

汉诺坝玄武岩中地幔岩捕掳体 REE 和 Sr、Nd 同位素地球化学^{*}

REE and Sr and Nd Isotope Geochemistry of Mantle Xenoliths from Basalts in Hannuoba

刘丛强¹ 解广轰² 增田彰正³

Liu Congqiang¹, Xie Guanghong² and Akimasa Masuda³

(1. 中国科学院现代地球科学研究中心 北京 100101; 2. 中国科学院广州地球化学研究所 广州 510640; 3. 日本东京都电气通讯大学化学系 东京 182)

(1. *The Center for Geosciences, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100101*; 2. *Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou, 510640*; 3. *Department of Chemistry, University of Electronic-Communications, 1-5-1 Chofugaoka, Chofu, Tokyo, 182, Japan*)

摘要 本文报道汉诺坝玄武岩中地幔岩捕掳体的 REE 丰度和 Sr、Nd 同位素组成。不同岩石类型的 REE 配分模式和同位素组成反映地幔部分熔融程度和交代作用过程。二辉橄榄岩亏损轻稀土，是原始地幔经不同程度部分熔融的残留体。方辉橄榄岩具 U 型 REE 配分模式，是强烈亏损的地幔岩被熔体非化学平衡交代的结果。二辉岩脉状体富轻、中稀土，它同与脉状体接触的二辉橄榄岩可达化学平衡或近于化学平衡，而二辉岩脉状体的形成与玄武岩岩浆无成因关系。据对二辉岩脉状体和不含脉状体橄榄岩的 Sm-Nd 同位素定年，这种脉状体形成于 300Ma 左右。

Abstract REE abundances and Sr and Nd isotopic composition in mantle xenoliths from basalts in Hannuoba are reported in this paper. REE distribution patterns and isotopic compositions of different types of rocks can reflect degrees of partial melting and metasomatic processes in the mantle. Lherzolite depleted LREE is a relict of original mantle rocks at different degrees of partial melting; harzburgite with U-typed REE distribution patterns is a product of highly depleted pyroxenite which has been metasomatized by melt in chemical disequilibrium. Websterite vein and neighbouring lherzolite enriched in LREE and MREE are in chemical equilibrium or almost chemical equilibrium, but lherzolite vein might not be related to this basaltic magma. Sm-Nd isotopic geochronology of websterite vein and vein-free lherzolite indicates that vein might be formed at about 0.3 Ga.

* 本文 1995 年 6 月 25 日收到，1996 年 4 月 20 日改回。

本文为国家自然科学基金资助项目。

第一作者简介：刘丛强 男 1955 年出生 研究员 地球化学专业

主题词 地幔岩捕掳体 REE Sr、Nd 同位素 汉诺坝
Key words: Mantle xenoliths; REE; Sr and Nd isotope; Hannuoba

分类号: P588.145; P595
Classific. code: P588.145; P595

汉诺坝玄武岩中富含各类幔源超铁镁岩捕掳体，部分捕掳体中还有二辉岩的脉状体。结合 Song et al. (1988)、Tatsumoto et al. (1992) 的研究成果，本文主要依据各类地幔岩捕掳体的全岩及单斜辉石 (Cpx) 的 REE 丰度和 Sr、Nd 同位素组成来探讨该地区地幔的地球化学特征及其演化过程。

1 地幔岩捕掳体的岩石学特征

据矿物含量可将所研究的地幔岩捕掳体分为三类：二辉橄榄岩、方辉橄榄岩和二辉岩。各捕掳体及其脉状体的主元素和造岩矿物含量见表 1。含二辉岩脉状体的地幔岩捕掳体主要为二辉橄榄岩。在所研究的捕掳体中有两件为含有二辉岩脉状体 (脉体厚约 3cm) 的二辉橄榄岩

表 1 汉诺坝玄武岩中地幔岩捕掳体主元素 (wt%) 及矿物含量 (V%)

