

分类号: _____

单位代码: 10697

密 级: _____

学 号: 200421075

西 北 大 学

硕 士 学 位 论 文

题目: 中国东部深源包体中的 Au、Mo、含量及其意义
—以江苏东海县安峰山一带为例

作者: 成 一

指导教师: 赫 英 专业技术职务: 教 授

学科(专业): 地球化学

答辩日期: 2007. 5. 29 学位授予日期: _____

二〇〇七年五月

摘 要

本文对中国东部江苏东海县安峰山一带的深源包体及其寄主玄武岩中 Au、Mo、W 含量进行了较系统的分析,得到较系统的基础数据。在此基础上结合该区地质特征以及 Au、Mo、W 的地球化学性质通过比较研究取得了以下新的认识和进展:

富金岩石圈地幔是地壳中形成大规模金矿集中区的物质基础,各类包体及其寄主岩中的金含量依岩性较有规律分布。

与 Au 不同,Mo 在寄主玄武岩中的含量显著高于在包体中的含量。不同类型的包体样品中,Mo 的含量在基性岩中最高,其次为酸性岩,而在超基性岩中的含量最低。

W 在寄主玄武岩中的含量一般高于在包体中的含量。各类型包体样品间的 W 含量差异明显,呈现酸性岩中最高,其次为基性岩,而在超基性岩中最低的趋势。由于相近的地球化学性质,Mo 与 W 的分布有一定的正相关性。

Au、Mo、W 在深源包体及其寄主玄武岩中含量的差异性、不同地区包体及其寄主玄武岩中 Au、Mo、W 含量的差异性及其相应的地壳中 Au、Mo、W 矿床分布的差异性,与岩石圈组成、分异演化及 Au、Mo、W 地球化学性质有关。

关键词:深源包体,玄武岩,金矿集中区,钼矿集中区,钨矿集中区

Gold, molybdenum and tungsten contents of deep-seated xenoliths from eastern China and their implications —taking Anfeng peak for example

Abstract:

Gold, molybdenum and tungsten contents in the samples of deep-seated Xenoliths and their host rocks from Anfeng peak were analyzed. Some basic data were got. On the basis of the analytical results and geochemistry components of the elements, some new developments and understanding as follows were got.

Gold rich part of lithospheric mantle is the material basis of gold mineralized concentration Area in the crustal. Gold content in the samples of deep-seated Xenoliths and their host rocks exists relations with their lithology, but not absolute.

Different from gold, molybdenum content in the samples of deep-seated Xenoliths is much less than it in their host basalt rocks. In different kinds of samples, molybdenum content in basic rocks is highest, in acid rocks is second, and the content in ultrabasic rocks is the least.

Generally speaking, tungsten content in the samples of deep-seated Xenoliths is less than it in their host basalt rocks. In different kinds of rocks, tungsten content in acid rocks is highest. Second, the content in basic rocks. Last, the content in ultrabasic rocks. For their similar geochemistry components, molybdenum and tungsten contents have some connection.

The differences between Gold, molybdenum and tungsten contents in the samples of deep-seated Xenoliths and their host rocks, the discrepancies of Gold, molybdenum and tungsten contents in the samples of deep-seated Xenoliths and their host rocks from different parts and the difference of Gold, molybdenum and tungsten mineralized

concentration Area in the crustal exists relations with the form and process of lithosphere and the elements' geochemistry components.

Key Word: deep-seated Xenoliths, basalt, gold deposit-concentrated district, molybdenum deposit-concentrated district, tungsten deposit-concentrated district

西北大学学位论文知识产权声明书

本人完全了解学校有关保护知识产权的规定，即：研究生在校攻读学位期间论文工作的知识产权单位属于西北大学。学校有权保留并向国家有关部门或机构送交论文的复印件和电子版。本人允许论文被查阅和借阅。学校可以将本学位论文的全部或部分内容编入有关数据库进行检索，可以采用影印、缩印或扫描等复制手段保存和汇编本学位论文。同时，本人保证，毕业后结合学位论文研究课题再撰写的文章一律注明作者单位为西北大学。

保密论文待解密后适用本声明。

学位论文作者签名： 姚一 指导教师签名： 梅英

07年5月30日 2007年5月30日

西北大学学位论文独创性声明

本人声明：所呈交的学位论文是本人在导师指导下进行的研究工作及取得的研究成果。据我所知，除了文中特别加以标注和致谢的地方外，本论文不包含其他人已经发表或撰写过的研究成果，也不包含为获得西北大学或其它教育机构的学位或证书而使用过的材料。与我一同工作的同志对本研究所做的任何贡献均已在论文中作了明确的说明并表示谢意。

学位论文作者签名： 姚一

07年 5月 30 日

第一章 绪论

第一节 深源包体的研究现状和进展

深源包体是人们认识地球深部特别是不同层次岩石圈的窗口。地幔岩包体是指那些直接生成于地幔中或是由地幔物质局部熔融而产生的经金伯利岩岩浆或玄武岩岩浆携带到地表的岩石碎块。中国东部大陆地区新生代岩浆活动十分强烈,广泛分布着以玄武岩为主的火山岩,构成环太平洋新生代玄武岩带的重要组成部分。在岩带内的碱性玄武岩中含有丰富的地幔岩包体和高压巨晶。这些新生代玄武岩及所含的地幔岩包体是研究地球深部的“窗口”,为研究中国东部大陆上地幔提供了丰富的天然样品(Mckenzie, Bickle M J. 1988; Ellam R M, 1992; 邓晋福等, 1994; 郑建平, 1999; 郑永飞, 1999; 周新华, 1999; 张树明和王方正, 2002)。

除了地幔岩包体之外,深源包体还包括代表上、下地壳及壳-幔作用产物的各类包体。如榴辉岩包体、麻粒岩包体及一些中酸性包体等。关于它们的研究对认识壳-幔组成及其相互作用(如板块间的碰撞、俯冲等相互作用、岩石圈和下地壳的拆沉作用、岩浆底侵作用、岩石圈减薄、置换、侵蚀等作用)以及有关的浅部能源矿产效应有重要意义(李曙光, 1997, 高山, 1990, 1999, 金振民, 1994, 1996, 1998, 2003, 邓晋福, 2006, 2003, 1998, 1994, 1995 郑建平, 1998, 1999, 2005, 2006, 徐义刚, 1998, 2003, 韩吟文, 1996, 1999)。

我国先前对酸性-中酸性火山-侵入杂岩中的岩石包体却很少研究,只在近几年才开始受到重视。(林夕生, 周新民, 1988, 1991, 1993, 穆克敏, 林景仟等, 1989, 杜杨松, 1990, 1994)

Wanger (1928) 最早提出金伯利岩中的超镁铁岩包体是上地幔岩石的随机标本。自 Ross (1954) 推论碱性玄武岩中的超镁铁岩包体是从上地幔衍生的以来, 20 世纪 60 年代引起许多学者对这一领域的极大兴趣, 他们从岩石学、矿物学、微量元素地球化学、同位素地球化学以及动力地球学等方面进行了较系统的研究(O'Hara, 1968; Dawson, 1980; Wyllie ,et al, 1967; Ringwood, 1975; White, 1966; Green et al, 1970; Frey & Prinz, 1978; Kuno &

Aoki, 1970), 从岩石学和地球化学角度提出了各自的地幔成分模型, 暗示了地幔化学成分(主要元素、微量元素及同位素组成等)的非均一性(Chen, 1971; Harris 等, 1972)。在此期间, Bailey (1970) 根据某些地幔岩包体中存在的与地幔主要矿物处于平衡状态的含水矿物, 如金云母和角闪石等, 首次提出了地幔交代作用的概念。

我国 20 世纪 80 年代初有关研究成果主要体现在地幔岩包体的矿物学、岩石学、地球化学及同位素地质学的系统研究及由此反演的上地幔的成分和结构、物理和化学性质的非均一性, 上地幔的部分熔融、交代作用和相转变, 上地幔的流变学特征和热状态等基本问题(周新民, 1981; 黄婉康等, 1982; 张德全等, 1982; 夏林圻, 1984; 肖增岳等, 1986; 鄂莫岚等, 1987; 池际尚, 1988)。

进入 90 年代, 地幔岩包体研究的主要内容除上述一些基本问题(Fan, 1991; Liu 等, 1994; 陈道公等, 1994; 徐夕生和周新民, 1995; 徐义刚等, 1996; 刘丛强等, 1996; 李有柱, 1998) 外, 已从两个新的研究方向上得到了进一步的拓宽。一个是从宏观到微观, 从固体岩石学研究到流体地球化学研究(樊祺诚等, 1993; 储雪蕾等, 1995; 周德进等, 1995; 苏文超等, 1998; 徐九华等, 2003)。从地幔岩包体中矿物所含流体-熔体包裹体的研究, 揭示地幔中气体成分、流体的来源及演化、原生岩浆的形成与演化、发生在地幔中的还原反应和断键事件和地幔交代(刘若新等, 1993; 杜乐天等, 1995; 曹荣龙, 1996; 徐九华等, 1998), 最终提供古老地幔的成因信息。另一个是地幔岩包体的高温高压变形实验、部分熔融实验和物理力学性质的研究(高平等, 1990; 金振民, 1994; 李建平, et al, 1995; Yu Jin-Hai, et al. 2003)。

近几年, 除继续对中国东部新生代地幔岩包体地球化学性质进行综合研究(李廷河等, 2001; 徐义刚等, 2002; Chen Ju-chin, et al., 2003; Xu Xisheng, et al, 2003; Rudnicka R L, et al., 2004) 外, 随着分析技术的发展和数据的积累, 人们逐渐认识到 PGE 在地球化学研究方面具有潜在的应用价值。对中国东部新生代玄武岩及其中超镁铁岩包体 PGE 分布也开始进行研究(徐义刚等, 1998; Orberger B, et al, 1998; 储雪蕾等, 1999); 利用激光融蚀等离子质谱(LAM-ICPMA) 对地幔岩中单斜辉石进行微区微量元素分析, 发现

微量元素在单斜辉石微区的分布特点,推算地幔岩发生部分熔融的程度以及交代流体的性质(Norman,1998; 郑建平等, 2000; Xu Xisheng, et al, 2000); Re-Os 同位素体系在研究大陆岩石圈地幔(SCLM)的形成和演化中具有独特的作用(Pearson, 1999),近年来通过对中国东部地幔橄榄岩捕虏体的 Re-Os 同位素地球化学的研究,对岩石圈地幔的形成年龄和减薄作用提出了制约(Gao Shan, et al., 2002; W Fu-yuan, et al., 2003; 支霞臣, 2004)。

这些研究成果为中国东部大陆岩石圈地幔结构的建立及深部作用过程提供了丰富的基础资料,其研究得出的基本共识之一是即中国东部地幔的成分、性质、演化及壳幔作用是不均一的。

产于火山岩之中的下地壳麻粒岩包体是人们窥视深部地壳的一个窗口,现已成为人们探索大陆下地壳物质组成和深化最直接的研究对象(张海祖, 2001)。Rudnick 搜集并整理的世界上 55 个地区下地壳岩石包体样品的资料,对岩石包体的产地、寄生岩、岩石类型、分析项目、岩管年龄、地壳年龄、原大陆年龄和资料来源作了全面的介绍和总结(Rudnick R L, 1992)。

下地壳岩石包体的岩石学和物理化学研究表明,下地壳的主要岩石类型为镁铁质麻粒岩,源岩多为玄武岩及其堆积体,同时也有少量中性到长英质麻粒岩和副片麻岩。其主要矿物是辉石、斜长石和石榴石。对下地壳的化学组成,不同研究者用不同的样品进行过估计,结果表明,下地壳岩石包体的成分随时代不同而有所变化,其中太古代下地壳和无古代下地壳都为基性成分,但前者 Al、Ca、Na 高;后者 Fe、Mg 高。与此不同的是,显生宙下地壳成分为中偏酸性, Si 高但 Ca 低。利用岩石包体研究下地壳物质组成及成分的基础上,还可以建立下地壳组成及其岩石学模型。在高温高压条件下对下地壳岩石包体的密度、磁化率、剩磁强度、纵波速度、横波速度、电导率和热导率等物性参数进行测定,可以了解下地壳的物理性质,并据此建立下地壳的地质-物性剖面。更重要的是,将如此建立的下地壳剖面与据地球物理方法建立的下地壳剖面进行对比,不仅可以相互印证,而且可以根据对比发现的差异分析探讨研究区下地壳的具体特征。

下地壳岩石包体一般具有麻粒岩相矿物组合,主体由镁铁质麻粒岩组成,以出现紫苏辉石矿物为标志,下地壳包体的平衡温度为 700-1040℃,平

衡压力在 0.8-1.4GPa 之间,在绝大多数地区,基性下地壳包体占优势,其共同特征是低 SiO_2 、高 CaO 和 $\text{Mg}^\#$,过渡元素和不相容元素含量变化很大,不同构造背景和不同岩石类型的包体同位素成分也有差异。利用出露于地表的下地壳麻粒岩包体可以探讨下地壳物质组成和成分,建立下地壳物性剖面 and 岩石圈模型,并可作为幔源岩浆底侵作用的重要判据之一。世界范围内下地壳麻粒岩包体研究表明,在探讨下地壳的组成特点上,由火山岩中麻粒岩包体和出露的麻粒岩地体两类岩石样品所获得的下地壳组成特点存在比较大的差异,前者较后者反映的下地壳组成更偏基性。下地壳包体的类型与成因对揭示大陆地壳的增生、演化方式以及壳-幔交换作用具有重要的指示意义。世界各地下地壳包体研究成果表明基性麻粒岩占 70 %以上,并将它视为幔源熔体在壳—幔边界或下地壳底部的底侵产物;中酸性麻粒岩占 20 % ,中性麻粒岩很少。Downes 等 (Downes H, 1990) 研究了欧洲海西期造山带中的麻粒岩包体,认为其化学成分具有双峰式特点:即 A 组分(SiO_2 介于 47 %~52 %) 代表幔源底侵岩浆的结晶分凝产物;B 组分(SiO_2 介于 62 %~67 %) 代表古老的大陆壳物质。组分 A 较富集 MgO 、 Al_2O_3 而贫 SiO_2 、 K_2O 及亲石元素, K/U 比值较低,LREE 轻度富集;而组分 B 则富 SiO_2 、 K_2O , K/U 、 Rb/Sr 值较高,贫 MgO 、 Al_2O_3 、LREE 高度富集。

