

河北汉诺坝玄武岩中麻粒岩类和辉石岩类捕虏体 Sr、Nd、Pb 同位素特征及其地质意义

Sr, Nd and Pb Isotopic Characteristics of Granulite and Pyroxenite Xenoliths in Hannuoba Basalts, Hebei Province, and Their Implications for Geologic Processes

张国辉¹ 周新华¹ 孙敏² 陈绍海¹ 冯家麟³

Zhang Guohui¹, Zhou Xinhua¹, Sun Min²,

Chen Shaohai¹ and Feng Jialing³

(1. 中国科学院地质研究所, 北京, 100029; 2. 香港大学地球科学系, 香港;

3. 河北地质学院, 石家庄, 050031)

(1. *Institute of Geology, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100029; 2. Department of Geosciences, Hongkong University, Hongkong; 3. Hebei College of Geology, Shijiazhuang, 050031*)

摘要 系统研究了河北汉诺坝玄武岩中二辉麻粒岩和辉石岩捕虏体的 Sr、Nd、Pb 同位素特征。虽然未确定捕虏体的形成时代, 但同位素特征显示它们可能为较近期(中生代以来)形成。低的 Rb/Sr 与高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的解耦表明捕虏体的形成经历了较强的混合作用。在二元同位素相关图上, 三类具不同矿物组成的辉石岩与二辉麻粒岩有密切关系, 即二辉麻粒岩投点位置是三类辉石岩的共同端点。综合考虑捕虏体的空间分布及其在 Sr、Nd、Pb 同位素协变图上的关系, 可以认为层离作用可较好地解释这些现象。

Abstract Rb-Sr, Sm-Nd and Pb isotopic systematics are reported for granulite and pyroxenite xenoliths in Hannuoba basalts, Hebei Province. The isotopic characteristics of xenoliths suggest that they might have formed recently, although there is no strict constraint on the precise age. The decoupling of low Rb/Sr and high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios implies the multi-stage evolution history and strong mixing processes. There are close ties between granulite and pyroxenites with different mineral assemblages on the Sr-Nd, Pb-Sr and Pb-Nd correlation figures. The granulite is the common end-member of the three kinds of pyroxenite. Combined with the distribution of the xenoliths in space and their isotopic relationships, It is proposed that delamination can be well used to explain the ties.

• 1997-10-17 收稿, 1998-01-05 改回。

本文为国家自然科学基金资助项目成果之一。

第一作者简介: 张国辉, 男, 1969 年出生, 博士, 岩石地球化学专业。

主题词：层离作用；混合作用；Sr、Nd、Pb 同位素；麻粒岩捕虏体；辉石岩捕虏体

Key words: Delamination; Mixing; Sr, Nd and Pb isotopes; Granulite xenolith; Pyroxenite xenolith

分类号： P588.3; P597

Classific. code: P588.3; P597

1 前言

河北汉诺坝在大地构造上位于华北克拉通北缘，那里出露的新生代玄武岩独特的地质特征吸引了众多地质学家的注意。玄武岩及其中的多种类型深源岩石捕虏体和周边古老麻粒岩相地体是研究该地岩石圈剖面结构、组成和性质的良好“窗口”。目前，有关汉诺坝玄武岩中捕虏体的岩石学研究已经相当详细（冯家麟等，1982；从柏林等，1982；谢漫泽等，1993；樊祺诚等，1996；Chen et al.，1996；陈绍海，1996）。但地球化学研究则相对少得多，尤其是同位素地球化学研究。Song et al (1990) 根据橄榄岩捕虏体的微量元素和放射成因同位素的特点，提出该地亏损的上地幔曾经历富集作用，并提出几种模式对其地球化学特征进行解释。陈道公等（1997）讨论了该地辉石岩捕虏体的 Sr、Nd、Pb 同位素特征，并以不同时代的地幔富集作用解释。但已有的地球化学研究（Song et al.，1989；Chen et al.，1995；陈道公等，1997）极少涉及到各类捕虏体之间的成因联系。本文根据系统的 Sr、Nd、Pb 同位素分析结果，结合前人已取得的数据和认识，讨论捕虏体的相互关系及其形成机制。