Table 1 Contents of major elements (wt%) and minerals in mantle xenoliths from basalts in Hoannuoba									
捕掳体编号	H-1		H-2		H-3		X-11		X-14
岩石类型	二辉橄榄岩 (主岩)	二辉岩 (脉状体, H-1a)	二辉岩 (脉状体, H-1b)	二辉岩	方辉 橄榄岩	二辉 橄榄岩	二辉橄榄 岩(主岩, X-11a)	二辉岩 (脉状体, X-11b)	二辉 橄榄岩
SiO ₂	52.82	49.59	51.72	45.1	48.93	44.66	48.93	43.3	
TiO ₂	0.28	0.21	0.44	0.03	0.14	0.11	0.28	0.1	
Al ₂ O ₃	4.93	3.66	3.29	1.52	3.92	3.15	8.69	2.66	
Fe ₂ O ₃	4.42	0.52	5.78	2.2	2.79	2.38	2.56	8.83*	
FeO	3.13	3.18	7.41	6.4	4.17	7.88	3.84		
MnO	0.1	0.1	0.19	0.13	0.13	0.15	0.12	0.13	
MgO	24.46	23.8	24.24	40.97	33.99	37.2	24.91	40.9	
CaO	12.49	16.66	4.58	1.97	3.7	2.75	8.98	1.97	
Na ₂ O	0.61	0.93	0.48	0.66	0.71	0.42	0.66	0.21	
K ₂ O	0.02	0.03	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	
P ₂ O ₅	0.01	0.014	0.011	0.001	0.001	0.015	0.015	0.02	
矿物含量(体积%, 镜下测定)									
橄榄石	56	6.5	23.5		72	50	55	20	55
斜方辉石	27	43	20	61	21	28	26	25	30
单斜辉石	16	48.5	56	37	6	20	18.2	54	14
尖晶石	1	2	0.5	2	1	2	0.8	1	1

注: * 全铁量

(H-1 和 X-11), 其中 H-1 含有相距约 10cm 且相互平行的两条脉状体 (H-1a 和 H-1b)。本文对二辉岩脉状体和距脉状体 1cm 以外的二辉橄榄岩主岩分别进行研究。从表 1 中可清楚地看出二辉橄榄岩脉状体同独立的二辉岩捕掳体在矿物组合上是有差异的。主要表现为呈脉状体者含有较多的橄榄石 (Ol), 且辉石中单斜辉石含量比斜方辉石 (Opx) 多。

2 稀土元素地球化学

捕掳体的全岩和其中单斜辉石的 REE 及部分样品的 Sr、Ba 和 Rb 的丰度见表 2。上述微量元素数据都是用同位素稀释法在日本东京大学化学系测定的。用于测试的样品均甚新鲜, 肉眼和镜下都看不见矿物有蚀变现象。单斜辉石的 REE 配分模式可分为三类: 轻、中稀土略呈富集型 (图 1a)、轻稀土亏损型 (图 1b) 和呈 U 型 (图 2)。H-1 捕掳体中的二辉橄榄岩主岩和其中两条二辉岩脉状体中的单斜辉石有着相似的 REE 配分模式, 都显示中稀土略呈富集的特征。二辉岩捕掳体 (H-2) 全岩 REE 配分模式具典型的富集轻、中稀土的特点, 并与玄武岩中单斜辉石巨晶的 REE 配分模式极相似 (Liu et al. 1994), 这暗示二辉岩捕掳体与地幔部

表 2 汉语坝玄武岩中地幔岩捕掳体微量元素丰度 ($\mu\text{g/g}$) 及 Sr、Nd 同位素组成
Table 2 Abundances of trace elements ($\mu\text{g/g}$) and compositions of Sr and Nd isotopes
in mantle xenoliths from basalts in Hoannuoba

