

DOI:10.12017/dzkk.2017.046

# N-MORB、E-MORB和OIB的区别 及其可能的原因:大数据的启示\*

安屹<sup>1</sup> 杨婧<sup>1</sup> 陈万峰<sup>1</sup> 王金荣<sup>1</sup>张旗<sup>2</sup> 潘振杰<sup>1</sup> 焦守涛<sup>3</sup>

(1. 兰州大学地质科学与矿产资源学院, 甘肃省西部矿产资源重点实验室 兰州 730000; 2. 中国科学院地质与地球物理研究所 北京 100029; 3. 中山大学地球科学与工程学院 广州 510275)

**摘要** MORB是玄武岩中研究得最详细的玄武岩类, 可分为N-MORB和E-MORB两类。通常认为, N-MORB和OIB都是独立的端元, 分别来自亏损和富集的地幔源岩, 而E-MORB则是N-MORB与OIB混合的结果。本文研究表明, E-MORB具复杂的成因, 洋脊深度、洋脊扩张速率及源区部分熔融程度及压力不是造成E-MORB富集的主要原因。压力及部分熔融程度对玄武岩成分的影响远小于地幔不均一性的影响。推测E-MORB可能有两个主要的形成方式: 1) 由较深处略富集的地幔发生部分熔融而成; 2) 由N-MORB与OIB混合形成。玄武岩微量元素频率直方图表明, N-MORB基本上保持了来自亏损地幔源区的特征; OIB则多多少少受到外来物质加入或与N-MORB混合的影响; E-MORB则是N-MORB受OIB影响的产物。OIB与E-MORB似乎没有本质上的区别, 仅仅是受影响和混合程度的不同而已。OIB富集LILE, 可能既有继承了来自源区的特征(深部富集地幔、循环的古洋壳、循环的陆壳、大陆岩石圈地幔、LVZ熔体层或早期交代岩脉等), 也可能有外来物质加入的影响(与N-MORB发生不同程度的混合作用)。3类玄武岩的<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr和<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd同位素频率分布与早先的结论一致, 但<sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb、<sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb和<sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb同位素频率分布显示OIB具有更加复杂的特征。

**关键词** N-MORB E-MORB OIB 混合 频率直方图 大数据

**中国分类号:** P588.14, P628 **文献标识码:** A **文章编号:** 0563-5020(2017)03-727-16

MORB是玄武岩中研究得最详细的玄武岩类, MORB可以二分为N-MORB和E-MORB, 也可以三分为N-MORB、T-MORB和E-MORB。二分通常是以LREE亏损和富集为标志, 简洁明了。相对来说, 通常认为N-MORB在大西洋中脊最典型, 而东太平洋中隆则有较多E-MORB的分布, 大西洋仅有少量E-MORB出现。学术界通常认为, N-MORB来自弱亏损的软流圈地幔橄榄岩, 是在洋脊之下的浅部位置、无水环境下中等至较高程度部分熔融形成的(Pearce et al., 1984; Zindler and Hart, 1986; Sun and McDonough, 1989; Hofmann and Hémond, 2006)。OIB在地球化学组成上十分富集, 在成因上通常被认为与“热点”或“地幔柱”有关, 但对于其地球化学高度富集的原因仍

\* 甘肃省西部矿产资源重点实验室(兰州大学)开放项目(编号: MRWCCS-2016-04)资助。

安屹, 男, 1993年9月生, 硕士生, 地球化学专业。E-mail: anyi11@lzu.edu.cn。

陈万峰, 男, 1990年4月生, 博士生, 地球化学专业。本文通讯作者。E-mail: epwanfeng@163.com

2017-02-26收稿, 2017-04-30改回。

争议颇多,主要有循环的古洋壳、循环陆壳、大陆岩石圈地幔、LVZ熔体层或早期交代岩脉等说法(Hofmann and White, 1982; McKenzie and O'Nions, 1983; 牛耀龄, 2010)。

通常认为, N-MORB和OIB都是独立的端元, 分别来自亏损和富集的地幔源岩, 而E-MORB则是N-MORB与OIB混合的结果(Pearce et al., 1984; Saunders et al., 1988; Michael, 1995; Mühe et al., 1997; Donnelly, 2002; Donnelly et al., 2004; 肖文交等, 2006; Choe et al., 2007)。然而随着对MORB研究的深入, 发现E-MORB大多形成在远离热点的洋脊(Zindler et al., 1984; Langmuir et al., 1986; Cousens, 1995; Niu et al., 1999), 与热点无关(Schilling, 1973)。对于E-MORB的成因, 学术界有各种各样的见解, 如地幔潜能温度和部分熔融程度的不同(McKenzie and Bickle, 1988; Langmuir et al., 1992)、地幔区域性的组成差异(Le Roux et al., 2002; Meyzen et al., 2003)、水等流体的参与(Asimow and Langmuir, 2003)、源区的富集(Hanson and Langmuir, 1978; Donnelly et al., 2004)等。

为此, 我们尝试从数据挖掘的角度, 开展对全球N-MORB、E-MORB和OIB的研究, 着重探讨它们与地幔不均一性的关系。我们利用美国哥伦比亚大学Lamont-Doherty地球观测中心(LDEO)提供的PetDB数据库(深海岩石学数据库)和GWDG Göttingen提供的GROROC数据库进行数据挖掘。得出的初步的成果中, 有一些启发性。

## 1 研究方法

为了保障统计结果的可信度, 首先要对数据进行筛选。

1) 剔除超镁铁岩、侵入岩、中酸性岩、辉长岩等的的数据, 仅保留玄武岩、辉绿岩和粒玄岩以及玻璃的数据。

2) 剔除 $\text{SiO}_2 < 45\%$ 和 $\text{SiO}_2 > 55\%$ 的数据, 防止非玄武岩样品混入。由于部分玄武岩蚀变作用比较强, 强烈的硅化作用会使 $\text{SiO}_2$ 含量增加, 故数据清洗放宽至45%; 同时, 由于强烈的绿色蚀变(绿泥石化、阳起石化等)还会使 $\text{SiO}_2$ 含量急剧下降甚至低于45%, 这种情况的出现增加了清洗的难度。这恐怕是今后进一步研究需要讨论的。

3) 剔除 $\text{TiO}_2 < 0.1\%$ 的样品(个别玄武质玻璃会出现这种情况)。

4) 剔除 $\text{Mg}^\# > 0.72$ 的样品(玄武岩原始岩浆的 $\text{Mg}^\#$ 大体在0.65~0.75之间, 大于该数值的样品即为堆晶岩), 本文取 $\text{Mg}^\#$ 为0.72。

5) 剔除 $\text{Al}_2\text{O}_3 < 8\%$ 的样品(个别玄武质玻璃会出现这种情况)。

6) 剔除 $\text{H}_2\text{O} > 7\%$ 、 $\text{CO}_2 > 3\%$ 的数据, 目的是去除强烈的蚀变作用和碳酸盐化的影响;

7) 剔除其他可能发生的分析错误的的数据, 例如某些元素含量比大多数数据高1~2个数量级的数据。不合理过高的数据明显影响平均值的计算。

由于部分海山、洋岛与洋中脊重叠, 部分洋中脊样品中难免混入洋岛和海山的样品(见数据库所附的海山、洋岛样品分布图)。因此, 当对某些数据存在疑惑时(例如, 在扩张中心项目下的 $\text{TiO}_2$ 、Ta、Th等含量异常高, 大于MORB理论值的几倍或十几

