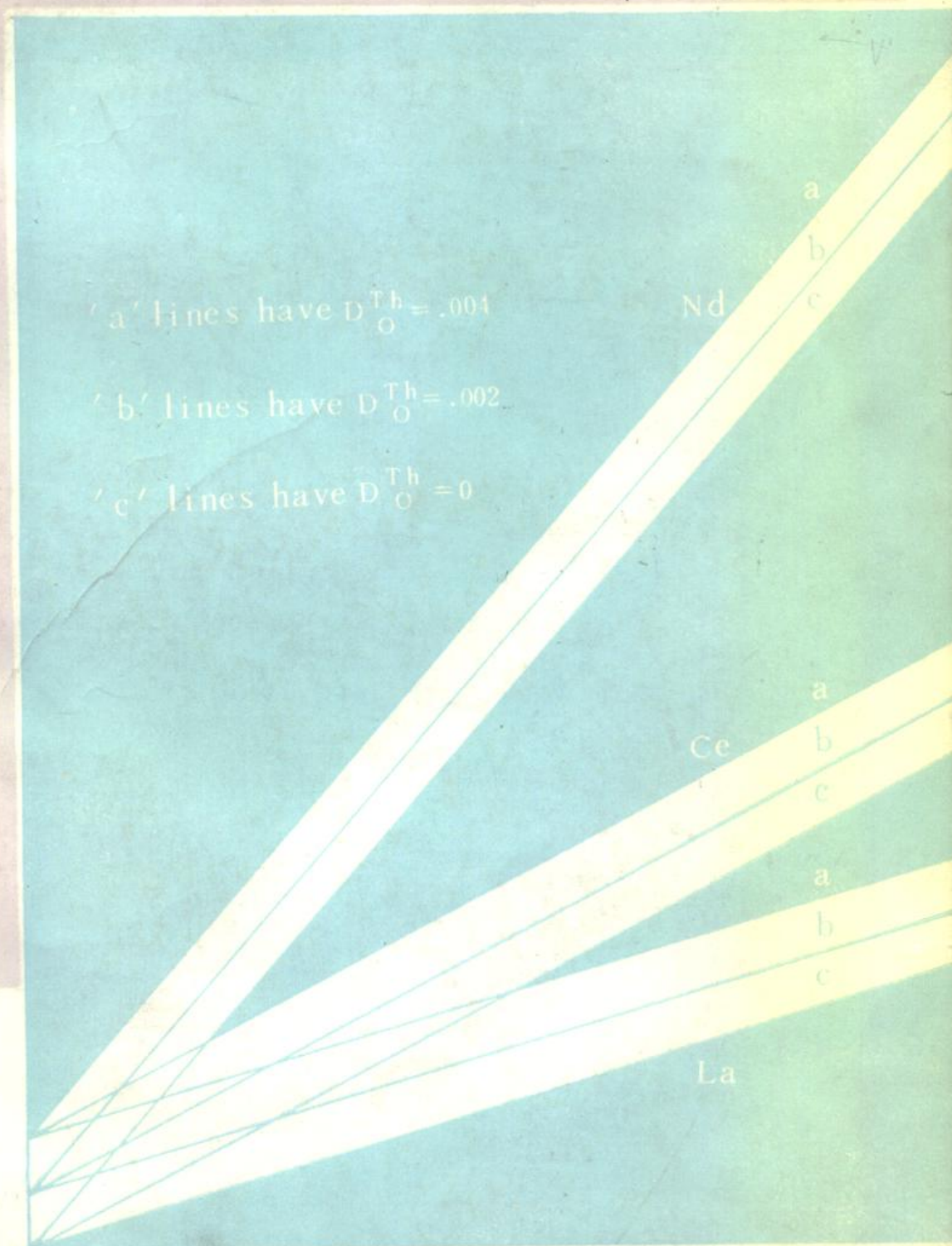


痕量元素地球化学译文集



地 质

出 版 社

痕量元素地球化学译文集

支霞臣 译
沈承珩 校

责任编辑：唐静轩

地质出版社出版
(北京西四)

河北蔚县印刷厂印刷
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：11⁷/₁₆。字数：275,000

1987年1月北京第一版·1987年1月蔚县第一次印刷

印数：1—1,400册 定价：2.85元

统一书号：13038·新289

译 者 的 话

本世纪六十年代中期以来,现代地球化学中的一个重要分支—痕量元素地球化学有了长足的进展,形成了比较系统的理论,广泛地应用于研究地球和行星上的火成过程、岩浆形成机理、以及地幔组成和地幔过程。

痕量元素地球化学的发展与下列几个条件密切相连。第一,地质样品中痕量元素成分分析,广泛采用了中子活化法、同位素稀释质谱法、X光荧光光谱法、火花源质谱法和电子、离子探针等多种先进的仪器分析方法,从而可以获得大量的高灵敏度高精度多种多样痕量元素的丰度数据;第二,应用稀溶液理论研究自然体系中痕量组份的平衡分配规律。尤其是以Bethelot-Nernst命名的经验分配系数,成为痕量元素地球化学定量方法的基础数据。地球化学工作者在许多天然体系和人工合成体系中,对固体、液体和气体三者之间痕量元素的分配系数作了大量的研究和测试,获得了一大批付诸应用的数据;第三,对长期以来在岩浆成因和演化研究中形成的概念模式加以改造。提出了定量模式,描述在火成过程中分离结晶、部分熔融、岩浆的同化、混染和混合等等一系列作用中,痕量元素的地球化学行为。从而可以预见火成过程中各种简单的或复杂的作用中,痕量元素丰度变化的规律性。

我们编译“痕量元素地球化学译文集”的目的,在于介绍痕量元素地球化学理论的基本内容,近二十年来国际上该学科的进展、以及该领域目前存在的问题和今后的发展趋向,由于痕量元素地球化学涉及面广、内容丰富,因而在了一本小小的“译文集”中只能为了解该理论提供一些最基本的材料。尤其,在目前国内外尚无系统论述痕量元素地球化学理论的专著和教科书的情况下,我们希望这本“译文集”能起到管中窥豹可见一斑之作用。以期促进在国内更加广泛、深入地开展痕量元素地球化学的教学和科研工作,使它更好地为地质工作的生产实践服务。