2 样品简介

本文所研究的捕虏体形态和大小不一，可呈椭球状、多边形及其它不规则状，重几十克到几千克。样品可分为二辉麻粒岩和辉石岩两大类。二辉麻粒岩呈现块状或条带状构造，由两种辉石和斜长石组成，磷灰石是最为常见的副矿物（陈绍海，1996）。辉石岩具块状构造，单斜辉石和斜方辉石构成了本类捕虏体的主体。其中辉石岩根据矿物组合又可分为二辉石岩、尖晶辉石岩和石榴辉石岩。二辉石岩只由两种辉石组成；尖晶辉石岩可含少量尖晶石；石榴辉石岩中的石榴石有的很新鲜且颗粒较大，但更多的为蚀变的小颗粒。

3 分析方法和分析结果

所分析的样品尽量选新鲜程度较好者。化学处理步骤与任胜利（1995）方法类似，质谱分析在 VG354 上完成。所有分析工作都在中国科学院地质研究所进行。国际标准样 NBS607 多次平均分析结果为 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=1.200000\pm 30$ (2σ)，BCR-1 的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 多次测定平均值为 0.512640 ± 10 (2σ)，NBS981 多次测定平均值为： $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=16.966$ ， $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.514$ ， $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=36.730$ 。Sr 同位素比值采用 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1197$ ，Nd 同位素比值采用 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ 进行标准化。全流程 Sr 本底为 $n\times 10^{-11}\text{g}$ ，Nd 本底为 $n\times 10^{-12}\text{g}$ 。实验全流程本底贡献可忽略。