倍),需仔细核对样品的经纬度,调出原始文献,了解原作者的结论,以决定取舍。

本次研究中所用的MORB数据是数据库中Spreading Center的数据,总共61 383个样品,经过上述清洗,淘汰数据5 403个,有效数据55 980个。我们采用 $(La/Sm)_N$ 来界定N-MORB(Hofmann, 2007); $(La/Sm)_N \leq 1$ 为N-MORB, $(La/Sm)_N > 1$ 为E-MORB。计算得到 $(La/Sm)_N \leq 1$ 的样品5 768个, $(La/Sm)_N > 1$ 的样品2 093个。虽然MORB数据总量很多,但是,大多数样品没有REE数据,故实际获得的可以用以研究的样品不到20%。本研究所用的OIB数据来自PetDB和GEOROC数据库,筛选方式与MORB相同。使用的OIB数据来自于PetDB和GEOROC两个数据库,筛选后有效的OIB数据为29 845个,OPB数据为3 868个。N-MORB和E-MORB样品在太平洋、大西洋和印度洋脊中的分布是随机的,似乎没有规律可循,从图中看,大西洋脊E-MORB分布并不比太平洋中隆少(图1)。从图1看,N-MORB和E-MORB的分布基本上是无序的,只是在个别洋脊的三联点附近比较集中而外(如大西洋亚速尔群岛附近),且大多数E-MORB离洋岛较远。

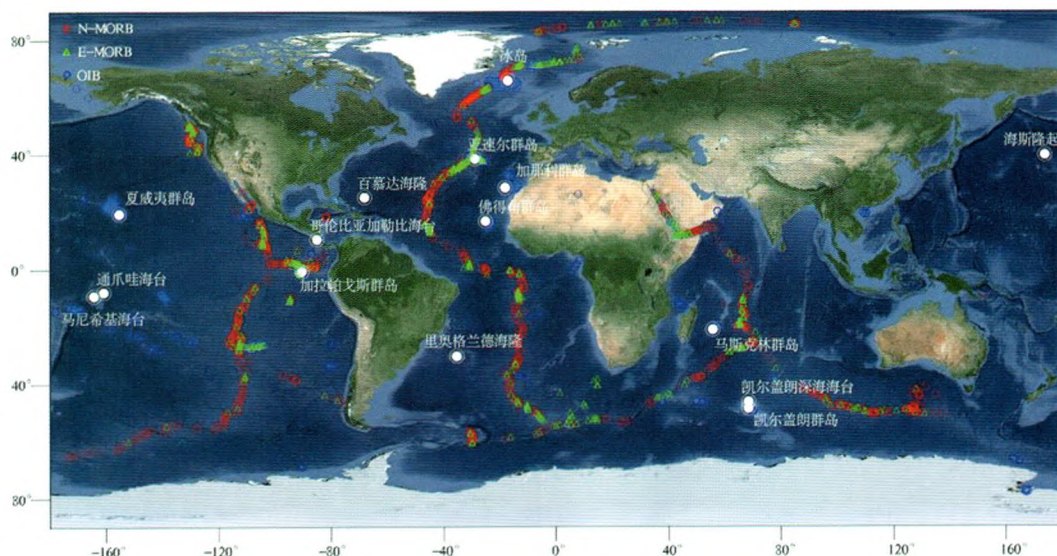


图1 全部N-MORB, E-MORB和OIB的全球分布图(据PetDB和GEOROC数据库)

Fig. 1 Distribution of all the N-MORB, E-MORB and OIB (after PetDB and GEOROC database)

## 2 N-MORB和E-MORB与扩张速率的关系

N-MORB和E-MORB的出现与什么有关?是否受洋脊扩张速率控制?Klein and Langmuir (1987)对此进行的研究很有启发性,他们提出MORB的 $Fe_8$ 和 $Na_8$ (较正到 $MgO = 8\%$ 时 $FeO$ 和 $Na_2O$ 的含量)概念,提出利用上述参数来推测洋脊软流圈地幔部分熔融程度、压力(深度)以及地幔潜在温度(软流圈地幔绝热梯度直线投影到地表的温度)。Niu and Hékinian (1997)发现, $Al_8$ 与洋脊扩张速率呈反比,而 $Ca_8/Al_8$ 与洋脊扩张速率呈正比,并认为洋脊扩张速率减小,源区部分熔融程度降低且洋壳变薄。

Niu and O'Hara (2008)认为,  $Fe_8$  值不能用来推测地幔过程(如熔融深度、地幔温度等), 因为与  $Fe_8$  对应的  $Mg^{\#}$  太低, 其所反映的是岩浆房冷却高度演化的结果, 他们将主量元素氧化物( $TiO_2$ 、 $Al_2O_3$ 、 $TFeO$ 、 $MgO$ 、 $CaO$ 、 $Na_2O$ ) 校正至  $Mg^{\#}=0.72$ (将  $Mg^{\#}$  标准化到 0.72, 可以避免岩浆演化对玄武岩主元素含量的影响)与洋脊水深比较, 随洋脊水深的增加, 洋脊玄武岩  $Al_2O_3$ 、 $Na_2O$ 、 $TiO_2$  升高而  $CaO$ 、 $FeO$  和  $MgO$  降低, 并认为洋脊水深是受洋脊扩张速率影响的, 扩张速率越大, 洋脊水深越浅; 扩张速率越小, 洋脊水深越深。

为此, 我们将第一批筛选出来的  $MgO$  小于 7% 的数据剔除, 将  $Mg^{\#}$  校正至 0.72 后, 将 N-MORB、E-MORB 分别与洋脊深度做比较(每隔 500 m 求平均值), 发现 N-MORB 与 E-MORB 主元素氧化物含量( $TiO_2$ 、 $Al_2O_3$ 、 $TFeO$ 、 $MgO$ 、 $CaO$ 、 $Na_2O$ , 除 K、P 外, K 和 P 含量太低, 关系不明显)与洋脊深度均存在一定的相关关系(图 2), 并且二者除 K、P 外其余主元素含量也十分接近, 且从图 3 显示, N-MORB 与 E-MORB 均集中于洋脊深度 2 000 ~ 4 000 m 之间。

Jaques and Green (1980)关于地幔橄榄岩部分熔融的实验研究, 为现代地幔熔融和

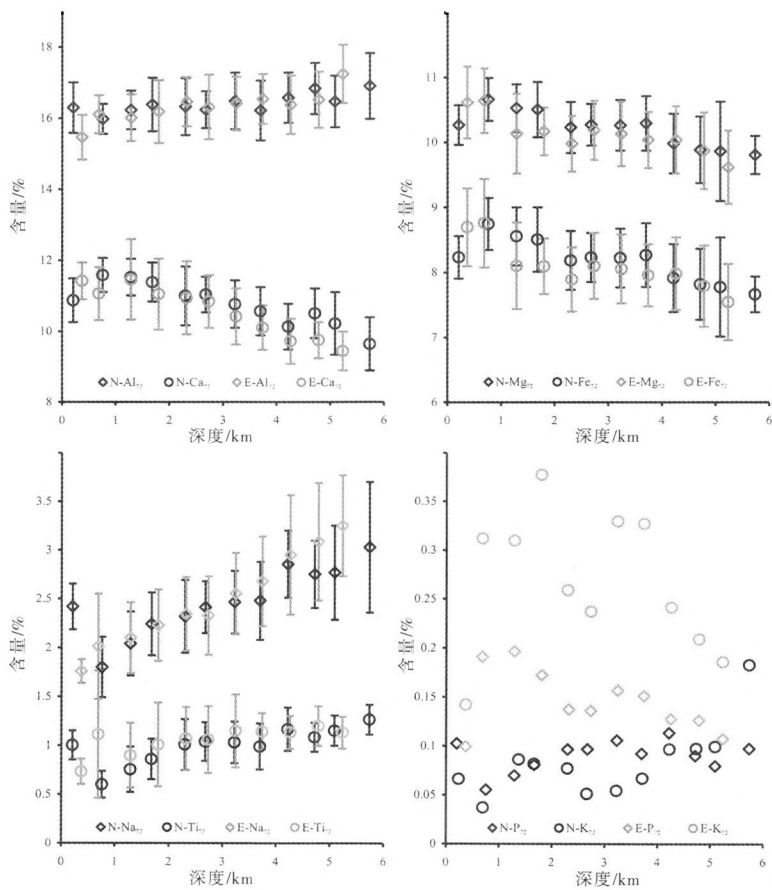


图 2 N-MORB、E-MORB 主元素含量与洋脊深度对应关系图(数据据表 1、表 2)