“痕量元素地球化学译文集”共收集了十篇文章,原作者都系痕量元素地球化学领域中的名人或专家。其中第一、二篇是“国际大地测量与地球物理联合会(IUGG)第十五和第十七次大会上由美国提交的国家报告。它们综述了痕量元素地球化学理论所包含的各个方面的内容和发展历史,并列出了大量的文献以供有兴趣的读者参考借鉴。第三、四、五篇是以C.J. Allegre为首的法国研究组的一组文章,详细地讲述了在火成过程中分离结晶和部分熔融作用中痕量元素行为的理论,以及如何根据共生成因岩套中痕量元素的丰度数据反演成岩过程和岩浆源区特征的定量方法。第九篇可以作为它们的篇姐妹,它极其详细地讲述了主要采用图解法定量研究痕量元素在部分熔融作用中的行为和地幔源区的地球化学特征。通过这些文章可以明了建立在分配系数基础上的痕量元素定量地球化学的理论和实用方面的细节。其中以图解法为主的定量方法比较直观易于接受。而以矩阵反演为基础的定量方法,在数学上比较繁多,但在地球化学研究方法中具有一定的普遍性和方向性,应予以重视。第六篇评述了痕量元素地球化学的基础—分配系数,尤其是指出了其中存在的问题。从热力学角度来看,Berthelot-Nernst分配系数并不是一个严格的热力学常数。但是,将其视为常数的痕量元素地球化学在很多方面仍然取得了极大的成功,这一

点是极其有趣的。可以充分相信，今后建立在更加严格的热力学基础上的痕量元素地球化学一定会取得更有意思的成果。第七篇提供了大量的平衡分配系数的实测数据，可供我们作模式计算时用。文中还评述了在实验体系中测定平衡分配系数的种种问题。正如地球化学中其它成功的方法一样，痕量元素地球化学也必然要和其它研究方法（如野外地质观测、矿物学、岩石学 and 同位素地球化学研究）密切结合。“译文集”中第八篇和第十篇主要介绍了将痕量元素地球化学和同位素地球化学两者结合，用以研究岩浆成因和地幔模式。

译者在工作中得到许多同志的支持和帮助，在此向他们表示由衷的感激。

限于编译者的水平，无论在译文集的选材上或是译文中一定会存在不少问题的，恳请读者批评指正，提出宝贵意见。

支霞臣

一九八四年八月七日于合肥

目 录

痕量元素研究	(1)
痕量元素地球化学——在地球火成岩岩石成因中的应用	(3)
火成过程中系统应用痕量元素 I. 火山岩岩套中的分离结晶过程	(13)
火成过程中系统应用痕量元素 II. 火山岩岩套中分离结晶过程的反演 问题	(27)
火成过程中系统应用痕量元素 III. 火山岩岩套中分批部分熔融作用的 反演问题.....	(48)
痕量元素分配的热力学	(67)
实验研究痕量元素在晶体-液体间分配的评论.....	(76)
痕量元素对岩浆成因的限制	(101)
瓦胡岛火奴鲁鲁火山岩岩石学和痕量元素地球化学对夏威夷下面海洋地幔 的意义	(121)
地幔演化模式的一些地球化学约束	(172)

微量元素研究

V. R. murthy

在这个总题目下,过去四年的研究工作包括了从岩石成因、地壳-地幔演化历史到宇宙分异过程的所有领域。此外还有两个新的领域也可列入其中。即对月岩样品作了大量的微量元素工作;另一个即与板块构造有关的微量元素研究风行起来了。包括这样广泛内容的短文最好也只不过是粗略性的。文献目录中包括了地球物质和陨石中微量元素研究的许多文献。为了完整起见,还包括了研究月球样品的文献。对月球样品的研究由另文评述,本文不讨论该领域。文献目录中没有包括稀有气体方面的文献。从多方面来看,这是严重的忽略,将来一定会补上的。文献目录分成下列几部分:(1)分析方法,(2)碱金属、碱土金属、铀和钍,(3)稀土元素,(4)与全球构造有关的研究,(5)其他微量元素的研究。

我相信本文收集的文献包括了过去四年出版物的百分之七十。国际地球化学和宇宙化学协会(IAGC)于1967年在巴黎主持召开的“元素成因和分布”学术讨论会论文集(L.H. Ahrens编辑,Pergaman出版社,1968年)中,许多文章包括了到那时为止的关于地球物质和陨石中微量元素研究,解释和文献。在科学“专刊(Vol.167, No.3918,1970)和地球化学和宇宙化学学报”专刊(Suppl.1 Vols 1—3,1970)中发表了月球样品中微量元素的研究,及与地球物质对比,并作了许多讨论。评述玄武岩(Pring, 1967)和超镁铁岩(Goles, 1967)丰度的文章值得注意、尽管自它们发表以来又获得了许多新数据。

过去四年中,分析方法有了很大进展。活化分析的新方法包括在一个样品中测定许多种微量元素和建立无损分析(例如Schmitt等, 1970, Goles等, 1970)。尤其是利用了高分辨率 γ 射线探测器和计数仪器方面的进展,活化分析是研究几种微量元素的最有效方法之一。其它方法也有显著进展。Chappel等(1969)描述了X射线荧光光谱的改进方法,用此法使一些元素的测量精度达百万分之一(ppm级)。Schnetzler等(1967)提出用稳定同位素稀释法测定稀土元素,此法现被几个实验室广泛使用。Morrison等(1970b)报导了用火花源质谱法作高精度的多元素分析。

过去四年中,越来越强调研究所谓特征性微量元素。如碱金属,碱土金属和稀土元素。许多研究中提出的另一个重要的方向,是将观察到的丰度和依据稀稀溶液理论的微量元素分配模型联系起来。

关于碱金属和碱土金属的大量研究已与玄武岩成因和上地幔的组成相联系。Gast(1968b)在一篇重要文章中讨论了地幔部分熔融过程中微量元素分异的理论,断言深海拉斑玄武岩中高K/Rb和低Ba/Sr比值是先前经过部分熔融作用的上地幔源区的特征。碱性玄武岩的微量元素特征是由上地幔矿物集合体经低程度部分熔融造成的。已经报导了这些元素在地幔矿物中分配的详细研究(Griffin和Murthy, 1969; Philpotts和Schnetzler, 1970a; Stueber, 1969)。这些研究的一个重要结果,使我们开始获得这些元素在与上地幔和玄武岩有关的共生矿物相中的分配系数。分配系数知识对于了解Gast(1968, b)提出的那种部分熔融模式是必需的。

