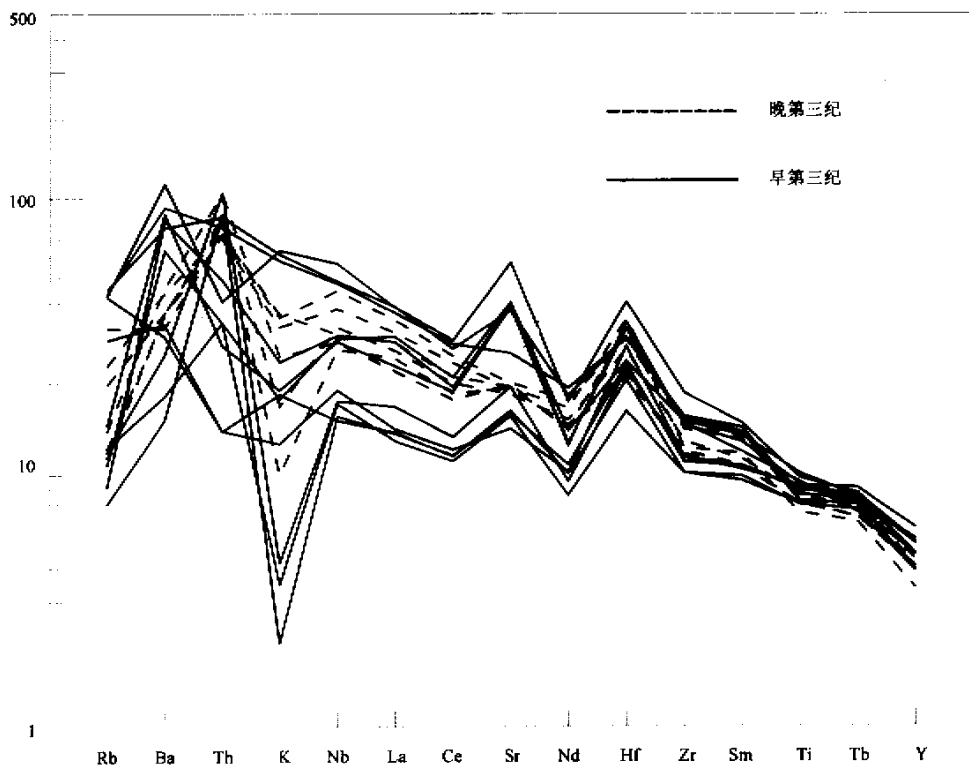


图2 第三纪玄武岩的原始地幔标准化微量元素蛛网图

(原始地幔数据引自 McDonough *et al.*, 1991)

Fig.2 Primitive mantle-normalized trace element spidergram for Tertiary basalts

Sm/Nd 值除早第三纪孔店组玄武岩较高(0.294~0.318), 接近于球粒陨石地幔值(0.32)外, 其余样品的 Sm/Nd 值(0.190~0.246)相似于地壳岩石值(0.16~0.26, Henderson, 1984)。计算的 ϵ_{Nd} 值为-2.4~3.3, 它明显低于大洋中脊玄武岩值(6.9~11.9, Ito *et al.*, 1987), 但位于海岛玄武岩值(-4.0~8.0, DePaolo, 1988)范围内。

在所研究的玄武岩中, 晚第三纪馆陶组玄武岩的 ϵ_{Nd} 值为 0.1~2.3(表1), 它明显低于鲁东与鲁中晚第三纪玄武岩的值(分别为 2.6~4.4 和 2.1~6.4, 支霞臣等, 1994; 陈道公等, 1990; Peng *et al.*, 1986)。早第三纪玄武岩的 ϵ_{Nd} 值变化较大, 为-2.4~3.3。其中沙三段、沙四段和孔店组的 ϵ_{Nd} 值变化明显, 即使是在同一个喷发旋回中采集的样品, 如新滨 348 井(沙三段, ϵ_{Nd} 值为-2.4~0.8), 滨 349 井(沙四段, ϵ_{Nd} 值为-1.4~0.9)和昌 39 井(孔店组 ϵ_{Nd} 值为 1.3~3.3), ϵ_{Nd} 值的变化同样是较为明显的。由于 ϵ_{Nd} 值的变化发生在同一个地区, 甚至同一个喷发旋回中, 很难采用地幔 Nd 同位素组成不均一来解释这些变化。玄武岩是岩浆快速喷出地表的冷凝产物, 加之样品的 ϵ_{Nd} 值与其 1/Nd 之间并不形成相关分布(图略), 在微量元素蛛网图上又不存在 Nb 负异常(图2), 因