Fig. 2 Major element of N-MORB and E-MORB vs. the depth of the ridge (data from Table 1 and Table 2)



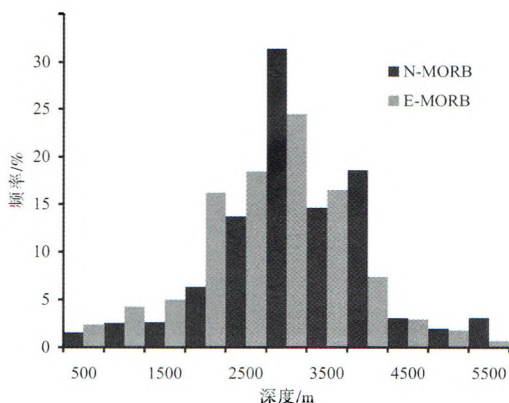


图3 N-MORB、E-MORB与洋脊深度频率直方图

该图使用第7步筛选之后的数据(N-MORB数据5768个, E-MORB数据2093个)

Fig. 3 The number of N-MORB and E-MORB vs. the depth of the ridge frequency histogram

玄武岩成因的定量研究奠定了基础(Klein and Langmuir, 1987; McKenzie and Bickle, 1988; Batiza, 1997; Niu and Niu, 1997; Niu et al., 2011)。他们的实验结果表明, 在给定“源区”橄榄岩组成的情况下, 原始岩浆的部分熔融程度与熔体中 $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{TiO}_2$ 等不相容元素的含量成反比, 与 $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 成正比; 而原始岩浆产生的压力与熔体中 $\text{FeO}$ 、 $\text{MgO}$ 含量成正比, 与 $\text{SiO}_2$ 含量成反比。同时岩浆中这些元素(及比值)又有对源岩的继承性, 即随源岩中含量的升高而升高。而我们从以上得出洋脊深度、洋脊扩张速率及源区部分熔融程度及压力并不是造成E-MORB富集的主要原因, 故推测其应与源区性质相关。

### 3 源区深度与N-MORB、E-MORB、OIB的关系

我们计算了N-MORB、E-MORB与OIB的平均值。在主量元素氧化物含量频率直方图中(图4), N-MORB与E-MORB中的 $\text{TiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ 分布十分相似(由于对 $\text{Mg}^{\#}$ 进行了校正, 暂不讨论 $\text{TFeO}$ 和 $\text{MgO}$ 的含量), 没有明显差别, 只是E-MORB具较高的 $\text{K}_2\text{O}$ 和 $\text{P}_2\text{O}_5$ , 而OIB具更高的 $\text{TiO}_2$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{P}_2\text{O}_5$ , 更低的 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ , 且具更宽的分布范围(图4)。

在微量元素蛛网图和稀土元素配分图中发现, 本文统计的数据分布模式与Sun and McDonough (1989)的十分相似, 只是N-MORB与E-MORB微量元素和REE丰度值均高于它们的数据, 而OIB却低于它们的数据。我们的解释是: 由于早先学术界认为N-MORB是强烈亏损的, OIB是强烈富集的, 他们所得出数据是通过典型样品(抽样)数据和分配系数推算出来的, 而本文的统计的数据是全球全体样品的数据, 全体数据才真正具有代表性。

在蛛网图和REE配分图中, OIB和E-MORB分布模式相似, 均富集不相容元素, OIB更为富集, 且随着元素分配系数的增大相对含量逐渐降低, 重稀土含量相对较低; N-MORB亏损强不相容元素, 随着元素分配系数的增大相对含量逐渐增高, 重稀土含

表 1 N-MORB Mg\*校正为 0.72 主元量每 500 m 平均值

Table 1 The every 500 m average of N-MORB major element (Mg\* is 0.72)

深度间距/m	n	深度/m	Si <sub>72</sub>	1σ	Ti <sub>72</sub>	1σ	Al <sub>72</sub>	1σ	TFe <sub>72</sub>	1σ	Mg <sub>72</sub>	1σ	Ca <sub>72</sub>	1σ	Na <sub>72</sub>	1σ	K <sub>72</sub>	1σ	P <sub>72</sub>	1σ
0 ~ 500	36	205	49.50	1.01	1.00	0.15	16.30	0.71	8.23	0.33	10.27	0.31	10.87	0.62	2.42	0.23	0.07	-	0.10	-
500 ~ 1000	73	755	49.09	0.90	0.60	0.14	15.98	0.42	8.75	0.40	10.66	0.33	11.58	0.48	1.80	0.31	0.04	-	0.06	-
1000 ~ 1500	76	1285	49.36	0.84	0.75	0.23	16.23	0.54	8.55	0.44	10.53	0.37	11.52	0.52	2.04	0.33	0.09	-	0.07	-
1500 ~ 2000	134	1679	49.09	1.01	0.86	0.21	16.39	0.75	8.50	0.49	10.51	0.43	11.39	0.55	2.24	0.32	0.08	-	0.08	-
2000 ~ 2500	324	2301	49.34	1.09	1.01	0.26	16.33	0.81	8.18	0.45	10.23	0.39	11.00	0.83	2.32	0.37	0.08	-	0.10	-
2500 ~ 3000	874	2676	49.52	0.76	1.04	0.20	16.24	0.52	8.23	0.38	10.27	0.32	11.04	0.50	2.41	0.26	0.05	-	0.10	-
3000 ~ 3500	409	3221	49.41	1.00	1.03	0.21	16.49	0.80	8.22	0.45	10.26	0.39	10.77	0.67	2.46	0.32	0.05	-	0.11	-
3500 ~ 4000	476	3698	49.69	0.98	0.99	0.24	16.22	0.84	8.27	0.49	10.29	0.42	10.57	0.68	2.48	0.40	0.07	-	0.09	-
4000 ~ 4500	101	4215	49.64	1.04	1.17	0.22	16.58	0.71	7.91	0.52	9.98	0.46	10.13	0.65	2.85	0.34	0.10	-	0.11	-
4500 ~ 5000	50	4714	49.09	1.16	1.08	0.15	16.84	0.72	7.82	0.54	9.88	0.51	10.51	0.70	2.75	0.34	0.10	-	0.09	-
5000 ~ 5500	97	5087	49.46	0.80	1.15	0.15	16.47	0.73	7.77	0.76	9.86	0.76	10.22	0.88	2.77	0.48	0.10	-	0.08	-
5500 ~ 6000	4	5734	49.24	0.34	1.26	0.15	16.91	0.93	7.66	0.27	9.81	0.29	9.64	0.75	3.03	0.67	0.18	-	0.10	-

表 2 E-MORB Mg\*校正为 0.72 主元量每 500 m 平均值

Table 2 The every 500 m average of E-MORB major element (Mg\* is 0.72)