关于K/Rb趋势的许多早期观念必须改变,主要由于研究了矿物对K/Rb比值的控制(Hart和Aldrich, 1967; Erlank, 1968; Erlank等, 1968; Griffin和Murthy, 1969; Philpotts和Schnetzler, 1970 a)。Hart(1969)的研究表明,海底拉斑玄武岩中K/Rb随K含量而减小的趋势可能是次生蚀变作用引起的。K/Rb比值高似乎是海洋拉斑玄武岩的原生特征。但是,在大陆地区某些拉斑玄武岩的亲缘岩石中K/Rb比值也明显的高,(Erlank, 1968)。

由于K、U和Th在产生地球热量上的重要性,已广泛测量了它们在各种各样地球物质中的丰度(Lambert和Heier, 1968; Wakita等, 1967 a, b; Becker等, 1968; Kleeman等1969)。如同碱金属和稀土元素一样, Higuchi和Nagasawa (1969)和Onuma等(1968)报导了与地幔和玄武岩体系有关的矿物相内U和Th的分配系数的新数据。Condie等(1969)讨论了U在单斜辉石中的分布性质,他们指出铀的分布是高度不均一的,地幔中大部分U以混染物形式出现在地幔矿物的裂隙,微包体和粒间薄膜中。他们还报导了在一些单斜辉石里K/U比值高达 10^6 左右,表明虽然在许多地球岩石中K和U具广泛相关性,但是在某些地幔矿物相中它们可能发生分离。对地壳和深成岩中放射性元素随深度分布的研究(Lambert和Heier, 1967, 1968; Garland等, 1967; Roy等, 1968),试图将热的产生与地壳岩石中的热流和来自地幔源区的热流联系起来。

稀土元素的研究一直集中在改进大的岩套和杂岩体中的丰度测定,以及解释在许多地球岩石中观察到的丰度型式对球粒陨石型式的偏离。在海洋拉斑玄武岩中观察到的近似于球粒陨石的稀土元素分布,无论对地幔中元素的含量和分布特征或是对那些熔岩的成因都无法作出明确的解释(Haskin等, 1968)。许多文章确认了稀土元素分离过程中矿物控制的重要性(Masuda, 1968a; Schnetzler和Philpotts, 1968; Higuchi等, 1969; Onuma等, 1968; Frey, 1969, 1970)。为了评价各类玄武岩和超镁铁岩之间的关系,以及推断上地幔稀土元素含量和分布型式,测定了几种超镁铁岩石中的稀土元素丰度。在超镁铁岩石中发现了各种各样的稀土元素分布型式(Frey, 1969)。对所有部分熔融模式而言,假设原始源区物质具有球粒陨石型稀土元素相对分布,超镁铁岩石的资料说明玄武岩源区一定具有两倍到五倍于球粒陨石的丰度(Frey等, 1968; Frey, 1969)。

许多文章讨论了斜长石结晶作用在说明Eu亏损异常中的作用(Philpotts和Schnetzler, 1968; Fowell等, 1969)。Haskin等(1968)报导了各种页岩组合样和各种类型火成岩中明显的Eu亏损异常,说明地壳形成时在地幔或下地幔中已经出现Eu的选择性保存。地幔早期熔融历史中是否存在如同月球熔融过程中那样显著的斜长石分离作用,(Gast等, 1970; Murthy等, 1970 a, b; Wood等, 1970),还有待于对早前寒武纪斜长岩如西格陵兰和下地壳岩石的斜长岩中的稀土元素和其它特征元素进行研究。

Lar1等(1970)以及Reed和Jovanovic(1970)的著作包含了陨石中某些痕量元素的重要新资料。Fouche和Smales(1970a, b), Greenland(1967), Hamaguchi等(1969), Tandon等(1968)以及Wasson(1970)引证的一些人,讨论了陨石中一些痕量元素的分布。在Lanmer(1967)以及Lanmer和Anders(1967)的两篇重要论文中广泛讨论了陨石中痕量元素的分异作用和早期太阳星云中的化学分离作用。他们提出当太阳星云从高温冷却时已经出现了重要的化学分离,并且陨石中的丰度型式可用以估价各类陨石所代表的各种物质的吸积温度。这些文章也对陨石中几种痕量元素的大量数据作了很好的评述。

译自 Eos, 52, IUGG Report, 110—118, 1971。

痕量元素地球化学

——在地球火成岩岩石成因中的应用

F. A. Frey

引 言

痕量元素地球化学象整个地球化学领域一样,已应用于许多地学问题。一篇简短的论文,不可能报导痕量元素地球化学整个领域的近期进展。本文集中报导它在确定地球火成岩成因和演化上的应用。由月岩和陨石研究引起的痕量元素地球化学的重要进展在陨石和行星学部分中评述。本文主要评述1975—1978年间的进展,但也包括了1973—1974年间的几篇重要文章和美国以外的重要论文。

虽然痕量元素地球化学是由早期地球化学家如Goldschmidt和Clarke建立的,可是这个专业在最近十年才对了解火成岩成因作出重要贡献。并且从美国上次向国际大地测量学和地球物理学联合会(IVGG)提交关于痕量元素研究报告(Murthy, 1971)以来,又有了重要进展。作为痕量元素地球化学越来越重要的标志,地球和行星科学通讯(Earth and Planetary Science Letters)出了专刊(Vol, 38, No, 1, 1978),火成岩岩石学中的痕量元素,即纪念Paul W. Gast专刊(1978年Elsevier出版社出版了该书),它评述了该领域的近期进展。

痕量元素地球化学取得重要进展有以下原因:分析方法(如离子交换分离法)和分析设备(如质谱计和中子活化分析用的半导体探测器)的重要改进,使得准确精密的痕量元素丰度数据库大大增多。同时,加深了对痕量元素模式中复杂性的了解,以及作为温度、压力和成分函数的痕量元素的分配系数的实验测定技术有了重要进展。因而,本文分成几个部分:理论和模式,痕量元素分配系数的实验测定,和痕量元素在各类火成岩中的应用。