而地壳混染作用也不能用于解释这些早第三纪玄武岩 Nd 同位素组成的变化。虽然本区玄武岩, 尤其是早第三纪玄武岩经历了较明显的热液蚀变, 但由于 Sm-Nd 体系抗扰动能力强, 蚀变流体的 Nd 含量又比 Sr 含量低几个数量级, 因而蚀变玄武岩的 ϵ_{Nd} 值也不会发生可感知的变化(Faure, 1986)。此外, La/Sm - La 之间的正相关又排除了岩浆分离结晶作用对其 Nd 同位素组成的影响。因此, 本区早第三纪(包括晚第三纪)玄武岩 Nd 同位素组成的变化最可能归因于玄武岩浆形成过程中发生的不同源区之间的混合作用(讨论见后)。

4.2 锶同位素

如表3所示, 本区第三纪玄武岩的 Rb 含量低, 为 0.84~28.07 $\times 10^{-6}$ (平均为 11.3 $\times 10^{-6}$), Sr 含量高, 为 297.3~1210.1 $\times 10^{-6}$ (平均为 681 $\times 10^{-6}$), Rb/Sr 比值低, 为 0.002~0.084 (平均为 0.017)。这些特征与玄武岩源自上地幔是一致的。晚第三纪玄武岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值较低, 变化较小, 为 0.70421~0.70530, 它稍高于文献报道的鲁中(0.70323~0.70450)与鲁东(0.70387~0.70448)晚第三纪玄武岩的值(支霞臣等, 1994b; Peng *et al.*, 1986)。但早第三纪玄武岩的

