

# 济南和邹平辉长岩的Pb-Sr-Nd同位素特征 和岩浆源区中下地壳物质贡献

李全忠<sup>1, 2</sup>, 谢 智<sup>1</sup>, 陈江峰<sup>1</sup>, 高天山<sup>2</sup>, 喻 钢<sup>1</sup>, 钱 卉<sup>1</sup>

(1. 中国科学技术大学 地球和空间科学学院, 中科院 壳幔物质与环境重点实验室, 合肥 230026

2. 南京地质矿产研究所, 南京 210016)

**摘要:** 对鲁西晚中生代济南和邹平辉长岩的Pb-Sr-Nd同位素和元素组成的研究, 给出( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub>=0.7041~0.7056,  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)=-6.0\sim-13.0$ , ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ )<sub>i</sub>=16.545~16.998, ( $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ )<sub>i</sub>=15.242~15.350, ( $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ )<sub>i</sub>=36.488~36.944 (除SD792表现出高放射成因Pb外)。由于辉长岩的堆晶性质, 其微量元素组成不能用于指示其物质来源。与EM I型大洋和大陆玄武岩对比, 表明济南和邹平辉长岩的源区具有与EM I地幔端元一致的同位素特征, 但在Pb同位素图解上有明显的下地壳物质的贡献。下地壳物质的参与可能与拆沉有关。

**关键词:** 济南和邹平辉长岩; Pb-Sr-Nd同位素特征; EMI地幔; 下地壳; 岩石圈拆沉

**中图分类号:** P597

**文献标识码:** A

**文章编号:** 1006-7493 (2007) 02-0297-14

## 1 引言

在华北地块及大别造山带地区, 中生代基性岩侵入岩广泛发育, 并且具有相似的地球化学特征: 轻稀土 (LREE) 及大离子亲石元素 (LILE) 富集, 高场强元素 (HFSE) 如 Nb, Ta, Ti 等亏损,  $\varepsilon_{\text{Nd}}$  和 Pb 同位素比值都很低,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  变化范围较宽。Guo et al (2001; 2003) 将这一地球化学特征解释为其岩浆源区是交代富集的岩石圈地幔, 而李曙光等<sup>①</sup> (2005) 则认为这些特征可能反映了下地壳对岩浆源区的贡献。

华北东部晚中生代基性岩的地球化学性质对反演其陆下岩石圈地幔的特征以及深入了解华北岩石圈地幔减薄的过程和机制都有重要的意义。济南和邹平地区的基性侵入岩是中国东部中生代基性侵入杂岩体的典型代表, 虽然前人做了一定研究, 但对其岩浆源区性质还没有形成统一的认识。

闫峻等 (2001) 根据济南辉长岩的 Sr-Nd 同位素组成, 认为其源区为不均一的富集地幔, 可能由 DMM, EMI 和 EM II 三端元混合而成。Guo et al (2001, 2003) 根据济南和邹平辉长岩以及辉长-闪长岩的 Sr-Nd 同位素组成, 认为鲁西中基性岩来自富集的岩石圈地幔, 具有类似于 EMI 地幔端元的 Sr-Nd 同位素特征。Zhang et al (2004) 根据济南辉长岩的 Pb-Sr-Nd 同位素特征, 认为邹平、济南和莱芜等地的基性岩表现出轻微的 EMI 特征, 不及太行山辉长岩的 EMI 特征显著。本文通过对济南和邹平辉长岩进行详细的 Pb-Sr-Nd 同位素研究, 结合其主量、微量和稀土元素组成, 反演其岩浆源区的 Pb-Sr-Nd 同位素特征, 认为以迁西群为代表的华北麻粒岩相下地壳对岩浆源区贡献显著。

## 2 岩体地质及采样

华北克拉通是世界上最古老的地块之一, 其地

收稿日期: 2007-04-18; 修回日期: 2007-05-15

基金项目: 国家自然科学基金青年基金 (40203004); 国家自然科学基金 (40673008) 资助

作者简介: 李全忠, 男, 1975年生, 博士研究生, 地球化学专业; E-mail: liqzhong@mail.ustc.edu.cn

① 李曙光, 黄方, 杨蔚. 2005. 下地壳对华北地块及大别造山带中生代铁镁质岩浆岩地幔源区的贡献. 第八届全国同位素地质年代学 and 同位素地球化学学术讨论会, 1-2.

壳年龄超过 3.8 Ga (Liu et al, 1992)。在麻粒岩相变质的基底之上覆盖着元古代和古生代的沉积盖层。与世界上其他典型的稳定克拉通不同,华北克拉通在中新生代期间发生了强烈的构造-岩浆活化作用。根据华北克拉通及其周围的中生代地质特征,范蔚茗和郭峰(2005)将其从北向南划分为三大构造区: (1) 华北北缘,指阴山-燕山-辽西构造带; (2) 华北内部,主要为鲁西地区; (3) 华北南缘的大别-苏鲁造山带。Zhang et al (2004) 以及周新华和张宏福(2006)根据不同地区的同位素特征将华北克拉通划分为三部分: 以太行山为代表的华北西部地区,岩石圈保留了古老克拉通下地幔的特征; 华北北缘的燕山地区,在不同程度富集特征的背景下,局部地区存在着亏损的地幔特征(如阜新地区); 在华北南部及东南部(包括鲁中和鲁西南)不同深源岩类的年代及 Sr-Nd 同位素特征虽有所差别,但都表现出富集的同位素特征。

济南杂岩体分布于济南及其以北地区,由辉长岩及二辉闪长岩组成,其中辉长岩是济南杂岩体的主体,由橄榄二辉岩—暗色橄榄苏长辉长岩—橄榄苏长辉长岩—斜长岩分异系列组成。本文中的辉长岩样品主要采集于济南附近的西蜗牛山、驴山、华山、匡山、凤凰山和标山等地(图1)。邹平杂岩体由早白垩世青山群火山岩及侵入其中的橄榄苏长辉长岩、二辉闪长岩、石英二长岩组成。本文研究的样品主要采集于茶叶山,位于邹平杂岩体西南缘外环(图1)。

济南和邹平样品的岩石类型可见表1。济南样品中除了 SD798 为辉长-闪长岩外,其他样品均为辉长岩。济南辉长岩大多为半自形粒状结构,主要矿物包括斜长石(45%~55%)、单斜辉石(35%~40%)、斜方辉石(10%)、橄榄石(5%~10%)和黑云母(1%~2%)等,副矿物为磁铁矿等,次生矿物为蛇纹石。邹平样品中大部分都是偏中性的辉长-闪长岩,只有 SD790 和 SD792 为辉长岩。辉长-闪长岩主要由斜长石(45%~55%)、辉石(35%~40%,单斜辉石为主,斜方辉石少量)、黑云母(5%)及少量的钾长石、石英和角闪石等组成,副矿物为磁铁矿和磷灰石等,次生矿物为绢云母。辉长岩为半自形粒状包含结构,由斜长石(45%~50%)、单斜辉石(25%~35%)、斜方辉石(15%~25%)、橄榄石(5%

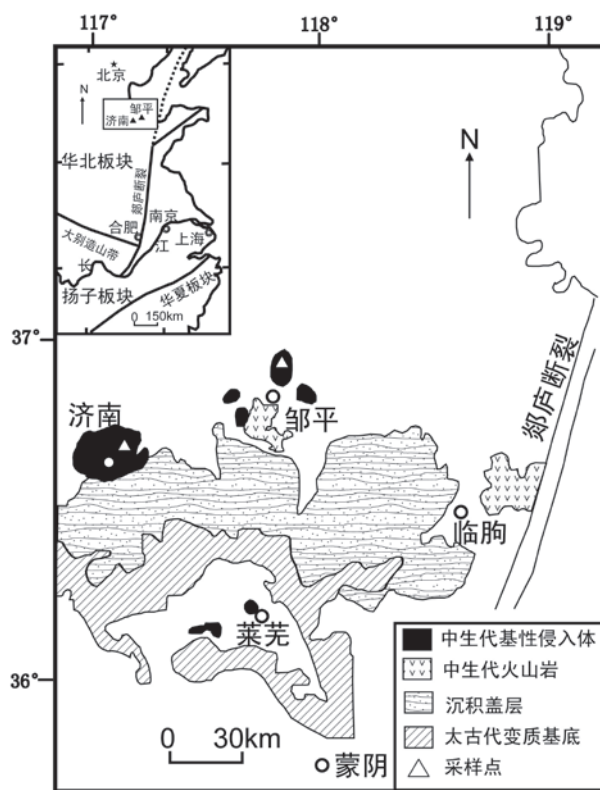


图1 鲁西地区地质简图和晚中生代基性侵入体分布  
Fig.1 Sketch map of west Shandong Province and distribution of the Late Mesozoic mafic intrusions

~10%) 和黑云母(1%~5%)等组成,副矿物为磁铁矿等,少量的绿泥石和绢云母为次生矿物。

济南和邹平辉长岩的形成时代争论颇多。谭东娟和林景仟(1994)用全岩 K-Ar 法获得济南辉长岩的年龄约 115 Ma; 林景仟等(1996)用 Ar-Ar 法获得邹平茶叶山橄榄苏长岩的年龄为  $112.5 \pm 1.3$  Ma; 闫峻等(2001)用全岩-矿物 Rb-Sr 等时线法获得济南辉长岩的年龄为  $144 \pm 25$  Ma; 杨承海等(2005)用锆石 LA-ICP-MS 对济南辉长岩进行了 U-Pb 定年,其中 30 个测定点的加权平均值为  $130.8 \pm 1.5$  Ma, 11 个测定点的加权平均值为  $127 \pm 2$  Ma。不同研究者所报道的济南和邹平辉长岩的年龄差别较大,可能与所用不同的矿物和不同定年方法有关。由于 K-Ar 和 Ar-Ar 的封闭温度较低,可能导致放射成因 Ar 的后期丢失,所以它们比锆石给出的年龄年轻,是后期扰动的结果,不代表岩体形成年龄。鉴于锆石 U-Pb 体系有较高的封闭温度,所以锆石年龄应解释为岩体的结晶时代,因此本文采用 130 Ma 代表济南和邹平辉长岩的形成时代。