理论和模式上的进展

1975年时,火成岩痕量元素的大部分数据,采用简单的平衡,分步或分离熔融模式和(或)类似的结晶作用模式解释之。Arth (1976)在为非专家写的一篇短文中评述了这些基本模式。Shaw(1977)以及Allégre和Minster(1978)最近的述评,讨论了在部分熔融和分离结晶作用时痕量元素模式中常常被忽略的问题和复杂性。单个岩流中多个样品的研究是了解玄武岩中痕量元素丰度的一个重要方面,但早先忽略了这个途径。Haskin等(1977)发现取自单个岩流的样品的成分的随机变化超过分析误差。并指出必须先了解该种变化,然后再应用痕量元素丰度数据严密地限制熔融和结晶模式或确定源区不均一性。Lindstrom和Haskin(1978)指出未分异熔岩流中成分的随机变化可用斑晶,残余液体和通常在原地

结晶的矿物三者短程（几厘米）内未混合解释之。

许多实例中，简单的分异和熔融模式不能解释在给定的火成岩岩套中微量元素的变化。这种失败产生了两种可供选择的熔融模式：即提出有几种成分不同的源区，和建立更加复杂的岩石成因模式。对沿着雷克雅内斯洋脊到雷克雅内斯半岛剖面的玄武岩地球化学趋势的解释（Schilling, 1923），是前一种模式的例子。该模式中几种岩浆和地幔源之间的混合作用可能是重要的。Langmuir等（1978）透彻地讨论了混合作用对微量元素丰度的影响。不平衡熔融作用是后一种更复杂模式的例子，通常这种模式引起熔体中特殊的微量元素丰度和同位素比值。提出不平衡熔融作用（D'Nions和Pankhurst, 1974）的目的在于说明大西洋中脊（MAR）轴部和岛屿（如冰岛）玄武岩间的地球化学差异。这个模式后来被摒弃了（D'Nions等, 1976），因为它不能说明这些玄武岩中同位素和微量元素丰度的全部变化。扩散速率的研究也成为不平衡熔融模式的反证（Hofmann和Hart, 1978）。但是，这种模式仍然得到一些研究的支持（如Beswick和Carmichael, 1978）。

Langmuir等（1977）提出的“动力熔融”模式是复杂熔融模式中的另一个例子，用它说明北纬37°一带大西洋中脊玄武岩中微量元素丰度的范围。该模式中微量元素含量各不相同的液体来源于成分均一的上升地幔，在上升的地幔源区中同时出现各种熔融过程，并且熔融程度也不同。例如，在某一区域可以是批式平衡熔融，而另一区域可以是分离熔融，如果熔体从残留体中不完全分凝的话。多阶段分批熔融是动力熔融概念中的重要内容；因此，产生晚期熔体的源区成分不同于早期熔体的。在这种熔融模式中有一个重要但了解很差的参数，即熔体分凝时残留体中捕获的熔体的数量。在各种微量元素熔融模式中一个同等重要的关键参数是熔体分凝所必需的液体的数量（Arndt, 1977；Turcotte和Ahern, 1978；Waff和Bulan, 1979）。

微量元素模式的另外一个重要进展是应用矩阵反演方法，它用于与分离结晶作用有关的岩套的定量模式（Allegre等, 1977；Minster等, 1977）和与部分熔融作用有关的岩套的定量模式（Minster和Allegre, 1978）。另外，在改进结晶分异作用的微量元素丰度模式方面，有封闭体系中分异作用的模式（Haskin和Koroter, 1977）和周期性再充填岩浆房中的分异作用模式（D'Hara, 1977）。

显然，在复杂的岩石成因模式（包括混合作用，开放体系的分异作用、动力熔融作用和地幔不均一性）中，未知数的数目多到足以调节这些参数使之精确地将一套微量元素丰度数据模式化。当人们展望微量元素地球化学的未来时，选择一种合乎真实的模式需要：

（1）仔细挑选用作详细研究的样品，（2）获得大量的精确的地球化学特性不同的微量元素丰度数据库，（3）其它各种数据如包括稳定同位素和放射成因同位素数据、野外地质、岩相学和岩石学研究对模式的约束。

微量元素分配系数的实验测定

火成岩体系的微量元素模式通常需要预先知道微量元素的分配系数。1975年时，微量元素分配系数数据几乎全部来自天然物质，如共生矿物对或斑晶-基质对（参见Arth总结, 1976）。这些天然体系的研究得出了系统的结果，说明晶体构造是控制微量元素分配的重要因素（Jensen, 1973；Matsui等, 1977；Philpotts, 1978）。虽然微量元素模式中使用

的大部分分配系数都来自天然体系中分配现象的研究结果,但是天然体系显然不适于了解压力、温度和成分(P,T,X)对微量元素分配之影响。目前微量元素模式化工作中的主要障碍是我们对作为P,T和X的函数的分配系数了解不足,要想明显改进模式化工作,需要实验研究微量元素的分配。“地球化学和宇宙化学学报”(Geochimica et Cosmochimica Acta)以专刊(Vol.42, No. 6a, 1978)发表了在美国地球物理联合会(AGU)主持召开的微量元素分配系数实验测定会议上提交的论文,便是对上述要求有所认识的证明。

有许多元素和相已经作了实验研究,并确定了一些重要的成分和温度的影响(见Irving的评论1978);某些微量元素如稀土元素的分配系数极大地取决于硅酸盐液相的成分(Watson, 1976; Ryerson和Hess, 1978)。但是还没有一种元素研究得足够详尽,从而能精确地确定它在所有主要矿物-液体间的分配系数与P-T-X的依从关系。另外,几乎没有一位研究者能令人信服地证明他们的实验达到了平衡。几乎尚无一致性的实验结果。在早期研究阶段这并不使人惊讶。同时,服从亨利定律行为的浓度范围也存在很大的不一致性。但是,令人鼓舞的是早期实验研究结果定性上与天然体系研究结果相一致,它支持采用天然体系的分配系数的模式对岩石成因所作的推断。然而,必须做更多的实验研究后,才能把微量元素定量模式化达到新的高度,理想的方法是重要体系中的几个关键性微量元素应研究得足够详细,以达到从热力学了解微量元素的分配。依此可以精确预计其它元素和其它相的作为P,T和X的函数的分配系数。

关于微量元素分配实验研究的另外一个应用,来自对一些微量元素,如对Cr和Eu的研究,这些元素在火成岩成岩作用的典型氧逸度范围内,以一个以上的氧化态存在(Sun等,1974; Morris等,1974; Morris和Haskin, 1974; Drake和Weill, 1975; Schreiber和Haskin, 1976; Schreiber, 1977)。特别是Eu的分配已用作氧逸度的指示剂(Drake, 1975)。