表 2 第三纪玄武岩的 Sm-Nd 同位素组成

Table 2 Sm-Nd isotopic compositions of Tertiary basalts

样号	岩性	采样位置	层位	Sm(10^{-6})	Nd(10^{-6})	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ϵ_{Nd}
9906	碱性橄榄玄武岩	广 16 井,721m	Ng	4.613	18.96	0.1472	0.512699	1.2
9907	碱性橄榄玄武岩	广 16 井,724m	Ng	4.506	18.39	0.1482	0.512697	1.2
9909	碱性橄榄玄武岩	广 16 井,728m	Ng	6.726	27.33	0.1489	0.512703	1.3
9937	碱性橄榄玄武岩	广 11 井,869m	Ng	5.753	25.05	0.1389	0.512757	2.3
9942	碱性橄榄玄武岩	广 6 井,869m	Ng	5.496	23.79	0.1397	0.512693	1.1
9943	橄榄玄武岩	广 9 井,797m	Ng	4.659	20.46	0.1378	0.512644	0.1
9991	碱性橄榄玄武岩	夏气 1 井,1534m	Ed	6.316	18.91	0.1321	0.512687	1.0
9992	碱性橄榄玄武岩	夏气 1 井,1536m	Ed	5.937	27.02	0.1337	0.512721	1.6
9950	橄榄玄武岩	高 40 井,1774m	Es2	5.976	27.76	0.1302	0.512657	0.4
9951	橄榄玄武岩	高 40 井,1775m	Es2	5.708	26.78	0.1289	0.512649	0.2
9958	橄榄玄武岩	新滨 348 井,1300m	Es3	3.843	16.34	0.1422	0.512565	-1.4
9960	橄榄玄武岩	新滨 348 井,1305m	Es3	4.953	20.77	0.1442	0.512594	-0.9
9963	拉斑玄武岩	新滨 348 井,1314m	Es3	4.837	20.43	0.1432	0.512584	-1.0
9966	拉斑玄武岩	新滨 348 井,1322m	Es3	5.324	22.55	0.1428	0.512583	-1.1
9967	碱性橄榄玄武岩	新滨 348 井,1326m	Es3	4.989	21.12	0.1429	0.512577	-1.2
9968	拉斑玄武岩	新滨 348 井,1327m	Es3	3.957	17.32	0.1382	0.512517	-2.4
9970	拉斑玄武岩	新滨 348 井,1330m	Es3	3.987	16.99	0.1421	0.512599	-0.8
9928	拉斑玄武岩	滨斜 675 井 1510m	Es4	4.817	20.89	0.1395	0.512571	-1.3
9930	拉斑玄武岩	滨斜 675 井 1514m	Es4	5.786	24.73	0.1415	0.512572	-1.3
9954	碱性橄榄玄武岩	滨 615 井 1818m	Es4	4.593	19.53	0.1422	0.512562	-1.5
9972	碱性橄榄玄武岩	滨 349 井,1225m	Es4	6.491	27.77	0.1413	0.512593	-0.9
9973	橄榄玄武岩	滨 349 井,1227m	Es4	6.836	28.76	0.1438	0.512571	-1.3
9974	碱性橄榄玄武岩	滨 349 井,1249m	Es4	7.661	32.44	0.1428	0.512565	-1.4
9980	碱性橄榄玄武岩	滨 349 井,1242m	Es4	4.038	17.16	0.1423	0.512578	-1.2
99102	碱性橄榄玄武岩	刘 1 井,348m	Ek	4.417	15.03	0.1777	0.512641	0.1
9914	碱性橄榄玄武岩	昌 39 井,1538m	Ek	4.609	14.59	0.1911	0.512809	3.3
9919	石英拉斑玄武岩	昌 39 井,1551m	Ek	10.61	33.31	0.1925	0.512786	2.9
9923	橄榄玄武岩	昌 39 井,1558m	Ek	4.114	13.13	0.1895	0.512711	1.4
9924	石英拉斑玄武岩	昌 39 井,1563m	Ek	4.179	13.33	0.1896	0.512706	1.3

表3 第三纪玄武岩的 Rb-Sr 同位素组成

Table 3 Rb-Sr isotopic compositions of Tertiary basalts

样号	岩性	采样位置	层位	Rb(10^{-6})	Sr(10^{-6})	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
9906	碱性橄榄玄武岩	广 16 井,721m	Ng	4.131	418.7	0.03214	0.704521
9907	碱性橄榄玄武岩	广 16 井,724m	Ng	3.395	401.1	0.02449	0.705127
9909	碱性橄榄玄武岩	广 16 井,728m	Ng	7.205	431.9	0.04828	0.705302
9937	碱性橄榄玄武岩	广 11 井,869m	Ng	16.57	436.8	0.1098	0.704206
9942	碱性橄榄玄武岩	广 6 井,869m	Ng	11.07	408.1	0.07853	0.704829
9943	橄榄玄武岩	广 9 井,797m	Ng	14.16	413.3	0.09914	0.704273
9991	碱性橄榄玄武岩	夏气 1 井,1534m	Ed	26.99	1210.1	0.06445	0.705698
9992	碱性橄榄玄武岩	夏气 1 井,1536m	Ed	24.04	817.1	0.08512	0.704809
9950	橄榄玄武岩	高 40 井,1774m	Es2	27.69	559.8	0.1432	0.707327
9951	橄榄玄武岩	高 40 井,1775m	Es2	28.07	792.4	0.1026	0.707365
9958	橄榄玄武岩	新滨 348 井,1300m	Es3	7.315	1012.7	0.02091	0.707778
9960	橄榄玄武岩	新滨 348 井,1305m	Es3	8.502	741.5	0.03318	0.705429
9963	拉斑玄武岩	新滨 348 井,1314m	Es3	4.081	874.6	0.01351	0.706046
9966	拉斑玄武岩	新滨 348 井,1322m	Es3	6.353	859.9	0.02138	0.705971
9967	碱性橄榄玄武岩	新滨 348 井,1326m	Es3	6.562	834.3	0.02276	0.706231
9968	拉斑玄武岩	新滨 348 井,1327m	Es3	8.201	1147.3	0.02069	0.708697
9970	拉斑玄武岩	新滨 348 井,1330m	Es3	10.18	1028.5	0.02866	0.708289
9928	拉斑玄武岩	滨斜 675 井 1510m	Es4	10.14	879.3	0.03337	0.706221
9930	拉斑玄武岩	滨斜 675 井 1514m	Es4	6.901	940.6	0.02123	0.706631
9954	碱性橄榄玄武岩	滨 615 井 1818m	Es4	11.45	777.8	0.04261	0.706597
9972	碱性橄榄玄武岩	滨 349 井,1225m	Es4	15.02	747.2	0.05815	0.706702
9973	橄榄玄武岩	滨 349 井,1227m	Es4	10.93	738.1	0.04286	0.706607
9974	碱性橄榄玄武岩	滨 349 井,1229m	Es4	4.216	777.1	0.01571	0.706559
9980	碱性橄榄玄武岩	滨 349 井,1242m	Es4	5.664	750.5	0.02185	0.707239
99102	碱性橄榄玄武岩	刘 1 井,348m	Ek	3.197	413.1	0.02241	0.708244
9914	碱性橄榄玄武岩	昌 39 井,1551m	Ek	0.8436	343.2	0.007114	0.706467
9919	石英拉斑玄武岩	昌 39 井,1558m	Ek	15.84	297.3	0.1542	0.708692
9923	橄榄玄武岩	昌 39 井,1563m	Ek	23.87	343.5	0.2012	0.709298
9924	石英拉斑玄武岩	昌 39 井,1538m	Ek	5.152	346.1	0.04011	0.707653