表1 济南和邹平辉长岩、辉长-闪长岩的主量元素(%)和微量元素( $\mu\text{g/g}$ )分析结果

Table 1 Major and trace elements contents of the gabbros and gabbic diorites from Jinan and Zouping

元素	SD783	SD784	SD786	SD791	SD790	SD792	SD798**	SD794	SD795	SD796	SD800	SD801	SD802	SD804
	邹平辉长-闪长岩				邹平辉长岩		**	济南辉长岩						
SiO <sub>2</sub>	55.92	56.40	55.67	55.16	51.08	48.18	54.37	52.84	51.45	52.42	52.35	50.05	51.78	50.44
TiO <sub>2</sub>	0.92	0.93	0.90	0.91	0.64	0.52	0.66	0.30	0.51	0.43	0.64	0.93	0.41	0.54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.23	15.55	15.53	15.38	12.50	8.19	14.87	14.73	13.21	13.62	14.21	10.95	16.49	16.59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.54	2.45	2.69	2.48	1.92	3.26	1.90	1.81	1.97	1.90	2.46	4.80	2.27	2.13
FeO	6.60	6.23	6.35	6.27	10.93	8.10	6.77	6.58	6.67	7.30	8.22	8.87	6.63	7.80
MnO	0.16	0.14	0.15	0.14	0.22	0.19	0.15	0.16	0.16	0.18	0.18	0.21	0.21	0.17
MgO	4.27	3.98	4.31	4.23	10.42	18.12	7.16	10.37	10.76	10.08	8.10	10.38	7.75	7.36
CaO	7.49	7.24	7.64	7.52	8.26	9.44	8.85	9.85	11.48	10.66	9.82	10.93	10.62	10.97
Na <sub>2</sub> O	3.18	3.22	3.30	3.37	2.24	1.30	2.78	2.28	2.09	2.14	2.39	1.56	2.53	2.78
K <sub>2</sub> O	2.35	2.65	2.19	2.37	0.73	0.81	1.49	0.39	0.81	0.52	0.77	0.44	0.44	0.40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.41	0.39	0.40	0.39	0.21	0.17	0.21	0.04	0.15	0.08	0.08	0.06	0.06	0.05
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.53	0.53	0.50	0.44	0.50	1.31	0.40	0.39	0.38	0.34	0.45	0.47	0.55	0.41
CO <sub>2</sub>	0.15	0.03	0.11	0.09	0.11	0.17	0.18	0.06	0.14	0.11	0.12	0.15	0.12	0.18
总量	99.75	99.74	99.74	99.75	99.76	99.76	99.79	99.80	99.78	99.78	99.79	99.80	99.81	99.82
Mg <sup>#</sup>	499	48	49	50	62	76	63	71	72	69	61	61	64	60
Rb	51.8	59.5	46.9	51.6	11.2	20.1	31.1	3.6	16.0	8.7	11.2	10.3	6.2	2.6
Sr	646	658	707	682	598	401	495	623	635	542	446	461	688	675
Ba	769	851	801	793	569	357	666	315	410	354	442	231	338	389
Ta	0.38	0.39	0.42	0.37	0.25	0.20	0.27	0.13	0.15	0.19	0.14	0.12	0.12	0.40
Nb	6.27	6.39	5.67	6.36	3.71	1.94	3.83	0.51	1.78	1.50	1.49	1.11	0.90	1.31
Zr	134	123	109	121	65	40.8	75.4	15.6	40.1	28.8	31.5	27.6	20.0	13.4
Co	22.8	21.5	23.0	22.3	40.5	53.8	28.6	34.1	36.3	36.2	36.0	42.9	30.4	30.9
Hf	3.6	3.4	3.5	4.5	2.3	1.1	2.2	0.5	1.1	0.8	0.9	0.8	0.6	0.4
Th	2.94	2.32	2.49	1.86	1.77	0.75	1.61	<0.1	0.41	0.10	0.29	<0.1	<0.1	<0.1
Ga	19.0	19.6	19.7	20.1	15.2	9.85	18.2	15.4	13.4	15.1	16.2	15.3	17.9	17.9
Pb	9.7	9.0	12.1	10.5	8.0	10.1	11.2	4.5	6.3	5.3	8.2	4.9	6.7	4.9
U	0.62	0.64	0.50	0.52	0.27	0.16	0.48	0.10	0.15	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ni	20.6	19.5	21.5	21.5	44.9	401	63.7	147	87.7	103	640.4	51.6	40.7	38.5
Cr	79.6	74.5	79.3	81.0	166	1495	325	658	628	631	321	521	251	202
La	20.53	22.68	20.74	21.34	11.96	8.77	15.61	4.45	10.16	5.86	7.82	5.30	5.17	4.60
Ce	44.76	47.52	43.40	45.19	26.74	18.63	32.83	9.38	21.84	12.81	16.45	12.14	10.50	9.79
Pr	5.77	6.04	5.70	5.74	3.59	2.67	4.31	1.22	2.90	1.97	2.33	2.03	1.50	1.52
Nd	23.64	25.34	23.30	23.96	14.22	11.61	17.22	5.86	12.66	8.28	9.76	8.73	6.35	6.31
Sm	5.05	5.12	4.85	4.91	3.12	2.72	3.80	1.51	3.30	2.17	2.55	2.44	1.63	1.72
Eu	1.45	1.53	1.49	1.51	1.15	0.85	1.28	0.76	1.16	0.94	1.13	0.88	0.89	1.12
Gd	4.26	4.49	4.25	4.38	2.97	2.58	3.47	1.53	3.06	2.24	2.54	2.54	1.63	1.84
Tb	0.65	0.66	0.62	0.65	0.45	0.37	0.52	0.24	0.43	0.32	0.38	0.39	0.25	0.29
Dy	3.50	3.67	3.50	3.62	2.47	2.07	3.02	1.52	2.47	2.07	2.37	2.35	1.51	1.64
Ho	0.68	0.69	0.66	0.70	0.49	0.39	0.61	0.29	0.47	0.40	0.49	0.46	0.31	0.33
Er	1.88	1.83	1.78	1.87	1.33	1.03	1.70	0.83	1.23	1.14	1.37	1.27	0.83	0.91
Tm	0.28	0.26	0.25	0.28	0.20	0.15	0.27	0.13	0.18	0.18	0.21	0.19	0.13	0.14
Yb	1.63	1.46	1.40	1.63	1.17	0.90	1.56	0.74	1.05	1.04	1.28	1.13	0.73	0.80
Lu	0.24	0.21	0.24	0.24	0.18	0.13	0.23	0.11	0.16	0.16	0.19	0.17	0.11	0.12
Y	16.91	17.69	16.62	17.27	11.71	9.89	23.82	7.63	11.39	9.87	12.21	11.30	7.54	11.71
ΣREE	131.24	139.19	128.80	133.28	81.74	62.75	110.25	36.19	72.44	49.43	60.98	51.32	39.09	42.84
(La/Yb) <sub>N</sub>	8.49	10.47	9.99	8.83	6.89	6.57	6.75	4.05	6.52	3.80	4.12	3.16	4.77	3.88
(Dy/Yb) <sub>N</sub>	1.39	1.63	1.62	1.44	1.37	1.49	1.26	1.33	1.53	1.29	1.20	1.35	1.34	1.33
(Eu) <sub>N</sub>	0.96	0.98	1.00	1.00	1.16	0.98	1.08	1.53	1.12	1.30	1.36	1.08	1.67	1.92

Mg<sup>#</sup>=100×[MgO/(MgO+FeO\*)], 其中FeO\*=0.505×FeO+0.9×Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; \*\*SD798为辉长-闪长岩。

### 3 分析方法

样品的处理和破碎在廊坊地质矿产调查研究所进行,将清洗后的全岩样品约 100g 无污染破碎,然后在玛瑙研钵中研磨至 200 目,以备进行元素和同位素分析。全岩的主量、微量和稀土元素分析在湖北省地质实验研究所测定。主量元素分析用 X-射线荧光熔片法,所有元素的分析精度均优于 1%。微量元素分析采用电感耦合等离子体原子发射光谱法 (ICP-AES) 进行分析,分析精度除了 Nb, Zr 和 Hf 之外均优于 4%,其中 Nb 为 5.6%; Zr 为 21.5%; Hf 为 52.1%。稀土元素分析采用阳离子交换分离-电感耦合等离子体原子发射光谱法 (ICP-AES),所有元素分析精度均优于 5%。

Sr, Nd 和 Pb 同位素分析在中国科学技术大学中科院壳幔物质与环境重点实验室进行, Sr, Nd 分析流程见 Foland and Allen (1991), Pb 分析流程见彭子成和 Kwak (1986) 并略加修改。样品用 3 mL HF+ 浓 HCl 和 HNO<sub>3</sub>, 在 Savillex PFA 坩埚中溶解。用阳离子交换树脂 (Bio-rad AG 50 × 8) 分离 Rb, Sr 和 REE, 用 HDEHP 萃淋树脂分离 Sm 和 Nd, 在 HCl+ HBr 介质中用阴离子交换树脂 (Bio-rad AG 1 × 8) 分离 Pb。在 Finnigan/MAT262 固体质谱计上用静态多接受对 Rb-Sr, Sm-Nd 和 Pb 同位素比值进行测定,用同位素稀释法测定 Rb, Sr, Sm, Nd 的含量。在测试过程中, Sr, Sm 和 Nd 同位素组成分别对 <sup>86</sup>Sr/<sup>88</sup>Sr = 0.1194, <sup>149</sup>Sm/<sup>142</sup>Sm = 0.516858 和 <sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd=0.7219 进行标准化, Nd 同位素比值的质谱测定结果调整到 LaJolla 的 <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd=0.511860, 采用瑞利定律进行同位素质量分馏校正。Pb 同位素比值测定以硅胶作为发射剂,用标准样 NBS981 控制测定时的质量分馏。根据 NBS981 的测定值和国际上的推荐值的差别,确定校正值为每质量单位 0.1%。最后用 130 Ma 作年龄校正,扣除放射成因 Sr, Nd 和 Pb 的贡献,求得 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr, ε<sub>Nd</sub> 和相应的 Pb 同位素初始比值。