捕掳体编号	H-1		H-2		H-3	H-4	X-11		X-14
岩石类型	二辉橄榄岩 (主岩)	二辉岩 (脉状体, H-1a)	二辉岩 (脉状体, H-1b)	二辉岩	方辉 橄榄岩	二辉 橄榄岩	二辉橄榄 岩(主岩, X-11a)	二辉岩 (脉状体, X-11b)	二辉 橄榄岩
测试样品	单斜辉石	单斜辉石	单斜辉石	全岩	全岩	全岩	全岩	全岩	全岩
La	1.21	1.81	1.59	0.997	0.428	0.348	0.0850	0.252	0.197
Ce	3.72	5.28	4.92	2.93	0.856	0.605	0.282	0.786	0.605
Nd	3.30	4.38	4.48	2.33	0.433	0.530	0.388	1.06	0.581
Sm	1.02	1.45	1.40	0.670	0.0885	0.202	0.180	0.565	0.233
Eu	0.373	0.523	0.496	0.234	0.0280	0.0831	0.0766	0.237	0.0956
Gd	1.27	1.86	1.61	0.734	0.0876	0.344	0.317	1.03	0.376
Dy	1.48	2.27	1.76	0.629	0.103	0.488	0.465	1.45	0.499
Er	0.985	1.34	1.01	0.363	0.0850	0.360	0.317	0.954	0.341
Yb	1.03	1.13	0.862	0.323	0.0989	0.374	0.317	0.926	0.339
Lu	0.170	0.163	0.126	0.0503	0.0178	0.0600	0.0495	0.142	0.0540
Sr	48.9	49.5	56.2				7.58	4.75	13
Ba	0.501		0.373	3.03	0.950	0.502	0.549	0.804	0.0671
Rb					0.143	0.249	0.667	0.383	
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.70383	0.70374	0.70345		0.70473	0.70374	0.70383	0.70353	0.70378
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.51275	0.51282	0.51288		0.51275	0.51322	0.51316	0.51318	0.51294

注: 同位素组成误差为 $2\sigma(\pm 2)$ 。测试标准, NBS987; Sr 标准 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.71024 \pm 3(n=10)$; LaJolla Nd 标准, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.51185 \pm 2(n=2)$

分熔融过程中产生的熔体曾达到化学平衡。根据单斜辉石和二辉岩的分配系数计算获得达到平衡熔体的 REE 配分模式如图 1a 所示。计算的配分模式同实测的汉诺坝玄武岩的 REE 配分模式 (Liu et al. 1994) 虽都富集轻稀土, 但重稀土的丰度高于玄武岩。这可能暗示二辉橄榄岩中的二辉岩脉状体同汉诺坝玄武岩岩浆并无成因上的关系, 与脉状体达到平衡的熔体可能在地幔的较浅部位形成。由于在地幔岩中石榴石强烈地富集轻稀土, 因此作为部分熔融残余的橄榄岩中已无石榴石存在, 否则与部分熔融残留体相对应的原始熔体将有较大的轻重稀土分异。

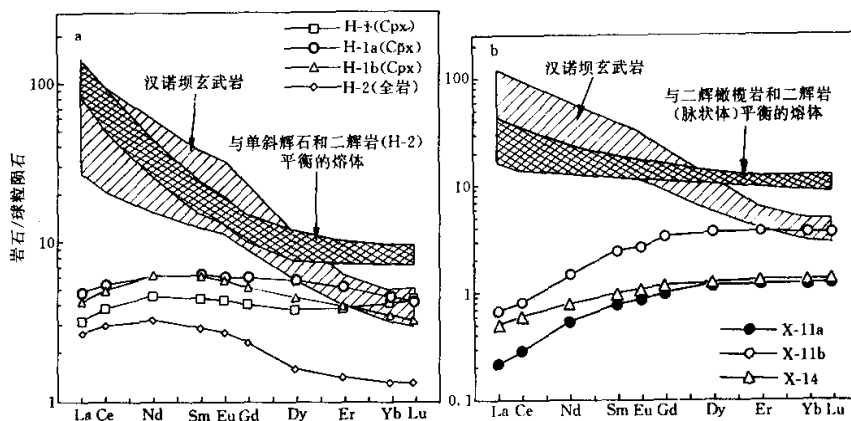


图 1 稀土配分模式(球粒陨石据 Masula et al. (1973); 汉诺坝玄武岩据 Liu et al. (1994))
 图中与单斜辉石、二辉岩脉体和二辉橄榄岩达到平衡的熔体的 REE 配分模式是根据 $C_{\text{熔体}}^{\text{REE}} = C_{\text{矿物}}^{\text{REE}} / D_{\text{矿物}}$ 来计算的。不同矿物的 REE 分配系数引自: $D_{\text{斜辉}}^{\text{REE}}$ 据 Liu et al. (1991), $D_{\text{二辉}}^{\text{REE}}$ 据 Onuma et al. (1968), $D_{\text{橄岩}}^{\text{REE}}$ 据 Schnetzler et al. (1970)