微量元素地球化学在地球火成岩岩石成因中的应用

超镁铁岩石

地壳上许多超镁铁岩石中的共存矿物成分,反映了它们曾在上地幔的压力和温度条件下达到的平衡。研究这些岩石的微量元素,可以了解上地幔中的火成过程,也是推断上地幔成分的基础。阿尔卑斯橄榄岩是出露在地壳中最大的超镁铁岩体。几位研究者(Loubet等, 1975; Menzies, 1976, 1977; Dickey等, 1977; Menzies等, 1977; Suen和Frey, 1977)发现阿尔卑斯橄榄岩中相容和不相容●微量元素的丰度趋势与主要元素指数如 $Mg/(Mg+Fe)$ 密切相关。简单的解释是此种橄榄岩系部分熔融过程中产生玄武岩岩浆后的残留物。

玄武岩和金伯利岩中的超镁铁质捕虏体是来源上地幔的另一重要的超镁铁岩类。研究玄武岩中二辉橄榄岩-方辉橄榄岩捕虏体岩套的微量元素,表明相容微量元素作为 $Mg/(Mg+Fe)$ 的函数系统地变化,而不相容微量元素却非如此(如Frey和Green, 1974; Frey和Pring, 1978)。此外,在某些产地的几个捕虏体组合中,玄武质成分极为亏损的样品(相对高 MgO ,

●在同相-液相分配中相容元素优先进入固相,不相容元素优先进入液相。固相矿物成分是确定元素相容性和不相容性的重要因素。

低CaO和Al₂O₃含量),其不相容元素含量都最高,如轻稀土元素,U和K。南非金伯利岩的石榴二辉橄榄岩捕虏体中主要元素趋势和不相容元素丰度间也存在类似的矛盾(Shimizu, 1975a, b; Shimizu和Allegre, 1978)。玄武岩和金伯利岩中超镁铁质包体的资料提供了二辉橄榄岩-方辉橄榄岩捕虏体组合的复杂成岩模式,其中有-最有兴趣的模式包括了富含痕量元素的流体在地幔里的迁移(如Frey和Green, 1974)。最近,用高压实验(Mysen, 1978; Wendtlandt和Harrison, 1978)研究REE在矿物和CO₂-H₂O流体间的分配,表明大量的稀土进入流体相;因而流体的活动可能是造成上地幔成分不均一性的重要原因。几种同位素资料也是和“地幔交代作用”一致的(如Boettcher等, 1979),要了解超镁铁质捕虏体的复杂的地球化学历史,需要将捕虏体矿物的痕量元素和同位素研究结合起来(如Basu和Murthy, 1977)。令人不解的是阿尔卑斯橄榄岩几乎没有这种交代作用的证据。阿尔卑斯橄榄岩与玄武岩和金伯利岩中超镁捕虏体之间的差异必定反映了地幔的不同历史。也许,捕虏体成分反映的地幔交代作用是碱性火山作用的先决条件。

前寒武纪基性和超镁铁质火山岩

科马提岩的研究是过去四年中痕量元素地球化学中令人激动的研究领域。特别是被认为是由高度熔融形成的具鬣刺结构富MgO的科马提岩,其痕量元素的特征为了解加拿大东部、南非和澳大利亚西部前寒武纪地幔中痕量元素的丰度提供了依据。因而,研究这些岩石为解决诸如上地幔成分如何随时间演化等关键问题提供了信息(如Jahn等, 1974; Hart和Brooks, 1977; Sun和Nesbitt, 1977, 1978; O'Nions和Pankhurst, 1978; O'Nions等, 1978)。解释这些古老岩石的地球化学数据时,必须认识它们通常遭受了蚀变作用和变质作用(如Condie, 1976; Condie等, 1977; Sun和Nesbitt, 1978; Whitford和Arndt, 1978)。不过,广泛采用在蚀变作用中比较不活动的元素如稀土元素的丰度得出结论(Herrmann等, 1976; Whitford和Arndt, 1978),超镁铁质科马提岩熔岩源区是亏损不相容元素的,它相似于现代洋中脊玄武岩(MORB)的海洋地幔区。据科马提岩的Nd同位素数据(Hamilton等, 1977),认为其源区具球粒陨石的Nd/Sm比值。因而,所推测的某些太古代科马提岩源区具较低的Nd/Sm比值,它必定是在熔融作用之前短时期内造成的或者是分步(多阶段)熔融作用造成的(Arth等, 1977; Arndt, 1977)。但是,一个重要的观察结果是在35亿年前就存在一个不相容元素丰度较低的地幔,它相似于现代海洋地幔(Herrmann等, 1976)。

玄武质科马提岩和在地理上伴生的拉斑玄武岩中痕量元素丰度变化范围大(如Condie, 1976; Sun和Nesbitt, 1978)通常不同于伴生的超镁铁岩。蚀变作用效应和分离结晶作用不能解释这样大的丰度范围,根据这些数据得出了分步熔融作用和(或)太古代地幔不均一性的模式(如Arth等, 1977; Sun和Nesbitt, 1978)。虽然太古代玄武岩痕量元素丰度落在现代海洋玄武岩范围内(O'Nions和Pankhurst, 1978; Sun和Nesbitt, 1978),但几位研究者(Jahn等, 1974; Hart和Brooks, 1977; Sun和Nesbitt, 1977, 1978; O'Nions和Pankhurst, 1978)仍详细论证了太古代地幔中不相容元素比现代正常的MORB地幔源的要富。

碱性玄武岩

橄榄岩中相容元素含量相当稳定,这些元素(如Ni)的模式(如Sun和Hanson, 1975;

Hart和Davis, 1978) 在鉴定未受镁铁相大规律分离结晶作用影响的原生玄武岩时十分有用。Sun和Hanson(1975)评述了原生碱性玄武岩的痕量元素和同位素特征,断言这些玄武岩是在较现代对流作用面更深的地幔源区形成的。不同地区的大多数碱性玄武岩中具相似的和普遍的痕量元素丰度,它限制了熔体分凝后地幔残留体中的主要矿物和少量矿物成分。例如特定地区的碱性岩套的研究(夏威夷,亚利桑那的纳瓦霍—Hopi Buttes地区,怀俄明的Leucite Hills, Kay和Gast, 1973; 格林纳达, Shimizu和Arculus, 1975; Arculus, 1976; 南极洲的罗斯岛, Sun和Hanson, 1975; 澳大利亚东南部, Frey等, 1978)所得出的一致结论,这些玄武岩是石榴橄榄岩经程度低的($<15\%$)部分熔融形成的。还得出有关金云母和磷灰石在熔融过程中的作用的重要结论。例如, Sun和Hanson (1975)以及Frey等(1978)断言碱性玄武岩中 P_2O_5/Ce 比值近于不变,从而排除了残留磷灰石的存在,但是Beswick和Carmichael(1978)提出了相反的看法。