国内外众多研究表明全球不同地区下地壳包体的地球化学组成有差异性,充分揭示了全球大陆下地壳组成的不均一性 (Rudnick and Taylor .1990, Kempton et al., 1993, .王方正等, 1997; 郭峰等, 1996; 刘勇胜, 1999, Christensen 等 1995; 孔华, 金振民等, 1998; 高山, 刘勇胜, 1999.; 刘庆生, 高山, 1990; ..王方正, 李红丽等, 1997.; 林传勇, 张友南等, 2001)。在此基础上,国内外提出和讨论了壳-幔间的各类相互作用。

金振民等 (金振民, 1996) 认为下地壳包体是揭示下地壳物质组成与底侵作用关系的最好样品: (1) 下地壳组成具有双峰式分布特征(镁铁质和长英质同时出现) , 对下陆壳包体的研究发现, 其化学成分也具有双峰式特点:其富硅端元(SiO_2 介于 62 %~67 %) 代表古老的大陆壳物质;而基性端元(SiO_2 介于 47 %~52 %) 则相当于玄武岩浆结晶产物。同位素研究显示, 这种基性物质是陆壳形成以后才从地幔添加到下陆壳的。(2) 世界范围内下地

壳包体的 v_p 与大陆下地壳一样具有明显双峰式分布:即 $6.7\sim 6.8\text{ km/s}$ 和 $7.0\sim 7.2\text{ km/s}$ 。(3) 大量麻粒岩包体的锆石年龄都比出露地表古老变质地体岩石还要年轻,这暗示了较多镁铁物质通过底侵作用加入到地壳底部,相当一部分的下地壳年龄新于中上地壳。世界范围内下地壳包体同位素组成特征证明大陆下地壳物质组成经历了基性岩浆底侵和混合作用。底侵—AFC 模式(assimilation , fractional crystallization) 及麻粒岩相变质事件已为许多学者所认同。Rudnick 和 Williams (Rudnick R L,1987) 对澳大利亚北昆士兰下地壳麻粒岩相捕虏体中锆石的离子探针测年结果表明,它们的源岩年龄以及麻粒岩相变质作用年龄位于 $200\sim 300\text{ Ma}$ 区间。这恰好对应于北昆士兰强烈造山运动时期,伴随着上地壳花岗岩浆活动与下地壳麻粒岩相变质作用。并指出在北昆士兰发生过两期基性熔体的底侵作用。全球下地壳包体的研究及我国汉诺坝和女山等地产于新生代火山岩中的下地壳包体的研究一致证明,来源于下地壳的镁铁质麻粒岩包体主要为幔源玄武质岩浆底侵作用的产物,其年龄要明显晚于地表出露麻粒岩的年龄。如汉诺坝地区地表出露的麻粒岩年龄为 $2.5\sim 2.7\text{ GPa}$,而麻粒岩包体的年龄为 $120\sim 140\text{ Ma}$,为中生代底侵作用的产物(樊祺诚,1996),对华北、扬子、和华南的下地壳包体和岩浆岩的研究已表明, $120\sim 140\text{ Ma}$ 的幔源岩浆底侵作用在中国东部广泛存在。徐夕生等(徐夕生,1999)通过对中国东南部下地壳岩石样品的总结、对比研究,证实了该区底侵作用的存在,其形成方式十分类似于意大利北部 Ivrea Zone 和澳大利亚东部地区的底侵作用,是重要的壳—幔演化过程。高山(1998,1999)通过对麻粒岩包体的研究,根据 Eu 异常的指示,提供了秦岭-大别造山带下地壳拆沉作用的地球化学证据,建立了下地壳拆沉作用的化学地球动力学模型,他认为大别-苏鲁地区的榴辉岩是最可能被拆沉的物质,并根据现今秦岭-大别地区地壳亏损程度判定被拆沉的榴辉岩质下地壳累计厚度为 $37\sim 82\text{ km}$ 。李曙光(1998,2001,2004)通过对榴辉岩的研究认为在大别山造山带,扬子陆块是在二叠纪末—三叠纪初开始向华北陆块下俯冲,并在 $230\sim 218\text{ Ma}$ 达到峰期超高压变质作用。可能于 $200\sim 190\text{ Ma}$ 断离,从而使陆壳俯冲终止,在俯冲过程中,俯陆壳可以析出流体交代改造上覆楔形地幔,该富集地幔在俯冲陆壳断离之后可发生部分熔

融，产生具有 Nb、Zr、Ti 亏损及 EMI Sr、Nb 同位素特征的同碰撞镁铁—超镁铁岩。位于俯冲陆壳下端的榴辉岩可被断离进入对流地幔，并成分上地幔的 EMI 端员。同时也对俯冲过程中的流体作用做了一定的研究。

可见，深源包体的研究，对揭示地幔和地壳的组成及地幔和地壳间的相互作用是很有意义的。不过这些研究目前大多集中在地球动力学、地球化学、岩石学和矿物学等方面，而对其与 Au、Mo、W 成矿间的关系，目前的研究还较少（赫英等，2004；岳可芬等，2006；赫英等，2003）。

第二节 科学问题的提出及研究意义

综上所述，关于中国东部新生代玄武岩及其中深源包体的研究已积累了丰富的基础资料，并取得了多方面的进展。但有关其与成矿间关系的研究目前却很少。

综观国内外 Au、Mo、W 矿床分布，似乎与其所处地块结晶基底的年龄和性质有关。如在我国东部及邻区由北而南断续分布有西伯利亚地块、华北地块、扬子地块、康滇地块、印支地块、南海地块、掸邦地块。它们的结晶基底的性质有差异又互有联系，地块之间是元古宙活动带和显生宙造山带。由西伯利亚地块向南，地块基底形成和固结的年龄越来越新、块体越来越小，拼合时代越来越晚，太古宙—早元古宙结晶基底逐渐起伏下沉，并伴随着 Au→Mo→W 的成矿顺序，即我国的金矿主要集中分布在华北地块南北两缘的山东、河南、陕西、吉林、河北等地的太古界地层中，钼矿集中在华北地块南北两缘金矿集中区向外陕西、河南、辽宁、吉林等地的元古界地层中，而钨矿则集中在华南的显生宙界地层中，随着结晶基底下沉矿化有 Au→Mo→W 的顺序并有向盖层中发展的趋势（赫英，1996）。研究表明，古老地块与其下伏岩石圈地幔在年龄、性质上是耦合的（Zhu, 1991; Menzies et al, 1995; Xu Yigang et al, 1996; Gao et al, 2002; 支霞臣等，2001）因此，古老岩石圈地幔和其上的古老结晶基底可能提供了 Au、Mo、W 等矿床的主要成矿物质来源，而其差异性和起伏形态控制了矿床的带状分布。

不同类型的深源包体代表了地幔、地壳等不同层次岩石圈的样品。本文拟通过典型地区不同类型的深源包体的研究，研究地幔、地壳等不同层次岩

石圈的成分特别是在 Au、Mo、W 成矿元素成分上的不均一性，探讨壳、幔演化和分异程度与 Au、Mo、W 成矿间的关系。

第三节 研究思路、研究方法和研究内容

事物总是相比较而存在，相制约而发展的。事物存在和发展的相对性决定了人们认识的相对性。比较思维就是这种认识上的相对性在人们思维方式上的反应。比较矿床学是矿床学的一个分支。由于矿床及其成矿作用在时间、空间和成分上都存在相对性，对成矿元素特征与分布及有关成矿作用的正确认识必须运用比较思维通过反复的比较实践来实现（赫英，1996）。着重从比较科学角度出发，比较矿床学针对各种不同宏观和微观侧面，研究不同成矿作用、成矿地质体和成矿演化。无论是找矿勘探的实际需要，还是从发展基础理论的长远思考出发，比较矿床学都应当提到议事日程。可以说，比较矿床学的基础和条件都已存在，但需要加以系统化、条理化；比较矿床学可以促进矿床学的发展，也可以借鉴于比较，他山之石可以攻玉，对扩展找矿思路 and 基础研究都有好处；目前，国内外对比较矿床学尚未引起足够重视，资料 and 理论都比较零乱、薄弱，多出自个人兴趣，有组织的研究少。对单个矿床的研究较深入，对比其他矿床一般是一带而过，距离较系统和充实的比较矿床学还相差尚远。而且在进行对比时，往往多是比对其相同或相似，从而得出这两个矿床或两个地区的形成演化具有相似性和可比性，进而进行推测与预测。这种比较无疑是很必须的，也是很重要的。但在对比过程中却常常忽视了两者的差异性，如两个同一类型的矿床或矿产密集区的元素组合却差别很大，到底为什么会是这样，有关这种问题就研究得很不够，缺乏深入系统研究。显然，开展比较矿床学研究应该是当前矿床研究中的主要方向之一；针对比较矿床学研究，需要对比的内容是非常广泛和丰富的，包括有空间、时间、地质体、矿床类型、相同与不同矿种等（涂光炽等，2006）。

针对本文提出和讨论的科学问题，只有在比较中才能找出研究对象之间的共性和差异性。同时，只有通过反复地、多方面地比较-认识，再比较-再认识的过程，才能更深入地理解各类深源包体中成矿元素的特征和分布及其与成矿关系，找出规律，指导找矿。

围绕本文拟解决的科学问题，开展比较矿床学研究，存同求异、发展创新，本文拟从以下几个方面进行比较研究。

(1) 全面查阅国内外中国东部新生代玄武岩及其中深源包体的有关研究资料，确定我们的研究地点，收集相关的地质资料并结合我们的野外观察对基本的区域地质概况进行比较；

(2) 采集、选择代表性样品，在镜下观察基础上进行一些基本的岩石学和地球化学测试，并结合他人资料对结果进行比较；

(3) 选择地球化学性质不同的代表性成矿元素，对它们在各类深源包体及其寄主玄武岩中的含量进行测试，比较分析它们分布的异同点，并进一步对其地球化学性质比较，找出原因和规律；

(4) 将深源包体中各成矿元素的分布规律与地壳中该元素矿床和矿集区的分布规律相比较，确定岩石圈及其不同层次与 Au、Mo、W 成矿的可能联系，对找矿提供科学依据。

样品采集地点位于江苏省东海县安峰山，距中国大陆科学钻以东约 10 公里处，安峰山火山口位于郯庐断裂中部东段，邵店—桑墟断裂段恰好通过该火山口，地表出露火山口近圆形，面积约 0.5km^2 左右，岩石为黑色—灰黑色，具斑状、块状、气孔状的玄武岩。其中含有二辉橄榄岩、纯橄榄岩、橄榄辉石岩、麻粒岩、花岗片麻岩、角闪片麻岩、花岗闪长岩、花岗岩、花岗斑岩等不同类型深源包体。

野外调研过程中共取得各类包体及寄主玄武岩样品 89 件，经过认真鉴别后，选择合适的样品进入实验和测试阶段，现将实验过程和方法简要介绍如下。

一. 样品鉴别和筛选：

样品清理干净后首选手标本进行粗选，选择大致相等的幔源橄榄岩包体、片麻岩包体、酸性及基性麻粒岩包体。之后选择典型标本磨制光薄片。对选择的 21 件光薄片进行偏光显微镜下的鉴别，划分样品细类，为进一步工作做好准备。样品描述如下：

花岗片麻岩：样品具有条带和条纹构造，中、粗粒花岗变晶结构，变余

斑状结构，条带和条纹由长英质浅色体和较富铁镁质的暗色体相同。组成浅色体的主要矿物成分有斜长石(70%)，石英(25%)，黑云母(3%)和少量微斜长石，副矿物有磷灰石，磁铁矿，锆石等。斜长石交代黑云母又被石英和微斜长石交代，形成锯齿状或港湾状边缘和残留结构，暗色体主要由棕色黑云母和少量斜长石组成（G52-c、G41-x、G1-3）。

玄武岩：样品呈黑色，灰黑色，具斑状结构，块状构造，斑晶主要为橄榄石，部分伊丁石化。其次为单斜辉石和碱性长石，粒径约 0.2-0.5mm，基质主要为玻粒柱状结构，主要成分为单斜辉石、橄榄石、碱性长石及少量副矿物（G1-3）。

纯橄岩：岩石浅黄绿色，均一块状构造，全晶质细粒等粒结构，粒径 0.5—1mm。主要由橄榄石（90%）组成，可见少量辉石与磁铁矿。橄榄石粒状、黄绿色，有微弱的蛇纹石化（G4、G43ca、S1-c、S2-c）。