本文共分析 25 个样品，其中二辉麻粒岩 14 个，辉石岩 11 个。分析结果列于表 1。

表 1 Sr、Nd、Pb 同位素分析结果
Table 1 Sr, Nd and Pb isotopic composition

岩石名称	样号	Rb ($\mu\text{g/g}$)	Sr ($\mu\text{g/g}$)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (2σ)	$\epsilon_{\text{Sr}}(0)$	Sm ($\mu\text{g/g}$)	Nd ($\mu\text{g/g}$)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (2σ)	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	T_{CHUR} (Ma)	T_{DM} (Ma)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Rb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
二辉 麻粒岩	90DA1	16.61	610	0.0789	0.708628 \pm 34	58.59	1.48	5.65	0.1584	0.511910 \pm 10	-14.20	2880	3400	16.717	15.260	37.104
	90DA2	8.47	779	0.0315	0.707397 \pm 60	41.12	1.50	5.45	0.1665	0.511699 \pm 11	-18.32	4680	4640	16.967	15.334	37.265
	90DA5	20.76	841	0.0715	0.707114 \pm 44	37.10	2.74	12.66	0.1309	0.511892 \pm 11	-14.55	1720	2310	16.865	15.285	36.900
	95DA6	12.98	217.2	0.1730	0.707066 \pm 22	36.42	5.83	26.77	0.1317	0.511796 \pm 10	-16.42	1970	2510	17.164	15.423	37.434
	90DA10	10.02	383.68	0.0756	0.707015 \pm 2	35.70	2.27	7.73	0.1776	0.511874 \pm 17	-14.90	6000	5330	17.285	15.400	37.305
	91DA3	13.85	1063.3	0.0377	0.707300 \pm 18	39.74	1.54	6.40	0.1455	0.511969 \pm 13	-13.05	1980	2630	16.869	15.234	36.848
	95DA14-P	14.63	725	0.0584	0.706814 \pm 54	32.85	1.31	4.93	0.1604	0.512046 \pm 15	-11.55	2470	3140	17.421	15.418	37.860
	95DA14-G	5.17	135	0.1109	0.707049 \pm 23	36.18	1.82	5.93	0.1854	0.511798 \pm 10	-16.39	10900	7160	17.700	15.501	38.003
	95DA15	10.52	114.68	0.2656	0.707407 \pm 50	41.26	2.35	7.72	0.1839	0.511777 \pm 12	-16.80	9970	6920	17.859	15.653	38.336
	95DA16	9.37	71.83	0.3777	0.707148 \pm 26	37.59	2.80	9.63	0.1759	0.511899 \pm 9	-14.42	5330	4990	17.665	15.475	37.761
	95DA17	14.04	819	0.0496	0.707951 \pm 14	48.99	2.16	8.61	0.1517	0.512153 \pm 7	-9.46	1640	2450	17.380	15.374	37.610
95DA30	103.23	1824	0.1639	0.706445 \pm 15	27.61	0.50	2.48	0.1219	0.511950 \pm 15	-13.42	140	1990	17.555	15.400	37.500	
95DA40	133.9	555	0.6985	0.705913 \pm 35	20.06	3.35	17.41	0.1164	0.511866 \pm 9	-15.06	146	2010	16.500	15.244	36.484	
95SQ1	19.94	1151	0.0502	0.707485 \pm 30	42.37	1.95	6.46	0.1822	0.511756 \pm 11	-17.21	9040	6650	16.740	15.298	36.893	
二辉 石岩	95DA4	8.52	250	0.987	0.707233 \pm 21	38.79	2.34	7.23	0.1957	0.511857 \pm 8	-15.23	91700	10700	17.716	15.477	37.892
	95DA36	5.61	141.88	0.1145	0.709258 \pm 38	67.54	3.63	18.48	0.1189	0.511504 \pm 9	-22.12	2210	2640	17.754	15.410	37.540
尖晶 辉石岩	95JSB2	1.04	58.15	0.0518	0.707580 \pm 47	43.72	1.40	4.59	0.1837	0.511909 \pm 14	-14.22	8320	6210	18.237	15.578	38.274
	95DA28	11.02	92.71	0.3441	0.706057 \pm 26	22.10	0.99	3.83	0.1561	0.512379 \pm 11	-5.05	971	2040	17.845	15.559	38.697
石榴 辉石岩	95JSB1	11.09	180	0.1784	0.704329 \pm 14	-2.43	1.48	3.65	0.2452	0.513155 \pm 10	+10.09	1620	193	17.989	15.625	38.162
	90DA7	7.34	1302	0.0163	0.706773 \pm 33	32.26	3.29	11.69	0.1702	0.512076 \pm 9	-10.96	3210	3740	17.295	15.270	36.759
	90DA8	10.97	1925	0.0165	0.707732 \pm 37	45.88	1.06	4.44	0.1444	0.512358 \pm 46	-5.46	816	1740	16.626	15.269	36.992
	90DA11	2.73	13.98	0.5655	0.707214 \pm 14	38.52	0.47	0.64	0.4442	0.513149 \pm 32	+9.97	315	-1.33	17.442	15.452	37.474
	90DA12	1.34	55.26	0.0702	0.707086 \pm 20	36.71	0.70	1.54	0.2749	0.512501 \pm 13	-2.67	268	-1630	17.899	15.509	38.099
	91DA7	87.31	597	0.4235	0.706589 \pm 29	29.65	1.95	6.59	0.1790	0.512030 \pm 8	-11.86	5150	4870	17.349	15.395	37.334
	95SQ9	4.02	254	0.0458	0.707536 \pm 40	43.09	0.78	1.21	0.3899	0.513187 \pm 9	+10.71	434	31.2	17.934	15.552	38.000

二辉麻粒岩和辉石岩的 Rb-Sr 体系特征相似，即 Rb、Sr 含量及 Rb/Sr 比值均具较大的变化范围，而 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的变化范围却相对小得多，绝大部分在 0.707~0.708 之间。二辉麻粒岩的 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 与 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 总体呈现较分散的负相关趋势（图 1）。

两类捕虏体的 Sm-Nd 体系特征存在较明显的差别。二辉麻粒岩的 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 具较大的变化范围（0.1164~0.1854），而绝大部分样品的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 却变化于 0.5118~0.5120 的较小变化范围内。Sm/Nd 与 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 之间未见相关性。辉石岩的 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 、 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 均存在较大变化范围，且 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 与 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 之间具一定的正相关性。

捕虏体的 Pb 同位素组成具较大的变化范围。在图 2 中，不同的捕虏体之间存在较大范围的重叠。二辉麻粒岩在地球增长线（Geochron）的两侧均有分布。尖晶辉石岩和二辉石岩中放射成因 Pb 较多。大部分样品分布于北半球参考线（NHRL）之上，且所有样品投点分布趋势的斜率大于北半球参考线（NHRL）的斜率。图 2 中也标出了汉诺坝玄武岩、其中的橄榄岩捕虏体及一些地质背景类似