深度间距/m	n	深度/m	Si <sub>72</sub>	1σ	Ti <sub>72</sub>	1σ	Al <sub>72</sub>	1σ	TFe <sub>72</sub>	1σ	Mg <sub>72</sub>	1σ	Ca <sub>72</sub>	1σ	Na <sub>72</sub>	1σ	K <sub>72</sub>	1σ	P <sub>72</sub>	1σ
0 ~ 500	7	369	49.09	0.62	0.73	0.13	15.47	0.63	8.70	0.60	10.61	0.55	11.42	0.52	1.76	0.12	0.14	-	0.10	-
500 ~ 1000	17	684	48.69	1.62	1.11	0.65	16.11	0.54	8.76	0.68	10.64	0.50	11.06	0.75	2.01	0.54	0.31	-	0.19	-
1000 ~ 1500	25	1288	49.21	1.15	0.90	0.33	16.01	0.66	8.10	0.67	10.13	0.61	11.46	1.13	2.10	0.36	0.31	-	0.20	-
1500 ~ 2000	100	1803	49.14	1.48	1.01	0.43	16.18	0.89	8.09	0.43	10.17	0.37	11.04	1.00	2.23	0.36	0.38	-	0.17	-
2000 ~ 2500	142	2321	49.23	1.39	1.07	0.32	16.47	0.69	7.89	0.49	9.98	0.43	10.94	1.03	2.34	0.37	0.26	-	0.14	-
2500 ~ 3000	239	2734	49.48	0.96	1.06	0.34	16.32	0.91	8.10	0.51	10.19	0.45	10.84	0.74	2.33	0.40	0.24	-	0.14	-
3000 ~ 3500	169	3241	49.22	1.25	1.15	0.37	16.42	0.76	8.05	0.53	10.13	0.50	10.42	0.79	2.55	0.42	0.33	-	0.16	-
3500 ~ 4000	79	3740	49.61	1.04	1.14	0.19	16.54	0.70	7.96	0.48	10.04	0.43	10.10	0.63	2.68	0.46	0.33	-	0.15	-
4000 ~ 4500	30	4262	49.53	0.96	1.13	0.17	16.38	0.83	7.98	0.56	10.04	0.52	9.72	0.63	2.95	0.61	0.24	-	0.13	-
4500 ~ 5000	21	4785	49.98	0.64	1.20	0.20	16.52	0.79	7.79	0.62	9.87	0.59	9.75	0.51	3.08	0.60	0.21	-	0.13	-
5000 ~ 5500	7	5234	49.36	1.12	1.13	0.16	17.25	0.82	7.54	0.59	9.62	0.56	9.44	0.55	3.25	0.52	0.19	-	0.11	-

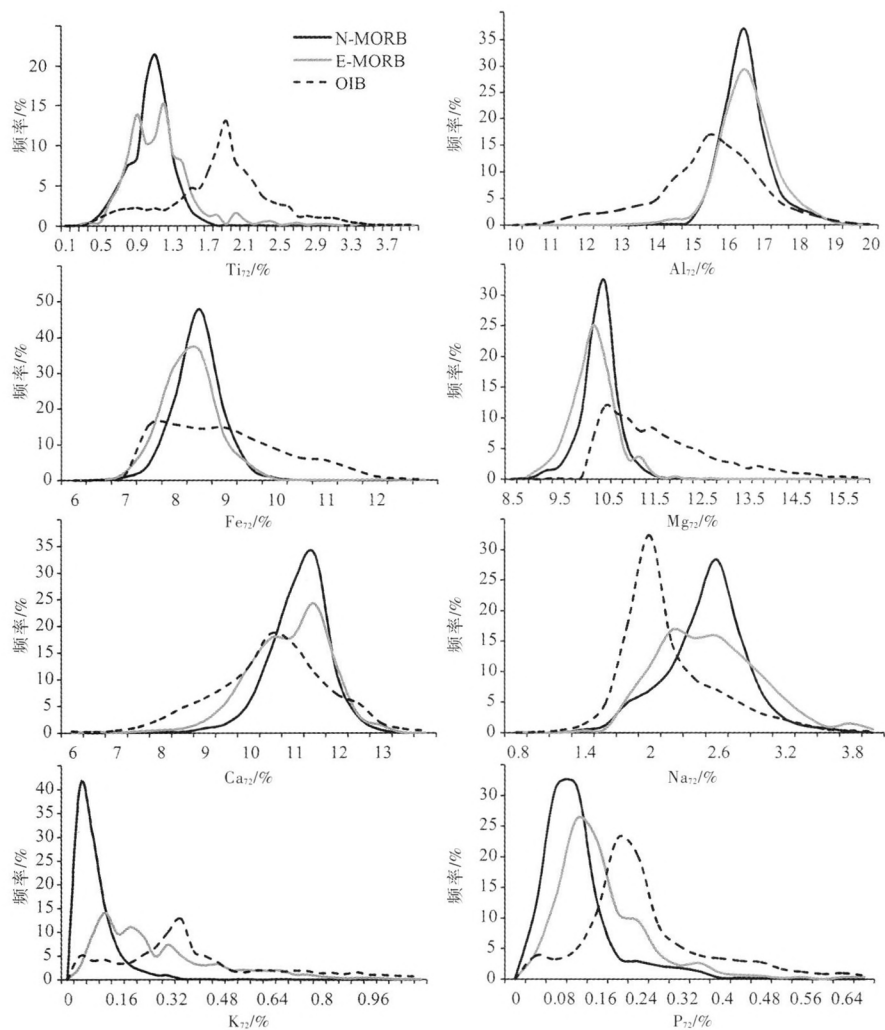


图 4 N-MORB、E-MORB和OIB 主量元素频率直方图  
Fig. 4 Major element of N-MORB, E-MORB and OIB frequency histogram

量相对较高。通过 Sun and McDonough (1989) 计算可得, N-MORB、E-MORB、OIB 的  $(\text{Gd/Yb})_N$  比值分别是 1.00、1.04 和 2.91, 而我们通过计算得出的 N-MORB 与 E-MORB 的  $(\text{Gd/Yb})_N$  分别为 1.13、1.36 和 2.23, OIB 的 MREE 与 HREE 分馏程度最高, 且重稀土含量更低, E-MORB 次之, N-MORB 的 MREE、HREE 分馏程度最低, 重稀土含量最高。推测 OIB 源区压力最大, 应当有石榴子石残留, E-MORB 次之, N-MORB 的源区压力最小(图 5)。

上述研究表明, 压力并不是导致玄武岩富集的主要原因,  $(\text{Gd/Yb})_N$  所表现出的压力差应与深度和源区性质相关, 随着深度的增加地幔更加富集不相容元素。压力及部分熔融程度对玄武岩成分的影响远小于地幔不均一性的影响。

在稀土元素频率直方图中发现, N-MORB 的曲线高而窄, OIB 的曲线低而宽, E-MORB

曲线介于其间，暗示 N-MORB 源区亏损且变化范围小，而 OIB 的源区富集且含量变化范围大(图 6)。上述所有特征均显示出 E-MORB 具 OIB 至 N-MORB 的过渡特征，推测 E-MORB