虽然大多数原生碱性玄武岩具有相似的痕量元素特征,意味着它们的源区成分和其后的成岩作用都有可比较的相似性,但是这些玄武岩源区痕量元素的浓度都是不一致的。如Sun和Hanson (1975)以及Minster和Allegre (1978)证明源区比球粒陨石富集轻稀土,当一些碱性玄武岩的Nd同位素研究(如Depaolo和Wasserburg, 1976; Evensen等, 1977)要求源区较球粒陨石的长时亏损的Nd/sr比值时。Kay和Gast(1973)以及Shimizu和Arculus(1975)却采用与球粒陨石相同的REE相对丰度,为了进一步确定玄武岩地幔源区的化学成分和矿物成分, Frey等(1978)探讨了玄武岩的主要元素和痕量元素成分、实验岩石学资料与玄武岩地幔源区的主要元素和痕量元素成分三者之间的相互关系。

痕量元素始终是估计和模式化碱性岩套中分离结晶作用的灵敏监测剂。碱性玄武岩到响岩或粗面岩岩套的主要地球化学特征显然是受分离结晶作用控制的(如肯尼亚的格雷戈里裂谷岩套, Baker等, 1977; 南极洲的麦克默多火山, Sun和Hanson, 1976), 不过, 痕量元素分配系数在分离作用过程中的变化是该种模式中一个重要但了解很差的变量。

大陆拉斑玄武岩

哥伦比亚河(Nathan和Fruchter, 1974; McDougall, 1976)和斯内克河(Leeman, 1976)大陆拉斑玄武岩岩套的研究表明,其地幔源区的成分不同于大多数洋底拉斑玄武岩地幔源区。不过,大陆拉斑玄武岩中存在明显的成分不均一性。如美国东部三叠纪辉绿岩中痕量元素的含量从南至北的系统变化(Smith等, 1975; Bryan等, 1977)。在大陆拉斑玄武岩演化中,分离作用无疑是重要的,但是地幔成分的不均一性和地壳混染作用导致痕量元素丰度变化的相对作用还不清楚(如Mark等1975)。苏格兰第三纪拉斑玄武岩的Nd和Sr同位素研究表明,其中存在显著的大陆壳混染作用(Carter等, 1978)。

一些大陆拉斑玄武岩岩套中存在的地球化学的明显变异(俄勒冈州的Steen山, Helmke和Haskin, 1978; 斯内克河平原, Leeman等, 1976)已用斑晶相的广泛分离结晶作用加以模式化。Skaergaard侵入岩一直是分离结晶模式的经典例子,但是随着样品数增多和采用更加先进的地球化学方法,情况也变得复杂了。如Paster等(1974)指出捕获液相的作用对于确定Skaergaard侵入岩中辉长岩堆积体的痕量元素具重要影响。

洋底和洋岛拉斑玄武岩

近年来,对来自海洋地幔的拉斑玄武岩作了深入的研究。由于(1)在北大西洋扩张脊轴部挖掘的玄武岩中发现了重要的地球化学梯度(以痕量元素丰度和放射性成因同位素比值最为显著)(如, Schilling, 1973; White和Schilling 1978); (2)始于1968年的深海钻井计划(DSDP)提供了数目剧增的洋底样品,尤其是钻透了老洋壳的样品,1975年后该计划作为国际深海钻井阶段(IPOD)而继续进行。从大量的参考文献可知,现在的重点显然在于洋底玄武岩的痕量元素研究。

kay和Hubbard (1978)评述了洋底和岛屿玄武岩的痕量元素特征,讨论了它们在地幔成分随时间变化中的意义。海洋盆地内玄武岩成分的主要地球化学差异在两种不同的地理范围(几百公里和几米到几公里)内出现。大多数洋岛拉斑玄武岩中不相容元素的丰度显著高于远离洋岛的洋底玄武岩(如, Bryan等, 1976)。这种不相容元素丰度的差异伴有放射性成因同位素比值的差异,通常采用地幔成分在垂直和水平方向上大面积的不均一性说明之。大面积(~400公里)不均一性的最好例子是雷克雅内斯洋脊—冰岛的剖面(Hart等, 1973; Schilling, 1973; O'Nions等, 1976),现已充分确定在大西洋中脊轴部的中部和北部(29—64°)玄武岩中,痕量元素和放射成因同位素随纬度而系统变化(Schilling, 1975; White和Schilling, 1978)。Schilling和合作者提出并广泛检验了不同地幔源的假说(冰岛拉斑玄武岩源是地幔柱,雷克雅内斯拉斑玄武岩源是低速带)。不过,两组份模式不容易解释这些数据(Langmuir等, 1978)。最新的证据表明雷克雅内斯半岛下面至少存在两种独立的地幔源(两者都不同于雷克雅内斯洋脊的源区(Zindler等, 1979)。Schilling等(1978)和Zindler等(1979)提出了详细的但是不同的模式说明冰岛拉斑玄武岩的岩石成因。

其它岛屿的拉斑玄武岩岩套的岩石成因研究也取得了进展,如留尼汪(Zielinski, 1975; Ludden, 1978)和夏威夷(Leeman等, 1977, 1979; Murali等, 1979)。没有证据表明石榴石曾与冰岛和洋底拉斑玄武岩平衡。但是在夏威夷和留尼汪拉斑玄武岩的生成过程中,显然需要石榴石作为残留相(若假设该地幔源的稀土元素相对丰度接近于球粒陨石或亏损轻稀土的)。夏威夷和留尼汪拉斑玄武岩需要一个含石榴石的源区,同时它们处于板内岩石圈厚度理应较大的部位,这两者是相符的。在夏威夷各个拉斑玄武岩盾中都有不同的痕量元素丰度(Leeman等, 1979),这与 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 的差异是密切协调的(Tatsumoto, 1978)。不过, Clague和Frey (1979)初步对比了夏威夷现代拉斑玄武岩和近来在皇帝海山钻取的拉斑玄武岩,表明在最近65百万年内夏威夷“热点”形成的拉斑玄武岩中痕量元素丰度与年龄无相关性。