片麻岩：样品灰白色，粗粒花岗结构，块状构造。主要由斜长石和石英组成，含有放射状黑云母及强蚀变的云母斑晶。变质特征不明显（G44-c、G56-c、G42x）。

花岗闪长岩：肉红色，细粒结构，块状构造。主要由黑云母、角闪石、斜长石、少量条纹长石、石英和铁钛氧化物组成（G43b、G27x、G22a）。

辉石橄榄岩：样品灰黑色，块状构造，主要成分为辉石（约 30%）、橄榄石（约 70%），可见少数尖晶石和磁铁矿（G37-c、G29a、G20a）。

二辉橄榄岩：样品灰绿色，块状构造，粒状镶嵌结构，主要矿物为橄榄石、斜方辉石和单斜辉石，其中辉石含量大致在 20%左右，可见少数角闪石、黑云母及磁铁矿（G6、G17a）。

花岗岩：灰白色，花岗粒状结构，主要矿物为石英、钾长石和斜长石，次要矿物为黑云母、角闪石。样品中未见辉石。含少量磷灰石、磁铁矿副矿物。（G36-c、G26X）

麻粒岩：黑褐色，主要成分为斜方辉石、单斜辉石和斜长石，可见少量角闪石、黑云母、石英、石榴子石。片麻状构造（G28c、G32c）。

花岗斑岩：样品肉红色，全晶质，具斑状结构。斑晶主要为钾长石和石英，基质呈隐晶质，可见少量黑云母和角闪石（G21b）。

(典型手标本及镜下照片见于附录)

二. 主量元素分析:

首选使用玛瑙研钵对要送测的样品进行手工碎样,碎样至 200 目以下后使用样品袋包装,在中国地质科学院国家地质实验测试中心进行主量元素分析。样品共计 10 件,测试方法为 X 荧光光谱。

三. 微量元素分析:

选择典型样品 27 件进行 Au、Mo、W 分析,其中各种类的典型样品各选一件进行微量元素分析,微量元素测定的方法为等离子质谱,其中 P、Ba、K、V 元素的方法为等离子光谱。在中国地质科学院测试分析中心完成测试工作。

四. Au、Mo、W 分析:

共选择 27 件样品进行 Au、Mo、W 分析,涵盖了采集到的所有样品种类,在国家地质实验测试中心完成,方法为等离子质谱。测试过程简述如下:

W、Mo: 称取 10g 样品于封闭溶样罐中,加 HNO_3 、HF 和 HClO_3 分解样品,10%王水介质用于 ICP-AES 测定, HNO_3 介质用于 ICP-MS 测定,所用的仪器为 ICP-MS POEMS RSD<10%。其中小于 $0.2\mu\text{g/g}$ 的灵敏度值以下的数据均按 $(0.0+0.2)/2=0.1\mu\text{g/g}$ 的习惯处理方法处理。

Au:样品 10g 烘干后用王水溶解,泡沫塑料富集,1% 硫脲解脱,用电热原子吸收法测 Au,所使用仪器为 PE3030。

第四节 主要工作量和取得的主要成果

一. 工作量

学习期间,完成论文工作量如下:

项目	工作量	本人完成情况
野外调研、样品采集及样品挑选	89 件	合作完成
岩矿鉴定、选择样品	光薄片 21 件、	独立完成
主量元素分析	10 件	样品加工、碎样、 独立完成
ICP-MS 微量元素分析	11 件	
Au 分析	27 件	
Mo、W 分析	27 件	
野外及显微照相	70 余张	独立完成
数据处理及图件编制	图 50 幅; 表 25 张	独立完成

二. 取得的主要成果

富 Au 岩石圈地幔是地壳中形成大规模金矿集中区的物质基础，各类包体及其寄主岩中的 Au 含量依岩性较有规律分布。

与 Au 不同，Mo 在寄主玄武岩中的含量显著高于在包体中的含量。不同类型的包体样品中，Mo 的含量呈有规律的变化，其含量在基性岩中最高，其次为酸性岩，而在超基性岩中的含量最低。

W 在寄主玄武岩中的含量一般高于在包体中的含量。各类型包体样品间的 W 含量差异明显，呈现酸性岩中最高，其次为基性岩，而在超基性岩中最低的趋势。由于相近的地球化学性质，Mo 与 W 的分布有一定的正相关性。

Au、Mo、W 在深源包体及其寄主玄武岩中含量的差异性、不同地区地幔岩包体及其寄主玄武岩中 Au、Mo、W 含量的差异性及其相应的地壳中 Au、Mo、W 矿床分布的差异性，与岩石圈组成和分异演化及 Au、Mo、W 地球化学性质有关。

第二章 区域地质与成矿特征

本章主要介绍了研究区域的地质特征及成矿特点,对研究区域的地质特征进行了较为全面的介绍,明确了研究环境,同时,对选择该区域做了研究地点的依据也做了一些说明。在对该区域成矿基本特征说明的同时,也介绍了目前对于中国东部地幔岩 Au、Mo、W 的分布特点的研究现状。

第一节 研究区域地质特征

研究区域选择在江苏省东海县的安峰山地区,东海县位于江苏省东北部,地处北纬 $34^{\circ} 11' - 34^{\circ} 44'$, 东经 $118^{\circ} 23' - 119^{\circ} 10'$, 地属黄淮海平原东南边缘的平原岗岭地,地形东西长、南北短,东西最大距离 70 公里、南北最大距离 54 公里;地势西高东低,中西部平原丘陵、起伏连绵,东部地势平坦、湖荡连海。从构造角度讲,该区域位于扬子地块与华北地块之间。大别—苏鲁超高压变质带东段的南部。超高压变质带与其南侧的高压变质带共同构成两大地块之间的古变质造山带。该造山带的边界断裂分别是南侧的嘉山—响水断裂、北侧的五莲—荣城断裂和北西侧的郯庐断裂带。苏北变质造山带内部的变质相带发育,变质程度有自南东向北东依次增高的趋势。苏北超高压变质带内广泛发育有各种超高压变质岩和变质矿物。苏北地区超高压的典型岩石—榴辉岩,以数量多、分布广、单个岩体规模大、围岩成分复杂为特征,其围岩以各种花岗质片麻岩为主(毛北、青龙山),还常产于超镁铁岩中(芝麻坊、蒋庄)和大理岩(演马厂)和石英岩、变粒岩中。在苏北超高压变质带中发现近 100 个超镁铁岩体,多 NE 或 NNE 向分布在片麻岩中。一般呈透镜状、脉状、似层状,产状多与片麻岩一致。岩体规模不等,一般数十米到数百米。最大者芝麻坊岩体东西长约 1000m,厚 100m,控制延深大于 400m。地表岩石多已蛇纹石化,其新鲜岩石为纯橄岩、含金云母纯橄岩、斜辉辉橄岩、镁铝榴石二辉橄岩等。主要矿物有橄榄石、辉石、石榴石,副矿物有金云母、铬尖晶石,蚀变矿物有蛇纹石、绿泥石、透闪石等,其中镁铝榴石晶出温度为 $1200-1280^{\circ}\text{C}$, 压力 215-310Gpa。榴辉岩、超镁铁岩中高压、超高压变质矿物种类齐全、丰富。含有柯石英、柯石英假象、

镁十字石、高铝榴石、刚玉、多硅白云母等。上述超高压岩石和超高压变质矿物主要集中在东海县城南毛北、芝麻坊、青龙山一线。(张永康, 1997)大量的岩石学、矿物学研究工作可识别出角闪岩相—麻粒岩相—榴辉岩相—麻粒岩相—角闪岩相—绿片岩相完整的变质—退变质过程。变质造山带根部岩石已暴露地表。苏北超高压变质带内部的地质构造, 由总体北东向展布的褶皱和断裂组成。大致以沂—赣榆断裂为界, 构成南东侧向北西推覆、北西侧向东南推覆的对冲型构造, 其核部在东海县驼峰—新沂除塘一线。浅表表现为多层次、多级别的构造岩片的相互叠置和逆冲推覆。韧性剪切带广泛发育, 带构成不同级别岩片的边界断裂, 反映较深层次的塑性变形作用较为强烈, 矿物拉伸线理方向 140° 左右, 其作用力方向南东—北西向。中生代以来, 本区构造主要表现为脆性伸展构造和非造山的碱性花岗岩侵入为主。沿嘉山—响水断裂, 邵店—桑墟断裂等均发育有北东向断续分布的中新生代沉积盆地。

在晚白垩世王氏组砂砾层中, 可见有片麻岩等变质岩砾石, 反映了剥蚀作用是该区中新生代主要构造作用, 苏北超高压变质带在该时期主要表现为伸展、隆起并为苏北中新生代盆地提供沉积物源。而安峰山是东海县境内仅有的两个碱性玄武岩火山口之一, 形成于晚新生代, K-Ar 同位素年龄测定为 $7.3\sim 12.3\text{Ma}$, 岩石学和地球化学特征揭示寄生岩为碧玄岩, 岩浆没有经历明显的分异和同化混杂作用(金振民等, 2003 年, 江苏东海县幔源橄榄岩包体及其深部构造意义), 陈道公等(1988)、刘若新(1992)曾对东海县境内的这两个地区的碧玄岩做了初步研究。但并未涉及本文的研究方向。在大地构造上, 安峰山位于郯芦断裂中段东部, 与嘉山—响水断裂带平行的北东向邵店—桑墟断裂带刚好通过该火山口。地表出露火山口近圆形, 面积约 0.5km^2 左右, 岩石为黑色-灰黑色, 具斑状结构、气孔状、块状、鲕状构造。

第二节 区域成矿基本特征

郭文魁等(1982)从中国东部成矿域地质发展背景与区内主要矿产组合的某些基本联系论证中国东部成矿域具有一定的规律性。

中国东部成矿域是太平洋成矿带的一部分, 其范围自银川—昆明深断裂

带以东地区。此区突出的构造特征是在古亚洲构造格局之上迭加了太平洋式构造，以北北东方向为主的太平洋式构造迭加在近东西向为主的古亚洲构造域之上，形成“格状构造骨架”。其框格之内往往为中生代沉积盆地，“格架”则由相对隆起的山系构成。在这些山系中除沉积岩外，无例外地均有火成岩及变质岩的存在，而其火成岩出露的数量和时代自西而东有显著增加和变新趋势。盆地之内一般有沉积矿产，而且还有更多的内生、迭生与变生矿产出现，在这个意义上，隆起与坳陷（盆地）对矿种组合以及矿床类型的控制起着决定性作用。

中国东部地区有三个近南北向与北北东向的构造带。一个从贺兰山、六盘山穿越秦岭经龙门山到康滇地轴，是地震密集地带，也是重力场梯度较密集地带，应是深部巨型断裂构造的反映，名之为银川—昆明深断裂构造带；另一个连续分布最长的北北东向重力异常密度梯度带是北起大兴安岭，经太行山到华南的雪峰山山系，它也反映了一个深部巨型断裂带的存在，沿此带还零星发现金伯利岩、苦橄岩和其他基性、超基性岩的露头；著名的第三个北北东向巨型断裂带是郯庐断裂带，此带北延辽东半岛西侧，小兴安岭东缘至那达哈达岭而进入苏联境内，南越长江，大致沿赣江、北江而没入南海，沿此带在华北地块有金伯利岩浆的侵入与钙碱系列火山岩浆喷发。从北到南该断裂东侧一律为相邻隆起区。中国东部绝大多数矿产产于近东西向的断裂褶皱构造系与近南北或北北东向断裂构造带之上及其临近地区，而两组构造交汇之处，矿产尤为密集，形成矿带与矿汇，显示了断裂褶皱构造带对成矿的控制作用。

华北地块地壳较薄，刚性岩层之下即可能为软流的地幔岩，因而反映到断裂成矿带的成矿元素主要为铁、钴、铜、镍、金、铂、钒、钛、铬；在陆缘地壳增厚处有 Mo、W。以华北地台为中轴，南北两个断裂褶皱区在矿产组合上虽然有较大差异，但也有相同之处，如地块南北陆缘地壳增厚处具有由老到新从 Au 向 Mo、W 过渡的变迁现象。

华南成矿区地壳厚度由长江中下游区到加里东褶皱逐渐增厚，长江中下游以闪长岩及花岗闪长岩为主，与之相应的成矿元素为铁、铜、钼、铅、锌、钒、钴、磷。而到南岭地壳增厚地区的花岗岩带，成矿元素组合为钨、锡、

钼、铅、锌、锑、汞、银、铌、钽、锆、钼、铀、氟；但在深断裂穿过的地带还有闪长岩和花岗闪长岩形成，出现铁、铜、钼、铅、锌，等成矿元素组合。

综上所述，由华北地块经扬子地块至华南地块，随地块年龄之降低，成矿有 Au-Mo-W 变化的趋势；而华北地块边缘亦有地块南北陆缘地壳增厚处具有由老到新从 Au 向 Mo、W 过渡的变迁现象。一般认为，古老地块与其下的岩石圈地幔在性质、成分和年龄上有相关性 (Ringwood, 1975; Jaques et al., 1980; Takahashi et al., 1983; Green, 1989; 刘嘉麒, 1999; Aldanmaz, 2002)，说明岩石圈的性质成分和演化与成矿密切相关。

第三节 中国东部地幔岩 Au, Mo, W 元素特点

中国东部地幔岩中的 Au 含量是不均一的。空间上以华北板块为中心，向北和向南分别降低；时代上第三纪的样品要比第四纪的样品含 Au 高，古生代金伯利岩中的样品要比新生代玄武岩中的样品含 Au 高。地幔岩包体一般比寄主岩含 Au 高，二者间相关性不明显。研究表明，中国东部岩石圈地幔平均含 Au 大致等于或略低于 $3.8 \times 10^{-3} \mu\text{g/g}$ ，低于上地幔的丰度 $5.0 \times 10^{-3} \mu\text{g/g}$ 而高于陆壳的丰度 $3.0 \times 10^{-3} \mu\text{g/g}$ ，但仅略高于下陆壳的丰度 $3.4 \times 10^{-3} \mu\text{g/g}$ (赫英等, 2004)