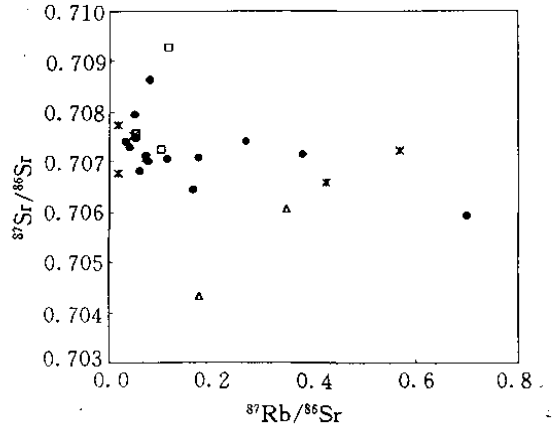


图 1 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 与 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的关系

实心圆为二辉麻粒岩；空心方框为二辉石岩，
空心三角形为尖晶辉石岩；星形为石榴石辉石岩

Fig.1 Relationship between $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios

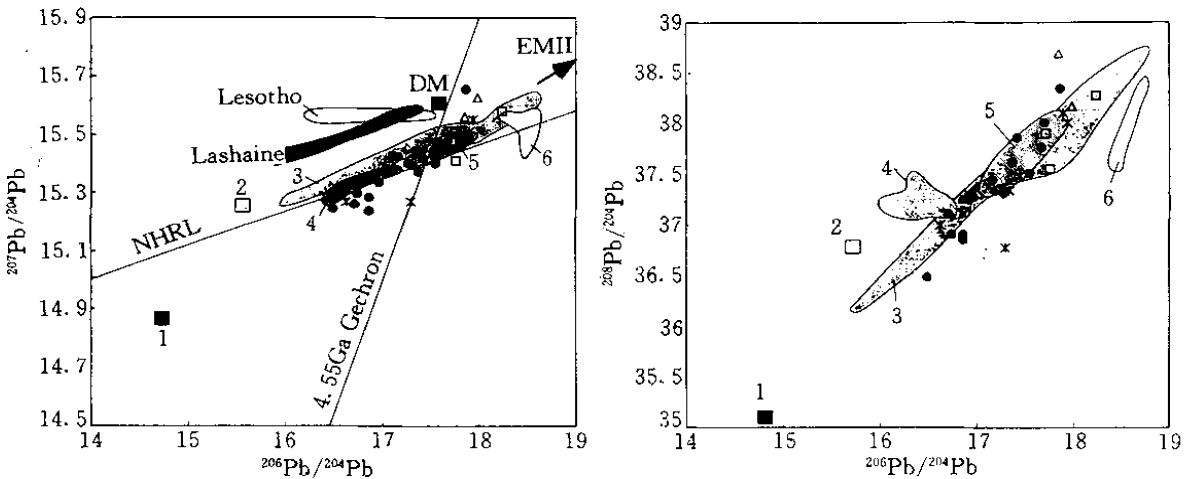


图 2 Pb 同位素组成

1. 汉诺坝玄武岩附近麻粒岩相地体（作者，未发表）；2. 汉诺坝玄武岩中麻粒岩捕虏体（陈道公等，1997）；3. 汉诺坝玄武岩中辉石岩捕虏体（陈道公等，1997）；4. 汉诺坝玄武岩中辉长岩捕虏体（Chen et al., 1995）；5. 汉诺坝玄武岩（Song et al., 1990）；6. 汉诺坝玄武岩中二辉橄榄岩捕虏体（Tatsumoto et al., 1992）；Lesotho. 非洲捕虏体产地（Rogers et al., 1982）；Lashaine. 非洲捕虏体产地（Cohen et al., 1984）；DM. 亏损地幔；EMII. II 型富集地幔；其余图例同图 1，为本文数据