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值较高且变化较大 (0.70481~0.70930), 即使在同一地层单元如孔店组 (0.70647~0.70930) 和沙三段 (0.70543~0.70870) 玄武岩中, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的变化也很明显。由于本区玄武岩 Rb/Sr 值低, 玄武岩又是快速结晶的产物, 由岩浆分离结晶过程导致 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的完全可以忽略 (沈渭洲, 1997); 同时, 本区玄武岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值与 $1/\text{Sr}$ 之间并未形成正相关分布 (图略), 表明玄武岩浆在喷出地表过程中可能并未明显受到地壳混染作用的影响 (Briquet & Lancelot, 1979; Faure, 1986)。加之在火山岩 Sr 含量高的情况下, 地壳物质的混染一般也不易改变原始岩浆的锶同位素组成 (Leeman, 1970; Black *et al.*, 1998)。因此, 本区玄武岩, 特别是早第三纪玄武岩 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的明显变化也不可

能由地壳混染作用引起。第三纪玄武岩 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的明显变化可能由以下两个因素造成: 一是低温热液蚀变作用, 二是玄武岩形成过程中发生的亏损地幔与富集地幔之间的混合作用。岩石学及氧同位素 (金莹等, 2001) 研究业已证实, 本区玄武岩, 特别是早第三纪 (尤其是沙河街组) 玄武岩经历了海水或雨水来源热液蚀变。海水的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为 0.709 左右, 雨水的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值高达 0.710 以上 (Faure and Powell, 1972)。在这种蚀变作用过程中, 玄武岩 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值发生不同程度升高是显而易见的。因此, 我们认为本区玄武岩 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的明显变化可能主要由低温热液蚀变作用引起, 源区混合作用的影响是次要的。