中国东部新生代地幔岩包体 Mo 含量在 $0.10 \sim 0.41 \mu\text{g/g}$ 之间，平均含 Mo $0.19 \mu\text{g/g}$ ，接近世界超基性岩的丰度 $0.22 \mu\text{g/g}$ 。(黎彤, 化学元素的地球丰度(J) 地球化学, 1976, 5(3); 167-174) 不同地区地幔岩包体中 Mo 含量分布的总趋势是华北克拉通南缘 (山东临朐、昌乐、安徽明光) 的 Mo 含量高于华南地块 (广东英峰岭、海南定安和海南蓬莱) 的 Mo 含量。寄主玄武岩中的 Mo 含量明显高于其地幔岩包体中的 Mo 含量。同一地区寄主玄武岩中 Mo 含量很均一，不同地区寄主玄武岩中 Mo 含量有明显差异，变化范围很宽，在 $0.75 \sim 7.21 \mu\text{g/g}$ 之间 (岳可芬等, 2006)。

中国东部地幔岩中玄武岩的地幔岩包体及寄主玄武岩中的 W 含量分别在 $0.1 \sim 1.0 \mu\text{g/g}$ 和 $0.1 \sim 2.5 \mu\text{g/g}$ 之间。地幔岩包体平均含 W $0.4 \mu\text{g/g}$ ，仅略高于上地幔 W 的丰度 $0.3 \mu\text{g/g}$ ，寄主玄武岩平均含 W $0.7 \mu\text{g/g}$ ，与世界

基性岩 W 的丰度 $0.7 \mu\text{g/g}$ 非常一致, 而比鄢明才等的数据 $0.5 \mu\text{g/g}$ (鄢明才, 迟清华, 顾铁新等, 中国火成岩化学元素的丰度与分布(J), 地球化学, 1996, 25(5), (409-424))略高。与 Au 的情况相反, 地幔岩包体含 W 一般低于其寄主玄武岩, 考虑到地幔由浅而深其 W 丰度降低, 玄武岩的源区地幔含 W 应比地幔岩包体低, 这可能反映 W 是不相容元素, 在部分熔融过程中倾向富集于熔体中。但与地幔岩包体相比, 玄武岩中的 W 含量明显更为不均一。(赫英等, 2003)。

综上所述, 中国东部地幔岩中的 Au、Mo、W 含量是不均一的但有一定规律, 可能受控于岩石圈的性质和分异演化以及 Au、Mo、W 地球化学性质的差异性。

第三章 深源包体及其寄主玄武岩地球化学研究

深源包体及其寄主玄武岩是研究地质构造、地幔和地壳组成和演化、岩石圈动力学等的重要窗口。本文选择江苏东海县安峰山一带的深源包体及其寄主玄武岩的地球化学进行研究,有利于进一步了解岩石圈不同层次物质组成和演化,同时也有利于更好地了解其对矿产资源的形成和分布的影响。

本文研究的地幔岩包体及其寄主玄武岩样品采自江苏省东海县安峰山一带,安峰山是东海县仅有的两个碱性玄武岩火山口之一(另一为平明山)位于中国大陆科学钻以东约 10km 处,其地幔岩包体寄生玄武岩为碧玄岩,主要的包体类型包括橄榄岩包体、片麻岩包体、酸性及基性麻粒岩包体等。出露于地表的火山口近圆形,面积约 0.5km² 左右,岩石为黑色、灰黑色,具斑状结构、块状、气孔状、鲕状构造。斑晶主要为橄榄石,部分伊丁石化。其次为单斜辉石和碱性长石,粒径约 0.2~0.5mm,基质呈玻粒柱状结构,主要成分为单斜辉石、碱性长石、橄榄石和玻璃质,副矿物主要为磁铁矿。经研究,该区玄武岩氧化物有以下特征,①SiO₂ 含量较低,且变化范围不大,总体在 40%左右。而 MgO 较高,约 8.9%左右。②全碱含量高,属典型的钠质碱性玄武岩系列。

第一节 岩石化学分析

表 3-1 安峰山玄武岩主量元素含量 (%)

产地	样号	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	TFe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	合计
安峰山	AF-1	40.7 3	2.8	11.6 8	14.2 4	1.25	0.19	9.3	10.1 8	4.7	1.6	1.05	3.66	100.13
	AF-8	41.0 3	2.76	11.8 7	14.0 4	6.78	0.19	9.02	10.8 2	4.83	1.59	1.01	3.35	100.51
	AF-2	42.1 8	2.31	12.1 9	13.7 2	5.52	0.18	9.27	9.66	4.91	2.01	1.21	2.66	100.29

上表数据引自文献(金振民, 2003), 其中 FeO 使用湿法化学分析。由上表可以看出,

- (1) SiO₂ 含量较低, 变化范围不大, 而有较高的 MgO 含量, 平均约 8.9%。
- (2) 全碱含量较高, Na₂O>K₂O, 属于钠质碱性玄武岩。

(3) 标准矿物霞石达 18.4~26.04，为高霞石含量的碧玄岩。。

第二节 包体及其寄主玄武岩的 REE 和微量元素及其比较分析

表 3-2 包体及寄主玄武岩微量元素含量

样品原号	G1-1	G1-3	G 4	G43-b	G52-c	G37-c	G17a	G 20a	G32c
样品名称	花岗片麻岩	玄武岩	纯橄岩	花岗闪长岩	花岗片麻岩	辉石橄辉岩	二辉橄辉岩	辉石橄辉岩	麻粒岩
检测编号	06289002	06289003	06289004	06289006	06289009	06289011	06289019	06289028	06289029
V	7.10	88.8	12.6	9.64	4.76	29.1	5.11	5.38	188
P	1258	4941	826	1144	1536	3919	468	1165	650
K%	5.18	2.21	6.33	5.56	4.99	6.92	3.84	3.89	4.22
Sc	1.91	10.6	4.01	4.67	8.13	1.23	3.10	3.93	1.57
Cr	3.44	105	5.24	19.1	28.5	4.95	4.93	4.87	9.17
Co	1.61	40.2	2.61	6.55	15.0	2.30	3.10	3.17	2.37
Ni	7.26	92.9	2.00	36.1	45.2	6.78	3.20	5.30	4.55
Cu	13.1	41.3	8.11	12.4	19.1	4.37	3.64	6.48	6.54
Zn	44.3	160	130	58.0	27.8	53.4	59.3	98.9	51.0
Rb	64.5	60.4	115	89.1	73.8	84.8	72.2	68.1	109
Sr	104	1421	186	133	326	1145	222	253	71.9
Nb	9.21	112	26.0	17.4	21.1	16.7	39.6	14.3	27.0
Cs	0.23	1.62	0.50	0.39	0.25	0.34	0.33	0.34	0.77
Ba	560	625	1486	467	725	802	602	820	317
Ta	0.65	6.06	1.18	1.40	2.01	0.91	2.11	0.81	1.65
Pb	16.9	7.59	32.7	11.3	6.95	11.1	14.2	28.0	12.9
Th	9.83	12.0	5.89	9.11	18.3	4.47	9.38	13.4	9.31
U	0.73	2.37	1.03	1.97	1.82	1.89	0.63	0.70	1.08
La	79.5	93.9	53.6	58.4	29.3	57.4	37.8	162	46.0
Ce	147	167	101	119	71.7	110	80.9	291	96.4
Pr	18.3	19.9	12.9	14.0	8.02	13.1	8.73	35.5	11.9
Nd	69.5	81.6	51.0	52.1	29.4	49.8	34.7	131	46.1
Sm	12.7	17.5	10.4	9.85	6.70	8.81	7.65	20.9	10.0
Eu	0.84	4.43	1.22	0.95	0.76	0.87	0.88	1.51	0.55
Gd	11.5	13.5	9.11	8.81	5.08	7.95	6.54	18.3	8.41
Tb	1.55	2.03	1.45	1.28	0.86	1.10	1.19	2.25	1.46
Dy	7.33	8.91	7.68	6.56	4.38	5.20	6.51	9.64	7.93
Ho	1.32	1.40	1.49	1.23	0.80	0.99	1.24	1.75	1.54
Er	4.04	3.84	4.67	3.89	2.54	3.09	3.73	5.40	4.81
Tm	0.50	0.40	0.62	0.52	0.36	0.38	0.49	0.63	0.67
Yb	3.35	2.45	4.14	3.37	2.48	2.57	3.22	4.14	4.46
Lu	0.52	0.33	0.65	0.48	0.38	0.39	0.48	0.63	0.65
Y	36.3	42.9	43.7	34.8	22.9	29.2	37.3	49.3	48.2
Zr	245	438	537	409	152	326	281	343	185
Hf	6.14	8.88	12.0	11.2	5.70	7.55	7.47	9.64	5.94

一. 寄主玄武岩的 REE 分布

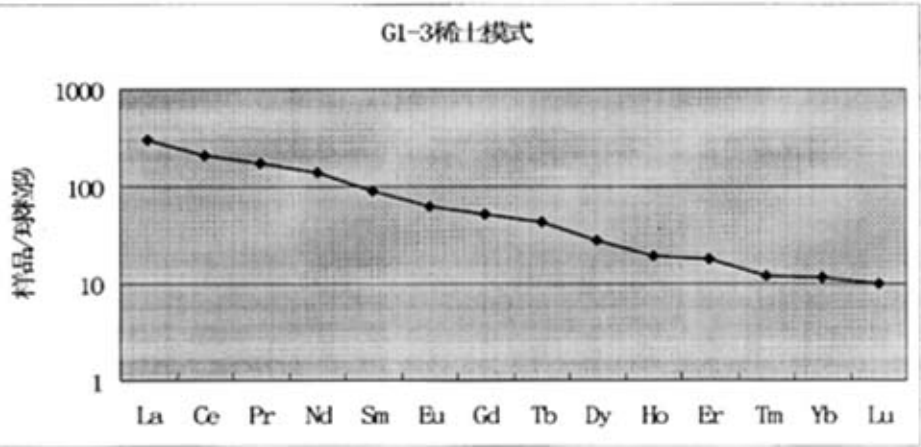


图 3-1 寄主玄武岩的球粒陨石标准化稀土模式

从 REE 球粒陨石标准化图上看:

- (1) 研究区包体的寄主玄武岩的球粒陨石标准化稀土模式图呈现明显的右陡倾型, LREE 高度富集, 显示微弱的铈负异常存在。
- (2) 其稀土总量明显高于华北地区同类岩石, 与富钾玄武岩的稀土组成模式相似。(金振民, 2003)

二. 包体的 REE 分布特征:

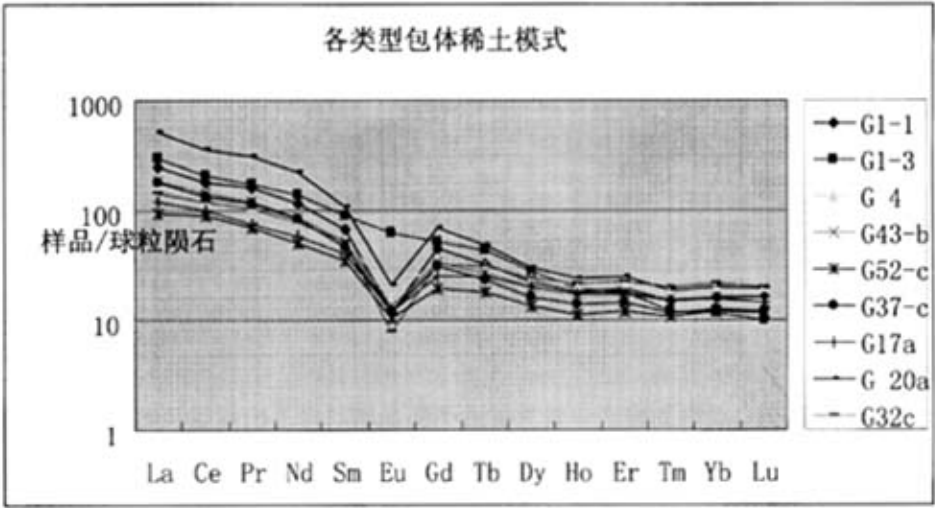


图 3-2 包体 REE 分布特点

由图 3-2 可以看出, 研究区的包体 REE 特点可概括如下:

- (1) 与寄主玄武岩相似, 各类型地幔岩包体均显示明显的右陡倾型稀土模式, 富集 LREE, 这一特点也与我国新生代玄武岩的稀土模式相符。

(2) 各类型包体均呈现较高的 REE 总量，与寄主玄武岩基本一致，同时也因类型不同，显示不同的 REE 含量，但各类型包体的模式曲线近平行。

(3) 与寄主玄武岩不同的是，各类型包体均显示较强的铕负异常，同时，图中靠下的稀土模式曲线往往显示更强的铕负异常。这一点也可以从数据表中反映出来。

表 3-3 包体铕异常表

样品原号	G1-1	G1-3	G 4	G43-b	G52-c	G37-c	G17a	G 20a	G32c
样品名称	花岗片麻岩	玄武岩	纯橄岩	花岗闪长岩	花岗片麻岩	辉石橄辉岩	二辉橄辉岩	辉石橄辉岩	麻粒岩
检测编号	06289002	06289003	06289004	06289006	06289009	06289011	06289019	06289028	06289029
δEu	0.210	0.857	0.378	0.308	0.386	0.315	0.374	0.233	0.180

(δEu 算法标准来自张本仁，地球化学)

