

中国地质科学院

地质研究所刊

第 13 号

J
251-1
140

地质出版社

中国地质科学院

地质研究所刊

第 13 号

地质出版社

目 录

- 冀东太古代麻粒岩-片麻岩的稀土地球化学和岩石成因 江博明、张宗清 (1)
- 藏北湖区蛇绿岩的板块构造意义 汤耀庆、王方国 (35)
- 对闽南、粤东铁矿控矿构造的初步认识 艾长兴、陈炳蔚、黄怀曾 (53)
- 郯庐断裂中段沂沭裂谷系邹平破火山口的形成及演化 刘洪滨 (67)
- 北京房山岩体北侧“片麻岩”的岩石学特征及其成因 郭沪祺 (105)
- 山西兰芝山花岗质杂岩体岩石学特征及其成因 王 平 (131)
- 小兴安岭西北部中、晚古生代建造序列及构造演化 崔 莘 (163)
- 香港地区全新世有孔虫的研究 何希贤 (52)
- 新疆柯坪发现奥陶纪及志留纪微体古植物、几丁虫和虫牙化石 邢裕盛 (162)
- 建立各时期地层界线层型剖面的几个必要条件 姬再良 (178)
- 南极与冈瓦纳古陆 陈廷愚 (179)
- 界线层、界线粘土层与界线层粘土——显生宙以来主要地层界线划分的基
本标志 张勤文、徐道一、孙亦因 (180)

中国地质科学院
地质研究所所刊

第13号

*

责任编辑: 李汉声

地质出版社出版

(北京西四)

地质出版社印刷厂印刷

(北京海淀区学院路29号)

*

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

开本: 787×1092¹/₁₆ 印张: 11¹/₂ 插页: 2个 字数: 272,000

1986年3月北京第一版·1986年3月北京第一次印刷

印数: 1—1,705册 定价: 2.75元

统一书号: 13038·新192

冀东太古代麻粒岩—片麻岩的稀土 地球化学和岩石成因

RARE EARTH GEOCHEMISTRY AND PETROGENESIS *
OF ARCHEAN GRANULITE-GNEISSES FROM EASTERN
HEBEI PROVINCE, NORTH CHINA

江博明

张宗清

(法国Armorican基底构造研究
中心, 雷恩大学地质研究所)

(中国地质科学院地质研究所)

一、引言

中国北部广泛分布着太古代岩石, 这些岩石构成了中朝准地台的主要组成部分⁽⁴⁶⁾。位于河北省东部的太古代岩层属迁西群, 长期以来它一直被认为是中国最古老的地层。迁西群主要由基性-酸性麻粒岩组成, 角闪岩相岩石也有产出。虽然在1981年以前已获得了许多同位素年龄数据, 但是, 还没有得到任何肯定的论据以确认迁西群是属于早太古代的。传统的看法是, 在一个多次遭受变质作用的地区, 变质程度越高的岩石年龄越老。然而, 我们新近获得的Rb-Sr和Sm-Nd同位素分析结果表明, 迁西群麻粒岩的年龄不属于早太古代 ($\geq 3.5\text{AE}$, $1\text{AE}=10\text{亿年}$, 即 $\geq 3500\text{Ma}$), 而是比较年轻的 ($\sim 2500\text{Ma}$, Ma 为百万年)。

由于迁西群麻粒岩在以往提出的有关中国大陆壳演化的各种模式中起着非常独特的作用, 所以, 更深入地研究这些岩石的同位素和地球化学特征就更为必要。本文着重于主要元素和微量元素 (特别是稀土元素, 即REE) 的地球化学以及岩石成因问题; 对新获得的地质年代学研究成果只作简单介绍, 更详细的内容将另文发表。有关矿物化学、变质条件和岩相的内容在第三篇文章中报导 (Auvray, 撰写中)。

虽然麻粒岩是迁西群的主要组成部分, 但是, 它们伴有变质程度较低的角闪岩相岩石。麻粒岩和角闪岩的同位素和稀土元素地球化学的研究成果对于大陆壳演化的各种模式都将提供重要的依据。

二、地质背景

中国的前寒武系习惯上划分为上前寒武系和中、下前寒武系两个部分。中、下前寒武

* 英文稿见Contrib. Mineral. Petrol. 1984, Vol. 85, P224—243。

系包括太古界和下元古界。这些岩石分布在北纬30°—45°，主要在东经105°以东。根据近年来的中国文献（程裕淇等，1982），冀东燕山地区中、下前寒武系可划分为四个群（表1，图1）：

青龙河群	(1350m)	} 下元古界
双山子群	(3300m)	
八道河群	(7200m)	} 太古界
迁西群	(2700m)	

最下部的迁西群主要由基性-酸性麻粒岩、角闪岩（其中包括由麻粒岩退变质的角闪岩）及含辉石铁矿层（BIF）组成。大多数岩石已遭受混合岩化。未经确认的年龄值有约为3500Ma的Rb-Sr全岩等时线年龄⁽¹⁻²⁾，它经常被用来说明迁西群是中国太古界最老的部分。

表 1 河北省东部太古代地层表*

界	群	组	变质岩组合	变质相	原岩建造特点	厚度 (m)
太 古 界	八 道 河 群	三门店组	以黑云斜长变粒岩为主，夹有斜长角闪岩和角闪斜长变粒岩以及阳起磁铁矿石英岩或镁铁闪石-铁闪石磁铁矿石英岩	低级角闪岩相	凝灰质半粘土岩局部夹拉斑玄武岩	~3350
		湾丈子组	斜长角闪岩为主，夹少量黑云斜长变粒岩或浅粒岩	高级角闪岩相	巨厚的拉斑玄武岩，上部夹少量凝灰质半粘土岩，下部常有高铁质火山岩，可能为玄武岩质科马提岩	~1600
		王厂组	(透辉)斜长角闪岩，有时见斜长透辉石岩，下部常有角闪石岩，有时夹磁铁矿石英岩			~2250
	迁 西 群	三屯营组	黑云紫苏(透辉)斜长片麻岩为主，夹透辉麻粒岩、二辉麻粒岩、二辉斜长角闪岩或透辉斜长角闪岩，常有辉石磁铁矿石英岩，有时有砂线片麻岩	低级麻粒岩相	拉斑玄武岩-安山岩-英安岩多旋迥喷发，中上部以英安岩及其火山碎屑岩为主，夹有多层硅铁质建造，有少量泥质夹层	~1250
		上川组	二辉麻粒岩为主，夹二辉斜长角闪岩、透辉斜长角闪岩，有少量辉石磁铁矿石英岩			主要为拉斑玄武岩和碱性橄辉玄武岩及其火山碎屑岩夹薄层含铁硅质岩