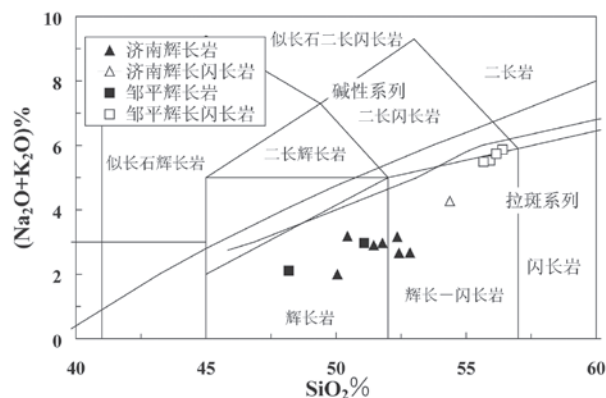
### 4 结果

#### 4.1 主量和微量元素

济南和邹平辉长岩、辉长-闪长岩的主量和微量元素分析结果如表 1。

除 SD792 样品的烧失量 (LOI = H<sub>2</sub>O+CO<sub>2</sub>, 表 1) 高于 1% 之外,其他的济南和邹平样品的烧失量 < 1%。对 LOI 校正后,济南样品中除了辉长闪长岩 SD798 外,其他辉长岩样品的 SiO<sub>2</sub> 含量变化范围为 50.46% ~ 53.19%, MgO 含量为 7.42% ~ 10.84%。邹平样品中只有 SD790 和 SD792 为辉长岩, SiO<sub>2</sub> 含量分别为 51.52% 和 49.02%, MgO 含量分别为 10.51% 和 18.44%; 其他辉长闪长岩样品有较高的 SiO<sub>2</sub> 含量 (56.16% ~ 56.87%) 和较低的 MgO 含量 (4.01% ~ 4.35%), 属于中性侵入岩。与辉长岩相比,辉长闪长岩不仅 MgO 较低,而且 CaO 含量也较低, SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O 和 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 含量较高 (表 1)。在 TAS 图解中 (图 2), 所有样品落在拉斑系列范围内。济南样品除了 SD798 落在辉长闪长岩的范围,其他样品都落在辉长岩或者辉长岩与辉长闪长岩的分界线附近。邹平样品除了 SD790 和 SD792 落在辉长岩的范围外,其他样品都落在辉长闪长岩的范围。Mg # 值 (MgO/(MgO+FeO\*), 以 FeO 表示全铁) 常可以作为岩浆结晶分异的粗略指标,如果以 60~71 作为未分异的初始岩浆的 Mg # (Langmuir et al, 1977), 除了邹平的辉长闪长岩的 Mg # 低于 60 外,济南和邹平所有的辉长岩样品都不小于 60, 暗示辉长岩样品基本上没有经历显著的岩浆分异。

济南和邹平样品的微量元素都表现出 Ba, K 等大离子亲石元素富集, Pb, Sr 等元素轻度富集, Th 负异常和 Ti, Nb, Zr 等高场强元素亏损的特征 (图 3)。其中,邹平辉长闪长岩比辉长岩有相对较高的微量元素含量。同时,济南和邹平的辉长岩均具



岩石系列划界引自 Kuno (1966), Irvine and Baragar (1971), 岩石分类引自 Middlemost (1994)

图2 济南和邹平辉长岩、辉长-闪长岩的TAS图解  
Fig.2 TAS diagram for the gabbros and gabbroic diorites from Jinan and Zouping



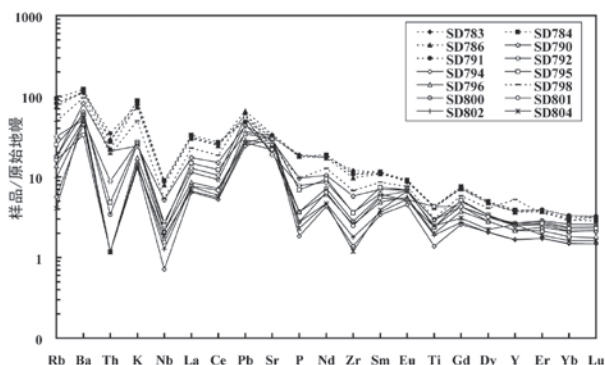


图3 济南和邹平辉长岩、辉长-闪长岩微量元素蛛网图  
(原始地幔值见Sun and McDonough, 1989)

Fig. 3 Primitive mantle-normalized spidergram for the gabbros and gabbroic diorites from Jinan and Zouping

有较高的Cr, Ni含量,其中济南辉长岩样品的Cr的含量为200~660  $\mu\text{g/g}$ , Ni的含量为39~147  $\mu\text{g/g}$ ; 邹平辉长岩样品的范围分别是166  $\mu\text{g/g}$ 和1495  $\mu\text{g/g}$ 以及45  $\mu\text{g/g}$ 和400  $\mu\text{g/g}$ ,显著高于辉长闪长岩样品的含量(表1)。

济南和邹平样品都表现出轻稀土富集,重稀土分异不显著的特征(图4)。两岩体的辉长闪长岩的 $\Sigma \text{REE} > 110 \mu\text{g/g}$ ,而两岩体的辉长岩 $\Sigma \text{REE} < 90 \mu\text{g/g}$ (表1)。邹平辉长闪长岩的 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 为8.49~10.47,  $(\text{Dy}/\text{Yb})_N$ 为1.39~1.63; 邹平辉长岩的 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 为6.57~6.89,  $(\text{Dy}/\text{Yb})_N$ 为1.37~1.49。济南辉长岩的 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 为3.16~6.52,  $(\text{Dy}/\text{Yb})_N$ 为1.20~1.53。邹平样品除了SD790的 $(\delta \text{Eu})_N$ 为1.16,略有正异常外,其他样品的 $(\delta \text{Eu})_N$ 在0.96~1.00之间,基本没有Eu的异常。济南样品的 $(\delta \text{Eu})_N$ 在

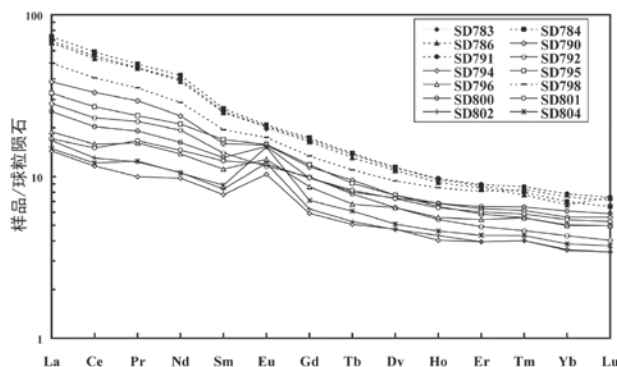


图4 济南和邹平辉长岩、辉长-闪长岩球粒陨石标准化稀土元素分配模式图(球粒陨石标准化值参考Boynton, 1984)

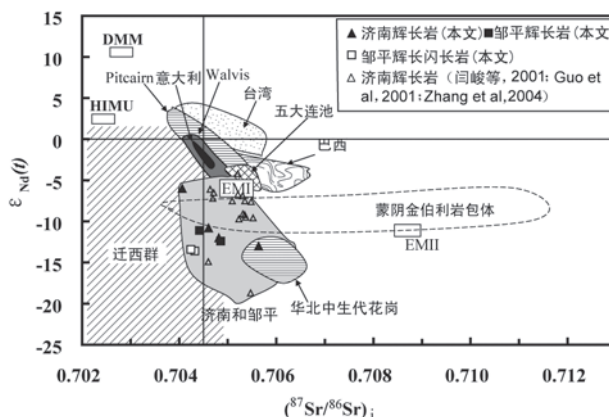
Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns for the gabbros and gabbroic diorites from Jinan and Zouping

1.08~1.92,有明显Eu的正异常。

## 4.2 同位素组成

济南和邹平辉长岩、辉长-闪长岩的Sr-Nd-Pb同位素数据如表2所示。

邹平辉长闪长岩 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值为0.70424~0.70432,  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为-13.4~-13.6; 而辉长岩的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值为0.70442~0.70486,  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为-11.1~-12.4,辉长岩比辉长闪长岩有较高的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 和 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值。在 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - \varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 图解中(图5),辉长闪长岩更趋向华北下地壳(迁西群)的区域。济南辉长岩的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 在0.70406~0.70563之间,  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 范围是-6.0~-13.0,其中SD795的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 最低,而 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 最高,分别为0.70406和-6.0。本文得到的济南和邹平辉长岩的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 和 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 范围与Guo et al (2001)以及Zhang et al (2004)给出的结果相似(图5)。济南辉长岩 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 和 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值有一定的变化范围,可能与采样点比较分散有关,济南样品采自西蜗牛山、驴山、华山、匡山、凤凰山和标山等地; 而邹平样品采自邹平茶叶山岩体,所以其 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 和 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 则相对均一。