第三节 包体及寄主玄武岩不相容元素特点

表 3-4 样品不相容元素含量 ($\mu\text{g/g}$)

样品原号	G1-1	G1-3	G 4	G43-b	G52-c	G37-c	G17a	G 20a	G32c
Rb	107.500	100.667	191.667	148.500	123.000	141.333	120.333	113.500	181.667
Ba	84.848	94.697	225.152	70.758	109.848	121.515	91.212	124.242	48.030
Th	124.430	151.899	74.557	115.316	231.646	56.582	118.734	169.620	117.848
U	36.500	118.500	51.500	98.500	91.000	94.500	31.500	35.000	54.000
Nb	13.997	170.213	39.514	26.444	32.067	25.380	60.182	21.733	41.033
Ta	17.568	163.784	31.892	37.838	54.324	24.595	57.027	21.892	44.595
La	122.685	144.907	82.716	90.123	45.216	88.580	58.333	250.000	70.988
Ce	87.500	99.405	60.119	70.833	42.679	65.476	48.155	173.214	57.381
Sr	5.226	71.407	9.347	6.683	16.382	57.538	11.156	12.714	3.613
Nd	55.600	65.280	40.800	41.680	23.520	39.840	27.760	104.800	36.880
Zr	23.333	41.714	51.143	38.952	14.476	31.048	26.762	32.667	17.619
Hf	21.696	31.378	42.403	39.576	20.141	26.678	26.396	34.064	20.989
Sm	31.281	43.103	25.616	24.261	16.502	21.700	18.842	51.478	24.631
Eu	5.455	28.766	7.922	6.169	4.935	5.649	5.714	9.805	3.571
Gd	21.140	24.816	16.746	16.195	9.338	14.614	12.022	33.640	15.460
Tb	15.657	20.505	14.646	12.929	8.687	11.111	12.020	22.727	14.747
Dy	10.875	13.220	11.395	9.733	6.499	7.715	9.659	14.303	11.766
Y	8.442	9.977	10.163	8.093	5.326	6.791	8.674	11.465	11.209
Er	9.224	8.767	10.662	8.881	5.799	7.055	8.516	12.329	10.982
Lu	7.647	4.853	9.559	7.059	5.588	5.735	7.059	9.265	9.559

由图 3-3 可以看出各包体样品的不相容元素分布模式相似，仅在细节上有所差异。而与寄主玄武岩的特点明显不一致。

对于寄主玄武岩：

- (1) 不相容元素呈富集型分配形式。
- (2) 其中 Th、Nb 及 LREE 明显富集，Th、Nb 显示正异常。

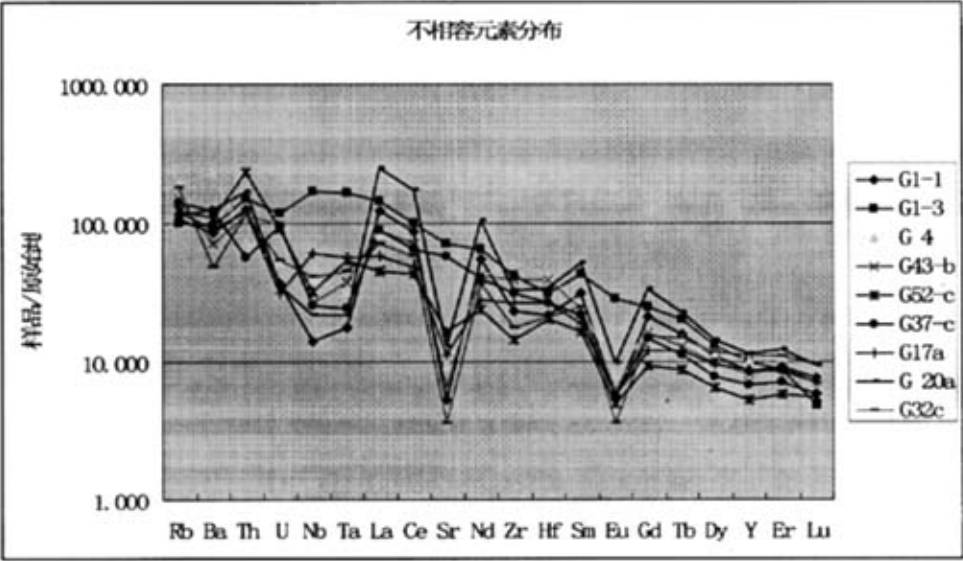


图 3-3 各样品不相容元素分布模式

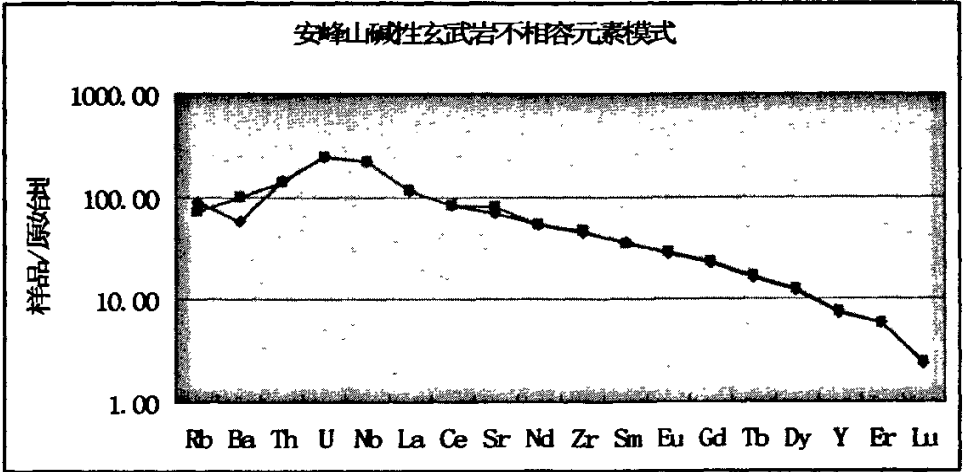
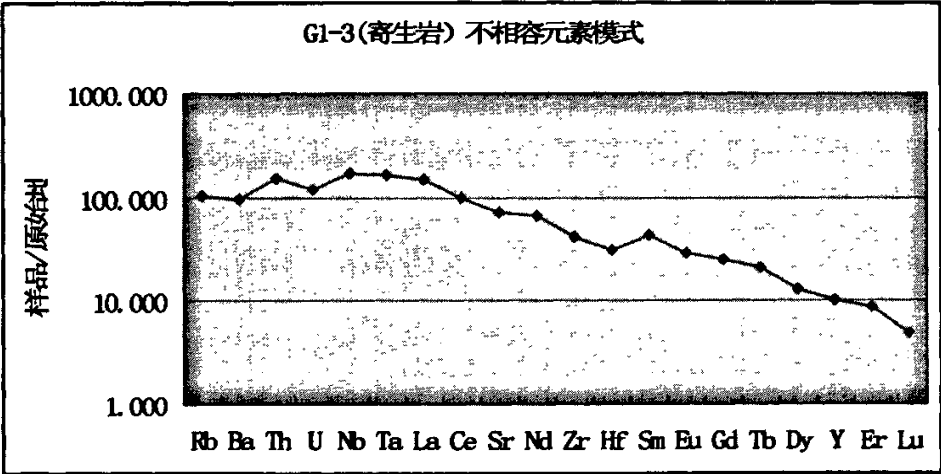


图 3-4 包体寄主玄武岩不相容元素分布特点

上图数据来自文献(李曙光等, 大别山陆壳俯冲再循环—地球化学证据, 1997)。

对于包体:

与寄主玄武岩的不相容元素模式的主要区别在于, 与寄主玄武岩相反, 包体中的不相容元素, Nb、Ta、Sr 和 Eu 呈明显的负异常。

对于各类型包体: 各包体样品不相容元素分布的共同特征是, 除 17a 样品外, 均明显缺失 Nb、Ta、Sr、Eu 元素。除上述元素外, 曲线模式与寄主玄武岩相似, 均呈右倾式的不相容元素富集状态。同时, 依岩性不同, 大致可把样品分为四类, 其中 G1-1、G43-b、G20a 应该分为一组, 除各型包体共有的特征个, 与其它包体相比显示明显的 Ba、Nb 的负异常。G4 与 G17a 相类似, 其 Nb、Ta 负异常程度较低, 同时有相对其它样品较高的 Zr 元素。G52c 与 G32c 同组, 这两个样品相对其它样品均为缓和, Nb、Ta 的负异常表现不明显, 而表现出较强的 Sr 负异常。G37c 单独为一分类, 区别于其它样品的是其缓和的曲线特征, 除 Nb、Ta 外不表现明显的 Sr、Nd 负异常, 另外有较高的 Ba 含量。可以看出, 这种不同的分布模式特点也是与其岩性直接相关, 相同类型的样品表现相似的特征模式, 而不同的样品其分布模式有所差异。

小结

常量元素分析说明:

采样地玄武岩氧化物特点为, SiO_2 含量很低, 同时变化范围也小, 约 41%左右; 而 MgO 的储量则均高, 约 8.9%。

样品全碱含量高, 约 7%左右, $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$, 属于钠质碱性玄武岩系列。

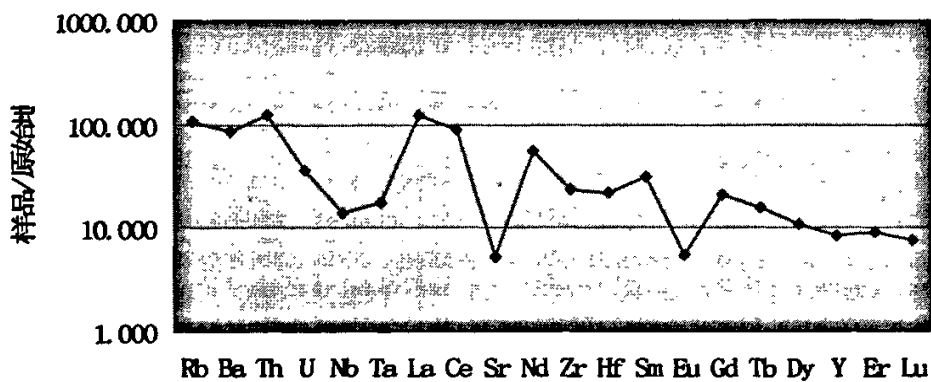
标准矿物霞石高达 18.4%~26.04%, 为高霞石含量的碧玄岩, 与五大连池、福建明溪、安徽女山的碧玄岩成分相当(金振民, 2003)。

而从微量元素分析上说:

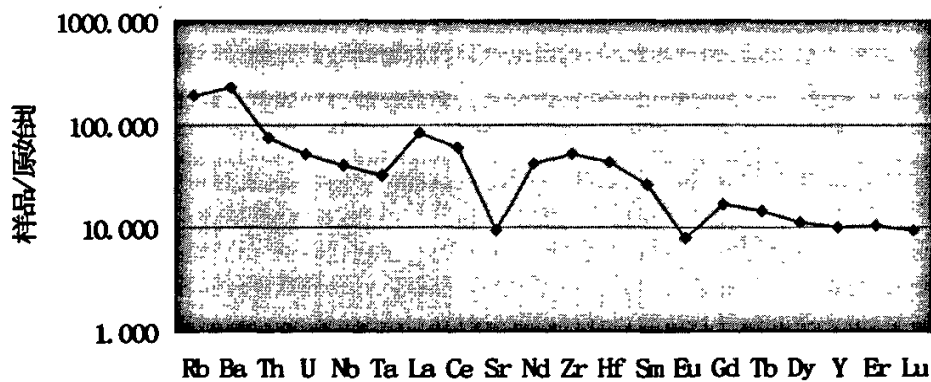
寄主玄武岩高度富集 LREE, 为典型的右陡倾式稀土模式, 其稀土总量明显高于华北地区其它样品。寄主玄武岩样品显示轻度的铈负异常。