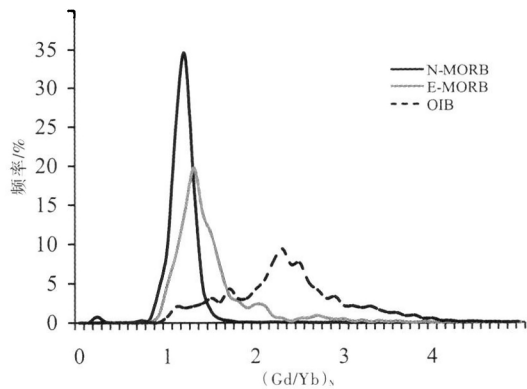


图 5 N-MORB、E-MORB 和 OIB  $(Gd/Yb)_N$  频率直方图

Fig. 5  $(Gd/Yb)_N$  of N-MORB, E-MORB and OIB frequency histogram

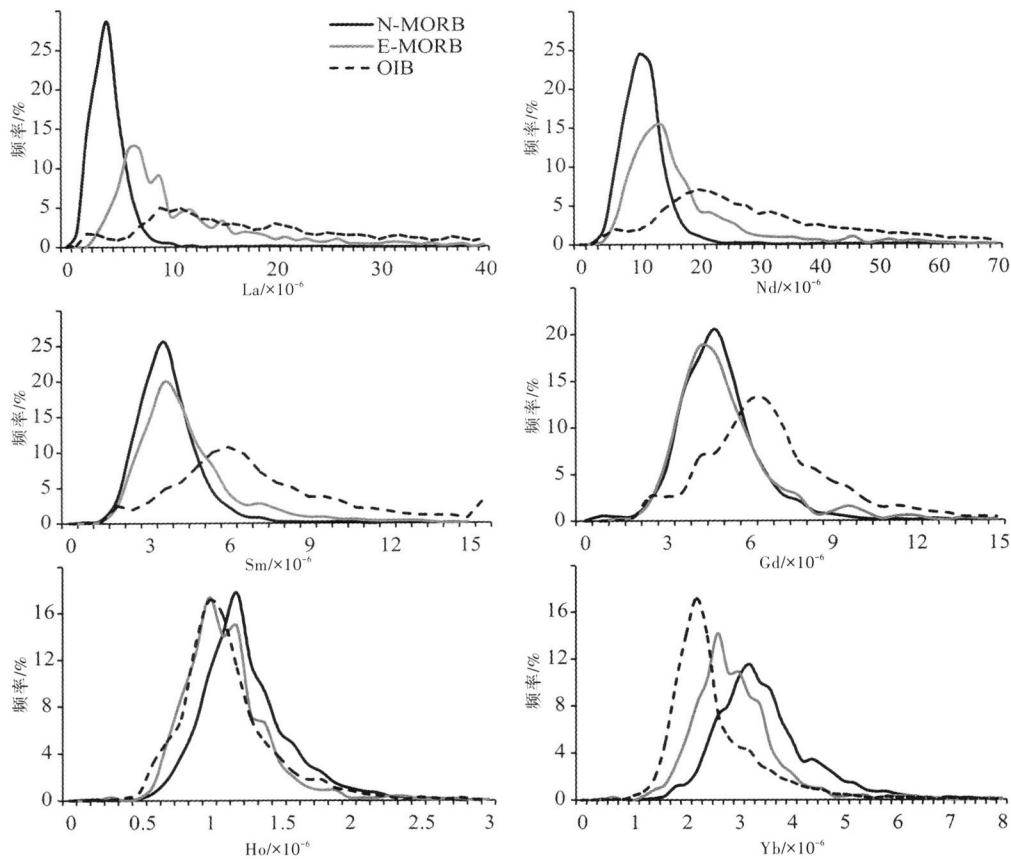


图 6 N-MORB、E-MORB 和 OIB 稀土元素频率直方图

Fig. 6 REE of N-MORB, E-MORB and OIB frequency histogram



可能有两个主要的形成方式：1）直接由较深处略富集的地幔发生部分熔融而成；2）由 N-MORB 与 OIB 混合形成。我们知道，N-MORB 是亏损 LREE 富集 HREE 的，N-MORB 的 Yb 含量高于 E-MORB 和 OIB，原因是 N-MORB 来自略亏损的地幔源岩，而 OIB 来自富集的地幔岩。在蛛网图中(图 7，图 8)，OIB 富集 LREE，亏损 HREE，OIB 的 Yb 含量低于 N-MORB。而 E-MORB 的 Yb 恰恰在 N-MORB 和 OIB 之间，但是，我们的数据清洗排除了 OIB 热点样品的混入，因此，洋脊 E-MORB 的成因应当与 OIB 无关，而是洋脊之下地幔不均一性的表现。

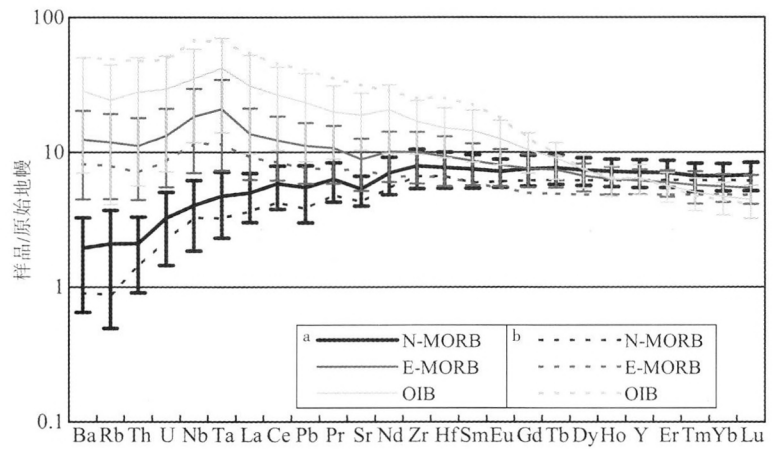


图 7 N-MORB、E-MORB 和 OIB 原始地幔标准化微量元素蛛网图  
a. 数据据表 3；b. 数据据 Sun and M, 1989

Fig. 7 Primitive mantle normalized average of trace multi-element patterns of N-MORB, E-MORB and OIB

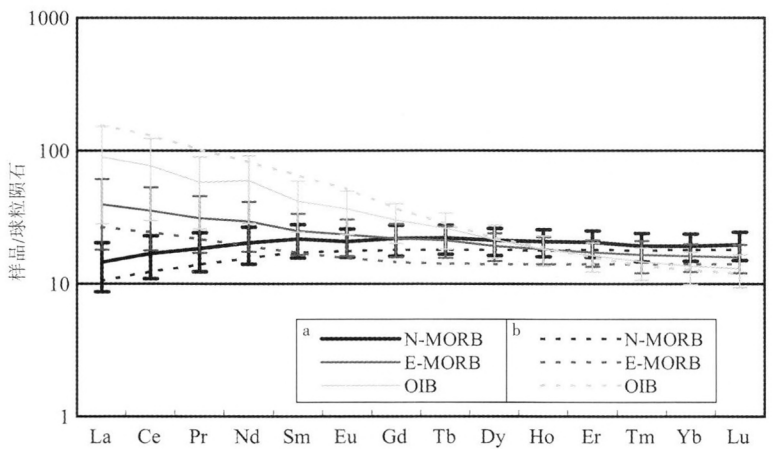


图 8 N-MORB、E-MORB 和 OIB 球粒陨石标准化稀土元素配分图  
a. 数据据表 3；b. 数据据 Sun and M, 1989

Fig. 8 Chondrite normalized average of REE patterns of N-MORB, E-MORB and OIB

表 3 N-MORB、E-MORB 和 OIB 主/%微量/ $\times 10^{-6}$  元素平均值表

Table 3 The average concentration of major/%, trace elements/ $\times 10^{-6}$  for N-MORB、E-MORB and OIB