* 引自孙大中、王俊连、金文山，1979，冀东太古代深变质地层的特点及其划分。

八道河群，主要由角闪岩和黑云斜长变粒岩组成，上部夹含铁层。其原岩为基性火山岩和“半粘土质”沉积物，并且经历了角闪岩相变质作用和混合岩化作用⁽⁹⁾。在其下部岩性自下而上由基性火山岩变为中-酸性火山岩，而其上部，则自下向上由基性火山岩过渡为中-酸性凝灰质沉积岩⁽⁹⁾。

双山子群，与下伏太古代八道河群为不整合接触，由仍然保持枕状构造的角闪岩、二云斜长变粒岩和其它变质沉积岩（其中包括含铁质夹层和云母片岩）组成。

青龙河群，不整合地覆盖于双山子群之上，主要由变质沉积岩组成。底部为变质砾岩和含石榴石云母片岩。其它变质沉积岩包括二云斜长变粒岩、石榴二云石英片岩，其中有贫铁矿夹层。

应当说明的是，这里采用的地层表是第二届中国地层会议中的资料。少数地质学家可能有不同看法，他们有自己的划分方案和命名。在获得大量与地层年龄和岩石成因有关的同位素和微量元素的资料以后，我们对上述的地层划分也是不能赞同的（参阅讨论部分）。但是，在没有更好的划分方案可供利用的情况下，我们仍沿用以上方案作为下面讨论的基础。

三、采样和岩性描述

大多数（接近90%）样品采自迁西群，其中60%采自上川组，40%采自三屯营组（图1）。采样层位及地点如下：

迁西群：

上川组：下川、郭家沟、太平寨；

三屯营组：接官亭、水厂、娄子山；

八道河群：

王厂组：马兰峪。

如上所述，迁西群主要由不同成分的麻粒岩及其退变质的角闪岩组成，局部混合岩化强烈。其底部穿插有由纯橄榄岩、斜方辉橄岩和可能为科马提岩（Komatiite）组成的小超基性岩体。在迁西群的上部，变质铁矿层发育良好。对富铁沉积物在麻粒岩相变质作用中形成的含高铁铁橄榄石的榴辉铁橄岩已进行了很好的研究^[7]。在娄子山地区，与榴辉铁橄岩伴生在一起的是黑云石榴片麻岩，蓝晶石榴片麻岩和二辉麻粒岩。主要矿物组合简述如下。

1) 含紫苏辉石的麻粒岩

样品号：G05、G29、G31、G34、G38、G49、G61、G71、G88、G101、C44、C97。

矿物组合：斜方辉石（Opx）+单斜辉石（Cpx）+斜长石（Plag）+石英（Qz）±石榴石（Gt）±角闪石（Hb）±黑云母（Bio）±不透明矿物。

副矿物：磷灰石±锆英石。

岩石一般具有等粒花岗岩变晶结构，在少数情况下，麻粒岩形成后的变形作用使花岗岩变晶结构受到改造，形成叶片状构造（G31，G49，G88）。在某些情况下（例如G29），无水矿物组合斜方辉石-单斜辉石-斜长石-石英，反映了麻粒岩相变质作用，而含水矿物组合角闪石-黑云母和不透明矿物可能是后期退变质的产物。然而，在另一些情况下（例如C44），含水矿物组合看来属于角闪岩相变质作用的残留相，而斜方辉石-单斜辉石-斜长石组合则代表在较晚期麻粒岩相变质作用中形成的进变质产物。进变质和退变质麻粒岩的共存可能意味着在地壳演化过程中曾发生过大规模的壳内逆冲作用。矿物成分则说明，麻粒岩的原岩是基性到中性火山岩。

2) 不含紫苏辉石的麻粒岩

样品号: C₁、C₂、C₁₂、C₄₈、C₉₁ (基性麻粒岩); G₇₄、G₇₈、G₉₁、G₁₀₂ (酸性麻粒岩)。

基性麻粒岩具多边形的花岗变晶结构到片麻状结构。叶片状构造的发育看来是退变质到角闪岩相的结果。主要矿物组合为角闪石+斜长石+石英±单斜辉石±黑云母±石榴石±不透明矿物。副矿物有榍石、磷灰石、方解石和锆英石。

但是, 这些岩石不含具麻粒岩相特征的紫苏辉石。它们曾一度处于麻粒岩相条件的唯一证据是具多边形花岗变晶结构。

酸性麻粒岩以叶片状片麻岩结构为主, 矿物成分主要为浅色矿物 (>90%), 斜长石+钾长石+石英。暗色矿物包括角闪石+透辉石+黑云母+不透明矿物±石榴石±紫苏辉石。副矿物有磷灰石、锆英石以及罕见的褐帘石 (G78中) 和金红石 (G102中)。

原生的麻粒岩相的特征矿物在退变质作用中多数已被破坏, 然而, 透辉石、石榴石和紫苏辉石残留体的存在表明, 这些岩石经历过麻粒岩相阶段。

3. 角闪岩

样品号: C17、C93。

这些岩石采自曹庄附近的三屯营组 (图1)。有些地质学家把这些岩石和邻近的一些角闪岩与铁矿层一起划为曹庄群, 并认为它相当于迁西群上川组^[4]。

在曹庄地区, 角闪岩在英云闪长岩和黑云斜长变粒岩中呈包体产出。岩石中, 角闪石和斜长石占总体积的95%以上; 副矿物有不透明矿物、石英、磷灰石和锆英石。

4. 超基性岩

对于变质超基性岩, 曾利用化学分析结果进行了较为仔细的鉴别 (见后)。在娄子山地区, 有一种罕见的岩石类型, 即榴辉铁橄岩, 前人已对其进行了描述^[92]。这种岩石主要由尤莱石 (富铁斜方辉石)、铁铝榴石和石英组成, 局部还含有高铁铁橄岩石 $[\text{Fe}_{1-x}(\text{SiO}_4)_2]$ 、磁铁矿、铁辉石、黑云母、石墨和磷灰石。细粒石榴石围绕残余斜长石形成反应边。这种岩石是在麻粒岩相变质作用中由富铁沉积物 (铁矿层) 变质而成的^[92]。