包体样品铈负异常表现强烈。样品不相容元素呈富集模式, 其中 Nb、

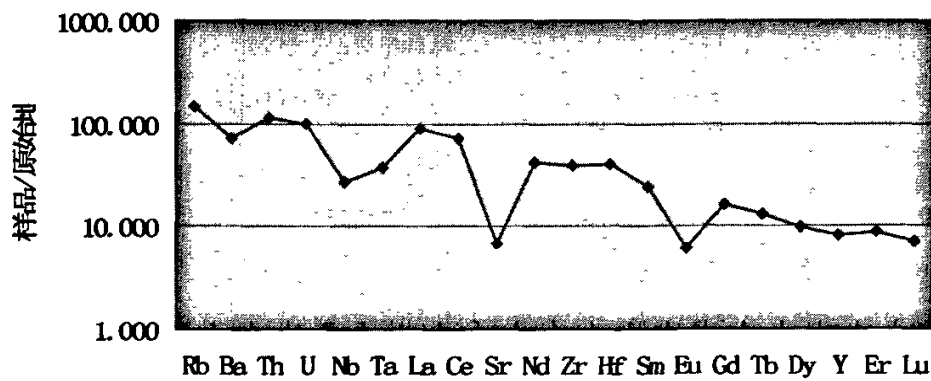
G1-1不相容元素分布模式



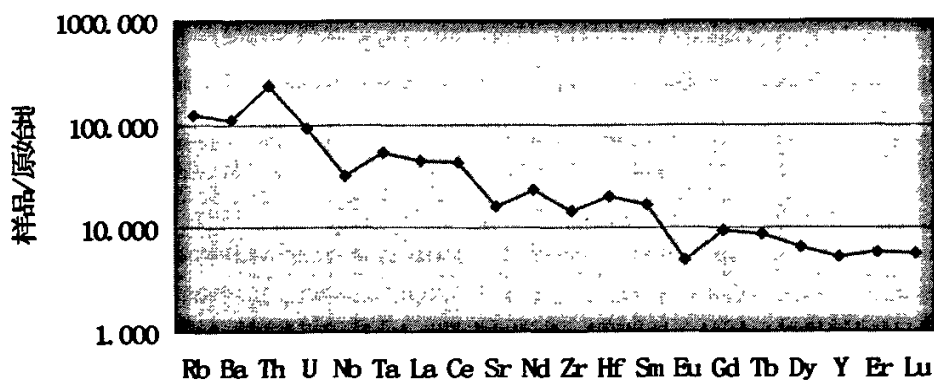
G4不相容元素分布模式



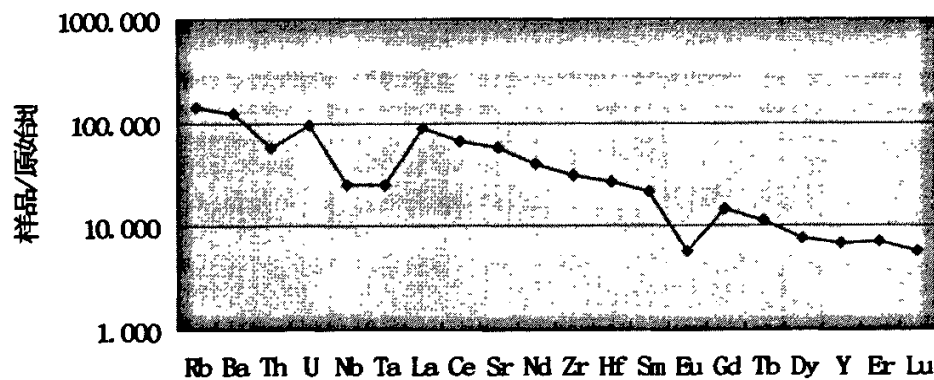
G43-b不相容元素分布模式



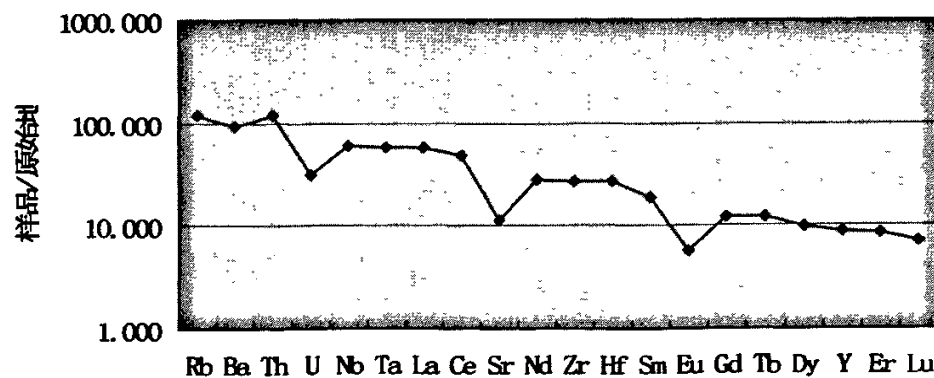
G52-c不相容元素分布模式



G37-c不相容元素分布模式



G17-a不相容元素分布模式



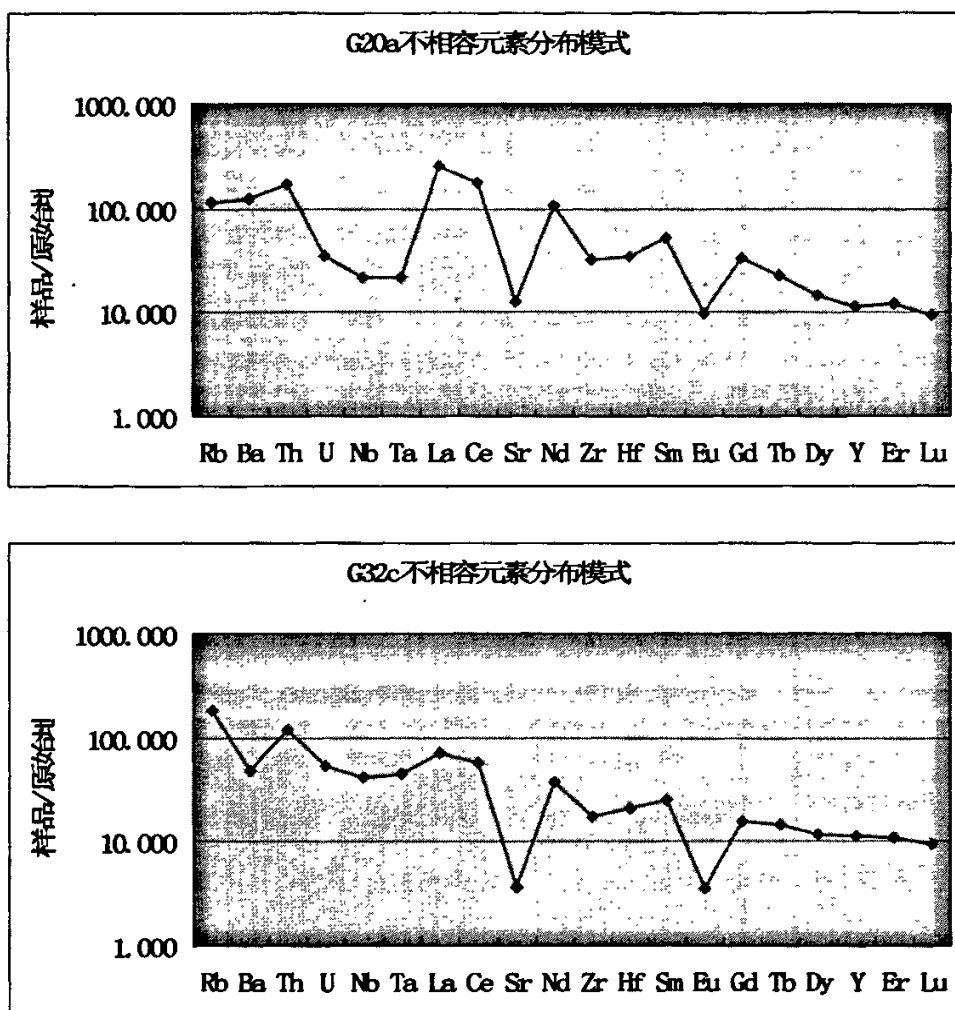


图 3-5 各包体不相容元素分布模式

Ta、La、Tu、Sm 呈明显的正异常。高场强元素富集，明显高于华北地区新生代火山岩平均标准。过渡金属元素显示强烈的分馏分配形式。

各类型包体 REE 总量有所差异，但其分配模式曲线近平行，显示相近的分配形式，而其 REE 总量与其岩性表现出明显的正相关。

包体中的不相容元素明显缺失 Nb、Ta、Sr、Eu 元素，而其余元素则与寄主玄武岩的分配模式保持一致。除此之外，各类型包体的不相容元素分配模式表现出较明显的差异，而同类型包体则保持一致，这应该是与其本身的岩性有关的。

寄主玄武岩富集轻稀土元素，呈 Ta、Nb 正异常高 Ce / Pb、Nb / U 比值和低 La / Nb 比值，与洋岛玄武岩(OIB)类似，Nd-Sr 同位素组成与夏威夷

玄武岩类似但略显锆亏损，从而说明它们受地壳物质混染的影响轻微。

第四章 成矿元素—Au

如前所述,近年来国内外学术界对中国东部深源包体及其寄主玄武岩进行了大量的研究,在岩石学、地球化学和深部动力学等不同方面讨论了岩石圈地幔和软流圈的组成特征和成因以及软流圈-岩石圈、地壳-地幔间的相互作用问题,取得了重要进展。但有关深源包体及其寄主岩中 Au 含量的分析和研究很少报道,这是一项重要的基础工作。Au 大规模富集成矿与深部地质过程的关系是当今矿床学研究最具探索性的科学问题之一(Kutina, 1994; 裴荣富等, 1999; 翟裕生等, 1999)。对各类深源包体及其寄主岩中 Au 含量进行较系统的分析,提供基础数据。在此基础上探讨中国东部深源包体和寄主玄武岩中 Au 含量分布的特点及其与金矿床和金矿集中区分布的关系,对于 Au 的成矿学研究和 Au 的大型矿集区预测、找矿工作是有重要意义的。

第一节 研究区深源包体及其寄主玄武岩中的 Au 含量

一. 样品采集、分析方法和分析结果

样品采集地位于江苏省东海县安峰山,送测样品共计 25 件,基本涵盖了研究区域各类型包体。

样品经粉碎、筛分和研磨后送国家地质实验测试中心进行 Au 含量的分析。烘干后的样品 10g 用王水溶解,泡沫塑料富集,1%硫脲解脱,用电热原子吸收法测 Au,所用仪器为 PE3030。

质量控制:此批样品共插入国家一级标准物质 2 件(GBW007242、GBW07244),分布在该批样品的前、中、后部分,随同样品一起进行分析。分析结果列于表 4-1。

二. 讨论

从包体 Au 含量分布和寄主岩中 Au 含量分布图 4-1 以及结合表 4-1 的数据可以看出:

(1) 寄主玄武岩的 Au 含量约 $5 \times 10^{-3} \mu\text{g/g}$,这一结果基本上是与基性岩的平均丰度是吻合。(表 4-2)

表 4-1 包体及其寄主玄武岩中的 Au 含量 ($\mu\text{g/g}$)

样品序号	样品编号	AU
2	G1-1	0.003
4	G4	0.004
5	G44-c	0.004
6	G43-b	0.003
7	G56-c	0.002
8	G52-c	0.002
9	G41-x	0.002
10	G37-c	0.004
11	G43ca	0.002
12	G6	0.002
13	G42xc	0.002
14	G36-c	0.001
15	S1-c	0.002
16	S2-c	0.002
17	G17a	0.001
18	G28c	0.001
19	G21b	0.001
20	G26X	0.001
21	G29a	0.001
22	G27x	0.001
23	G24c	0.001
24	G22a	0.001
25	G20a	0.002
26	G32c	0.001
3	G1-3	0.005

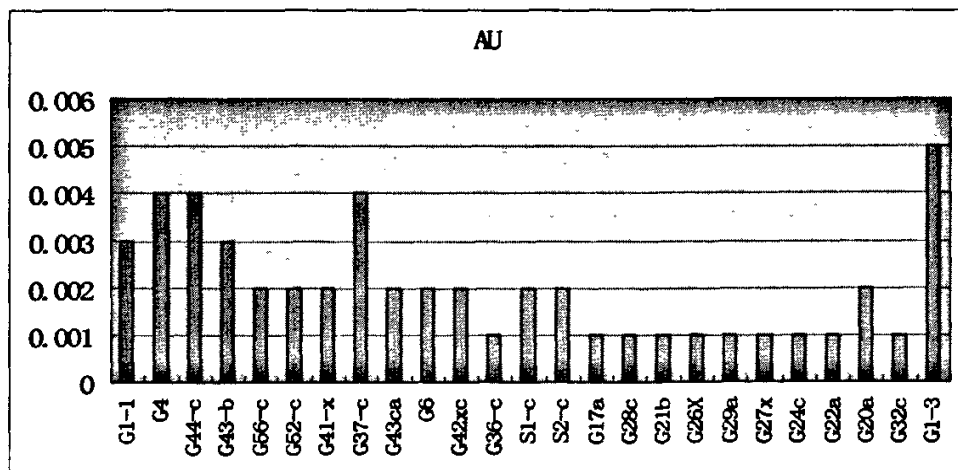


图 4-1 包体及寄主玄武岩 Au 含量分布

表 4-2 各类岩浆岩中 Au 的丰度 (引自魏德波尔, 1974)

元素	超基性岩	基性岩	中性岩	花岗岩
Au ($\times 10^{-9}$)	6.6	4.8	3.2	1.7

表 4-3 地球圈层中 Au 的丰度 ($\times 10^{-9}$) (引自黎彤, 1976)

元素	地球	地核	下地幔	上地幔	地壳
Au	800	2600	5	5	4

(2) 各包体样品中的 Au 含量基本上表现出与其类型的相关性, 即来自深部的包体通常含有较多的 Au, 这一事实是与 Au 本身亲铁性的化学性质有关的。但同时应该注意到这一差别并不绝对, 仅管大多数样品符合这一规律, 但同时, 也有少数样品显示与其本身来源不尽相符的 Au 含量。如 G22a、G20a 样品, 作为基性岩样品, 其 Au 含量表现过低, 同时少数中性岩样品则表现出较高的 Au 水平, 但从各类型样品的平均值来看, 各类型样品符合其所在深度层次应该具有的 Au 水平。

(3) 该区域 Au 含量普遍不高, 甚至略低于同类岩浆岩的平均水平。

Au 矿床和金矿集中区的数量和规模与有关地块的时代有相关性。如南非、西澳、加拿大、北美、巴西、我国华北、扬子等地块相比, 其形成年龄依次降低, 地块中超镁铁、镁铁质成分依次减少而长英质成分渐增, 相应地金矿床和金矿化集中区的规模和数目也减小。近来, 很多学者指出岩石圈地幔和地壳间在形成时代、性质和成分上有藕合性 (Zhu, 1991; Menzies et al., 1995; Xu Yigang et al., 1996; Gao et al., 2002; 支霞臣等, 2001), 结合 Au 是亲铁元素的地球化学性质, 地球历史早期形成的相对更富镁铁质成分的大陆岩石圈地幔和下陆壳比较晚形成的相对更富长英质成分的大陆岩石圈地幔和下陆壳是更富 Au 的 (尽管壳—幔分异作用导致地幔中的 Au 高于地壳), 推测该区域各类深源包体相对较低的 Au 含量可能与其下的岩石圈地幔的时代比较年轻有关 (赫英等, 2004)。