Fig.2 Pb isotopic composition

的国外研究区的结果以供对比。

4 讨论

4.1 捕虏体的可能形成时代

年代学是捕虏体研究的一个非常重要方面。但由于下地壳捕虏体的特殊性,其年代学研究相当困难。目前全球下地壳捕虏体研究中仅有少量研究实例能提供较确切的年代制约,并与区域地质构造运动吻合(如 Rudnick et al., 1990; Rudnick, 1990; Rudnick et al., 1991; Rudnick et al., 1987)。本文 Sr、Nd、Pb 同位素特征表明捕虏体可能是在较近期(中生代以来)形成的:(1)绝大部分二辉麻粒岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值变化范围较小(0.707~0.708)。如果它们曾在比现今 Rb/Sr 比值高的体系中长期演化(如 Nd 模式年龄为几十亿年),则具不同 Rb/Sr 比值的样品的 Sr 同位素比值会产生较大差别。事实上,二辉麻粒岩的 Sr 同位素组成变化范围很小。(2)如果说 Rb-Sr 同位素体系在变质作用过程中易受扰动,则 Sm-Nd 体系相对 Rb-Sr 体系稳定得多。二辉麻粒岩的 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 有较大的变化范围(0.1164~0.1854),而 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 的变化范围却较小(主要在 0.5118~0.5120),这表明 Nd 同位素组成并非主要是样品相应母体 ^{147}Sm 的长期衰变结果。(3)如果 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 与 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 存在正相关,则有可能为长期演化的结果,或可能是较近期的混合作用形成。但是研究样品的这两个比值却呈现很弱的负相关性,这提示了其早期形成的可能性很小。(4)部分二辉麻粒岩的 Pb 同位素具有高放射成因特点,并与汉诺坝玄武岩 Pb 同位素组成范围重合,另一端有向汉诺坝地体延伸的趋势。前者可能反映了其形成时代较新。因为本区古老(如太古代或元古代)麻粒岩地体的 Pb 同位素具低放射成因 Pb 特点。后者可能表明混合作用的存在。综合上述几点,笔者认为大部分二辉麻粒岩为近期的混合作用形成。另外,樊祺诚等(1997)也得到了汉诺坝玄武岩中二辉麻粒岩的中生代年龄(120~140Ma),这与本文的 Sr、Nd、Pb 同位素所揭示的捕虏体形成时代较新是吻合的。

辉石岩类捕虏体的 Rb-Sr 体系特征与二辉麻粒岩的相似,大部分样品低的 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 与高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 反映了混合作用存在。Nd 同位素组成变化较大, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 与 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 存在正相关趋势,这又不能排除其长期演化的可能性。根据 Sr-Nd 同位素尚难以判断哪种可能性更大。但辉石岩的 Pb 同位素具高放射成因特点,与汉诺坝玄武岩大部分重合,且主体偏高。这种高放射成因 Pb 同位素组成似乎支持辉石岩近期形成的假设。

4.2 混合作用

前已叙及,本文大部分捕虏体的同位素特征显示了它们可能为近期的混合作用形成。因此,可用同位素比值与同位素含量倒数的关系讨论混合作用。图 3a 显示了二辉麻粒岩近于水平和近于垂直的两种趋势。笔者认为该图反映了混合作用的多阶段性,即二辉麻粒岩可能是图 3a 中①和②两端元首先混合而成,这种混合产物又与③混合端元再次发生混合作用。这就形成了二辉麻粒岩的如图 3a 所示趋势。在图 3a 中辉石岩的情况较复杂,具不同矿物组成的辉石岩存在不同的特点,但都具指向二辉麻粒岩的趋势。图 3b 中辉石岩仍存在一定的线性趋势,但二辉麻粒岩却未显示。这可能与二辉麻粒岩不同端元的 Nd 含量差别较小有关。

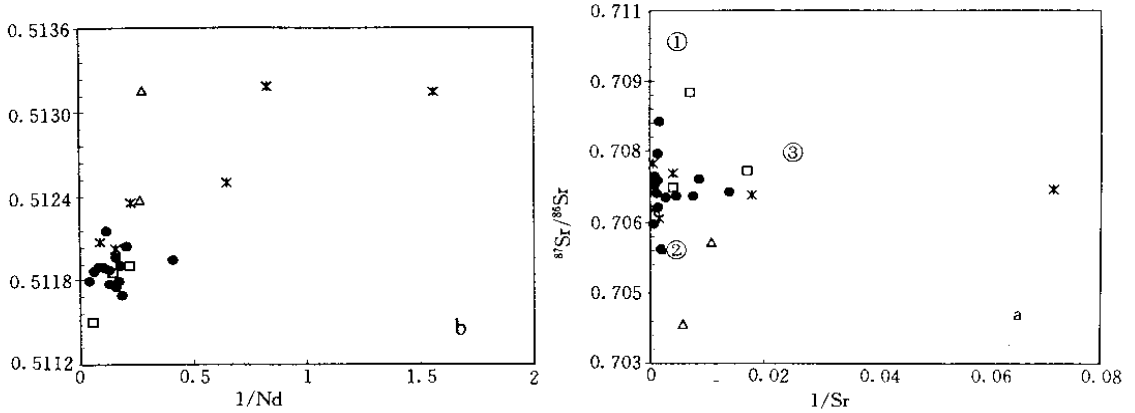


图 3 同位素比值与同位素含量倒数的关系

图例同图 1

Fig. 3 Relationship between isotopic composition and the reciprocal of concentration