迁西群麻粒岩变质作用的温、压条件是利用矿物化学资料获得的^[92] (Auvray, 撰写中)。麻粒岩 (如C₉₇) 的二辉石平衡温度是 $850 \pm 50^\circ\text{C}$, 榴辉铁橄岩 (如G71) 的二辉石平衡温度是 $740 \pm 50^\circ\text{C}$ 。这些温度值的估计与利用单斜辉石-石榴石矿物对所得到的温度一致^[7]。变质沉积岩记录的温度常比变质火成岩记录的温度要低。据信, 较低的温度反映的是退变质作用的温度^[13]。对变质压力一般很难精确估计。利用石榴石-斜方辉石地质压力计, 估计迁西群的基性麻粒岩是在大约 11—13 kbar (1 kbar = 10^5 Pa) 压力下形成的^[7]。

四、分析方法

所有化学分析和同位素分析都在法国雷恩大学 (Rennes University) 实验室完成。主要元素和微量元素 (稀土元素除外) 的含量由X荧光法测定。Na₂O 和 MgO 由原子吸收法测定。主要元素测定误差为1—5%, 微量元素测定误差为5—20%, 误差大小与元素种类有关。

稀土元素 (REE) 是用同位素稀释法测定的, 分析程序的简介可参阅江博明等人的

文章^[51]。对总的分析误差的估计是, La、Lu为3%, 其它稀土元素约为2%。Sr同位素和Nd同位素也是用江博明等人介绍的方法获得的^[50]。

五、地质年代学的简要结果综述

迁西群地质年代学研究的初步结果, 张宗清和江博明已予报导(1982)^[8,93], 详细内容将另文发表。以下给出最重要的结果。

1. Rb-Sr全岩资料

Rb-Sr 同位素资料表示在通常的等时线图上(图2)。除了采自郭家沟地区的5个酸性麻粒岩样品(G48、G74、G78、G79、G90)以外, 迁西群麻粒岩的资料给出了一个等时年龄 $2480 \pm 70\text{Ma}$, 初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值(以下用 I_s 表示)为 $0.70174 \pm 6(2\sigma)$ 。这个年龄值与以下列举的结果是一致的:

(1) R. T. Pidgeon (1980) 测得二辉英云闪长质片麻岩和二辉基性麻粒岩的锆英石 U-Pb 年龄为 $2480 \pm 20\text{Ma}$ ^[69]; 太平寨英云闪长岩的 U-Pb 锆英石年龄为 $2502 \pm 14\text{Ma}$ (刘敦一);

(2) 钟富道等测得Rb-Sr全岩等时年龄为 $2517 \pm 94\text{Ma}$ ^[18];

(3) 新获得的Sm-Nd等时年龄(将在下文中给出)。

然而这一年龄值完全不同于较早发表的大约为3500Ma的两个Rb-Sr年龄^[1,2]。我们推测, 在麻粒岩相变质作用期间, 同位素系统未必在每个被分析的样品中都保持封闭系统。在图2中明显可见, 同位素受到了扰动, 特别对于 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} < 0.1$ 的数据点表现尤为清楚。

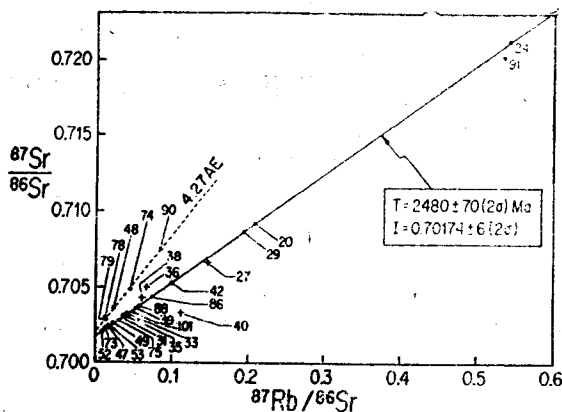


图2 迁西群麻粒岩全岩Rb-Sr等时线图

样品采自迁西县郭家沟和下川地区; 某些酸性岩的4270Ma的参考线没有年代学意义(解释见正文); $\lambda(^{87}\text{Rb}) = 1.42 \times 10^{-11}\text{a}^{-1}$ (a表示年, 图上T应为t, 后同)

中国科学院地质研究所的分析结果(1978)虽然具有一定的精度, 但是, 它反映了一个问题, 即采样不够合理。特别是, 所有数据点的 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 比值都局限在0.02—0.05这一非常狭窄的范围内。这就需要非常高精度的分析技术。3500Ma的结果至今尚未得到确认。至于2480Ma这一年龄值的意义, 稍后将进行讨论。

令人惊异的是, 图2中浅色酸性麻粒岩的数据点(G48、G74、G78、G79、G90)整齐排列在一条相应年龄为4.27AE的直线上。这些岩石含60—75%的 SiO_2 (G90例外, 该样品是变质石英岩), 但是, 它们的Rb的

含量很低(2—6ppm, 1ppm为 1μ , 也即 1×10^{-6}), 因此Rb/Sr比值也很低。可能, 这些岩石经历了麻粒岩相变质作用后的碱丢失作用, 因而使Rb/Sr比值发生了相当大的变化。可以认为, 观察到的线形排列是偶然的, 没有年代学意义。

2. Rb-Sr 矿物等时年龄

对二辉麻粒岩 (G88) 的组成矿物进行了同位素分析, 其结果得到一条等时线(图3), 年龄值 $t = 1682 \pm 48 \text{ Ma}$, $I_{\text{Sr}} = 0.70255 \pm 11 (2\sigma)$ 。对于另一个二辉麻粒岩样品, 钟富道等报导的矿物等时线年龄是 $1740 \pm 27 \text{ Ma}^{(18)}$ 。很明显, 这两个麻粒岩样品记录了一个非常重要的麻粒岩形成后的热事件。1700Ma左右的年龄非常接近于中国上前寒武系和中、下前寒武系分界的年龄。它还代表一个重要的造山期的时间 (吕梁运动或中条运动)^(46,57)。