DMM, HIMU, EM I和EM II地幔端元引自Zindler and Hart (1986)和Hofmann (2004)。大洋EM I玄武岩范围数据来源: 南大西洋Walvis Ridge玄武岩引自Richardson et al (1982), 南太平洋Pitcairn islands and seamounts玄武岩引自Woodhead and Devey (1993), Woodhead et al (1993)和Eisele et al (2002)。大陆EM I型玄武岩数据来源为: 巴西的Urubici玄武岩引自Peate et al (1999), 意大利的Sardinia玄武岩引自Gasparini et al (2000)和Lustrino et al (2000), 台湾玄武岩引自Chung et al (1995)。华北晚白垩世玄武岩: 阜新数据引自Zhang et al (2003)和大西庄数据引自闫峻等 (2005); 济南辉长岩数据包括闫峻等 (2001); Guo et al (2001)和Zhang et al (2004); 五大连池玄武岩引自Basu et al (1991); 华北中生代花岗岩数据包括北京八达岭二长花岗岩和南口高钾流纹岩(钱青等, 2002); 北京南口高钾流纹岩(孙治安等, 2001)和河北涞源浅色花岗岩(Chen et al 2003)。金伯利岩包体数据引自郑建平等 (1999)。迁西群数据引自Jahn et al (1984)。

图5 济南和邹平辉长岩的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - \varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 相关图  
Fig.5  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - \varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  plot of the gabbros from Jinan and Zouping

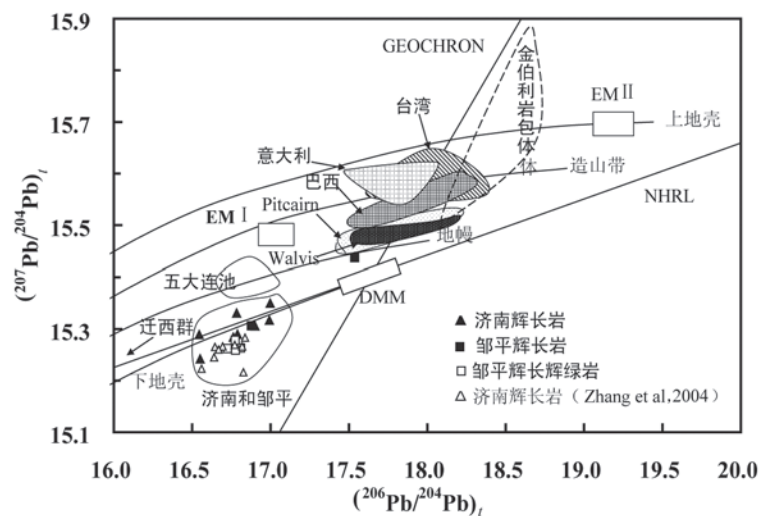
表2 济南和邹平辉长岩、辉长-闪长岩Sr-Nd-Pb同位素元素组成  
Table 2 Sr-Nd-Pb isotopic compositions of the gabbros and gabbic diorites from Jinan and Zouping

同位素	邹平辉长闪长岩					邹平辉长岩					济南辉长岩				
	SD783	SD784	SD786	SD791	SD790	SD792	SD794	SD795	SD796	SD798	SD800	SD801	SD802	SD804	
Rb (10 <sup>-6</sup> )		58.15		50.10	9.744	18.84	3.602	17.02				8.855		2.225	
Sr (10 <sup>-6</sup> )		678.2		709.0	709.3	421.9	679.2	786.6				517.5		742.0	
<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr		0.248		0.204	0.040	0.129	0.015	0.063				0.020		0.009	
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr		0.704780		0.704616	0.704929	0.704655	0.704845	0.704177				0.705726		0.704622	
±2σ		15		16	16	14	21	16				15		16	
( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>i</sub>		0.704322		0.704239	0.704855	0.704416	0.704817	0.704061				0.705634		0.704606	
Sm (10 <sup>-6</sup> )		4.689		4.648	3.323	2.863	1.222	3.596				2.153		1.797	
Nd (10 <sup>-6</sup> )		23.56		23.21	14.94	12.43	5.016	14.35				8.058		6.672	
<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd		0.1203		0.1211	0.1344	0.1392	0.1473	0.1515				0.1615		0.1628	
<sup>144</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd		0.511874		0.511888	0.511949	0.512021	0.511979	0.512294				0.511944		0.512058	
±2σ		11		9	9	12	11	10				13		11	
ε <sub>Nd</sub> ( <i>t</i> )		-13.6		-13.4	-12.4	-11.1	-12.0	-6.0				-13.0		-10.8	
<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	16.888	16.812	16.827	16.836	16.920	17.557	16.572	17.021	16.888	16.954	16.777	16.814	17.016	16.808	
±2σ*	1	1	1	1	1	2	1	1	1	1	1	2	2	1	
<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	15.267	15.266	15.261	15.281	15.308	15.438	15.290	15.318	15.243	15.309	15.285	15.291	15.351	15.332	
±2σ*	1	1	1	1	1	1	1	1	2	1	1	2	2	2	
<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	36.687	36.646	36.630	36.688	36.770	37.480	36.549	36.970	36.496	36.808	36.586	36.763	36.936	36.678	
±2σ*	3	3	3	3	3	4	3	4	4	3	3	4	4	4	
( <sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb) <sub>i</sub>	16.809	16.725	16.776	16.775	16.878	17.537	16.545	16.992	16.551	16.901	16.762	16.789	16.998	16.783	
( <sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb) <sub>i</sub>	15.263	15.262	15.259	15.278	15.306	15.437	15.289	15.317	15.242	15.306	15.284	15.290	15.350	15.331	
( <sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb) <sub>i</sub>	36.565	36.542	36.547	36.617	36.681	37.449	36.540	36.944	36.488	36.750	36.572	36.755	36.930	36.670	

注: SD783~SD804为样号; 以130 Ma求得Sr-Nd-Pb同位素初始比值; \*以最后一位小数给出。

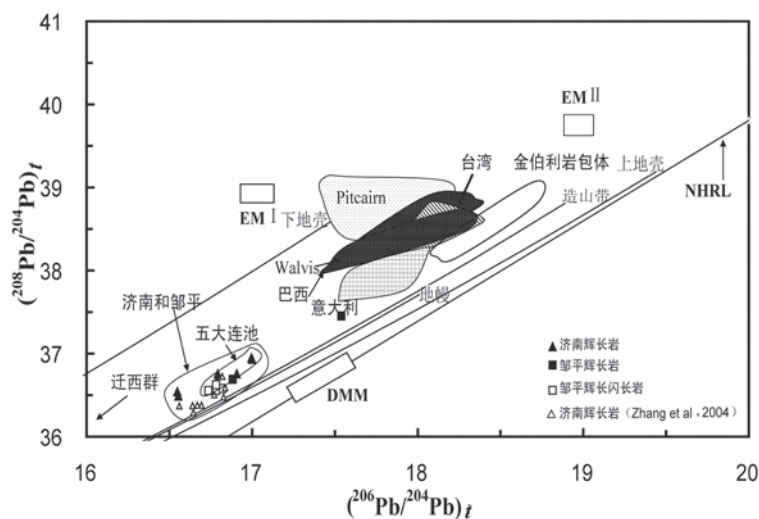
由表 2 可以看出, 邹平辉长岩样品 SD790 和 SD792 的  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  为 16.878 和 17.537,  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  为 15.306 和 15.437,  $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  为 36.681 和 37.449, SD792 样品表现出高放射成因 Pb 的性质。邹平辉长闪长岩样品的 Pb 同位素变化范围分别为:  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i=16.725\sim16.809$ ,  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i=15.259\sim15.278$ ,  $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i=36.542\sim36.617$ , 比样品 SD790 的值略低。济南辉长岩样品的 Pb 同位素变化范围为  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i=16.545\sim16.998$ ,  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i=15.242\sim15.350$ ,  $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i=36.488\sim36.944$ ,

辉长闪长岩 (SD798) 的同位素比值落在此范围内。邹平和济南岩体的 Pb 同位素组成范围和 Zhang et al (2004) 的数据相近。在  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i-(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  关系图中 (图 6), 济南和邹平岩体样品落在地球等时线 (GEOCHRON) 的左侧, 北半球参考线 (NHRL) 以上, Zartman and Doe (1981) 的下地壳演化线上。在  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i-(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  图中 (图 7), 样品点也落在 NHRL 之上, 但不落在 Zartman and Doe (1981) 的下地壳演化线上, 而靠近上地壳、地幔和造山带演化线。



大别南坡的 Pb 数据引自匡少平等 (2001, 2002); 迁西群 Pb 数据引自张理刚等 (1995), Pb 演化线引自 Zartman and Doe (1981), 其他资料来源参考图 5

图 6 济南和邹平辉长岩的  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i-(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  图解  
Fig.6  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i-(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  plot for the gabbros from Jinan and Zouping



资料来源参考图 5

图 7 济南和邹平辉长岩  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i-(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  相关图  
Fig.7  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i-(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  plot for the gabbros from Jinan and Zouping

## 5 讨论

### 5.1 陆壳混染和结晶分异

从本文样品的低的 Nd 同位素比值,特别是低的  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  比值可以看出,济南和邹平基性侵入体均包含了明显的下地壳物质信息。对来自地幔的岩石,下地壳物质可以通过两种方式加入,源区混合或者岩浆上升侵位过程中的同化混染。为了讨论地幔源区的性质,首先需要排除岩浆侵位过程中的同化混染。邹平辉长闪长岩与辉长岩相比,系统地表现出随着  $\text{SiO}_2$  的增加,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  减小、 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  降低以及  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  降低的趋势(图 8c, d, e),具有较低的  $\text{Mg}^\#$  (48~50),在 Sr-Nd 图解(图 5)上显示邹平辉长闪长岩趋向下地壳(以迁西群为代表)演化的方向。因此,作者认为邹平辉长闪长岩在岩浆上升侵位过程中曾受到一定程度的地壳物质混染。与之不同,济南和邹平辉长岩的  $\text{Mg}^\#$  范围为 61~76,比较接近于原始岩浆,在 Sr-Nd-Pb 同位素与  $\text{SiO}_2$  关系图中没有明显的相关性(图 8c, d, e),在  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i-1/\text{Sr}$  和  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)-1/\text{Nd}$  图解中也没有线性关系(图 8a, b),这些证据都表明济南和邹平辉长岩的初始岩浆上升侵位过程中没有发生显著的陆