但图 3 所显示的样品之间的线性相关性并不很强。这可能与端元组成的均一程度、混合作用的复杂性及某些样品可能具不同的成因都有关系。

4.3 多元同位素体系特征及其地质意义

图 4 也同时将汉诺坝玄武岩中的其它类型捕虏体、汉诺坝玄武岩外围的麻粒岩地体（作者，一个样品）及国外一些具相似地质背景的麻粒岩捕虏体的数据投影。二辉麻粒岩位于汉诺坝附近的

地体与汉诺坝玄武岩中橄辉岩捕虏体之间。辉石岩显示了较好的线性排列。图 4 具有一个明显而重要的现象，即二辉麻粒岩投点范围是尖晶辉石岩、石榴辉岩和二辉石岩投点范围的共同端。陈道公等(1997)所得的该地辉石岩数据也与本文二辉麻粒岩存在较明显的联系。Pb-Sr 和 Pb-Nd 也存在类似现象。在空间上石榴辉石岩的形成深度最大，尖晶辉石岩次之，二辉石岩分布范围较大，而二辉麻粒岩最浅，位于下地壳(陈绍海, 1996)。将捕虏体的空间分布与它们在同位素协变图中的位置综合考虑，笔者认为这些不同类型的捕虏体存在成因上的联系，并可用层离作用来解释。我们所得到的二辉麻粒岩的同位素数据是其现代比值，

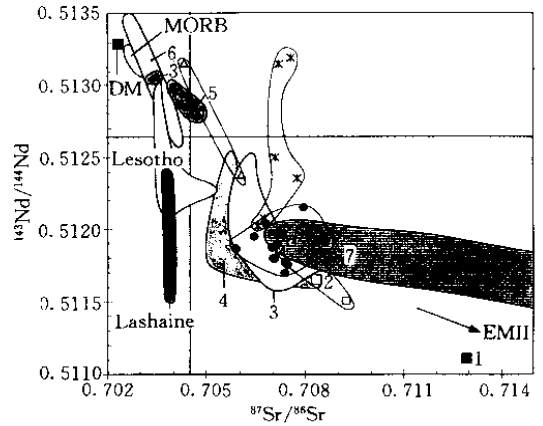


图 4 Sr-Nd 协变图

7 为汉诺坝玄武岩中 长英质麻粒岩（作者，未发表）；其余图例同图 1 和图 2

Fig. 4 Relationship between Sr and Nd isotopic compositions

但下地壳的 Rb/Sr 比值较低，若干时间（如几十或一百 Ma）之前，该地下地壳 Sr、Nd、Pb 同位素比值应与现代同位素比值接近。在几十或一百 Ma 前左右，当最浅的二辉麻粒岩发生层离作用而到不同深度时，在高温高压条件下，能和处于不同深度的辉石岩相互作用，产生物

质交换,并影响这些辉石岩的组成。因此,受二辉麻粒岩影响的不同辉石岩在同位素协变图中就存在一共同端点——二辉麻粒岩。尖晶辉石岩和石榴辉石岩形成较深,受DM端元的影响较明显。这些现象与 Tatsumoto et al. (1992) 认为的中国东部岩石圈化学端元垂向分布特点吻合。这种二辉麻粒岩的层离作用与形成二辉麻粒岩及初始辉石岩(指未受层离作用影响的辉石岩)的底垫作用共同构成了壳幔循环过程。

汉诺坝处于华北克拉通北缘,不同块体之间的相对运动能产生物质的垂向或侧向的迁移和交换。另外,汉诺坝玄武岩喷发也表明该地地幔热流在此前的扰动。这些可能是产生层离作用的动力。但目前对层离作用产生的机制还缺乏深入了解,需要与区域地质研究结合,进行综合研究。

5 结论

(1) 二辉麻粒岩和辉石岩的 Sr、Nd、Pb 同位素特征表明其可能为较近期形成。

(2) 捕虏体的形成经历了较复杂的历史,为混合作用的产物。混合端元组成和混合作用机制都较复杂。

(3) 层离作用可较好地解释不同捕虏体的 Sr、Nd、Pb 同位素之间的关系。层离作用可能是该地壳幔相互作用的一种重要方式。

致谢 刘若新研究员在本文的野外和室内工作中均给予了许多帮助,作者深表感谢!