3. Sm-Nd 全岩年龄资料

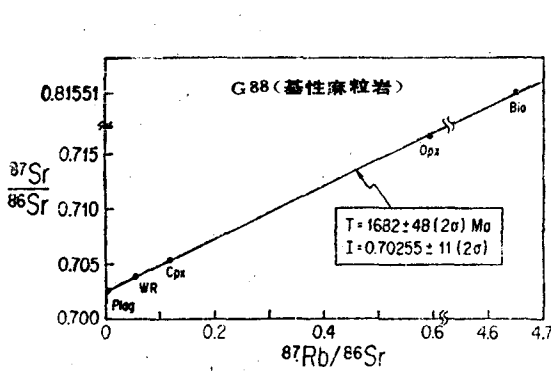


图 3 基性二辉麻粒岩 (G88) 的Rb-Sr矿物等时线图

WR—全岩; Plag—斜长石; Cpx—单斜辉石; Opx—紫苏辉石; Bio—黑云母。

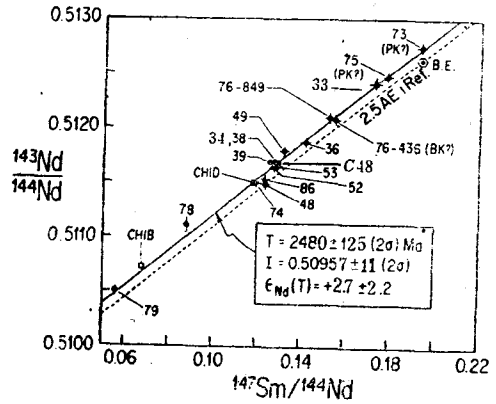


图 4 迁西麻粒岩的全岩Sm-Nd“等时线”

样品采自迁西郭家沟和下川地区; B. E. = 地球整体或球粒陨石地幔值; 所有这些岩石的Rb含量都非常低, 平均4.5ppm; CHIB和CHID引自Allègre and Ben Othman (1980); $\lambda (^{147}\text{Sm}) = 6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$ 。

根据采自下川和郭家沟的麻粒岩的 Sm-Nd 资料确定了一条“等时”线, $t = 2480 \pm 125 \text{ Ma}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 初始比值 (I_{Nd}) 为 $0.50957 \pm 11 (2\sigma)$, 相应的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = +2.7 \pm 2.2$ (图 4)。请注意, 所有被分析的岩石都具有一个明显的特征, 即Rb的含量很低, 其含量变化范围为0.8—16ppm, 平均为4.5ppm。Sm-Nd 等时年龄与上面提到的 Rb-Sr 年龄和锆英石U-Pb年龄相符。数据点离散小的原因尚不清楚。采自挪威Lofoten和南极洲 Enderby Land的太古代麻粒岩的Sm-Nd同位素数据表现出离散性^(27,48)。一般认为, 在变质条件下稀土丰度模式和Sm/Nd比值是不发生变化的 (见本文的岩石成因部分), 但是在麻粒岩相变质作用期间, 某些岩石中轻稀土元素 (LREE) 的轻微变化也不能完全排除。然而, 在迁西这一实例中, 稀土元素的离散度很小, 这意味着, 稀土元素在麻粒岩相变质作用过程中基本上是不活动的。当然, 离散性也可能完全是由于 I_{Nd} 值的不均匀性引起 (见本文关于岩石成因的讨论)。

4. 小结

表 2 简略介绍了迁西群麻粒岩现有的地质年代学研究结果。我们认为, 用 Rb-Sr、U-Pb和Sm-Nd法测得的大约为2500Ma 的年龄是麻粒岩相变质作用的时间, 也是原岩侵入

表 2 冀东迁西地区麻粒岩-片麻岩的地质年代学结果简表

方 法	年龄值 (Ma)	I_{Sr} 或 I_{Nd}	资 料 来 源	备 注
Rb-Sr (全岩)	3480 ± 240	0.707 ± 1	中国地质科学院地质矿产研究所、地质力学研究所 (1975)	5点, ZHIT-1301质谱计; 为原岩生成年龄
Rb-Sr (全岩)	3670 ± 230	0.70102 ± 12	中国科学院地质研究所 (1978)	7点; TSN206SA质谱计; 为原岩生成年龄
U-Pb (锆英石)	2480 ± 20		R. T. 皮金 (1980)	麻粒岩相变质作用年龄
U-Pb (锆英石)	2502 ± 14		刘敦一	太平寨
Rb-Sr (全岩)	2476 ± 67 (2σ)	0.70174 ± 6 (2σ)	本次工作	17点; 为麻粒岩相变质作用年龄, ≈原岩生成年龄
Sm-Nd (全岩)	2480 ± 125 (2σ)	0.50957 ± 11 (2σ) $\epsilon_{Nd}(t) = +2.7 \pm 2.2$	本次工作	18点; 解释同上
Rb-Sr (矿物)	1682 ± 48 (2σ)	0.70255 ± 11 (2σ)	本次工作	5点; 为麻粒岩变质事件后热事件

* 计算用 $\epsilon_{Nd}(0) = 0.51264$, $^{147}Sm/^{144}Nd$ (CHUR) = 0.1967.

的时间。这说明, 在原岩侵位后不久, 或许是在不到100Ma的时间内发生了麻粒岩相变质作用。这两个事件在很短的时间间隔内相继发生, 以目前的技术条件和已有的工作成果还不能加以区分。

我们的结论与某些地质学家的看法不完全相同, 他们坚持认为, 2500Ma的年龄代表一次非常重要的麻粒岩相变质作用, 原岩侵位年龄肯定要比这老得多, 可能大于3000Ma^[9,57]。就同位素年龄数据的可靠程度而论, 我们不能设想, 原岩侵位(或者原始岩浆作用)能够大大早于2500Ma。其理由如下:

(1) 即便最初年龄是3500Ma, 假如该等时线在2500Ma前的麻粒岩相变质作用期间发生了“转动”, 那么在 $t=3500$ Ma时, I_{Sr} 值是多大呢? 因为迁西群的麻粒岩-片麻岩按平均成分属中性岩石, 作为岩石的平均值, 假设Rb/Sr比为0.1这是合理的。若采用 $I_{Sr}=0.7017$ 作为2500Ma前的 I_{Sr} 边界值, 则 $t>3000$ Ma时的 I_{Sr} 计算值应当小于0.700。按照通常的概念, 这个值肯定是不能接受的。此外, 0.7017 ($t=2500$ Ma) 这一 I_{Sr} 值非常接近于地幔演化的主演化线值^[49]。另一方面, 假如把 $t=3670$ Ma, $I_{Sr}=0.010$ ^[2]解释为最初侵位年龄是正确的, 那么, $t=2500$ Ma时的 I_{Sr} 计算值(仍假设母岩Rb/Sr比值为0.1)就应当是0.7058。很明显, 这个数值比本文给出的新数据和钟富道等人^[18]获得的数值要高得多。