壳混染。

前人的研究也认为济南辉长岩在侵位过程中没有受到地壳物质混染。谭东娟和林景仟(1994)的研究表明,济南辉长岩的初始岩浆是原始地幔以 24% 的比例部分熔融生成的。Guo et al (2001) 根据 Nd-Sr 图解中样品落在远离任何地幔源区和上地壳混合线的区域以及微量元素蛛网图上亏损 U 和 Th 等放射性元素,排除了上地壳的混染;并且根据下地壳主要由麻粒岩相岩石组成,岩性不均一和 Sr, Nd 同位素组成有很大的变化范围,认为辉长岩的初始岩浆在上升过程中受下地壳物质的影响很小。另外,赵海玲等(1998)在济南辉长岩中发现尖晶石单辉岩和石榴石单辉岩包体,说明母岩浆上升迅速,也不允许有地壳物质的显著混染。

综上所述,邹平辉长闪长岩是地幔岩浆在上升侵位过程中受到地壳物质混染的产物,其主量元素、微量元素、稀土元素及同位素组成反映了地幔和地壳混合的结果,所以不能用于示踪岩浆源区性质。而济南和邹平辉长岩的初始岩浆在上升侵位过程中基本上没有受到地壳物质混染,虽然辉长岩是玄武质岩浆的堆晶而不可避免的发生某种程度的分离结晶,其主量元素、微量元素和稀土元素组

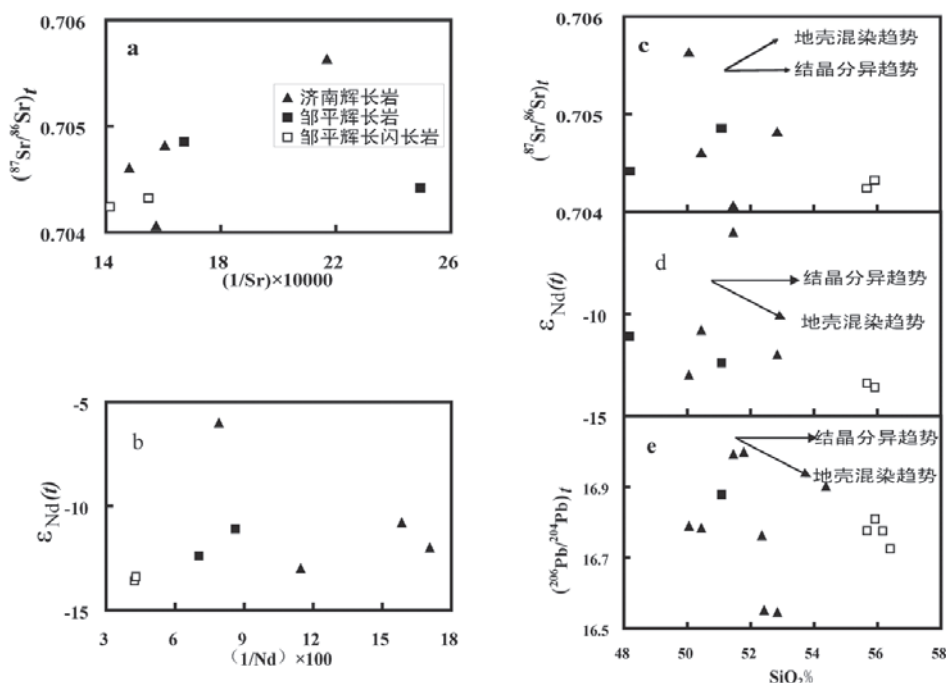


图8 济南和邹平辉长岩、辉长-闪长岩  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i-1/\text{Sr}$  (a),  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)-1/\text{Nd}$  (b) 及 Sr-Nd-Pb 同位素与  $\text{SiO}_2$  相关图解 (c, d, e)  
Fig. 8 Diagrams of  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i-1/\text{Sr}$  (a),  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)-1/\text{Nd}$  (b) and Sr-Nd-Pb isotopic ratios vs.  $\text{SiO}_2$  variation (c, d, e) for the gabbros and gabbroic diorites from Jinan and Zouping



成反映了玄武质堆晶而非岩浆源区的性质 (Niu, 2005), 但由于同位素组成不受分离结晶的影响, 所以可以用济南和邹平辉长岩的 Sr-Nd-Pb 同位素组成来示踪岩浆源区的性质。

## 5.2 岩浆源区的同位素特征

结合本文和前人数据, 以济南和邹平辉长岩为代表的华北中部早白垩世基性岩源区的同位素特征为:  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7041 \sim 0.7055$ ;  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = -6.0 \sim -18.7$ ,  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 16.55 \sim 17.00$ ,  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 15.22 \sim 15.35$ ,  $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 36.29 \sim 36.95$  (表 2)。

虽然前人 (闫峻等, 2001; Guo et al, 2001; 2003; Zhang et al, 2004) 一致认为济南和邹平辉长岩具有 EMI 的地幔特征, 但事实上济南和邹平辉长岩源区的地球化学特征与 Zindler and Hart (1986) 最初用大洋玄武岩定义的地幔端元有显著差别。Zindler and Hart (1986) 根据 Walvis Ridge 等地的大洋玄武岩的同位素组成定义了 EMI 端元, 其他典型的具有 EMI 特征的大洋玄武岩包括: Heard, Tristan, Gough, Inaccessible, Pitcairn, Tasmanid 等 (Woodhead and Devey, 1993)。本文收集了典型的大洋 EMI 型玄武岩的 Sr-Nd-Pb 同位素数据, 包括南大西洋 Walvis Ridge 玄武岩 (Richardson et al, 1982), 南太平洋 Pitcairn islands and seamounts 的玄武岩 (Woodhead and Devey, 1993; Woodhead et al, 1993; Eisele et al, 2002) (图 5, 6, 7)。虽然这些大洋玄武岩都被解释为具有 EMI 特征, 甚至被作为 EMI 地幔端元使用, 但不难发现, 其 Sr-Nd-Pb 同位素组成有一定的变化范围 (图 5, 6, 7)。值得注意的是, Zindler and Hart (1986) 以及后来 Hofmann (1997, 2004) 并不是根据这些具有 EMI 特征的大洋玄武岩的同位素组成范围本身, 而是根据这些玄武岩的同位素组成的排列趋势的指向, 或根据其范围的极值来定义 EMI 地幔端元的 (图 5, 6, 7), 而且应该注意到, 他们定义的不是一个确定的区域。

具有 EMI 同位素特征的大陆玄武岩也很多, 典型的如巴西的 Urubici 玄武岩 (Peate et al, 1999), 意大利的 Sardinia 玄武岩 (Gasperini et al, 2000; Lustrino et al, 2000) 和台湾玄武岩 (Chung et al, 1995) 等。我国东部新生代玄武岩中, 五大连池玄武岩是 EMI 特征的典型 (Basu et al, 1991)。这些

具有 EMI 特征的大陆玄武岩的 Sr-Nd-Pb 同位素组成范围也相差较大, 但已知典型的具有 EMI 特征的大洋和大陆玄武岩仍表现出一些共同的同位素特征: 低的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.7035~0.7060; 图 5), 低的  $\varepsilon_{\text{Nd}}$  (+4~-7; 图 5), 低的  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (17.5, 图 6 中各玄武岩区域的低值, 五大连池除外, 见下文讨论),  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  比值 15.4~15.6 (图 6) 和  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  比值 37.5~39.0 (图 7)。在此基础上, Lustrino and Rome (2003) 归纳了 EM I 地幔端元的同位素特征, 其典型的同位素特征为: 较低的 Pb 同位素比值 ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 17$ ),  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} > 0.85$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} > 2.08$ ; 较低的 Sr 同位素比值 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.706$ ) 和非放射成因 Nd 同位素比值 ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \sim 0.5121$ )。

EMI 地幔的形成方式, 是个复杂而至今还未彻底解决的问题。前人关于 EMI 地幔形成的论述, 有以下几种观点: (1) EMI 地幔端元是通过拆离作用进入对流地幔的交代岩石圈地幔物质 (Hart et al, 1986), (2) 起源于古老远洋沉积物 (Chauvel et al, 1992) 或者地幔物质中有远洋沉积物的加入 (Weaver, 1991), (3) 古老大陆岩石圈的再循环 (Milner and Le Roex, 1996), (4) 由俯冲的大陆沉积物或者拆沉的大陆岩石圈地幔混合而形成 (Carlson, 1995), (5) 由地幔橄榄岩与碳酸盐融体的交代而产生 (Menzies and Wass, 1983; Rudnick et al, 1993), (6) 由俯冲陆壳再循环产生 (李曙光等, 1997), (7) 由大洋或者陆源沉积物、陆下岩石圈地幔、古老海洋高原、洋壳、下地壳等组分中的两种或几种混合而成, 这些组分可以通过俯冲、拆沉和拆离, 亏损的软流圈引起的热蚀变等方式而形成具有 EMI 特征的地幔端元 (Lustrino and Rome, 2003)。