Fig. 1 REE distribution patterns

二辉橄榄岩捕掳体 (X-11a, X-14) 和二辉岩脉状体 (X-11b 产于 X-11a 中) 的 REE 配分模式大体相似 (图 1b), 均显示轻稀土亏损、重稀土分异较小的特征, 但二辉橄榄岩 (X-11a 和 X-14) 全岩轻稀土亏损程度不同, 表明它们各自的部分熔融程度是有差别的。若这些地幔岩的部分熔融为简单的平衡熔融, 可计算出与这些地幔岩呈平衡的熔体的 REE 组成, 如图 1b 所示, 熔体的 REE 具有平坦型的配分模式。作者认为, 这种特征的平坦型配分模式可能是部分熔融发生于石榴石不稳区或二辉橄榄岩稳定区的结果, 同时也暗示部分熔融过程中残余固相同熔体并未达到简单的化学平衡。

表 1 和表 2 的数据证实, 由于二辉岩脉状体较其二辉橄榄岩主岩含有更多的单斜辉石, 致使两者全岩的 REE 绝对丰度有明显的差异 (如 X-11a, b), 但它们的 REE 配分模式却极相似 (图 1b), 都是亏损轻稀土。相似的 REE 配分模式可能暗示脉状体与其主岩已达到化学平衡。虽然 X-11b 二辉岩脉状体 REE 配分模式同一般亏损地幔岩相似, 但与二辉岩捕掳体 (H-2),

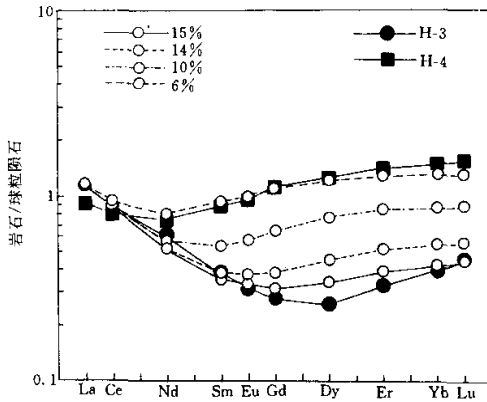


图2 H-3和H-4 稀土配分模式

图中还表示了二辉橄榄岩(设其矿物组成为 Opx 15%、Opx 20%、Ol 65%)经不同程度(6%~15%)部分熔融所形成的残留地幔岩和由1%部分熔融所形成的熔体的混合物的 REE 配分模式。残留地幔岩与熔体的混合比例为 99:1。原始二辉橄榄岩的 REE 丰度是球粒陨石的 2 倍。计算所用的不同矿物的 REE 分配系数与图 1 相同。

Fig. 2 H-3 and H-4 REE distribution patterns

明显不同暗示这两种不同产状的二辉岩在成因上可能有别。H-1 捕掳体中两条二辉岩脉状体和二辉橄榄岩主岩的 REE 配分模式相似, 只是主岩的 Lu 丰度略高。Bodinier et al. (1989) 对捕掳体中距脉状体不同距离的主岩的 REE 组成变化进行研究, 查明一般在距脉状体 15~20cm 内的主岩与脉状体几乎已达到化学平衡。因此 H-1 中的两条二辉岩脉状体和近接触部位的主岩已达化学平衡或近于化学平衡。

方辉橄榄岩捕掳体(H-3)同世界上许多地区的同类岩石(Hauri et al. 1994; Bodinier et al. 1988; Stosch et al. 1986)相似, 其中稀土亏损的 U 型配分模式(图 2)。Song et al. (1989) 报道的汉诺坝方辉橄榄岩(全岩)也呈 U 型配分模式。这种富集轻稀土、强烈亏损中稀土并显示 U 型的模式反映它们复杂的演化过程。但由于对地幔方辉橄榄岩成因认识上还有许多分歧, 有部分熔融