(2) 同样, 假如图4所示的Sm-Nd等时线果真是3500Ma等时线“转动”的结果, 那么, 作为重新排列的或者“转动”的2500Ma等时线的 I_{Nd} 或 ϵ_{Nd} 值又将是多大呢? 鉴于基性-酸性的全部麻粒岩-片麻岩都显示出轻稀土元素(LREE)富集的丰度模式(见后面有关部分), 可以估计麻粒岩的 $^{147}Sm/^{144}Nd$ 平均比值为0.13(图4)。一般认为, 即使在麻粒岩相变质作用中, 稀土分布模式仍然保持不变^[37,74,28,83-85]。利用方程式:

$$\epsilon_{Nd} = Q_{Nd} \cdot f_{Sm/Nd} \cdot t^{(26)}$$

所进行的简单计算表明, $t=2500$ Ma时的 ϵ_{Nd} 值应当是-7, 而不是像图4所示的那样接

近球粒陨石的值,或者稍微偏正的值。等时线的 $\epsilon_{Nd}(t) = +2.7 \pm 2.2$, 这一事实说明, 这些麻粒岩的原岩年龄不可能大大老于2500Ma。

(3) 从地球化学观点来看,许多经过分析的岩石中Rb的含量异常低,因此,K/Rb比值很高,Rb/Sr比值非常低(见下文)。一般认为这不是火成岩的原生特征,而是在麻粒岩相变质作用中Rb优先丢失的结果。任何利用具有相当大的Rb(或者Sr)丢失的岩石测定的Rb-Sr等时年龄,所反映的应当是Rb停止进一步丢失的时间,这一时间很可能处在麻粒岩相变质作用的衰减阶段。在任何情况下,这个年龄都不能真正代表原岩侵位的时间。因此,把3670Ma的年龄解释为原岩的形成年龄⁽²⁾是不妥的。

我们认为,在迁西群最底部的麻粒岩中表明的两个紧密相随的事件——原始岩浆作用(原岩侵位)和麻粒岩相变质作用——发生在晚太古代,即大约2500Ma以前。根据本区麻粒岩的现有资料,原始岩浆作用发生在3000Ma以前是不可能的。但是,某些采自接官亭、水厂、曹庄和木兰峪的角闪岩和酸性麻粒岩的分析结果显示更为复杂的Sm-Nd同位素特征。最近由曹庄9个角闪岩包体样品得到Sm-Nd结果 $3520 \pm 120(2\sigma)$ Ma, $\epsilon_{Nd}(t) = 0 \pm 2.5(2\sigma)$ 。这证明在中国北方存在早太古代岩石。对此将另文讨论。

顺便说明一点,据沈其韩等最近报导(1981),滦县司家营(图1)5个黑云变粒岩的Rb-Sr等时年龄为 2530 ± 140 Ma^①, $I_{Sr} = 0.7014 \pm 48$ 。这些岩石中Rb的含量很高(146—364ppm),⁸⁷Sr/⁸⁶Sr比值变化范围为0.98—3.11。我们认为,这些岩石可能是变质沉积岩,因此,与我们现在研究的岩石(图2)完全不同。从地层关系来看,它们在相当于八道河群上部的铁硅质岩系中呈夹层出现。沈其韩等(1981)把2500Ma的年龄解释为角闪岩相变质作用的时间。

六、地球化学

1. 主要元素地球化学特征

除了铁矿层和石英岩外,迁西麻粒岩-片麻岩按其成分通常可分为三类。此外,还将超基性岩石作为第四类一并讨论,对科马提岩在本区的存在问题也进行一些论述。分析结果见表3—6。对各类岩石依标准成分划分如下:

- (1) 基性麻粒岩: 含标准橄榄石 < 41%, SiO_2 平均值为 $50.4 \pm 3.2(\sigma)$;
- (2) 中性麻粒岩: 紫苏辉石标准化, $Q_2 < 10\%$, SiO_2 平均值为 $56.5 \pm 1.8(\sigma)$;
- (3) 酸性麻粒岩: 紫苏辉石标准化, $Q_2 \geq 10\%$, SiO_2 平均值为 $65.4 \pm 5.3(\sigma)$;
- (4) 超基性岩: 标准橄榄石 > 48%。

玄武质科马提岩可能有: G01($SiO_2 = 48.6\%$, $MgO = 17.3\%$)、G08($SiO_2 = 45.10\%$, $MgO = 12.7\%$)、G56($SiO_2 = 44.6\%$, $MgO = 10.0\%$)、G76-436($SiO_2 = 43.0\%$, $MgO = 11.7\%$)和C₄₄($SiO_2 = 47.2\%$, $MgO = 11.4\%$)。

麻粒岩-片麻岩原岩正副的判别是很有意义的。我们采用的是Shaw(1972)推导的判别函数(DF):