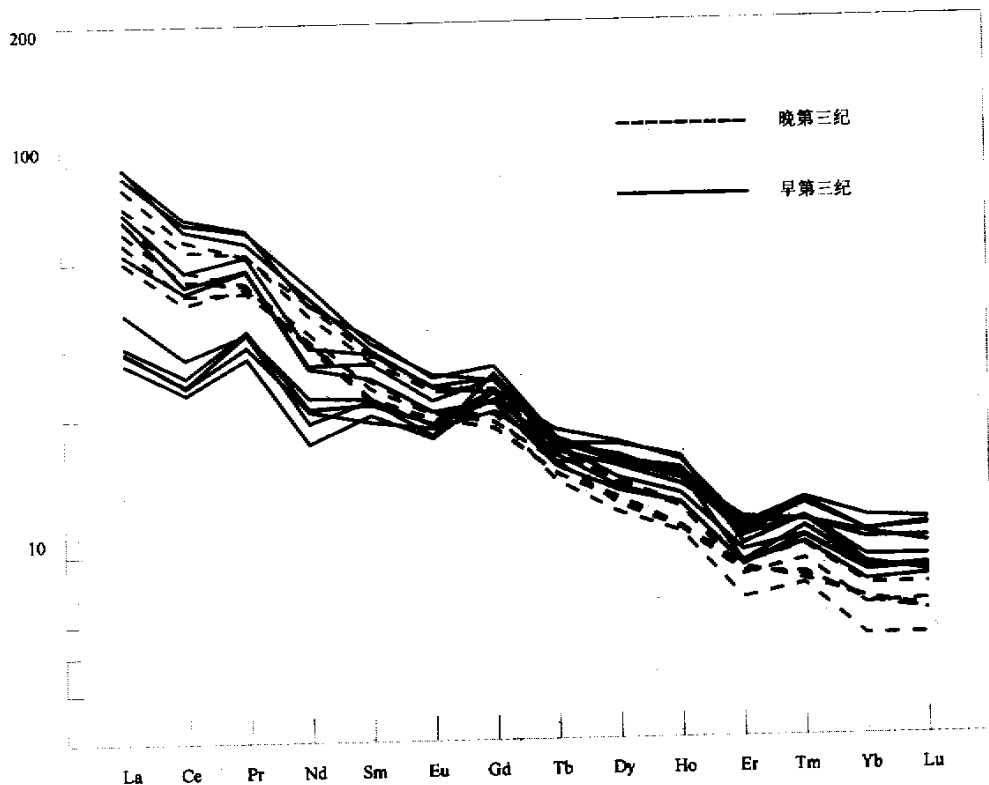


图 3 第三纪玄武岩的球粒陨石标准化稀土元素分配模式 (球粒陨石数据引自 Boynton, 1984)

Fig. 3 Chondrite-normalized REE patterns for Tertiary basalts

5 讨论与结论

现有的研究表明, 上地幔由软流圈地幔和岩石圈地幔两部分组成。软流圈地幔具亏损特征, 成分相对均一 (ϵ_{Nd} 值为 12~8, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为 0.7022~0.7028, Wilson, 1989), 岩石圈地幔“悬浮”于软流圈地幔之上, 成分变化明显 (ϵ_{Nd} 值

为 12~-7, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为 0.7035~0.7100, Wilson, 1989)。在大陆玄武岩中, 无论是溢流玄武岩还是裂谷玄武岩, 很少来自地幔中单一的、均一源区, 而往往是由地幔中二员, 三员或是更多端员组分之间不同程度混合形成的。根据主要元素、微量元素及 Nd-Sr-Pb 多元同位素体系的综合研究, 中国东部新生代玄武岩也是由两个或更多个地幔端员按不同比例混合的结果 (解广轰等, 1989; Song & Frey, 1990;

Zhang *et al.*, 1991; Basu *et al.*, 1991; Tatsumoto & Nakamura, 1991; 刘若新, 1992; 刘若新等, 1994; 刘丛强等, 1995a, 1995b; Chung, 1999; Zou *et al.*, 2000)。其中亏损端员(MORB 和 PREMA)和富集端员(EMI 和 EMII)在不同地区火山岩形成中所起的作用是不同的。Zou *et al.* (2000)指出, 华南地区新生代玄武岩是软流圈地幔和 EMII 之间的混合, 华北地区的新生代玄武岩是软流圈地幔和 EMI 之间的混合。济阳拗陷位于华北板块与华南板块交界部位, 它具有北、南两大陆地幔过渡特征(刘若新等, 1994)。因此, 本区陆下地幔中同时存在 EMI 和 EMII 两种富集端员的可能性是存在的。

前面已经指出, 本区玄武岩, 特别是早第三纪玄武岩经历了较为强烈的低温热液蚀变作用。在这一热液蚀变作用过程中, Rb, Sr 的地球化学性质差异明显, 抗扰动力差, 加之