	N-MORB			E-MORB			OIB		
	数据个数	平均值	标准差	数据个数	平均值	标准差	数据个数	平均值	标准差
SiO <sub>2</sub>	3965	50.30	0.77	1388	50.04	1.21	17948	49.13	1.99
TiO <sub>2</sub>	4234	1.47	0.37	1430	1.56	0.50	18127	2.65	0.65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3963	14.85	0.98	1387	15.18	0.90	17804	14.20	1.30
TFeO	4107	10.12	1.40	1412	9.59	1.16	18057	11.32	1.02
MnO	3469	0.18	0.03	1240	0.17	0.02	17093	0.18	0.02
MgO	3982	7.60	0.80	1391	7.44	1.04	18284	6.88	1.95
CaO	3963	11.48	0.76	1387	11.24	1.02	17826	10.49	1.11
Na <sub>2</sub> O	3977	2.65	0.37	1390	2.61	0.41	18062	2.61	0.55
K <sub>2</sub> O	3986	0.11	0.06	1428	0.37	0.23	19045	0.61	0.38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	3762	0.14	0.05	1328	0.21	0.10	17157	0.33	0.15
Si <sub>72</sub>	2978	49.54	0.78	893	49.43	1.04	7873	48.24	1.99
Ti <sub>72</sub>	2988	1.01	0.21	888	1.05	0.28	7818	1.77	0.51
Al <sub>72</sub>	2983	16.23	0.53	893	16.33	0.66	7872	15.34	1.35
Fe <sub>72</sub>	2993	8.23	0.39	896	8.05	0.50	7878	8.74	1.20
Mg <sub>72</sub>	2993	10.28	0.31	896	10.13	0.42	7878	11.49	1.09
Ca <sub>72</sub>	2978	10.92	0.58	891	10.70	0.86	7876	10.31	1.20
Na <sub>72</sub>	2969	2.41	0.32	894	2.42	0.45	7832	2.02	0.34
K <sub>72</sub>	2164	0.06	0.04	856	0.25	0.17	7626	0.38	0.25
P <sub>72</sub>	2721	0.09	0.04	850	0.14	0.06	7458	0.21	0.09
Ba	4004	13.63	9.09	1548	86.69	55.56	10258	199.09	150.15
Rb	3956	1.33	1.02	1511	7.52	4.67	11666	15.34	12.75
Th	3689	0.18	0.10	1379	0.95	0.57	7762	2.37	1.89
U	3422	0.07	0.04	1307	0.28	0.16	6287	0.62	0.47
Nb	4035	2.86	1.54	1493	13.03	8.06	9692	24.92	16.54

续表 3

	N-MORB			E-MORB			OIB		
	数据个数	平均值	标准差	数据个数	平均值	标准差	数据个数	平均值	标准差
Ta	3425	0.19	0.10	1305	0.85	0.56	5203	1.72	1.15
La	5768	3.42	1.37	2093	9.41	5.13	8384	21.33	14.63
Ce	5402	10.36	3.68	1967	21.81	10.87	8773	47.09	28.79
Pb	3198	0.43	0.20	1278	0.88	0.42	5597	1.84	1.17
Pr	4098	1.74	0.57	1340	2.97	1.36	4859	5.50	3.04
Sr	3827	111.86	27.98	1494	186.91	78.27	12230	397.61	179.75
Nd	5331	9.48	2.94	1963	13.68	5.57	8056	28.01	14.74
Zr	3614	88.57	28.83	1438	111.95	46.53	10807	188.92	81.10
Hf	3903	2.38	0.72	1372	2.88	1.16	6009	4.67	1.87
Sm	5768	3.32	0.93	2093	3.84	1.32	7935	6.41	2.67
Eu	5547	1.21	0.29	2021	1.35	0.41	7467	2.12	0.77
Gd	4688	4.49	1.16	1671	4.51	1.26	5545	6.20	2.06
Tb	4803	0.83	0.20	1687	0.80	0.21	6528	0.98	0.30
Dy	4746	5.41	1.25	1684	4.90	1.15	5588	5.47	1.50
Ho	4283	1.18	0.27	1385	1.03	0.24	4915	1.03	0.26
Y	3778	32.25	7.55	1484	27.88	5.96	10174	29.29	7.52
Er	4585	3.38	0.77	1616	2.86	0.64	5341	2.69	0.67
Tm	2687	0.49	0.12	1004	0.42	0.11	4327	0.37	0.10
Yb	5561	3.28	0.76	2034	2.73	0.64	7390	2.30	0.62
Lu	5022	0.50	0.12	1709	0.40	0.10	6924	0.33	0.09
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	1251	0.702721	0.000266	634	0.703108	0.000369	6034	0.703541	0.000470
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	1154	0.513105	0.000074	595	0.513018	0.000089	5271	0.512912	0.000114
<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	1120	18.31704	0.30921	568	18.87138	0.50603	4982	18.79903	0.56088
<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	1096	15.49198	0.03803	562	15.55257	0.04973	4968	15.53990	0.07358
<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	1095	37.90831	0.32164	562	38.57713	0.46811	4955	38.64745	0.64919

## 4 岩浆混合作用对 N-MORB、E-MORB、OIB 的影响

N-MORB、E-MORB 和 OIB 的 LREE 和 HREE 是不同的, N-MORB、E-MORB 和 OIB 的 Yb 都呈正态分布, 虽然 N-MORB 和 E-MORB 的曲线略有变化, OIB 比较规整, 说明它们可能的地幔源区是不同的, 这种情况一直保持到 MREE (Ho 和 Gd), 但是, LREE 则不同, N-MORB 和 E-MORB 的 Nd 的频率直方图仍然保持了正态分布的特征, 而 OIB 则明显分散了, La 更加明显, 只有 N-MORB 保持正态分布, E-MORB 的曲线分散, OIB 更加分散, 说明 N-MORB、E-MORB 和 OIB 的 LREE 分布变化大, 是上述 3 类玄武岩最本质的特征。那么, OIB 的 LREE 变化大是什么原因呢? 如果仅从图面分析, 可能有两种解释: 1) OIB 的 LILE 不是来自自身的特征, 而是有外来富集 LILE 物质不同程度加入导致的; 2) OIB 与 N-MORB 不同程度混合产生的。

如果是第一种可能, LILE 是外来的, 那么, OIB 的 LILE 来自何处? 这就牵涉到 OIB 的成因了。OIB 来自 Wilson-Morgan 的热点理论, 该理论是根据对夏威夷等海山链的研究提出来的。由于 OIB 在地球化学组成上十分富集, 其在成因上通常被认为与“热点”或“地幔柱”有关, 但对于其地球化学高度富集的原因仍争议颇多, 主要有循环的古洋壳、循环陆壳、大陆岩石圈地幔、LVZ 熔体层或早期交代岩脉等说法 (Hofmann and White., 1982; 牛耀龄, 2010)。目前关于 OIB 的研究中, 大陆岩石圈通过地幔柱所发生的深部循环形成机制占主导地位。因此, OIB 明显富集 LILE, 且 LILE 极大的变化, 可能表明了其物源中存在再循环的大陆岩石圈的影响。例如位于印度洋东北部的圣诞岛海山省, Honernle et al. (2011) 认为圣诞岛海山省形成于西缅甸从澳大利亚和印度板块裂解时所形成的一个新的洋中脊, 随后陆下岩石圈地幔和在洋脊附近的洋壳因上部断裂致使压力降低而发生部分熔融, 上涌形成海山 OIB (Hoernle et al., 2011)。如果是第二种可能, 则与学术界早先的见解大体一致 (Morgan, 1972; Cande et al., 1995)。所以笔者推测, 除热点理论外, 古大陆岩石圈和年轻洋壳的浅部循环在海山和洋岛火山形成过程中也扮演着重要的角色。也就是说, LILE 可能既有 OIB 自身的 (与 N-MORB 必然发生不同程度的混合作用), 也有外来的 (循环的古洋壳、循环的陆壳、大陆岩石圈地幔、LVZ 熔体层或早期交代岩脉等不同程度) 混入。