① 如果用 $\lambda = 1.42 \times 10^{-11} a^{-1}$ 计算, 则 $t = 2470$ Ma。

表 3 基性麻粒岩-片麻岩的主

样品号	G01	G08	G19	G31	G33	G35	G36	G42	G51	G56
SiO ₂ (%)	48.55	45.10	54.47	53.12	51.46	51.16	47.46	49.47	51.55	44.77
Al ₂ O ₃	8.18	9.80	17.17	16.39	17.96	10.20	18.86	18.49	15.68	11.66
<FeO>	10.22	12.50	8.21	8.51	10.57	18.60	11.10	11.04	8.66	19.05
MnO	0.13	0.17	0.12	0.15	0.14	0.13	0.18	0.12	0.14	0.25
MgO	17.26	12.69	4.89	7.69	4.13	3.44	4.85	4.97	8.16	10.07
CaO	9.27	11.80	6.39	9.40	8.51	8.68	9.83	9.07	11.32	10.53
Na ₂ O	0.82	1.72	5.07	3.67	4.31	4.52	3.68	3.67	3.34	1.77
K ₂ O	3.21	0.94	1.42	0.74	0.86	0.95	1.02	1.48	0.63	1.26
TiO ₂	0.48	0.78	0.73	0.32	0.87	0.96	1.00	0.83	0.31	0.93
P ₂ O ₅	0.41	0.45	0.21	0.08	0.22	0.23	0.22	0.07	0.07	0.12
LoI**	1.61	2.76	0.97		0.14	0.76	1.77	1.81	0.44	0.43
总和	100.14	98.71	99.65	100.07	99.17	99.63	99.97	101.02	100.30	100.84
DF 值			7.04		3.57	4.75	3.38			
La (ppm)								17.90		
Ce	57.9				35.6	26.1	20.8			
Nd	27.7				19.5	12.0	12.0	14.9		
Sm	4.91				5.19	2.65	2.80	2.75		
Eu	1.10				1.19	0.806	0.87	0.854		
Gd	3.35				5.69	2.63	2.78	2.44		
Dy	1.87				5.65	2.55	2.66	2.26		
Er	0.84				2.83	1.57	1.57	1.35		
Yb	0.805				2.23	1.51	1.50	1.39		
Lu	0.124				0.309	0.240	0.233	0.218		
Rb		14.7	23	4.59	5.62	5.67	15.6	16.9	4	15
Sr		156.4	589	360.2	398.0	394.6	710.4	487	218	60
Ba			243	215	236	238	165	328	86	173
V			157	110	188	172	266	329	135	279
Nb			4	3	8	6	3	3	2	9
Zr			48	55	57	78	41	30	44	133
Y			13	21	47	23	20	13	12	46
Ni			72	176	50	38	64	60	191	215
Cr			213	499	65	44	94	93	199	392
Co			27	36	25	23	37	35	39	48
K/Rb		530	512	1338	1270	1390	543	727	1307	697
Rb/Sr		0.094	0.039	0.013	0.014	0.014	0.022	0.035	0.018	0.25
(La/Yb) _N	(21.8)				(4.7)	(6.1)	(4.2)	8.5		
Yb _N					10.7	7.2	7.2	6.65		

* DF值 = 判别函数 (Shaw, 1972)。** LoI代表烧失量。

$$DF = 10.44 - 0.21SiO_2 - 0.32<FeO> (\text{全铁}) - 0.98MgO \\ + 0.55CaO + 1.46Na_2O + 0.54K_2O$$

这个方程仅适用于MgO < 6%, SiO₂ < 90%的长英质岩石。一般认为, DF为正值, 说明原岩是火成成因的, 而负值则表示沉积成因。MgO > 6%的岩石最有可能属火成成因, 对此不存在争论。我们对DF计算结果、岩石研究以及麻粒岩变质作用期间可能的K₂O丢失

主要元素和微量元素成分

G88	G89	G76-436	C1	C2	C12	C17	C44	C48	C91	C93	C97
52.13	52.98	42.98	53.74	54.59	51.72	49.85	47.20	50.85	48.15	46.27	48.28
14.40	18.11	12.63	9.16	9.67	14.20	15.59	9.54	16.14	15.15	13.00	15.38
9.16	7.34	15.05	11.43	10.71	10.40	11.93	13.83	10.05	10.82	15.96	12.61
0.14	0.11	0.17	0.21	0.22	0.17	0.19	0.21	0.23	0.18	0.26	0.19
8.85	6.15	11.70	8.79	7.30	7.19	6.91	11.44	4.95	7.68	7.87	8.72
9.10	10.09	10.11	13.55	11.78	9.92	9.02	10.46	11.47	10.10	10.68	11.05
3.42	4.09	1.70	1.00	0.21	2.74	2.49	1.58	3.52	2.71	1.50	1.02
0.69	0.77	1.95	0.88	1.98	0.95	1.47	0.58	0.80	1.48	0.66	0.80
0.37	0.30	1.05	0.71	0.62	0.33	0.72	0.64	0.79	0.58	1.07	0.49
0.08	0.08	0.18	0.18	0.19	0.14	0.15	0.33	0.19	0.15	0.13	0.11
0.30	0.19	2.52	0.54	1.93	1.03	1.25	0.19	0.32	2.11	0.68	0.82
98.64	100.21	100.04	100.19	99.20	98.79	99.57	96.00	99.31	99.11	98.08	99.47
	2.88										
8.99		13.0	7.36				16.2	23.0			
19.5		27.9	—				36.5	42.4			
9.18		15.6	9.33				19.2	20.4			
1.92		3.98	2.32				3.88	4.25			
0.610		1.85	0.743				1.08	1.41			
1.94		4.41	2.34				3.21	4.20			
1.87		2.39	2.33				2.51	4.00			
1.13		2.55	1.26				1.34	2.19			
1.13		2.44	1.14				1.23	2.09			
0.183		0.381	0.176				0.193	0.307			
4.14	4	36.5	32.3	38	21	64	3	7.79	25	12	15.1
210.5	329	40.6	121.2	90	120	253	630	326.9	198	75	112.6
198	196										
120	104		161	156	194	207	195	151	208	368	205
3	2		3.0	3.8	1.3	3.2	3.6	5.7	1.3	3.51	4.69
63	57		62	81	55	75	63	115	47	55	67
14	13		14	17	17	23	18	21	18	26	21
220	127		217	322	95	141	285	78	115	85	193
558	195		891	824	206	325	1190	94	283	156	255
40	30		50	51	44	53	64	27	46	60	60
1383	1598	443	226	432	375	191	1605	852	491	457	440
0.020	0.012	0.90	0.267	0.422	0.175	0.253	0.005	0.024	0.126	0.160	0.134
5.3		3.51	4.26				8.7	7.26			
5.4		11.7	5.45				5.9	10.0			

失等各方面的资料进行了综合分析,从而确认:只有少数几个酸性麻粒岩样品(例如, G86, G76-864)可能是沉积成因的,其它样品的原岩看来都属于火成成因。即使原岩经历过沉积作用,相应的沉积物的沉积特征也是不发育的,并且保留了大量的火成特征。

AFM图解:将所有可能属火成成因的岩石的化学成分数据投到通常的AFM图上(图5),很明显,这些数据点的分布范围跨越了拉斑玄武岩系和钙碱性岩系边界的界线,而

且基性麻粒岩未显示Fe高度富集的趋势。在对麻粒岩原岩的化学成分进行解释时, AFM图解可能有一个很大的缺点, 这是因为在麻粒岩变质作用期间可能会发生碱质丢失(特别K₂O)。在前面我们曾经提到, 某些样品(G48、G74、G78、G79)在麻粒岩相变质作用之后的一次事件中可能丢失了K和Rb, 正如图2所表明的, 这次事件已使同位素成分发生了变异。这些样品点的位置接近于拉斑玄武岩系分布区的上限(图5中A区的上界), 这或许是对上述假设的佐证。考虑到可能发生了碱质的丢失, 可以认为, 大多数被分析的岩石属于钙碱性岩石系列。