蚀变流体又具有高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值, 从而使蚀变玄武岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值发生不同程度升高。Sm, Nd 同属稀土元素, 具有相似的地球化学性质和强的抗扰动力, 热液蚀变作用不会使玄武岩的 Nd 同位素组成发生变化, 因此它比 Rb-Sr 体系更能示踪玄武岩的源区特征。

在 $\epsilon_{\text{Nd}} \sim ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 相关图上, 本区早第三纪玄武岩和晚第三纪玄武岩的 Nd, Sr 同位素组成及其相关特征显示出较明显的区别(图 4)。晚第三纪玄武岩(包括鲁东与鲁中地区)的 ϵ_{Nd} 值为 0.3~6.4, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为 0.70323~0.70529, 在图 4 中, 数据点构成明显的相关分布, 且均位于由大洋中脊玄武岩(MORB)和海岛玄武岩(OIB)构成的地幔系列内, 主要分布于 DMM 与 EMI 端员之间, 说明晚第三纪玄武岩可能主要是由这两个端员不同程度混合形成的, EMII 端员的贡献是十分次要的。

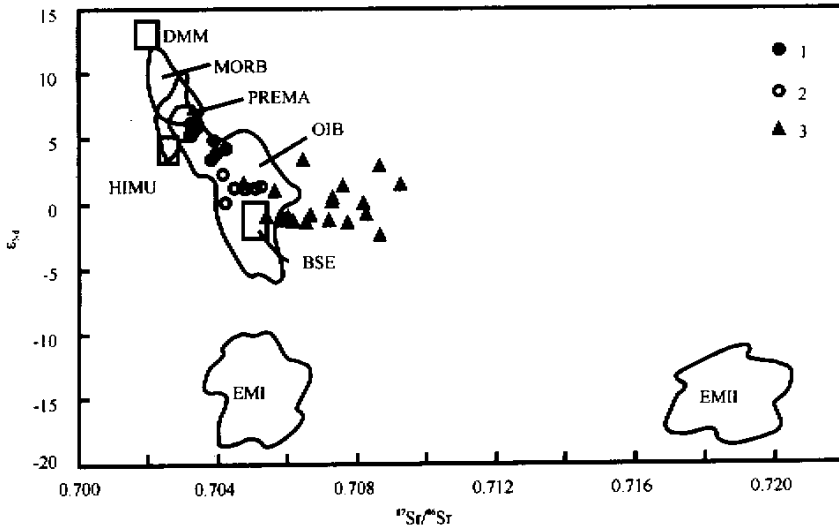


图 4 第三纪玄武岩的 $\epsilon_{\text{Nd}} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 图 (据 Zindler and Hart, 1986)

1. 晚第三纪玄武岩; 2. 早第三纪玄武岩; 3. 晚第三纪玄武岩(据 Peng *et al.*, 1986)

Fig. 4 ϵ_{Nd} vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diagram of Tertiary basalts

与上述晚第三纪玄武岩相比, 早第三纪玄武岩的 ϵ_{Nd} 值稍低(-2.4~3.3), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值较高(0.70481~0.70930), 因而在图 4 中, 数据点的分布向右偏离。如果早第三纪玄武岩没有发生热液蚀变作用, 这些玄武岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值就不会明显升高, 它们的数据点将可能分布于地幔系列内部。但由于它们的 ϵ_{Nd} 值较低, 因而与晚第三纪玄武岩相比, 它们位于右下方(图 4), 说明富集地幔端员在早第三纪玄武岩形成过程中所起的作用更为重要。

综上所述, 本区无论是早第三纪玄武岩还是晚第三纪玄武岩, 它们的 Nd, Sr 同位素组成变化较明显, 说明它们不可能来自单一地幔源区。根据这些玄武岩在 Nd-Sr 图上的相关特征(图 4), 它们主要是由 DMM 和 EMI 两个端员组分不同

程度混合形成, EMII 的贡献是次要的。同时应当指出, 本区早第三纪和晚第三纪玄武岩在岩石性质和 Nd-Sr 同位素组成方面显示的区别与中国东部地区的热-构造演化有关: 即随着从早第三纪向晚第三纪过渡, 岩石圈拉张程度逐渐减小, 岩石圈与软流圈的界面不断下沉, 岩石圈地温梯度变小, 岩浆起源深度增加, 软流圈物质对岩浆的贡献增强, 从而导致晚期形成的第三纪和第四纪玄武岩的碱性增强, ϵ_{Nd} 值升高, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值降低。

致谢: 本文初稿承蒙周金城教授审阅并提出宝贵意见, 孙涛博士协助绘制图件, 谨致谢忱!