第二节 包体微量元素与 Au 含量的关系

在成矿作用中, 与 Au 经常伴生的元素主要是亲硫元素, 其中包括 S、Se、Te、As、Sb、Bi、Cu、Ag、Zn、Cd、Hg、Sn、Pb、Mo、W、Fe、Pt、Pd、Co 和 Ni。此外, 尚有一些元素对 Au 的成矿也较有意义。

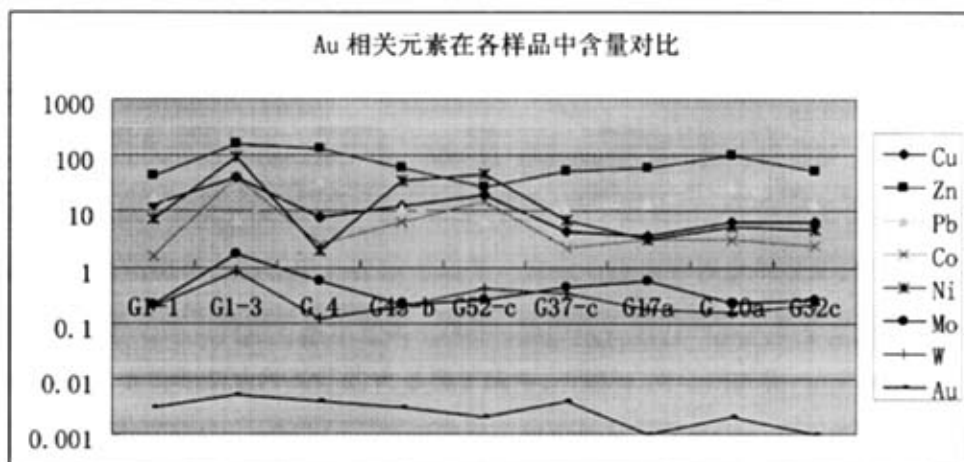


图 4-2 Au 的相关元素在样品中的含量对比

图 4-2 显示了样品中与 Au 的成矿作用相关的元素的含量对比，由图中可以看出，这些元素在各样品中的含量模式与 Au 的参照关系并不强，较为杂乱，这也是与 Au 本身在岩浆的分异结晶过程中表现惰性有关的，但同时，其总体的趋势又较为一致，尤其是 Zn 的曲线与 Au 极为一致。

Cu 作为与 Au 同族的元素，经常与各种类型矿床中的 Au 伴生，它既可以形成自己的矿物也可以做为一种组分赋存于硫化物、磷酸盐、自然金及金的矿物中，Cu 往往与 Au 伴生，但其间的关系比较复杂。在某些深成矿床中，Cu 与 Au 成正比关系，而在某些矿床中，则没有关系。从图 4-2 中也可看出，Cu 和 Au 几乎没有任何关系。这应该是由于 Au 在岩浆分异结晶过程中均匀分配。

Zn 在各种类型的金矿中与 Au 常伴生，主要赋存于闪锌矿和各种各样含锌磷酸盐中，偶尔也赋存于锌铁小晶石中，在某些金矿中，矿石中的 Zn 与 Au 的数量往往成正比关系，Zn 是直接指示矿物。而研究样品中的 Zn 正与 Au 显示这种关系，这应该是因为研究区域的样品均来自深部的原因。

Pb 在各种类型的金矿中普遍与 Au 伴生，以含 Au 多金属矿床和砂卡岩型矿床中为最多，以含金石英型矿床和石英卵石砾石型矿床中为最少。在很多金矿中，方铅矿都是主要铅矿物，某些矿床含有数量可观的各种 Pb 的磷酸盐，少数矿床含 Pb 的碲化物、硒化物、铋化物等等。大多数含 Au 多金属矿一般都富 Pb，但依据现有资料，Au 含量与 Pb 含量的相互关系很少

或不存在，但在相当的含金石英矿床和其它类型的含金矿床中，方铅矿是富 Au 矿体的一种特别好的指示矿物，这可能是由于方铅矿和 Au 都是矿物共生序列中的最晚期矿物，故两者往往同时出现。(Schwartz,1944)

Mo 在大多数类型的金矿中，Mo 通常与 Au 伴生，但这种元素一般仅少量地出现，辉钼矿是金矿中唯一常见的钼矿物。痕量的 Mo 也可见于金矿的某些硫化物和白钨矿中。在矽卡岩型、含金石英型和多金属型矿床中，Au 只是偶尔地与辉钼矿直接伴生。因此，这两种矿物的共生关系难以确定。而在可以明确判断这种关系的大多数矿床中，辉钼矿属早期矿物，与石英同期。在某些矿床中，Mo 与 Au 之间存在正相关关系。在其它一些金矿脉中，Mo 与 Au 之间的相互关系很弱，为负相关关系或不存在相关关系。(Thomson,1950) 在本实例中 Mo 与 Au 存在模糊的正相关关系。

W 在一些金矿中可见与 Au 伴生，有人认为这是由于白钨矿和 Au 的溶解度相似 (Foster,1977)。金矿中的主要钨矿物是白钨矿，黑钨矿。在研究样品中，未见 W 与 Au 的明显相关关系。

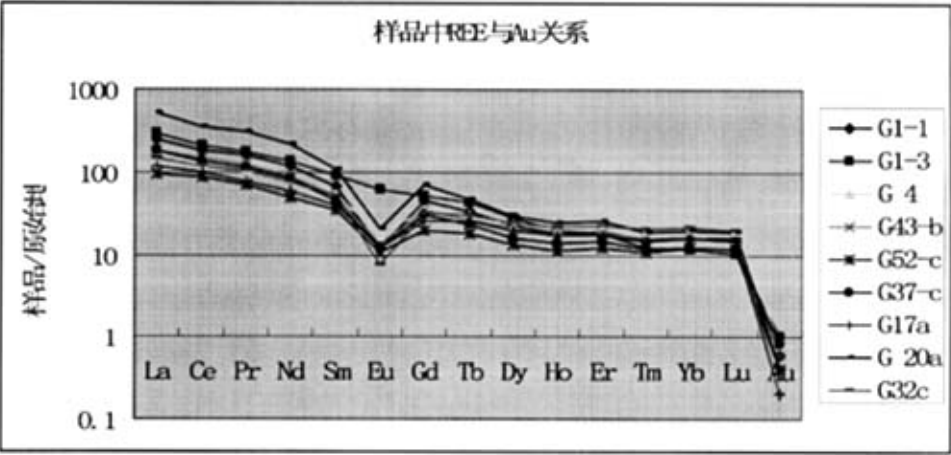


图 4-3 稀土元素与 Au 的关系

稀土元素似乎广泛分布于各种类型的金矿床中，在某些矽卡岩型和石英卵石砾型矿床中含量稍高。关于稀土的文献很多，但针对金矿的则几乎没有，对于矽卡岩型金矿，稀土元素与 Au 之间几乎看不出什么关系。从图 4-3 中可以看出，样品中 Eu 负异常的程度与 Au 含量是直接相关的，较大的 Eu 负

异常值带来较低的 Au 含量，这可能与壳-幔分异程度有一定关系，反映 Au 是亲铁元素，更倾向于向地幔集中。

综上所述，富金岩石圈地幔是地壳中形成大规模金矿集中区的物质基础，壳-幔分异程度对 Au 的富集或贫化有重要意义

第五章 成矿元素 Mo、W

第一节 包体及其寄主玄武岩中 Mo、W 含量分布

样品粗碎、筛分后,在玛瑙研钵中手工研磨到 200 目送到国家地质实验测试中心进行 Mo、W 含量分析。

采用 ICP-MS 测定 Mo、W:称取 0.05g 样品,放入聚四氟乙烯溶样弹中,在每个溶样弹中加入经过亚沸蒸馏提纯的 HF 2 mL、HNO₃ 1mL 和 HClO₄ 0.01mL,置于电热板上在 140℃蒸干,以除去大部分的 SiO₂。再加入 HF 和 HNO₃ 各 1.5 mL,加盖及钢套密闭,放入烘箱中在 190℃保持 36h。冷却后蒸干,再加入 HNO₃ 3mL 蒸干,以除去残余的 HF。最后加入 HNO₃ (8mol/L) 3mL,加盖及钢套密闭,在 140℃保持 12h,以保证对样品的完全提取。冷却后将提取液加入内标后稀释至 80.00g。溶液使用 ICP-MS 测定 Mo、W。

质量控制:样品测定时,同时选用不同基体和不同含量的国家一级地球化学标准物质 2 件,重份样品 2 件编成密码,随同样品一起进行分析测定。

一 样品中 Mo 含量分布

由图 6-1 可以看出,该区域样品中的 Mo 含量分布呈如下特征:

(1) 研究区域寄主玄武岩中 Mo 含量为 $1.75 \mu\text{g/g}$ 。略高于世界基性岩 Mo 的丰度 ($1.4 \mu\text{g/g}$),而远高于其包体样品中的 Mo 含量,显示 Mo 是强不相容元素的特点。

(2) 包体样品中除 G44-c、G56-c、S1-c、S2-c 这四件样品外,其它包体样品中的 Mo 含量为 $0.22 \mu\text{g/g} \sim 0.97 \mu\text{g/g}$ 之间,大多数集中于 $0.22 \mu\text{g/g} \sim 0.5 \mu\text{g/g}$ 之间,平均值约 $0.395 \mu\text{g/g}$,接近世界超基性岩 Mo 的丰度 $0.22 \mu\text{g/g}$ (刘英俊等, 1984),而高于最新报道的地幔 Mo 的丰度 $0.093 \mu\text{g/g}$ (Carlson, 2004)。

(3) 不同类型的包体样品中,Mo 的含量呈有规律的变化,其含量在基性岩中最高,其次为酸性岩,而在超基性岩中的含量最低。

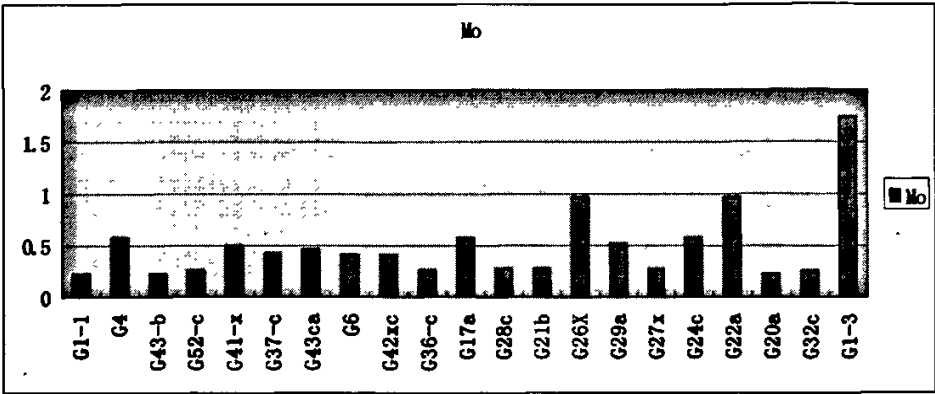


图 6-1 样品 Mo 含量

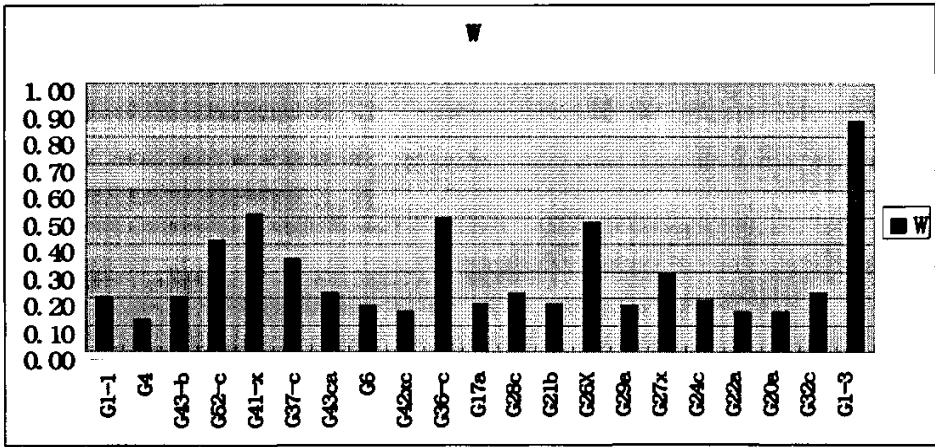


图 6-2 样品 W 含量

二 包体中 W 含量分布

由图 6-2 中可以看出，该区域样品中的 W 含量有如下特征：

(1) 研究区域寄主玄武岩样品中的 W 含量为 $0.86 \mu\text{g/g}$ ，略高于基性岩中的 W 含量 $0.7 \mu\text{g/g}$ ，高于其包体样品中的 W 含量。

(2) 包体样品中除 S1-c、S2-c 外，其余包体样品中 W 含量为 $0.15 \mu\text{g/g} \sim 0.57 \mu\text{g/g}$ 之间，平均值约 $0.28 \mu\text{g/g}$ ，接近上地幔 W 含量的平均值 $0.3 \mu\text{g/g}$ 。