如果采用O'Connor(1965; 图6)的分类方案, 就能对酸性麻粒岩的原岩有更好的了解。在图6中可以看到, 大多数样品落在花岗闪长岩(或流纹英安岩)和英云闪长岩(或英安岩)区。在奥长花岗岩、石英二长岩和真正的花岗岩区, 每个区仅有一个样品点。对可能经历过K和Rb丢失的样品(例如G48、G74、G79)而言, 其原岩的化学成分可能接近或者处在花岗闪长岩区中。简言之, 酸性麻粒岩的原岩可能是英安质-流纹英安质火山岩或与其相当的深成岩(花岗闪长岩-英云闪长岩)。

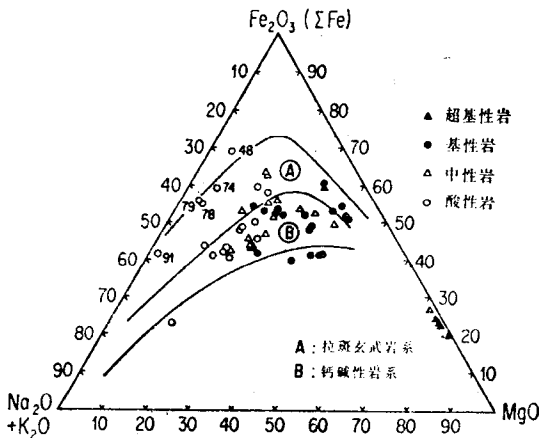


图5 AFM图解

表明麻粒岩的原岩属于拉斑玄武岩和钙碱性岩系, 且以钙碱性岩系为主。

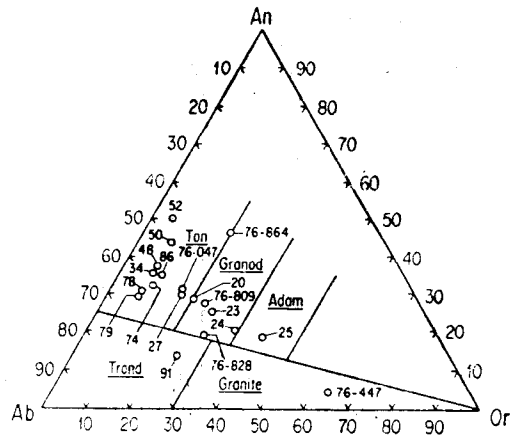


图6 迁西地区酸性岩石(标准Qz ≥ 10%)的分类图解

分类基于标准长石成分^[65]; Ton—英云闪长岩或英安岩; Trond—奥长花岗岩或钠质流纹岩; Granod—花岗闪长岩或流纹英安岩; Adam—石英二长岩或石英二长安山岩; Granite—花岗岩或流纹岩; 绝大多数酸性麻粒岩出现在英云闪长岩和花岗闪长岩区。

2. 稀土元素(REE)地球化学特征

稀土元素资料见表3—6, 球粒陨石标准化稀土分布模式如图7a—7h所示。球粒陨石值采用Masuda等人(1973)的测定值, 并除以1.2。各类岩石的主要特征如下:

1) 基性麻粒岩(图7a)

9个稀土模式都表明稀土元素发生了明显分馏, 具有轻稀土(LREE)富集的分布模式。分馏程度可用(La/Yb)_N比值表示, 其值变化范围由3.5到8.7(在某些情况下, La的值是由外推法估计的)。仅有2个样品(G33, G76-436)显示了明显的Eu异常。9个样品的MgO含量由11.7%(G76-436)到3.44%(G35)。这说明, 含MgO较低的岩石在麻粒岩

表 4 中性麻粒岩-片麻岩的主要元素和微量元素成分

样品号	G04	G05	G06	G07	G28	G29	G32	G38	G39	G40	G47	G49	G53	G76-849	G02
SiO ₂ (%)	57.45	57.32	58.04	56.51	58.67	57.79	55.37	56.47	55.57	55.42	54.20	54.87	55.08	55.39	
Al ₂ O ₃	16.39	16.89	17.26	16.09	17.44	15.60	15.68	15.74	18.08	14.52	16.51	16.29	14.59	14.74	
<FeO>	8.70	8.03	8.60	9.20	6.98	8.73	11.15	10.91	9.87	13.05	12.43	10.36	11.27	12.73	
MnO	0.07	0.07	0.07	0.09	0.06	0.09	0.16	0.17	0.15	0.20	0.16	0.16	0.16	0.21	
MgO	4.48	4.26	4.34	4.71	3.00	3.99	4.39	4.06	2.89	3.52	3.09	4.63	6.10	7.82	
CaO	3.46	4.83	3.66	4.37	5.77	5.21	8.22	6.89	6.36	7.21	8.07	8.35	8.00	5.32	
Na ₂ O	3.70	4.29	4.13	4.26	4.97	2.84	3.55	3.99	5.00	3.54	3.55	4.25	3.28	1.36	
K ₂ O	2.97	2.07	2.54	1.44	1.42	3.52	0.81	0.75	0.88	0.78	0.49	0.64	0.50	2.23	
TiO ₂	0.66	0.69	0.55	0.66	0.91	0.86	0.80	0.92	1.30	1.42	2.02	0.75	0.88	0.99	
P ₂ O ₅	0.25	0.26	0.21	0.27	0.32	0.25	0.16	0.22	0.40	0.28	0.61	0.15	0.22	0.10	
LoI	1.32	1.05	0.87	1.89	0.77	0.67	0.41		0.09	0.03	0.23	0.02	0.12	0.99	
总和	99.45	99.76	100.27	99.49	100.31	96.55	100.70	100.02	100.59	99.97	101.36	100.47	100.20	101.78	
DF值	-0.08	0.52	0.59	0.16	4.12	0.39	1.11	1.13	4.09	0.72	2.03	2.24			
La(ppm)	10.84	18.0	13.4			33.4		26.6	21.9			17.8	14.5		10.62
Ce	20.5	42.9	25.5			64.3		65.4	—			45.1	35.1		26.4
Nd	8.85	27.3	10.3			29.1		32.6	19.6			29.8	20.1		17.7
Sm	1.56	5.97	1.73			5.17		6.86	4.04			6.49	4.27		4.26
Eu	7.00	1.39	0.95			1.63		1.44	0.939			1.42	1.17		0.875
Gd	1.20	5.02	1.38			3.93		6.59	3.86			6.72	4.35		3.65
Dy	8.12	3.77	0.972			2.83		7.00	3.59			7.20	4.23		3.00
Er	0.438	1.90	0.544			1.45		4.05	1.99			4.34	2.56		1.58
Yb	0.404	1.53	—			1.23		3.70	1.79			4.10	2.46		1.32
Lu	0.071	0.220	—			0.187		0.551	0.277			0.599	0.386		0.192
Rb	92.6	48.9	56.9	35	29	41.6	5	5.66	7.1	14.5	2.14	2.55	1.40	136	
Sr	840.0	716.0	729.0	713	639	620.7	343	270.3	384.0	375.2	347.7	315.9	249.6	126	
Ba	792		928	368	333	978	291	253	348	240	199	269	221	332	
V	147		100	134	102	129	204	170	91	210	62	169	181	309	
Nb	3		5	4	15	9	7	8	8	8	7	8	5	4	
Zr	127		125	108	138	161	91	111	37	99	86	104	117	77	
Y	6		8	10	15	14	46	47	20	25	26	39	27	27	
Ni	78		82	91	65	81	70	56	25	47	15	67	122	85	
Cr	386		272	389	168	282	163	230	74	148	61	114	248	331	
Co	22		21	22	17	23	32	26	16	28	26	27	32	40	
K/Rb	266	351	370	341	406	702	1345	1100	1029	446	1900	2083	2964	136	
Rb/Sr	0.11	0.068	0.078	0.049	0.045	0.067	0.015	0.021	0.018	0.039	0.006	0.008	0.006	1.079	
(La/Yb) _N	17.7	7.8	(17)			18		4.7	8.1			2.87	3.9		5.3
(Yb) _N	1.9	7.3	(2.5)			5.9		17.7	8.6			19.6	11.8		6.3