References

- Basu AR, Wang Junwen, Huang Wankang, Xie Guanghong and Tatsumoto M. 1991. 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.*, 105:149–169
- Black S, Macdonald R and Barreiro BA. 1998. Open system alkaline magmatism in northern Kenya: evidence from U-series disequilibria and radiogenic isotopes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 131: 364–378
- Boynton WV. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P (ed.). *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, 63–114
- Briquien L and Lancelot IR. 1979. Rb-Sr systematics and crustal contamination models for calc-alkaline igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 43: 385–394
- Chen Daogong and Zhang Jianbo. 1992. Nd, Sr, Pb isotopes and K-Ar age of basaltic rocks in Longhai and Mingxi, Fujian Province. *Acta Petrologica Sinica*, 8(4): 324–331 (in Chinese with English abstract)
- Chen Daogong, Yang Jiedong and Wang Yinxi. 1990. The neodymium isotopic compositions of some Cenozoic basalts from Jiangsu, Anhui and Shandong Provinces and its implications. *Chinese Science Bulletin*, (12): 925–927 (in Chinese)
- Chung SL. 1999. Trace element and isotope characteristics of Cenozoic basalts around the Tanlu Fault with implication for the eastern plate boundary between north and south China. *J. Geol.*, 107: 301–312
- DePaolo DJ. 1988. *Neodymium isotope geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York
- Faure G. 1986. *Principles of Isotope Geology*. John Wiley and Sons
- Faure G and Powell JL. 1972. *Strontium Isotope Geology*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York
- Henderson P. 1984. *Rare earth element geochemistry*. Elsevier Science Publishers BV
- Ito E, White WM and L JL. 1987. The O, Sr, Nd, Pb isotope geochemistry of MORB. *Chem. Geol.*, 62: 157–176
- Jin Ying, Shen Weizhou, Zhao Lianze, Zhao Ming and Kong Qingyou. 2001. Study on the oxygen isotopic compositions of Tertiary basalts in Jiyang Depressional Basin. *Geol. J. China Uni.* 7(3): 363–367 (in Chinese with English abstract)
- Leeman WP. 1970. The isotopic composition of strontium in late-Cenozoic basalts from the Basin & Range province, Western United States. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34: 857–872
- Liu Ruoxin. 1992. *Chronology and geochemistry of Cenozoic volcanic rocks in China*. Beijing: Seismological Press (in Chinese)
- Liu Ruoxin, Xie Guanghong, Zhou Xinhua, Chen Wenji and Fan Qicheng. 1994. Tectonic setting and characteristics of mantle source of Cenozoic basalts in China. In: *Current Geodynamic Reserch and Its Implication*. Edited by Liu Ruoxin, Beijing, Seismological Press, 108–120 (in Chinese)
- Liu Congqiang, Xie Guanghong and Akimasa Masuda. 1995a. Geochemistry of Cenozoic basalts from eastern China — (I) Major element and trace element compositions; petrogenesis and characteristics of mantle source. *Geochimica*, 24(1):1–19 (in Chinese with English abstract)
- Liu Congqiang, Xie Guanghong and Akimasa Masuda. 1995b. Geochemistry of Cenozoic basalts from eastern China — (II) Sr, Nd and Ce isotopic compositions. *Geochimica*, 24(3):203–213 (in Chinese with English abstract)
- McDonough WF, Sun SS, Ringwood AE, Jagoutz E and Hoffmann AW. 1991. K, Rb and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth's mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Ross Taylor Symposium volume
- Peng ZC, Zartman RE, Futa K and Chen DG. 1986. Pb-, Sr-, and Nd-isotopic systematics and chemical characteristics of Cenozoic basalts of eastern China. *Chem. Geol.*, 59: 3–23
- Shen Weizhou. 1997. *Course of isotope geology*. Beijing: Atomic Energy Press (in Chinese)
- Song Y and Frey FA. 1990. Geochemistry of peridotite xenoliths in basalt from Hannouba, eastern China: Implications for subcontinental mantle heterogeneity. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53: 97–113
- Tatsumoto M and Nakamura Y. 1991. Dupal anomaly in the sea of Japan: Pb, Nd, and Sr isotopic variations at the eastern Eurasian continental margin. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55: 3697–3708
- Wilson M. 1989. *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*. London: Chapman and Hall
- Xie Guanghong, Tu Kan, Wang Junwen, Zhang M and Flower MFJ. 1989. Geographical distribution of lead isotopic compositions for Cenozoic basalt from Eastern China and its genetic significance. *Chinese Science Bulletin*, 34(10): 772–775 (in Chinese)
- Zhang M, Menzies MA, Suddaby P and Thirlwall MF. 1991. EMI signature from the post-Archaean subcontinental lithospheric mantle; isotopic evidence from the potassic volcanic rocks in NE China. *Geochem. J.*, 25: 387–398
- Zhi Xiachen, Chen Daogong, Zhang Zongqing and Wang Jinhui. 1994a. The neodymium and strontium isotopic compositions of Cenozoic alkalic basalts from Penglei and Lingqu, Shandong Province. *Geological Review*, 40(6): 526–533 (in Chinese with English abstract)
- Zhi Xiachen, Chen Daogong, Zhang Zongqing and Wang Jinhui. 1994b. Neodymium and strontium isotopic compositions for late Tertiary alkalic basalts from Liuhe-Yizheng, Jiangsu Province, China. *Acta Petrologica Sinica*, 10(4): 382–388 (in Chinese with English abstract)
- Zindler A and Hart S. 1986. *Chemical geodynamics*. *Ann. Rev.*