残留体、分离结晶堆集体、玄武岩浆渗透作用结果等不同的解释(Herzberg 1993; Kelemen et al. 1992), 致使对这种 U 型配分模式的成因尚无一致的看法。Stosch et al. (1986) 根据橄榄石的 REE 配分模式呈 U 型配分模式的事实, 而方辉橄榄岩中单斜辉岩甚少, 主要由橄榄石组成, 因此认为方辉橄榄岩全岩 REE 的 U 型配分模式主要反映橄榄石的 REE 组成, 而非流体交代所致。Navon et al. (1987) 提出的色层分离柱模型(chromatographic column model)对形成这种 U 型模式的交代机制作了较全面的解释。根据这一模型, 各微量元素随交代熔体迁移速度不同, 并与元素的固体/熔体分配系数的大小有关, 分配系数很小的元素在基质中随交代熔体迁移速度较快, 几乎与交代熔体迁移速度相同; 但相容元素(分配系数较高)的迁移速度较慢。因此不相容程度较高的元素在交代熔体运移的前沿得以富集, 这种前沿熔体对橄榄石、斜方辉石的非平衡交代将产生 U 型 REE 分配模式。Song et al. (1989) 认为呈 U 型配分模式的捕掳体中轻稀土的富集与部分熔融有关, 是地幔固有的特征。作者利用简单的二元混合模式, 即经不同程度分离熔融形成的地幔岩残留体和由原始地幔经 1% 分离熔融所产生的熔体的混合(图 2), 同样可得到不同类型 U 型 REE 配分模式。这种二元混合模式使我们有理由得出方辉橄榄岩的 U 型配分模式的形成是两个不同事件的结果, 即早期的部分熔融作用(使轻稀土亏损)和随后的交代作用(使重稀土富集)。

3 Sr、Nd 同位素地球化学

所研究的地幔岩捕掳体的 Sr、Nd 同位素组成见表 2。结合 Song et al. (1989)、Tatsumoto et al. (1992) 的数据, 可看出汉诺坝玄武岩中赋存的各种幔源捕掳体的 Sr、Nd 同位素组成变化较大, 在图 3 中其投影区几乎覆盖了中国东部新生代玄武岩 Sr、Nd 同位素的分布范围。Tatsumoto et al. (1992) 在研究中国东部一些新生代玄武岩中的地幔岩捕掳体的 Sr、Nd 和 Pb 同位素组成后, 认为中国东部大陆岩石圈地幔存在 EM2 端员成分, 而 EM1 则位于更深部位。但从汉诺坝玄武岩中幔源捕掳体已有的 Sr、Nd 同位素组成来看, 作者认为 EM1 和 EM2 这两个富集端元都可能存在于中国东部大陆岩石圈地幔中。