济南和邹平辉长岩的  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  变化范围为 16.545~16.998 (图 6 和 7),  $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_i$  变化范围为 0.880~0.924,  $(^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_i$  变化范围为 2.173~2.209, 符合 Lustrino and Rome (2003) 所定义的 EMI 地幔端元的 Pb 同位素组成。但是, 济南和邹平辉长岩在 Pb 同位素图解 (图 6 和 7) 上的投影远离 Zindler and Hart (1986) 所定义的 EMI 地幔端元, 而落在 Zartman and Doe (1981) 的下地壳 Pb 演化线附近, 表现出下地壳的特征。济南和邹平辉长岩的  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  为 0.7041~0.7056, 与世界上典型的具

有 EMI 特征的大洋和大陆玄武岩的变化范围一致,但却有低得多的  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  ( $-6.0 \sim -12.7$ ; 图 5)。如果以蒙阴金伯利岩包体的 Sr-Nd 同位素组成代表古生代到中生代华北岩石圈大规模减薄前的地幔特征(郑建平等, 1999; 池际尚和路凤香, 1996), 以迁西群太古代变质基底作为华北麻粒岩相下地壳的代表(Jahn and Zhang, 1984), 本文及前人的济南和邹平辉长岩样品, 表现出古老富集地幔与麻粒岩相下地壳的混合趋势。此外, 济南和邹平辉长岩的 Sr, Nd 同位素组成与华北地区中生代花岗岩的 Sr, Nd 同位素组成重叠, 这些中生代花岗岩是下地壳部分熔融的产物(钱青等, 2002; 劭济安等, 2001; Chen et al, 2003), 这进一步表明下地壳物质对济南和邹平辉长岩源区的贡献。较低的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  和  $\varepsilon_{\text{Nd}}$ , 较低的  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  正是构成下地壳的古老亏损的麻粒岩的特征(高山和金振民, 1997), 指示济南和邹平辉长岩中下地壳物质的贡献显著。反过来, 如果认为济南和邹平辉长岩来自 EMI 地幔源区, 那么下地壳物质在这样的源区中有重要贡献(Lustrino and Rome, 2003)。作者认为这也许是中国华北东部的一个重要的地球化学特征, 这一特征不仅体现在中生代的济南和邹平辉长岩中, 还表现在第四纪五大连池玄武岩中, 五大连池玄武岩的 Sr, Nd 同位素特征落在世界上典型的有 EMI 特征的大陆和海洋玄武岩范围内, 但其  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  和  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  比值显著偏低, 几乎与济南和邹平辉长岩一致, 表现出受下地壳物质影响的特征。

需要说明的是, 对华北东部的上、下地壳的 Sr-Nd-Pb 同位素组成, 至今还没有一个统一的认识, 不同研究者所参考的数据有时差别较大。根据上、下地壳的岩石组成类型, 本文认为用迁西群麻粒岩代表华北下地壳, 用泰山群花岗质片麻岩代表华北中、上地壳较为合适。迁西群太古代变质岩的 Sr-Nd 同位素范围是根据 Jahn and Zhang(1984) 迁西群麻粒岩全岩 Rb-Sr 和 Sm-Nd 数据扣除 130 Ma (早白垩世大致年龄) 以来的放射成因 Sr, Nd 的贡献而得到的(下同), 其  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  范围为  $0.703 \sim 0.705$ ,  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  范围为  $+2 \sim -25$ 。Pb 同位素组成以迁西群麻粒岩全岩(张理刚, 1995) 为代表, 取麻粒岩的平均 U, Th, Pb 含量, 扣除 130 Ma 以来的放射成因 Pb 的贡献, 其范围分别为  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 14.0 \sim 15.5$ ,

$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 14.9 \sim 15.0$ ,  $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 33.9 \sim 34.9$ 。泰山群花岗质片麻岩(Jahn et al, 1988) 的  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  和  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  同位素组成分别为  $0.709 \sim 0.728$  和  $-21 \sim -34$ 。文献中没有报道其 Pb 同位素数据。

本文样品的数据点在 Sr-Nd-Pb 同位素图解上, 表现出不完全耦合的关系。在图 6 中, 数据点都位于下地壳区域内, 在图 7 中, 数据点靠近上地壳、地幔和造山带区域; 而在图 5 中, 数据点位于下地壳和 DMM 端员之间。其实, 在用 Sr-Nd-Pb 同位素进行地球化学示踪研究时, Sr-Nd 与 Pb 同位素并不总是完全耦合的, 有时甚至差别很大。所以在利用同位素示踪时, 仅仅依靠 Sr-Nd 或者 Pb 同位素, 不一定能完全正确反映地幔源区的性质, 有时甚至得出错误的结论, 只有联合运用 Sr-Nd-Pb 同位素(甚至包括 Hf, Os 和 O 等) 才可能获得准确的认识。造成同位素体系不耦合的原因比较复杂, 可能有不同地球化学性质的地壳物质的影响、流体/熔体的交代(流体/熔体的来源及类型、Sr-Nd 交代完全而 Pb 交代不完全) 等。对 Sr-Nd 和 Pb 同位素不耦合的原因, 值得进一步的深入研究。本文中图 6 和图 7 的差别可能反应了样品中 U 和 Th 含量的差异, 因为  $^{208}\text{Pb}$  是由 Th 衰变来的。由于本文讨论的重点不是样品本身是来自下地壳、地幔还是造山带, 而是与迁西群的关系, 以及与其他地质体的对比, 所以 Pb 同位素图解上的不谐和关系不影响对岩浆源区性质的讨论。

### 5.3 下地壳参与形成 EMI 地幔的方式

与岩石圈减薄密切相关的华北东部早白垩世基性岩, 究竟来源于交代富集的岩石圈地幔本身(Guo et al, 2001; 2003), 还是有下地壳物质显著贡献的地幔源区(Gao et al, 2004; 李曙光等, 2005; 翟明国等, 2005), 是目前中国东部中生代基性岩研究中争论的焦点之一。

Guo et al (2001) 认为济南基性岩来自于长期受碳酸盐熔体和富 K-OIB 型熔体交代而形成的 EMI 型地幔。Guo et al (2003) 认为邹平玄武岩熔岩是受熔体或者流体交代的太古代岩石圈地幔在伸展构造下熔融的产物。Zhang et al (2004) 认为华北克拉通中生代岩石圈地幔高度不均一, 邹平、济南和莱芜等地区的地幔表现出轻微的 EMI 特征, 继承了古老岩石圈地幔的一些特征并且很少受到硅质流体

的交代。Gao et al (2004) 认为华北北缘的中生代高镁安山岩是拆沉作用的产物, 并且下地壳的贡献显著。邓晋福等 (2006) 认为华北克拉通燕山期火成岩的 EMI 型的 Sr-Nd-Pb 同位素特征, 是由于壳-幔相互作用, 特别是与华北下地壳的相互作用。

华北东部的金伯利岩包体记录了华北岩石圈减薄之前的古生代岩石圈地幔特征。在  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}-\varepsilon_{\text{Nd}}$  图解中, 古生代金伯利岩包体表现出与济南邹平辉长岩截然不同的同位素特征,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  变化范围较宽而  $\varepsilon_{\text{Nd}}$  则范围较小, 偏离 EMI 地幔端元, 具有向 EMII 端元演化的同位素特征。在 Pb 同位素图解中, 金伯利岩包体具有极高的放射成因 Pb, 落在地球增长线的右侧, 靠近 EMII 地幔端元, 显著区别于具有较低的放射成因 Pb 的济南和邹平辉长岩。由此不难发现, 华北东部古生代 (~4 亿年左右) 岩石圈地幔表现出 EMII 的同位素特征, 而早白垩世时期 (130 Ma 左右) 则转变为类似于 EMI 端元的同位素特征, 暗示在 400~130 Ma 期间必定发生了剧烈的地质事件, 使得岩石圈地幔特征发生转变, 三叠纪的扬子向华北的俯冲和白垩世的岩石圈拉张减薄都是可能的因素。

Lustrino (2005) 和李曙光等 (1997) 的模型可以解释济南和邹平辉长岩地幔源区中下地壳的贡献的成因。由于一般认为大别深俯冲没有影响到济南和邹平所在的华北中部 (Guo et al, 2001), Lustrino (2005) 的下地壳拆离和拆沉模型更能适用于所讨论的地区。对济南和邹平辉长岩的形成过程, 有一种可能是: 中国东部燕山早期岩石圈加厚, 华北克拉通具有造山带陆壳增厚的特征, 其陆壳厚度可能达到了榴辉岩的形成深度 (赵海玲等, 1998)。随着密度的增大, 使得过厚的岩石圈根重力不稳定, 岩石圈从下地壳的位置断离并沉入软流圈。在岩石圈拆沉的过程中, 下地壳可能发生部分熔融产生具有 TTG 性质的流体。过了几个百万年之后, 拆沉的下地壳和岩石圈地幔由于岩石圈拉张/减薄而恢复活动, 产生具有下地壳同位素性质的 EMI 型的玄武质岩浆。

需要说明的是, 尽管岩石圈拆沉模式可以解释济南和邹平辉长岩的成因, 并且也强调了源区中下地壳的显著贡献, 但并不能为岩石圈拆沉提供直接的证据。由古生代富集的岩石圈地幔转变为新生代

亏损的岩石圈地幔过程中, 热-机械侵蚀和化学侵蚀也可能发挥了重要的作用 (徐义刚, 1998, 1999; Xu, 2001)。徐义刚 (1999) 的热-机械侵蚀和化学侵蚀模型认为, 软流圈抬升使得岩石圈加热, 同时伴随软流圈熔体渗透岩石圈底部的过程。熔体的持续加热和渗透使得岩石圈底部发生小比例部分熔融, 产生玄武质岩浆。如果热-机械侵蚀和化学侵蚀是济南和邹平岩体产生的机制, 那么必须要求岩石圈在被软流圈热-机械侵蚀和化学侵蚀前, 华北岩石圈地幔和以迁西群为代表的麻粒岩相下地壳发生过混合 (混合的具体时间尚不能确定)。在上涌软流圈物质的作用下, 含有下地壳物质的华北岩石圈地幔发生部分熔融, 在早白垩世时产生具有显著下地壳贡献的济南和邹平辉长岩。