相变质作用之前就已发生过岩浆分异作用。虽然稀土模式曲线一般是平行的,但是稀土含量并不随MgO含量的降低而系统地增加。这意味着,这些岩石并不是由单一母岩浆的分异而产生的,可能具有多种成因。样品G01是属八道河群的高Mg基性麻粒岩(图7c),在基性岩石中,它的稀土模式分馏程度最高, $(La/Yb)_N \approx 22$ 。在本区观察到的轻稀土富集的模式与许多近代大陆玄武岩的稀土模式十分相似(《Basaltic Volcanism》, 1981)。Lewisian基性麻粒岩呈现轻稀土富集但分馏不大的模式^[86],而Lewisian基性角闪岩的一个单

表 5 酸性麻粒片麻岩的主

样品号	G20	G23	G24	G25	G27	G34	G48	G50	G52
SiO ₂ (%)	62.67	60.06	62.99	64.14	62.87	59.58	60.68	59.42	61.87
Al ₂ O ₃	15.28	14.96	14.84	13.66	16.02	15.70	16.00	15.70	16.60
<FeO>	8.07	9.04	7.27	7.78	5.96	8.20	12.01	10.31	8.85
MnO	0.07	0.07	0.07	0.06	0.05	0.12	0.22	0.16	0.13
MgO	2.94	3.32	2.94	3.06	2.81	3.28	0.88	3.42	2.35
CaO	3.84	3.43	2.81	2.60	4.42	6.97	4.56	6.27	6.36
Na ₂ O	3.75	3.52	3.44	2.92	4.12	4.15	3.79	3.36	3.20
K ₂ O	2.16	2.71	3.66	4.28	1.90	0.78	0.76	0.73	0.47
TiO ₂	0.62	0.64	0.59	0.42	0.63	0.67	0.96	0.72	0.90
P ₂ O ₅	0.25	0.27	0.22	0.16	0.18	0.16	0.19	0.14	0.18
LoI	1.30	0.82	1.37	0.69	0.58	0.84	0.15	-0.25	-0.21
总 和	100.95	99.64	100.17	99.77	99.54	100.45	100.20	99.98	100.70
DF值	0.53	-0.13	0.42	-0.62	1.96	2.38	1.45	0.09	0.82
Ia (ppm)	27.6		21.1			13.5	16.9		18.2
Ce	57.3		42.1		47.3	30.8	35.3		38.3
Nd	26.8		17.1		17.5	12.09	15.8		19.7
Sm	4.99		2.51		2.61	2.22	3.22		4.14
Eu	1.41		1.08		0.87	0.848	1.47		1.18
Gd	3.76		1.65		1.28	2.07	3.15		4.14
Dy	2.62		0.995		0.801	1.94	3.01		4.39
Er	1.30		0.492		0.397	1.19	1.78		2.84
Yb	1.02		0.509		0.332	1.20	1.71		2.88
Lu	0.153		0.085		0.052	0.196	0.280		0.460
Rb	44.7	71	101.4	89	28.0	4.68	4.21	5	0.83
Sr	620.6	541	541.1	523	558.0	345.4	512.7	296	270.0
Ba	835	871	1002	1810	577	271	319	271	262
V	135	123	108	73	77	122	5	143	135
Nb	6	6	6	7	6	5	7	10	6
Zr	119	156	153	117	193	86	125	102	169
Y	13	10	6	12	6	19	23	44	25
Ni	67	87	89	81	48	53	15	44	27
Cr	292	355	288	354	166	199	181	334	49
Co	20	23	19	17	18	21	6	22	18
K/Rb	410	317	300	399	563	1383	1498	1212	4700
Rb/Sr	0.072	0.131	0.187	0.170	0.050	0.014	0.008	0.017	0.003
(La/Yb) _N	17.9		27.4		(50)	7.4	6.5		4.2
Yb _N	4.9		2.4		1.6	5.7	8.2		13.8

独分析结果所得出的稀土模式却非常类似于迁西基性麻粒岩的模式^[87]。

如果认为基性麻粒岩是绿岩物质的变质产物,那么,与成分相当的变质拉斑玄武岩的稀土模式进行比较将是十分有意义的。变质拉斑玄武岩一般具有相当平缓的稀土模式^[50]。当然,有时也能观察到分馏模式,例如芬兰 Kuhmo 带的变质玄武岩^[51],以及津巴布韦 Maliyampi组的变质玄武岩中所见到的情况^[19,20,41,71]。

2) 中性麻粒岩 (图7b、7c)