关于小范围内的不均一性,沿大西洋中脊(~37°N, 如Blanchard等, 1976; Langmuir等1977, White和Bryan, 1977), 费罗群岛(Schilling和NoeNygaard, 1974), 和冰岛(Zindler等, 1979)的局部地区里,在位置紧挨(米—几公里)的拉斑玄武岩中具有极不相同的不相容元素丰度,在一些例子中同位素比值也不相同(Zindler等, 1979)。这种痕量元素丰度的差异不能简单地用分离结晶作用或部分熔融程度的不同来解释之,一些作者用地幔小范围内的,不均一性解释这种局部变化,甚至在一个钻孔的580米岩心中需要有几个独立的原始岩浆源区(如Blanchard等1976)。不过,其他人用更加复杂的成岩模式来解释这些数据,例如不平衡熔融, (O'Nions和Pankhurst, 1974), 分异过程中不相

容元素的挥发性迁移(Bryan和Moore, 1977)开放体系的分离结晶作用(D'Hana, 1977), 动力熔融(Langmir等, 1977)和混合作用(Schilling和Noe—Nygaard, 1974; Dungan等, 1978; Rhodes等, 1979)。

为了评价这些全异的模式需要对海洋岩石圈增加取样和加强研究。最近四年深海钻井计划已在所有主要海域的许多地点都揭露了火成岩, 尤其在大西洋有几处已钻入硬岩达100—600米。研究这些岩心表明大而主要的洋底玄武岩是“正常的MORB”, 即较大陆和岛屿拉斑玄武岩亏损了不相容元素。不过, 在这些正常的MORB中有相当大的成分变化, 在几个井场已钻到相对富集了不相容元素的玄武岩。另外, 更小范围的挖掘和潜艇相结合的计划, 如FAMOUS计划, 提供了以前不可能达到的地质控制和详尽取样(Bryan和Moore, 1977; Langmir等, 1977)。进一步研究这些计划所揭露的洋底岩石无疑会增加我们对洋底拉斑玄武岩岩石成因的了解。

一个比较新的有希望的痕量元素研究领域是测量MORB淬火玻璃边缘(如, Dymond和Hogan, 1973; Fisher, 1975; Graig和Lupton, 1976; Unni和Schilling, 1978)和流体包体(Delaney等, 1978)中的挥发性痕量元素的丰度。虽然存在一些复杂性(Dymond和Hogan, 1978), 但这些研究提供了地幔中挥发份含量的资料。这些数据对于诸如大气圈演化到地幔交代作用等各种地球化学问题都是重要的。

蛇 绿 岩

Kay和Senechal(1976)指出蛇绿岩套中普遍存在蚀变作用和变质作用, 使得应用同位素和痕量元素丰度数据推断蛇绿岩的构造背景变得非常困难。在用痕量元素丰度推断蛇绿岩(还有太古代绿岩和蚀变的超镁铁岩)成因之前, 必须了解蚀变作用和变质作用对痕量元素丰度的影响, 因而研究了因蚀变作用或变质作用程度不同而发生局部变化的岩石中痕量元素的丰度(Frey等, 19774; Wood等, 1976; Condie等, 1977; Hellman等, 1977; Humphris等, 1978; Ludden和Thompson, 1978; Muecke等, 1979)。虽然在某些情况中所有元素的丰度都是活动的, 但仍存在普遍的一致性意见, 即Ti、Y、Zn、Hf、Nb、Ta和重稀土元素组成了相对不活动的元素组, 在基性岩石的蚀变作用和变质作用中它们的相对丰度一般是不变的。故此, 在蚀变和(或)变质的基性岩石中, 这些元素的丰度可用以推断变化前的玄武岩的类型(碱性的或拉斑的)(Floyd和Winchester, 1978), 并可尝试推断它们原来的构造背景(Pearce和Cann, 1973; Pearce, 1975)。

大部分蛇绿岩套中枕状熔岩和辉绿岩的痕量元素特点(如相对亏损轻稀土)与洋底拉斑玄武岩的相似, 其中辉长岩具堆积相的地球化学特征与洋底辉长岩相似(如, Kay和Senechal, 1976; Menzies, 1976; Menzies等, 1977)。不过, 这些特点并非是深洋岩石圈的鉴定性特征, 因为对洋中脊, 边缘盆地, 岛弧和蛇绿岩中玄武岩的近期研究大大丰富了上述环境中的玄武岩成分的多样性。事实上, Coish和Church(1979)发现在纽芬兰Betts Cove蛇绿岩中, 一个无构造间断的火山岩堆积中, 用Pearce和Cann(1973)建立的Ti—Zr丰度标准鉴定, 其上部玄武岩为MORB, 中部玄武岩是岛弧玄武岩, 而下部玄武岩却两者都不是。

蛇绿岩套中超镁铁岩与上复火山岩间的关系是含糊的。大部分二辉橄榄岩所具REE丰度是适于经部分熔融作用产生上复火山岩中REE含量的(Menzies等, 1977), 但被认为是熔

融残留物的方辉橄榄岩所具REE丰度却与该模式残留物的不符。旨在说明方辉橄榄岩REE含量(图7, Coleman, 1977)的简单模式采用了对尖晶石/液体不实际的轻REE分配系数(>1)。由于蛇绿岩中大部分超镁铁岩具广泛蚀变,要了解超镁铁岩与火山岩的关系以及直接与表征海洋地幔样品的关系,需要研究蛇绿岩和洋底超镁铁岩中未蚀变矿物的痕量元素。

安山岩和伴生岩石

Gill(1978)评述了痕量元素在确定安山岩岩石成因中的用途,断言“没有一种安山岩成因模式能够说明造山带安山岩痕量元素的全部特征”。安山岩痕量元素特征模式化的困难在于:大多数安山岩都遭受了分离结晶作用;可能有几种母岩浆和形成这些母岩浆的源区;进而许多痕量元素的分配系数在安山岩成岩过程中有明显变化。然而可以指出,具榴辉岩矿物成分的消减洋壳的单阶段熔融是与大多数安山岩中痕量元素的特征不相符的(Gill, 1974; Noble等, 1975; Lopez—Escobar等, 1977)。不过,两个阶段模式可以成功地说明造山带安山岩中大多数痕量元素的特征(kay, 1977),在该模式中因消减板块部分熔融程度低产生的熔体上升和反应,形成了变化的地幔橄榄岩,而后者的熔融形成了造山带玄武岩和安山岩。