看来, 在上述 3 类玄武岩中, 只有 N-MORB 基本上保持了来自源区地幔的特征, OIB 则多多少少受到外来物质加入或与 N-MORB 混合的影响。E-MORB 则是 N-MORB 受 OIB 影响的产物。OIB 与 E-MORB 似乎没有本质上的区别, 仅仅是受影响和混合程度不同的表现而已。但是, OIB 和 E-MORB 的地球动力学意义仍然是不同的, 在热点, OIB 尽管可以具有类似 E-MORB 的特征, 但是, 它仍然是热点, 而不可能是 E-MORB; 同样, 在洋脊处的 E-MORB 无论具有多少 OIB 的属性, 它仍然是 E-MORB, 而非 OIB。

## 5 N-MORB、E-MORB、OIB 的同位素特征

在同位素频率直方图中,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  和  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  分布十分典型, 随着富集程度的增加,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  升高而  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  降低, 峰之间有一定范围的重复 (图 9a、图 9b)。其中, N-MORB 存在两个峰, 次要的峰恰好与 E-MORB 峰重叠 (无论  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  和  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  同位素

频率直方图),说明 N-MORB 的次峰受 E-MORB 的影响相当明显。OIB 则相对富集, OIB 有一个比较宽的峰, 数据更加分散。

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  频率直方图中, N-MORB 与 E-MORB 各自组成不同的峰, 显示不同的特征, 而 OIB 的峰值却介于 N-MORB 与 E-MORB 之间, 原因不详(图 9c)。 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  和  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  频率直方图中(图 9d、图 9e), OIB 明显存在两个峰值, 在  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  图中, 这两个峰值分别对应于 N-MORB 和 E-MORB, 在  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  图中, 这两个峰值分别略高于 N-MORB 和 E-MORB, 推测 OIB 的两个峰值可能分别受 N-MORB 和 E-MORB 的影响。OIB 相对于 E-MORB 具有亏损的特征, OIB 的 Pb 同位素频率分布具有双峰式的现象, 如何解释是耐人寻味的(图 9)。

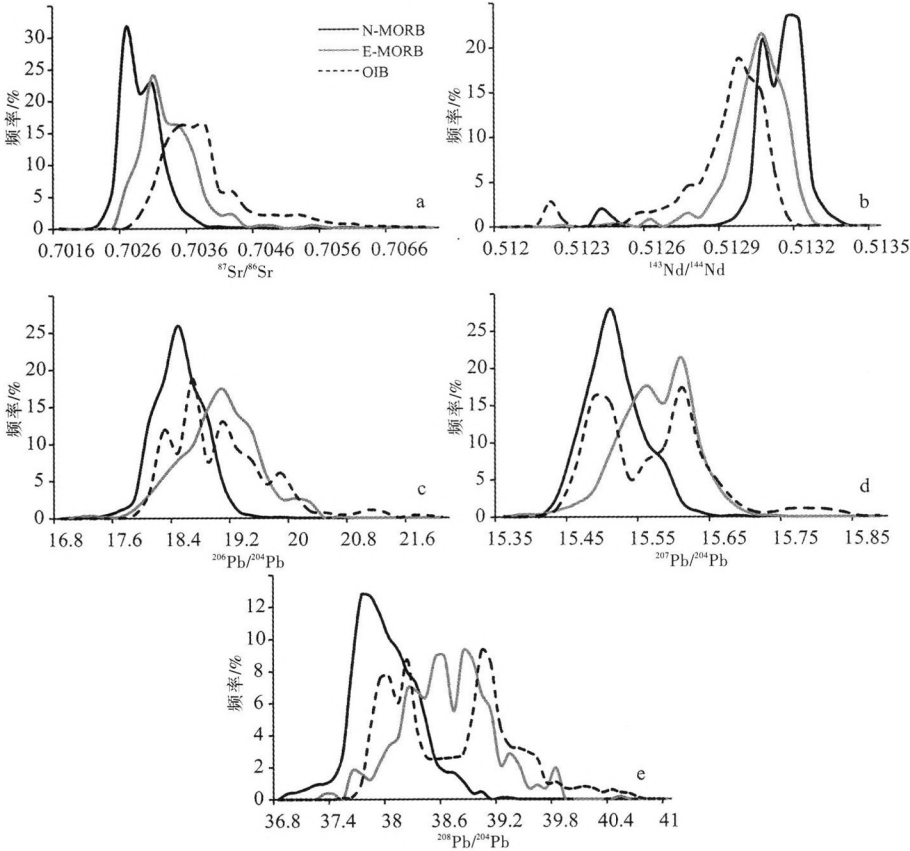


图 9 N-MORB、E-MORB 和 OIB Sr-Nd-Pb 同位素频率直方图

Fig. 9 Sr-Nd-Pb isotope of N-MORB, E-MORB and OIB frequency histogram

6 结 论

(1) 洋脊深度、洋脊扩张速率及源区部分熔融程度及压力并不是造成 E-MORB 富集的主要原因, 故推测其应与源区性质相关。

(2) 压力并不是导致玄武岩富集的主要原因, 压力及部分熔融程度对玄武岩成分

的影响远小于地幔不均一性的影响。推测 E-MORB 可能有两个主要的形成方式: 要么由较深处略富集的地幔发生部分熔融而成; 要么由 N-MORB 与 OIB 混合形成。

(3) 玄武岩微量元素频率直方图表明, N-MORB 基本上保持了来自亏损地幔源区的特征; OIB 则多多少少受到外来物质加入或与 N-MORB 混合的影响; E-MORB 则是 N-MORB 受 OIB 影响的产物。OIB 与 E-MORB 似乎没有本质上的区别, 仅仅是受影响和混合程度不同的而已。OIB 富集 LILE, 可能既有继承了来自源区的特征(循环的古洋壳、循环的陆壳、大陆岩石圈地幔、LVZ 熔体层或早期交代岩脉等不同程度)的原因, 也可能有外来物质加入的影响(与 N-MORB 发生不同程度的混合作用)。

(4) 3 类玄武岩的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  和  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  同位素频率分布与早先的结论一致, 但是,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  和  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  同位素频率分布显示 OIB 具有复杂的特征(有的亏损, 有的富集), 其原因目前还不清楚。