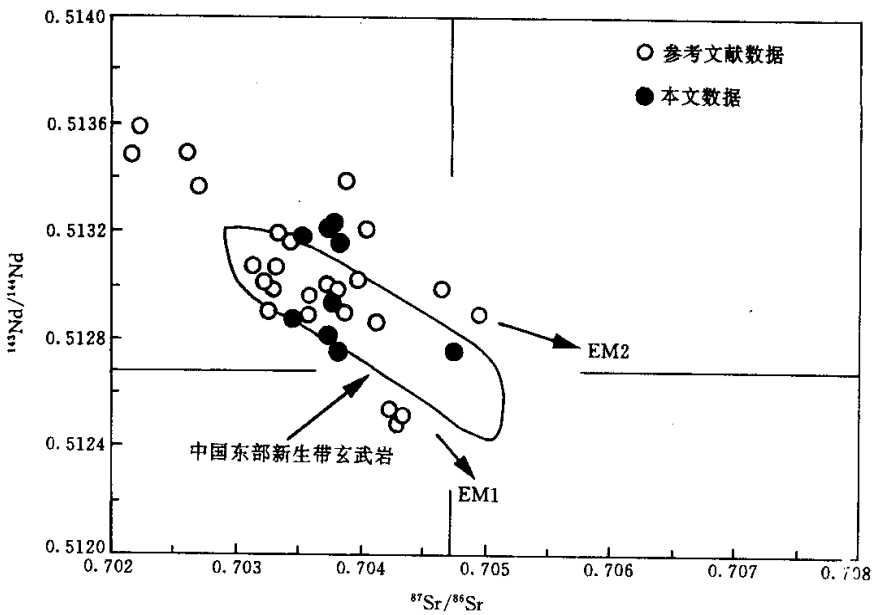


图 3 汉诺坝玄武岩中地幔岩捕掳体 Sr、Nd 变异图

文献数据据 Song et al. (1989) 和 Tatsumoto et al. (1992); 中国东部新生代玄武岩据刘丛强等(1995)

Fig. 3 Variation diagram of Sr and Nd isotopes in mantle xenoliths from basalts in Hannuoba

注意到二辉橄榄岩(主岩)同其中二辉岩脉状体的 Nd 同位素组成既有十分相似, 也有略具差异的(图 4)。前者暗示两者在微量元素和同位素组成已达到化学平衡; 后者可能是 Sm/Nd 比值不同所致, 即在地幔温度、压力条件下的热扩散并未使几厘米到 10 余厘米的二辉岩脉状体的同位素组成产生化学平衡。

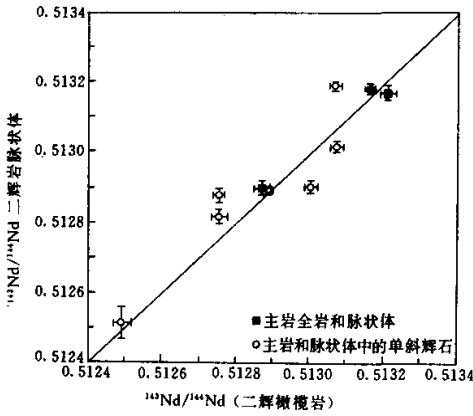


图4 二辉橄榄岩及其中二辉岩脉状体 Nd 同位素组成对比图

图中除本文数据外还利用 Song et al. (1989) 和 Tatsumoto et al. (1992) 资料。

Fig. 4 Comparative diagram of Nd isotopic compositions in lherzite and websterite vein.

鉴于在地幔条件下未能使甚至矿物颗粒之间的微量元素和同位素组成完全均一化，因此 Sm-Nd 体系可能记录了地幔事件。尽管所研究的捕掳体在地幔中的空间位置不详，但 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 与 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 仍有较好的相关关系 (图 5)，表明二辉橄榄岩捕掳体和其中二辉岩脉状体的 Sm-Nd 同位素体系都记录了近三亿年的地幔事件。这次地幔事件反映了二辉岩脉状体的形成年龄。脉状体和主岩的 Sm-Nd 体系均具一致的 I_{Nd} 值 ($I_{\text{Nd}}=0.51256$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = +6$)。这暗示大约在 300Ma 前由于熔体的作用使受其影响的地幔岩的 Nd 同位素组成重新均一化。同一般亏损地幔 Sm-Nd 体系相比 (300Ma 前 $I_{\text{Nd}}=0.51276$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = +10$)，汉诺坝玄武岩中幔捕掳体 Sm-Nd 体系所记录的地幔事件的 I_{Nd} 值更低，表明二辉岩脉状体源自富集地幔。从同位素和

微量元素地球化学所反映的信息判断，脉状体的形成同玄武岩岩浆无成因关系。

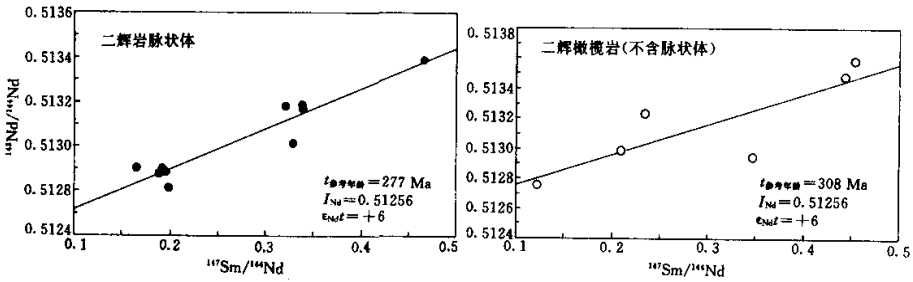


图5 二辉岩脉状体、二辉橄榄岩的 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 关系图

图中除本文数据外，还引用 Song et al. (1989)、Tatsumoto et al. (1992) 的资料。

Fig. 5 Diagram of $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ in websterite vein and lherzolite.