## 6 结论

(1) 济南和邹平辉长岩的初始岩浆在上升侵位过程中没有受到地壳物质的混染, 其 Sr-Nd-Pb 同位素组成反映了岩浆源区的特征。

(2) 济南和邹平辉长岩的岩浆源区具有同位素富集特征, 虽然一致认为类似于 EMI 的特征, 但与典型的由大洋玄武岩定义的 EMI 地幔端元相比, 具有较低的 Nd 和 Pb 同位素比值, 表现出麻粒岩相下地壳物质的显著贡献。

(3) 下地壳物质对岩浆源区的贡献不是初始岩浆在上升侵位过程中混染形成的, 而是下地壳物质和地幔物质在源区混合的结果, 可能与岩石圈拆沉有关。

**致谢** 感谢山东省地质调查院地质所的杨恩秀高级工程师和山东省地质科学研究院张增奇研究员在样品采集过程中给予的帮助。向湖北地质实验研究所在主量元素、微量元素和稀土元素分析给予的帮助以及河北省地质矿产调查研究所实验室在样品粉碎和薄片鉴定中给予的帮助表示感谢。

## 参考文献 [References]:

- Basu A R, Wang J W, Huang W H, et al. 1991. Major element, REE and Pb, Nd and Sr isotopic geochemistry of Cenozoic volcanic rocks of eastern China: Implication for their origin from suboceanic-type mantle reservoirs. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 105: 149-169.
- Boynnton W V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite



- studies. In: Henderson P (ed). Rare Earth Element Geochemistry. *Elsevier*, 63–114.
- Carlson R W. 1995. Isotopic inferences on the chemical structure of the Mantle. *J. Geodyn.*, 20: 365–386.
- Chauvel C, Hofmann A W and Vidal P. 1992. HIMU-EM: The French Polynesian connection. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 110: 99–119.
- Chen Bin, Jahn B M, Zhai MG. 2003. Sr-Nd isotopic characters of Mesozoic Magmatism in the Taihang–Yanshan orogen, North China craton, and implication for Archean lithosphere thinning. *Journal of the Geological Society*, 160: 963–970.
- 池际尚和路凤香. 1996. 华北地台金伯利岩及古生代岩石圈地幔特征. 北京: 科学出版社, 260–264.
- [Chi Jishang and Lu Fengxiang. 1996. The Kimberlites and Nature of Paleozoic Lithospheric Mantle in North China Platform. Beijing: Science Press, 260–264. (in Chinese)]
- Chung S L, Jahn B M, Chen SJ, et al. 1995. Miocene basalts in northwestern Taiwan: evidence for EM-type mantle sources in the continental lithosphere. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59: 549–555.
- Eisele J, Shar M M, Galer S J G, et al. 2002. The role of sediment recycling in EM-I inferred from Os, Pb, Hf, Nd, Sr isotope and trace element systematics of the Pitcairn hotspot. *Earth Planet. Sci. Lett.* 196: 197–212.
- 范蔚茗, 郭锋. 2005. 华北地区早白垩世镁铁质岩浆作用及其地球动力学背景. 大地构造与成矿学, 29 (1): 44–55.
- [Fan Weiming and Guo Feng. 2005. Late Mesozoic mafic magmatism from the eastern part of North China Block and its adjacent regions: magma genesis and geodynamic implications for lithospheric thinning. *Geotectonica et Metallogenia*, 29(1): 44–55. (in Chinese with English abstract)]
- Foland K A and Allen J C. 1991. Magma sources for Mesozoic anorogenic granites of the White Mountain Magma series, New England, USA. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 109: 195–211.
- 高山, 金振民. 1997. 拆沉作用 (delamination) 及其壳-幔演化动力学意义. 地质科技情报, 16(1): 1–9.
- [Gao S and Jin Z M. 1997. Delamination and its geodynamical significance for the crust-mantle evolution. *Geological Science and Technology Information*, 16 (1): 1–9. (in Chinese with English abstract)]
- Gao S, Rudnick R L, Yuan H L, et al. 2004. Recycling lower continental crust in the North China craton. *Nature*, 432: 892–897.
- Gasperina D, Blichert T J, Bosch D, et al. 2000. Evidence from Sardinian basalt geochemistry for recycling of plume heads into the Earth's mantle. *Nature*, 408: 701–704.
- Guo F, Fan Weiming, Wang Yuejun, et al. 2001. Later Mesozoic intrusive complexes in North China Block: Constraints on the nature of subcontinental lithospheric mantle. *Phys. Chem. Earth (A)*, 26 (9–10): 759–771.
- Guo F, Fan Weiming, Wang Yuejun, et al. 2003. Geochemistry of late Mesozoic mafic magmatism in west Shandong Province, eastern China: characterizing the lost lithospheric mantle beneath the North China Block. *Geochemical Journal*, 37: 63–77.
- Hart S R, Gerlach D C and White W M. 1986. A possible new Sr-Nd-Pb mantle array and consequences for mantle mixing. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50: 1551–1557.
- Hofmann A W. 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, 385: 219–229.
- Hofmann A W. 2004. Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements. Treatise on geochemistry. volume 2, The Mantle and Core, 61–103.
- Irvine T N and Baragar W R. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8: 523–548.
- Jahn B M, Auvary B, Shen Qihan. 1988. Archean crust evolution in China, the Taishan complex and evidence for juvenile crustal addition from long term depleted mantle. *Precambrian Research*, 38: 381–403.
- Jahn B M and Zhang Z Q. 1984. Radiometric ages (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb) and REE geochemistry of Archean granulite gneisses from eastern Hebei Province, China. In: Kroner et al ed. Archean Geochemistry. Springer-Verlag, Berlin, 204–234.
- 匡少平, 张本仁, 凌文黎, 等. 2001. 大别造山带南坡晚白垩世玄武岩源区地幔特征. 地质科学, 36 (2): 203–211.
- [Kuang Shaoping, Zhang Benren, Ling Wenli, et al. 2001. Mantle source of Late Cretaceous basalts in South Dabie orogenic belts, China. *Chinese Journal of Geology*, 36 (2): 203–211. (in Chinese with English abstract)]
- 匡少平, 张本仁, 凌文黎, 等. 2002. 大别造山带和扬子地块北缘中生代玄武岩铅同位素组成及构造意义. 地质学报, 76 (1): 27–32.
- [Kuang Shaoping, Zhang Benren, Ling Wenli, et al. 2002. Pb isotopes of Late Cretaceous basalts in Dabie orogenic belt, Central China. *Acta Geologica Sinica*, 76 (1): 27–32. (in Chinese with English abstract)]
- Kuno H. 1966. Lateral variation of basalt magma types across continental margins and island arcs. *Bull. Volcanol.*, 29, 195–222.
- Langmuir C H, Bender J F, Bence A E, et al. 1977. Petrogenesis of basalts from the famous area: mid-Atlantic ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36: 133–156.
- 李曙光, 聂永红, Emil J, 等. 1997. 大别山俯冲陆壳的再循环——地球化学证据. 中国科学 (D 辑), 27 (5): 412–418.
- [Li S G, Nie Y H, Emil J, et al. 1997. Recycling of subducted continental crust of Dabie Mountain—geochemical evidence. *Science in China (Series D)*, 27(5): 412–418. (in Chinese)]
- 林景仟, 谭东娟, 金烨. 1996. 鲁西地区中生代火成活动的  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年龄. 岩石矿物学杂志, 15 (3): 213–220.
- [Lin J Q, Tan D J and Jin Y. 1996.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of Mesozoic igneous activities in Western Shandong. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 15(3): 213–220. (in Chinese with English abstract)]
- Liu Duni, Nut Man A P Compston W, et al. 1992. Remnants of 3800 Ma crust in Chinese parts of Sino-Korean craton. *Geology*, 20: 326–329.
- Lustrino M, Melluso L, Morra V. 2000. The role of lower continental crust and lithospheric mantle in the genesis of Plio-Pleistocene volcanic rocks from Sardinia (Italy). *Earth and Planetary Science Letters*, 180: 259–270.
- Lustrino M and Rome L D. 2003. On the origin of EM-I end-member. *NJB. Miner. Abh.*, 179 (1): 85–100.
- Lustrino M. 2005. How the delamination and detachment of lower crust can influence basaltic magmatism. *Earth-Science Reviews*, 72: 21–38.
- Menzies M A and Wass S Y. 1983.  $\text{CO}_2$  and LREE-rich mantle below eastern Australia: a REE and isotopic study of alkaline magmas and apatite-rich mantle xenoliths from the southern highlands province, Australia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 65, 287–302.
- Middlemost E A K. 1994. Naming materials in the magma / igneous rock