Earth Planet. Sci., 14: 493—571

Zou Haibo, Zindler A, Xu Xisheng and Qi Qu. 2000. Major, trace element, and Nd, Sr and Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE China; mantle sources, regional variations, and tectonic significance. Chem. Geol., 171: 33—47

附中文参考文献

陈道公, 张剑波. 1992. 福建龙海明溪两区玄武质火山岩钾-氩年龄和 Nd, Sr, Pb 同位素. 岩石学报, 8(4):324—331

陈道公, 杨杰东, 王银喜. 1990. 苏皖鲁某些新生代火山岩的钐同位素组成及意义. 科学通报, (12):925—927

金莹, 沈渭洲, 赵连泽, 赵明, 孔庆友. 2001. 山东济阳拗陷第三纪玄武岩的氧同位素研究. 高校地质学报, 7(3):363—367

刘若新(主编). 1992. 中国新生代火山岩年代学与地球化学. 北京: 地震出版社

刘若新, 解广轰, 周新华, 陈文寄, 樊祺诚. 1994. 中国新生代火山岩

的构造环境及地幔源区特征. 见: 刘若新(主编). 现今地球动力学研究及其应用. 北京: 地震出版社, 108—120

刘丛强, 解广轰, 增田彰正. 1995a. 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. 地球化学, 24(1):1—19

刘丛强, 解广轰, 增田彰正. 1995b. 中国东部新生代玄武岩的地球化学(II) Sr, Nd, Ce 同位素组成. 地球化学, 24(3):203—213

沈渭洲. 1997. 同位素地质学教程. 北京: 原子能出版社

解广轰, 涂勤, 王俊文, 张明, Flower MFJ. 1989. 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, 34(10):772—775

支霞臣, 陈道公, 张宗清, 王进辉. 1994a. 山东蓬莱、临朐新生代碱性玄武岩的钐、锶同位素组成. 地质论评, 40(6):526—533

支霞臣, 陈道公, 张宗清, 王进辉. 1994b. 六合-仪征第三纪碱性玄武岩的钐、锶同位素组成. 岩石学报, 10(4):382—388