4 小 结

汉诺坝新生代玄武岩中的二辉橄榄岩捕虏体是地幔岩经不同程度部分熔融的残留体。二辉岩脉状体是约 300Ma 地幔事件的产物。地幔条件下硅酸盐熔体的交代作用可使亏损的二辉橄榄岩导致大离子亲石元素的富集; 近脉状体(如 10cm 左右)的二辉橄榄岩可与熔体趋于化学平衡; 用计算的方法得到处于平衡状态的熔体的 REE 配分模式与汉诺坝玄武岩的模式有差异, 表明二辉岩脉状体同玄武岩岩浆无成因关系; 二辉岩脉状体可能源自地幔更深部位, 并比其上部的岩石圈地幔有较低的 I_{Nd} 值, 且长期富集大离子亲石元素。

参 考 文 献

- 刘丛强, 解广豪, 增田彰正. 1995. 中国东部新生代玄武岩的地球化学-(I) Sr、Nd、Ce 同位素组. 地球化学, 24(3): 203~214
- Bodinier J L, Vasseur G, Vernieres J, Dupuy C and Fabries J. 1989. Mechanisms of mantle metasomatism: Geochemical evidence from the Lherz Orogenic Peridotite. *J. Petrol.*, 31: 597~628
- Bodinier J L, Dupuy C and Dostal J. 1988. Geochemistry and petrogenesis of Eastern Pyrenean peridotites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52: 2893~2807
- Hauri E H and Hart S R. 1994. Constraints on melt migration from mantle plumes: A trace element study of peridotite xenoliths from Savai'i, Western Samos. *J. Geophys. Res.*, 99: 24301~24321
- Herzberg C T. 1993. Lithosphere peridotites of the Kaapnaal craton. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 120: 13~29
- Kelemen P B, Dick H J B and Quirk J E. 1992. Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle. *Nature*, 358: 635~641
- Liu C Q, Masuda A and Xie G H. 1991. Isotope and trace-element geochemistry of alkali basalts and associated megacrysts from the Huangyishan volcano, Kuandian, Liaoning, NE China. *Chem. Geol.*, 97: 219~231
- Liu C Q, Masuda A and Xie G H. 1991. Major and trace-element compositions of Cenozoic basalts in eastern China; petrogenesis and mantle source. *Chem. Geol.*, 114: 19~42
- Masuda A, Nakamura N and Tanaka T. 1973. Fine structures of mutually normalized rare-earth patterns of chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37: 239~248
- Navon O and Stolper E. 1987. Geochemical consequences of melt percolation: the upper mantle as a chromatographic column. *J. Geol.*, 95: 285~307
- Onuma N, Higuchi H, Wakita H and Nagasawa H. 1968. Trace element partition between two pyroxenes and the host lava. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 5: 47~51
- Schnetzer C C and Philpotts J A. 1970. Partition coefficients of rare-earth element between igneous material and rock-forming mineral phenocrysts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34: 331~340
- Song Y and Frey F A. 1988. Geochemistry of peridotite xenoliths in basalt from Hannuoba, Eastern China; Implications for subcontinental mantle heterogeneity. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53: 97~113
- Stosch H G and Lugmair G W. 1986. Trace element and Sr and Nd isotope geochemistry of peridotite xenoliths from the Eifel (West Germany) and their bearing on the evolution of the subcontinental lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 80: 281~298
- Tatsumoto M, Basu A R, Huang W K, Wang J W and Xie G H. 1992. Sr, Nd and Pb isotopes of ultramafic xenoliths in volcanic rocks of Eastern China: enriched components EM1 and EM2 in subcontinental lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 113: 107~128