参 考 文 献

- 从柏林,张儒瓊. 1982. 汉诺坝玄武岩及其超镁铁质岩包体的成因岩石学研究. 中国科学 B 辑, (12): 1109~1122
- 冯家麟,谢漫泽,张红,李文宜. 1982. 汉诺坝玄武岩及其深源包体. 河北地质学院学报, (1): 45~63
- 任胜利. 1995. 闽西-赣南地质构造演化的岩石地球化学制约研究. 中国科学院地质研究所博士学位论文
- 陈道公,支霞臣,李彬贤,王银喜,杨杰东. 1997. 汉诺坝玄武岩中辉石岩类包体的 Nd、Sr、Pb 同位素及成因信息. 地球化学, 26 (1): 1~11
- 陈绍海. 1996. 华北克拉通北缘下地壳-上地幔的组成与结构及壳幔相互作用: -汉诺坝玄武岩中深源岩石捕虏体成因岩石学研究. 中国科学院地质研究所博士学位论文
- 谢漫泽,冯家麟,张改兰,袁万明. 1993. 汉诺坝玄武岩中麻粒岩捕虏体的发现. 河北地质学院学报, 16 (6): 587~593
- 樊祺诚,刘若新. 1996. 汉诺坝玄武岩中高温麻粒岩捕虏体. 科学通报, 41 (3): 235~238
- 樊祺诚,刘若新,李惠民,李霓,隋建立,林卓然. 1998. 汉诺坝捕虏体麻粒岩锆石年代学与稀土元素地球化学. 科学通报, 43 (2): 133~137
- Chen D, Zhi X, Li B, Wang Y and Yang J. 1995. Chemical and isotopic characteristics of Gabbroic Xenoliths from Hannuoba, China. Chinese Journal of Geochemistry, 14 (3): 276~287
- Chen S, Suzanne Y O'Reilly and Zhou X et al. 1997 Xenolith Information on the Lower Crust and Upper Mantle Structure Beneath Hannuoba, Sino-Korean Craton, China. Submitted to Lithos
- Cohen R S, O'Nions R K and Dawson J B. 1984. Isotope geochemistry of xenoliths from East Africa; implications for development of mantle reservoirs and their interaction. Earth. Planet. Sci. Lett., 68: 209~220
- Rogers N W and Hawkesworth C J. 1982. Proterozoic age and cumulate origin for granulite xenoliths, Lesotho. Nature, 299: 409~413

- Rudnick R L. 1990. Nd and Sr isotopic compositions of lower-crustal xenoliths from north Queensland, Australia: Implications for Nd model ages and crustal growth processes. *Chemical Geology*, 83: 195~208
- Rudnick R L and Cameron K. 1991. Age diversity of the deep crust in northern Mexico. *Geology*, 19: 1197~1200
- Rudnick R L and Goldstein S L. 1990. The Pb isotopic compositions of lower crustal xenoliths and the evolution of lower crust Pb. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 98: 192~207
- Rudnick R L and Williams I S. 1987. Dating the lower crust by ion microprobe. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 85: 145~161
- Song Y and Frey F A. 1989. Geochemistry of peridotite xenoliths in basalt from Hannuoba, Eastern China: Implications for subcontinental mantle heterogeneity. *Geochimica et Cosmochimica Acta.*, 53: 97~113
- Song Y, Frey F A and Zhi X. 1990. Isotopic characteristics of Hannuoba basalts, eastern China: Implications for their petrogenesis and the composition of subcontinental mantle. *Chemical Geology*, 88: 35~52
- Tatsumoto M, Basu A R, Huang W, Wang J and Xie G. 1992. Sr, Nd and Pb isotopes of ultramafic xenoliths in volcanic rocks of Eastern China: enriched components EMI and EMII in subcontinental lithosphere. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 113: 107~128