虽然还没有提出关于安山岩套的满意的模式,但新数据仍然表明,不相容元素丰度随着离开板块边缘的垂直距离的变化而增加(Whitford, 1975; Dostal等, 1977)。进而,沿板块边缘走向具复杂消减作用的一些地区(如,安第斯),那里痕量元素丰度的变化与消减作用的参数如毕乌夫带的倾角相关(Lopez—Escobar等, 1977)。相反,沿小安的列斯轴部自北(拉斑玄武岩)到南(碱性玄武岩)成分的明显变化却与消减作用的条件无关(Brown等, 1977)。Gill(1978)注意到安山岩岩石成因中可能起重要作用的过程的多样性,他强调为了建立真实的模式今后在进行痕量元素的同时还必须进行取样、野外地质、岩相学及同位素的研究。事实上应用痕量元素地球化学推断任何一种火成岩套的岩石成因时都应采用上述的综合研究方法。

花 岗 岩 类

Hanson(1978)透彻地评述了痕量元素地球化学在花岗岩类岩石成因中的应用。痕量元素地球化学在了解花岗岩类岩石成因中的应用与它在玄武岩成因中的贡献相比较所获得的成功是有限的。困难在于:可能的源岩较多,挥发份可能起作用,作为成分和温度函数的分配系数变化快,以及付矿物(如锆石、榍石、磷灰石)有更重要的作用。在一篇重要的概念性论文中,McCarthy和Hasty(1976)认为花岗岩类岩石可能不代表液相成份,而部分是堆积成因的岩石。这种模式与下列解释(White和Chappell, 1977)不同,后者认为许多花岗岩类岩石包含熔融作用中不分凝的残留物质。总之在这两种模式中,花岗岩类岩石都被认为是液体—固体的混合物。这种复杂性在痕量元素模式中是重要的。

最近痕量元素研究集中在前寒武纪岩套上(如,Arth和Hanson, 1975; Condie和Hunter, 1976; Anderson和Cullers, 1978; Arth等, 1978; Condie, 1978; D'Nioux和Pankhurst, 1978)。对许多前寒武纪花岗岩类岩石所作的模式认为花岗岩,是由类硅质的下地壳经部分熔融作用,然后经不同程度的分离结晶作用而形成的。相反,对明尼苏达州东北部

早前寒武纪绿岩—花岗岩杂岩建立的模式中, Arth和Hanson(1975)利用石英榴辉岩的部分熔融说明奥长花岗岩—英安岩岩套中重稀土丰度极低的现象。不过, 后来对奥长花岗岩套的研究(Arth和Barker, 1976; Arth等, 1978), 表明角闪岩作为分离矿物或残留矿物对于控制硅质熔体的重稀土丰度是重要的。因此, 根据BEE资料不再需要榴辉岩的源岩了。

年青花岗岩类岩石的痕量元素丰度一般也与下地壳硅质岩石的部分熔融相一致, (如AL—buguerque, 1977, 1978, Price和Taglor, 1977)。最有意义的一些痕量元素结果是美国西部巨大的岩基(Kistler和Peterman, 1973; Gromet和Silver, 1977; Frey等, 1978)。尤其在內华达山脉和半岛区岩基具有明显与地理位置协调的地球化学梯度(分别为南东—北西向和东—西向的趋势)。这种成分梯度被解释为因源区成分系统变化的结果, 但是內华达山脉岩基中的图奥卢米侵入岩系, 在小得多的区域(~1000平方公里)内存在多种类型痕量元素丰度的系统变化(Frey等, 1978; Bateman和Chappell, 1979)。为了区别源区成分对痕量元素丰度的影响与因熔融程度和后来的过程(如分离结晶作用、同化作用等)的不同而造成的变化, 需要对这些岩基作更多的地球化学研究。

Hildreth (1979) 对Bishop Tuff的研究说明痕量元素在富硅岩浆房内行为的复杂性。他发现痕量元素丰度的系统变化十分显著(某些元素变化大于十倍)不能用固体—液体间的分配解释之。他提出痕量元素丰度变化是成分分带的流纹岩岩浆造成的, 后者是在液态下因对流驱动的热重力扩散过程中分异的。

斜 长 岩

地壳早期演化历史和月球高地的相似性, 又引起研究斜长岩中痕量元素含量的新的兴趣(如Griffin等, 1974; Morgan等, 1976)。地球斜长岩中痕量元素的丰度清楚地确定了它的堆积成因, 并且痕量元素模式还用于确定母液体以及分离结晶作用两者在产生伴生岩石(如花岗岩类岩石)时的作用。不过, 对于它们的母源岩浆尚无一致意见。Simmons和Hanson (1978) 研究了北美东北部的斜长岩, 断言这些斜长岩是由拉斑玄武岩在15—20千巴压力下通过部分熔融作用形成的富长石组份的基性熔体(SiO_2 50—54wt% Al_2O_3 > 20wt%)堆积而成的。相反, Henderson等(1976)断言西格陵兰菲斯克内塞特杂岩中的斜长岩是由含石榴石的源区经部分熔融形成的熔体堆积而成的。还有, Duchesne和Demaiffe (1978)评述了斜长岩地体的痕量元素数据, 并详细研究了挪威南部斜长岩, 断言不同的斜长岩需要不同的母液, 富中长石型地体是从纹长苏长岩的岩浆(Al_2O_3 含量为12—14%的富Ti低Si安山岩)中形成的。不同的斜长岩地体要求不同的母液体的结论现在是成立的。但重要的是应注意, 推断母液体的地球化学特征正是依赖于模式, 而且要随着获得新的数据, 尤其是与更加复杂的模式化过程相结合的矿物的痕量元素数据, 而对模式加以修正。

展 望

由于岩石中大多数元素都是痕量元素, 并且它们的浓度范围大, 导致信噪比大, 痕量元素地球化学已经并将继续为所有类型火成岩岩石的成因模式提供重要约束。未来的主要工作将是继续获得精确的痕量元素丰度数据, 尤其要与同位素、岩石学和野外数据结合, 因为对于火成岩岩石学的许多问题, 现有的痕量元素数据库是不够的。为了区分痕量元素丰