- system. *Earth-Science Reviews*, 37: 215–224.
- Milner S C and Le Roex A P. **1996**. Isotope characteristics of the Okenyanya igneous complex, northwestern Namibia: constraints on the composition of the early Tristan plume and the origin of the EMI mantle component. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 141: 277–291.
- Niu Yaoling. **2005**. Generation and evolution of basaltic magmas: some basic concepts and a new view on the origin of Mesozoic-Cenozoic basaltic volcanism in eastern China. *Geological Journal of China Universities*, (11): 9–46.
- Peate D W, Hawkesworth C J, Mantovani M M S, et al. **1999**. Petrogenesis and stratigraphy of the high Ti/U Urubici magma type in the Paraná flood basalt Province and implications for the nature of ‘Dupal’-type mantle in the South Atlantic region. *J. Petrol.*, 40: 451–473.
- 彭子成和 Kwak. 1986. 玄武岩中铅同位素和微量铀钍铅的测定. 岩矿测试, 5 (2): 121–125.
- [Peng Z C and Kwak L. **1986**. Measurement of Pb isotopes and trace contents of minim U-Th-Pb in basalt. *Rock and Mineral Analysis*, 5 (2): 121–125. (in Chinese with English abstract)]
- 钱青, 钟孙霖, 李通艺, 等. 2002. 八达岭基性岩和高 Ba-Sr 花岗岩地球化学特征及成因探讨: 华北和大别-苏鲁造山带中生代岩浆岩的对比. 岩石学报, 18 (3): 275–292.
- [Qian Q, Zhong S L, Li T Y, et al. **2002**. Geochemical characteristics and petrogenesis of the Badaling high Ba-Sr granitoids: a comparison of igneous rocks from North China and the Dabie-Sulu Orogen. *Acta Petrologica Sinica*, 18(3): 275–292. (in Chinese with English abstract)]
- Richardson S H, Erlank A J, Duncan A R, et al. **1982**. Correlated Nd, Sr and Pb isotope variation in Walvis Ridge basalts and implication for the evolution of their mantle source. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 52: 327–341.
- Rudnick R L, McDonough W F and Chappell B W. **1993**. Carbonatite metasomatism in the northern Tanzanian mantle: petrographic and geochemical characteristics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 114: 463–475.
- 劭济安, 李献华, 张履桥, 等. 2001. 南口-古崖居中生代双峰式岩墙群形成机制的地球化学制约. 地球化学, 30 (6): 517–524.
- [Shao J A, Li X H, Zhang L Q, et al. **2001**. Geochemical condition for genetic mechanism of the Mesozoic bimodal dike swarms in Nankou-Guyaju. *Geochimica*, 30 (6): 517–524. (in Chinese with English abstract)]
- Sun S S and McDonough W F. **1989**. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: saunders A D and Norry M J (eds). *Magmatism in ocean basins*. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, 42: 313–345.
- 谭东娟, 林景任. 1994. 华北地台中生代钾质岩浆区的组成及岩石成因. 谭东娟, 林景任主编. 华北地台中生代钾质岩浆区. 北京: 地震出版社, 1–6.
- [Tan Dongjuan and Lin Jingqian. **1994**. Component of Mesozoic potassic magma province and petrogenesis on North China Platform. Tan Dongjuan and Lin Jingqian (eds). *Mesozoic Potassic Magma Province and Petrogenesis on North China Platform*. Beijing: Seismological Press, 1–6. (in Chinese)]
- Weaver B L. **1991**. The origin of ocean island basalt end-member composition: trace element and isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104: 381–397.
- Woodhead J D and Devey C W. **1993**. Geochemistry of the Pitcairn seamounts, I: source character and temporal trends. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 116: 81–99.
- Woodhead J D, Greenwood P, Harmon R S, et al. **1993**. Oxygen isotope evidence for recycled crust in the source of EM-type ocean island basalts. *Nature*, 362: 809–813.
- 徐义刚. 1998. 上地幔熔体-岩石相互作用与大陆地幔演化. 地学前缘, 5 (增刊): 76–85.
- [Xu Y G. **1998**. Melt-rock interaction in the upper mantle and the evolution of continental mantle. *Earth Science Frontiers*, 5 (Suppl), 76–85. (in Chinese with English abstract)]
- 徐义刚. 1999. 岩石圈的热-机械侵蚀和化学侵蚀与岩石圈减薄. 矿物岩石地球化学通报, 18(1): 1–5.
- [Xu Y G. **1999**. Roles of thermo-mechanic and chemical erosion in continental lithospheric thinning. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 18(1): 1–5. (in Chinese with English abstract).]
- Xu Y G. **2001**. Thermo-tectonic destruction of the Archean lithospheric keel beneath the sino-korean craton in China: evidence, timing and mechanism. *Phys. Chem. Earth (A)*, 26 (9–10): 747–757.
- 闫峻, 张翼, 陈江峰, 等. 2001. 济南辉长岩体的锆、钍同位素特征. 矿物岩石地球化学通报, 20 (4): 302–305.
- [Yan Jun, Zhang Xun, Chen Jiangfeng, et al. **2001**. Sr, Nd isotopic characteristics of the Jinan gabbro intrusion. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 20 (4): 302–305. (in Chinese with English abstract)]
- 闫峻, 陈江峰, 谢智, 等. 2005. 鲁东晚白垩世玄武岩及其中幔源包体的岩石学和地球化学研究. 岩石学报, 21 (1): 99–112.
- [Yan Jun, Chen Jiangfeng, Xie Zhi, et al. **2005**. Studies on petrology and geochemistry of the Later Cretaceous basalts and mantle-derived xenoliths from eastern Shandong. *Acta Petrologica Sinica*, 21 (1): 99–112. (in Chinese with English abstract)]
- 杨承海, 许文良, 杨德彬, 等. 2005. 鲁西济南辉长岩德形成时代: 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年证据. 地球学报, 26 (4): 321–325.
- [Yang Chenghai, Xu Wenliang, Yang Debin, et al. **2005**. Chronology of the Jinan gabbro in Western Shandong: evidence from LA-ICP-MS U-Pb zircon U-Pb dating. *Acta Geoscientica Sinica*, 26 (4): 321–325. (in Chinese with English abstract)]
- Zartman R E and Doe B R. **1981**. Plumbotectonics-the model. *Tectonophys.*, 75: 135–162.
- 翟明国, 樊祺诚, 张宏福, 等. 2005. 华北东部岩石圈减薄中德下地壳过程: 岩浆底侵、置换与拆沉作用. 岩石学报, 21 (6): 1509–1526.
- [Zhai M G, Fan Q C, Zhang H F, et al. **2005**. Lower crust processes during the lithospheric thinning in eastern China: magma underplating, replacement and delamination. *Acta Petrologica Sinica*, 21 (6): 1509–1526. (in Chinese with English abstract)]
- Zhang H F, Sun M, Zhou X H, et al. **2003**. Secular evolution of the lithosphere beneath the eastern north China craton: evidence from Mesozoic basalts and high Mg andesites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 22: 4373–4387.
- Zhang H F, Sun M, Zhou M F, et al. **2004**. Highly heterogeneous late Mesozoic lithospheric mantle beneath the North China Craton: evidence from Pb-Sr-Nd isotopic systematics of mafic igneous rocks. *Geol. Mag.*, 141 (1): 55–62.
- 张理刚, 等. 1995. 东亚岩石圈块体地质-上地幔、基底和花岗岩同位素地球化学及其动力学. 北京: 科学出版社, 1–252.
- [Zhang L G, et al. **1995**. Geology of the East Asia Lithospheric Block:

- Isotope Geochemistry and Dynamics of Upper Mantle, Basement and Granites. Beijing: Science Press, 1–252. (in Chinese)]
- 赵海玲, 邓晋福, 贺怀宇, 等. 1998. 造山带陆壳增厚的一个岩石学记录——以济南辉长岩及其包体研究为例. 地学前缘, 5 (4): 251–255.
- [Zhao Hailing, Deng Jinfu, He Huaiyu, et al. 1998. Petrological record of orogenic belt crust-thickening: A discussion on Jinan gabbro and its xenolith. *Earth Science Frontiers*, 5 (4): 251–255. (in Chinese with English abstract)]
- 郑建平. 1999. 中国东部地幔置换作用与中生代岩石圈减薄. 武汉: 中国地质大学出版社, 50–68.
- [Zheng Jianping. 1999. Mesozoic-Cenozoic Mantle Replacement and Lithospheric Thinning beneath the Eastern China. Wuhan: China University of Geosciences Press, 50–68. (in Chinese)]
- Zindler A and Hart SR. 1986. Chemical Geodynamics. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14: 753–75.
- 周新华, 张宏福. 2006. 中生代华北岩石圈地幔高度化学不均一与大陆岩石圈转型. 地球科学—中国地质大学学报, 31 (1): 8–13.
- [Zhou Xinhua and Zhang Hongfu. 2006. Highly chemical heterogeneity of subcontinental lithosphere mantle beneath North China and its major transformation. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 31 (1): 8–13. (in Chinese with English abstract)]

## Pb-Sr-Nd Isotopic Characteristics of the Gabbros from Jinan and Zouping and the Contribution of the Lower Crust to the Magma Source

LI Quan-zhong<sup>1,2</sup>, XIE Zhi<sup>1</sup>, CHEN Jiang-feng<sup>1</sup>, GAO Tian-shan<sup>2</sup>, YU Gang<sup>1</sup>, QIAN Hui<sup>1</sup>

(1. CAS Key Laboratory of Crust-Mantle Materials and Environments, School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei 230026, China; 2. Nanjing Institute of Geology and Mineral Resource, Nanjing 210016, China)

**Abstract:** Pb-Sr-Nd isotopic ratios and element compositions of the gabbros from Jinan and Zouping have been studied. We obtain that  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7041 \sim 0.7056$ ,  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = -6.0 \sim -13.0$ ,  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 16.545 \sim 16.998$ ,  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 15.242 \sim 15.350$ ,  $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 36.488 \sim 36.944$  (except for SD792 possessing highly radiogenic Pb isotopic characteristics). Trace element characters are not indicative of the source of the gabbros because of their cumulate nature. A comparison with typical EM I type oceanic and continental basalts suggests that the mantle source of the Jinan and Zouping gabbros shows an isotopic characteristics similar to that of the EM I mantle, but with a significant contribution of the lower crust based on Pb isotopic diagrams. The addition of the lower crust into the mantle may be related to the subduction of the Pacific Ocean Plate, which resulted in the lower crust delamination.

**Key words:** gabbros from Jinan and Zouping; Pb-Sr-Nd isotopic characters; EM I-like mantle; lower crust; lithosphere delamination