## 参 考 文 献

- 牛耀龄. 2010. 板内洋岛玄武岩(OIB)成因的一些基本概念和存在的问题. 科学通报, 55(2): 103-114.
- Niu Yaoling. 2009. Some basic concepts and problems on the petrogenesis of intra-plate ocean island basalts. *Chinese Science Bulletin*, 54(22): 4148-4160.
- 肖文交, Windley B F, 阎全人等. 2006. 北疆地区阿尔曼太蛇绿岩锆石 SHRIMP 年龄及其大地构造意义. 地质学报, 80(1): 32-37.
- Xiao Wenjiao, Windley B F, Yan Quanren et al. 2006. SHRIMP zircon age of the Aermantai ophiolite in the North Xinjiang area, China and its tectonic implications. *Acta Geologica Sinica*, 80(1): 32-37.
- Asimow P D and Langmuir C H. 2003. The importance of water to oceanic mantle melting regimes. *Nature*, 421(6925): 815-820.
- Cande S C, Raymond C A, Stock J et al. 1995. Geophysics of the Pitman fracture zone and Pacific-Antarctic plate motions during the Cenozoic. *Science*, 270(5238): 947.
- Choe W H, Lee J I, Lee M J et al. 2007. Origin of E-MORB in a fossil spreading center: The Antarctic-Phoenix Ridge, Drake Passage, Antarctica. *Geosciences Journal*, 11(3): 185-199.
- Cousens B L, Allan J F, Leybourne M I et al. 1995. Mixing of magmas from enriched and depleted mantle sources in the Northeast Pacific: West Valley segment, Juan de Fuca Ridge. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 120(3-4): 337-357.
- Donnelly K. 2002. The Genesis of E-MORB: Extensions and Limitations of the Hot Spot Model (PhD Thesis). New York: Columbia University.
- Donnelly K E, Goldstein S L, Langmuir C H et al. 2004. Origin of enriched ocean ridge basalts and implications for mantle dynamics. *Earth and Planetary Science Letters*, 226(3): 347-366.
- Hanson G N and Langmuir C H. 1978. Modelling of major elements in mantle-melt systems using trace element approaches. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42(6): 725-741.
- Hoernle K, Hauff F, Werner R et al. 2011. Origin of Indian Ocean Seamount Province by shallow recycling of continental lithosphere. *Nature Geoscience*, 4(12): 883-887.
- Hofmann A W and White W M. 1982. Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 57(2): 421-436.
- Hofmann A W and Hémond C. 2006. The origin of E-MORB. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(18): A257.
- Hofmann A W. 2007. Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: Isotopes and trace elements. //Holland H D and Turekian K K. Treatise on Geochemistry. Boston: Elsevier. 61-101.



- Jaques A L and Green D H. 1980. Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73(3): 287-310.
- Klein E M and Langmuir C H. 1987. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness. *Journal of Geophysical Research*, 92(B8): 8089-8115.
- Langmuir C H, Bender J F and Batiza R. 1986. Petrological and tectonic segmentation of the East Pacific Rise, 5°30'-14°30'N. *Nature*, 322(6078): 422-429.
- Langmuir C H, Klein E M and Plank T. 1992. Petrological systematics of mid-ocean ridge basalts: Constraints on melt generation beneath ocean ridges.//Morgan J P, Blackman D K, Sinton J M et al. Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges. Washington: American Geophysical Union. 183-280.
- Le Roux P J, Le Roex A P, Schilling J G et al. 2002. Mantle heterogeneity beneath the southern Mid-Atlantic Ridge: Trace element evidence for contamination of ambient asthenospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 203(1): 479-498.
- McKenzie D and O'Nions R K. 1983. Mantle reservoirs and ocean island basalts. *Nature*, 301(5897): 229-231.
- McKenzie D and Bickle M J. 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *Journal of Petrology*, 29(3): 625-679.
- Meyzen C M, Toplis M J, Humler E et al. 2003. A discontinuity in mantle composition beneath the Southwest Indian Ridge. *Nature*, 421(6924): 731-733.
- Michael P. 1995. Regionally distinctive sources of depleted MORB: Evidence from trace elements and H<sub>2</sub>O. *Earth and Planetary Science Letters*, 131(3-4): 301-320.
- Morgan W J. 1972. Deep mantle convection plumes and plate motions. *AAPG Bulletin*, 56(2): 203-213.
- Mühe R, Bohrmann H, Garbe-Schönberg D et al. 1997. E-MORB glasses from the Gakkel Ridge (Arctic Ocean) at 87° N: Evidence for the Earth's most northerly volcanic activity. *Earth and Planetary Science Letters*, 152(1): 1-9.
- Niu Y. 1997. Mantle melting and melt extraction processes beneath ocean ridges: Evidence from abyssal peridotites. *Journal of Petrology*, 38 (8): 1047-1074.
- Niu Y and Batiza R. 1997. Trace element evidence from seamounts for recycled oceanic crust in the eastern Pacific mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 148(3): 471-483.
- Niu Y and Hékinian R. 1997. Spreading-rate dependence of the extent of mantle melting beneath ocean ridges. *Nature*, 385 (6614): 326-329.
- Niu Y, Collerson K D, Batiza R et al. 1999. Origin of enriched-type mid-ocean ridge basalt at ridges far from mantle plumes: The East Pacific Rise at 11°20' N. *Journal of Geophysical Research*, 104(B4): 7067-7087.
- Niu Y and O'Hara M J. 2008. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth: A new perspective. *Journal of Petrology*, 49 (4): 633-664.
- Niu Y, Wilson M, Humphreys E R et al. 2011. The origin of intra-plate ocean island basalts (OIB): The lid effect and its geodynamic implications. *Journal of Petrology*, 52(7-8): 1443-1468.
- Pearce J A, Lippard S J and Roberts S. 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. *Geological Society, London, Special Publications*, 16(1): 77-94.
- Saunders A D, Norry M J and Tarney J. 1988. Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: Trace element constraints. *Journal of Petrology*, 1(1): 415-445.
- Schilling J G. 1973. Iceland mantle plume: Geochemical study of Reykjanes Ridge. *Nature*, 242 (5400): 565-571.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1): 313-345.
- Zindler A and Hart S. 1986. Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14(1): 493-571.
- Zindler A, Staudigel H and Batiza R. 1984. Isotope and trace element geochemistry of young Pacific seamounts: Implications for the scale of upper mantle heterogeneity. *Earth and Planetary Science Letters*, 70(2): 175-195.

## The revelation of big data: Differences between N-MORB, E-MORB and OIB and their possible causes

An Yi<sup>1</sup> Yang Jing<sup>1</sup> Chen Wanfeng<sup>1</sup> Wang Jinrong<sup>1</sup> Zhang Qi<sup>2</sup>

Pan Zhenjie<sup>1</sup> Jiao Shoutao<sup>3</sup>

(1. Key Laboratory of Mineral Resources in Western China (Gansu Province), School of Earth Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000; 2. Institute of Geology and Geophysics, China Academy of Sciences, Beijing 100029; 3. School of Earth Sciences and Engineering, Sun Yat-Sen University, Guangzhou 510275)

### Abstract

At present, MORB is the most detailed basanitoid, can be divided into two categories, N-MORB and E-MORB. It is generally considered that both N-MORB and OIB are independent end-members from depleted and enriched mantle-derived rocks, while E-MORB is the result of mixing N-MORB with OIB. The main causes of E-MORB enrichment are not because of the ridge depth, the ridge expansion rate, the partial melting degree and pressure of the source region, The results show that the E-MORB has the complex cause. The influence of pressure and partial melting degree on basalt composition is much less than that of mantle heterogeneity. It is speculated that the E-MORB may have two main forms of formation: One is partially melted by a slightly enriched mantle; another is formed by mixing N-MORB with OIB. The frequency histogram of trace elements in basalts shows that N-MORB basically maintains the characteristics from the depleted mantle source region. The trace elements histogram in basalts shows that N-MORB basically maintains the characteristics from the depleted mantle source area, but OIB is more or less affected by the addition of foreign material or mixed with N-MORB; E-MORB is the product of N-MORB affected by OIB. OIB and E-MORB, only the impact and the degree of mixing is different. It seems to have no essential difference. OIB enrichment LILE, may inherit the characteristics from the source area. OIB enrichment LILE, may have inherited from the source area characteristics, including deeply enriched mantle, circulating ancient oceanic crust, recirculating continental crust, continental lithosphere mantle, LVZ melt layer or early metasomatic veins etc; may also have the impact of the addition of foreign material, including in varying degrees of mixing with N-MORB. The distribution of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  isotopic frequencies of the three basal basalts is consistent with the previous conclusion, but the  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  and  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  isotopic frequency distributions show that OIB has more complex characteristics.

**Keywords** N-MORB, E-MORB, OIB, Mixing, Frequencies histogram, Big data