(3) 各类型包体样品间的 W 含量差异明显，呈现酸性岩中最高，其次为基性岩，而在超基性岩中最低的趋势。

三 样品中 Mo、W 含量的相关性对比

去掉异常数据点后，对样品中的 Mo、W 含量做散点图。

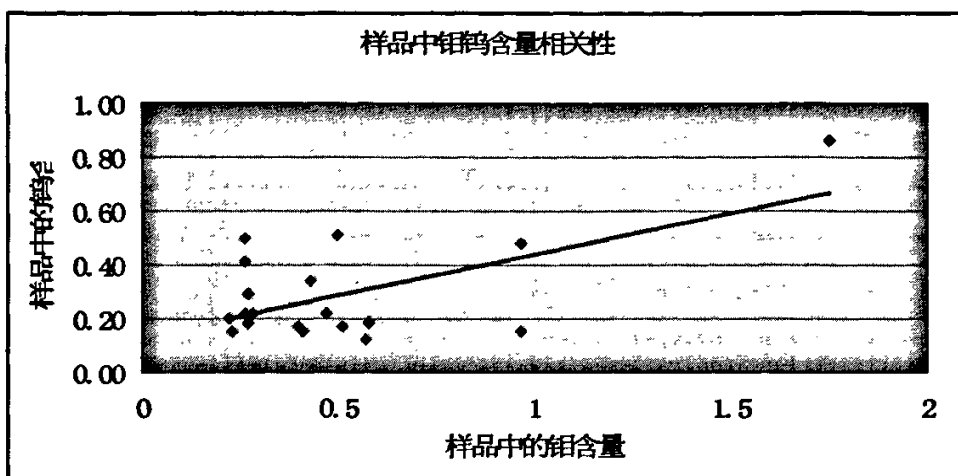


图 6-3 样品 Mo、W 含量相关性分析

由图 6-3 可以看出，总体上，Mo 与 W 的含量有一定的相关性，呈正相关的特征，但这一特征较为松散。

第二节 各类包体中 Au、Mo、W 分布关系

Au、Mo、W 有较密切的成矿相关性，本节做进一步的讨论：

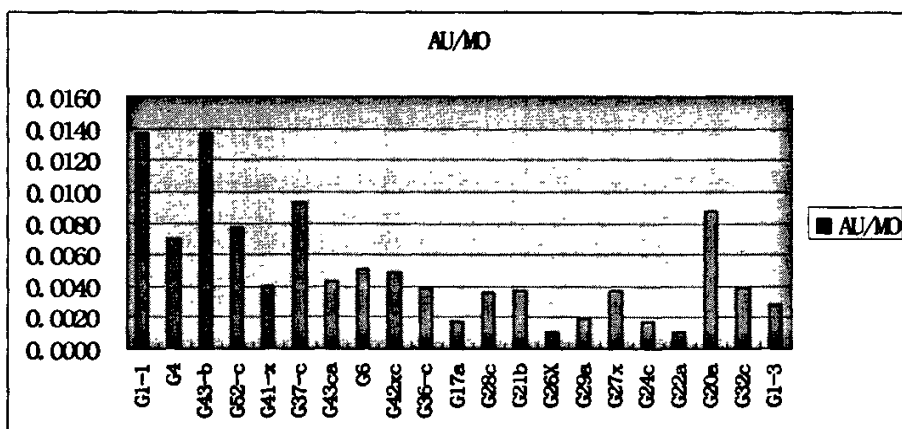


图 6-4 各样品中的 Au、Mo 比例关系

由图 6-4 可以看出，首先在各包体中 Au 与 Mo 的比例关系中可以看出，除 G1-1, G43b 这两件样品外，Au/Mo 的值明显在超基性岩中最高，酸性岩中次之，而在基性岩中最低，但同时又存在 G1-1, G43-b 这两件例外的样品。考虑到尽管 Au 趋向于在超基性岩中有更高的丰度，但 Au 本身这种趋势并不明显，更大程度上表现为在各类包体中的平均分配，这种例外应该还是比较

好理解的。

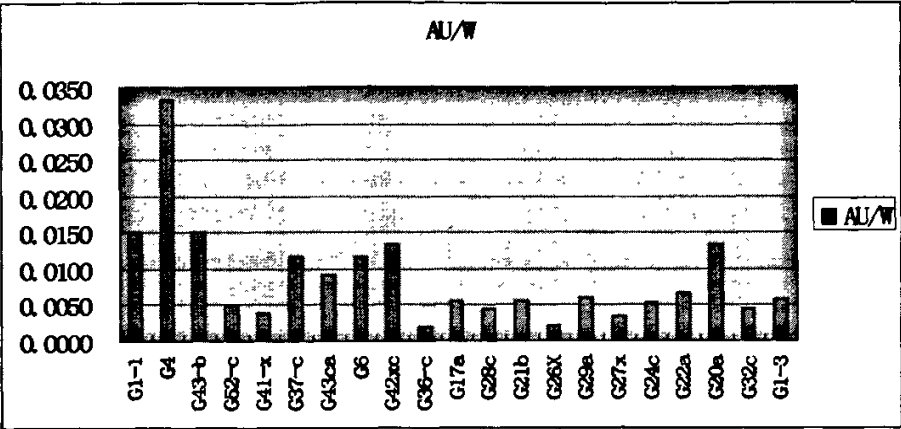


图 6-5 各样品中的 Au、W 比例关系

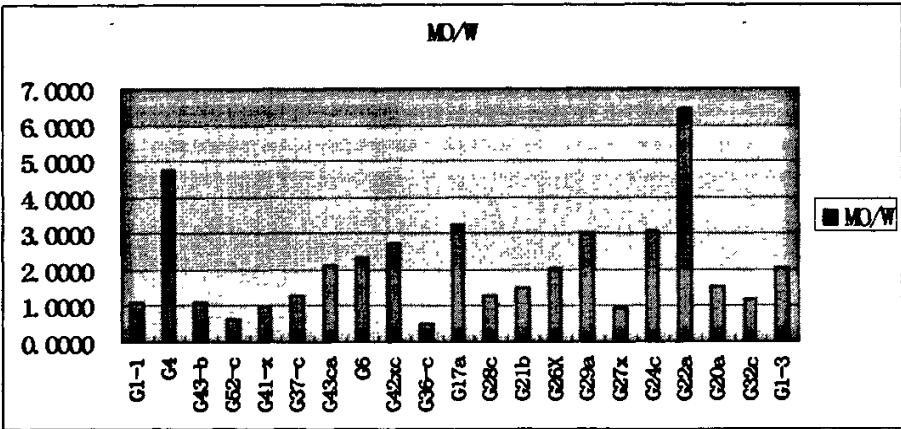


图 6-6 各样品中的 Mo、W 比例关系

其次，对于 Au 和 W 的关系，大致情况与 Au 与 Mo 的关系相当，但又存在差异，相同点在于，最高比值仍存在于超基性岩中，而基性岩则表现较高的值，在多数酸性岩中，这一比值最低。

以上各类比值的变化，说明 Au、Mo、W 相比分别在超基性岩类包体，基性岩类包体、酸性岩类包体中最高，这应该是 Au、Mo、W 由下至上分别富集于岩石圈不同层次即岩石圈地幔、下地壳、中-上地壳的反映。

通过各类型包体中 Au、Mo、W 的含量比较我们可以看出：

(1) 各类包体相比，Au 主要富集于超基性-基性包体中；Mo 主要富集于基性包体中；而 W 主要富集于酸性包体中。

(2) 伴随壳-幔的分异和演化，Au 向地幔集中，Mo 向下-中地壳集中，.

而 W 向中上地壳集中。

岩石圈不同层次的包体中 Au、Mo、W 含量的研究对于探讨地壳中 Au、Mo、W 矿床和矿床集中区的分布规律及其找矿和预测有重要意义

第六章 讨论和结论

第一节 Au、Mo、W 的地球化学性质及其在地球各圈层中的分布

一. Au、Mo、W 的地球化学性质和行为

表 7-1 Au, Mo, W 的化学参数表

元素	电子构型	电负性	原子半径 (12 配位)	共价半径	离子半径 (6 配位)	第一电离势 (eV)	还原电位(V)
Au	$5d^{10}6s^1$	2.3	1.442	1.37 (+1)	1.37(+1) 0.85(+3)	9.22	1.42
Mo	$4d^55s^1$	1.6(+4) 2.1(+6)	1.363	1.30	0.70(+4) 0.62(+6)	7.10	$H_2MoO_4+6H^+ \rightleftharpoons Mo$, 0.0
W	$5d^46s^2$	1.6(+4) 2.0(+6)	1.371	1.37	0.70(+4) 0.62(+6)	7.98	$2WO_3+2H^+ \rightleftharpoons W_2O_3$, -0.03

表 7-2 各类岩浆岩中 Au, Mo, W 的丰度

元素	超基性岩		基性岩		中性岩		酸性岩		
					正长岩	闪长岩	富钙	贫钙	花岗岩
Au	6.6(魏德波尔)		4.8(魏德波尔)		3.2(魏德波尔)		1.7(花岗岩, 魏德波尔)		
Mo	0.3 (涂和魏)	0.2 (维氏)	1.5 (涂和魏)	1.4 (维氏)	0.6 (涂和魏)	0.9 (维氏)	1.0 (涂和魏)	1.3 (涂和魏)	1 (维氏)
W	0.77 (涂和魏)	0.1 (维氏)	0.7 (涂和魏)	1 (维氏)	1.3 (涂和魏)	1 (维氏)	1.3 (涂和魏)	2.2 (涂和魏)	1.5 (维氏)

注: 资料来源: 涂和魏—涂里干, 魏德波尔, 1961; 维氏—维诺格拉多夫, 1962; 魏德波尔, 1974

1. Au 的地球化学性质及在各圈层中的分布:

Au 的电负性、电离势和氧化-还原电位都较高, 从而决定了 Au 的惰性, Au 在自然界中常呈原子状态存在。Au 也可以 Au^+ 、 Au^{3+} 氧化态出现, 并具有较强的极化力。由于其特殊的电子构型 $5d^{10}6s^1$, 即次外层 5d 全满, 更易以 Au^+ 氧化态存在。尽管 Au 的离子电位不很高, 但也经常与 Cl^- 、 HS^- 、 S^{2-} 、 CO_3^{2-} 、 Br^- 、 I^- 、 CN^- 、 CNS^- 等形成易溶络合物, 因而导致 Au 在热液中具有较强的活动能力。

无机化学的软硬酸碱理论认为, “硬酸”易与“硬碱”结合, “软酸”易与“软碱”结合。“硬酸”是指体积小, 正电荷较高, 在外电场中难以极化变形的阳离子, 反之, 在外电场中易极化变形的阳离子为“软酸”; “硬碱”

是分子中的配位原子具有高的电负性，难极化和氧化的物质，反之，为“软碱”，如 O^{2-} 为硬碱， S^{2-} 为软碱。根据无机化学的软硬酸碱理论， Au^+ 是典型的软酸，软酸与 O, S 的亲合力为： $O \ll S$ (唐宗薰, 2003)，所以，Au 具有强烈的亲硫性，主要与 Cl、S 形成稳定络合物，并与亲硫元素共生，而与 O、F 亲合力很小。因此，Au 在自然界中常与硫化物如黄铁矿、毒砂、方铅矿、辉锑矿等密切共生，易与亲硫的银、铜等元素形成金属互化物。

已知金矿物有 30 多种，如金、银金矿、铍金矿、金铜矿、金汞矿、碲金矿等，它们多呈自然金和金属互化物产出。Au 的亲硫性表现为仅形成一些 Au 的碲化物、硫化物。这些矿物的特点是金属键（金属互化物）或共价键（金属碲化物）很强。Au 的化学键特点表明，Au 有利于进入离子键程度最小的具岛状、链状构造的铁镁硅酸盐。由此看来，Au 以类质同象存在的含量最高的矿物应该是辉石和相应的超基性岩、基性岩。而与 O 结合的离子键性高的阳离子，其含量与 Au 含量相关系数最小，如 Au-Mg 低于 Au- Fe_2O_3 ，Au-V 低于 Au-Cu。

在各类岩浆岩中，Au 的丰度由超基性岩→基性岩→中性岩→酸性岩有规律地逐渐降低（表 7-2），这也反映出 Au 的亲铁性，在地球化学分类中，Au 属于亲铁元素。Au 的主要携带者是玄武岩、基性-超基性岩，世界上约 80% 的金矿与绿岩带有关。

2. Mo 和 W 的地球化学性质及在各圈层中的分布

Mo 的电子构型 $4d^5 5s^1$ ，最外层只有一个电子容易失去，故呈金属性。由于 Mo 的原子次外层还没有达到 18 个电子，因此它的价电子除了 5s 电子外，还有 4d 电子。在化合物中 Mo 可呈现 2+, 3+, 4+, 5+, 6+ 价，地球化学价为 4+, 6+ 价。

Mo 有中等的电负性和电离势，但 Mo^{6+} 离子主极化能力较强，能形成络阴离子。在内生作用中 Mo 具有强的亲硫性。它几乎只呈硫化物出现。仅在特别高的氧化条件下，Mo 可氧化成 6+ 价，形成钼酸钙或钼钨酸钙（刘英俊等，1984）。

由于 Mo、W 同属第六副族，原子和离子半径十分相近，因此，晶体结构类型非常相似。这就为 Mo、W 之间等构造类质同相提供了可能。然而，

Mo、W 之间的差异，又造成了它们各自不同的地球化学特征。

W 和 Mo 在周期表中同属 VIB 族，因镧系收缩使 W、Mo 的电负性、原子半径和离子半径很相近，使它们在自然界中常伴生共存。但由于 W 的价电子受 $4f^{14}$ 轨道屏蔽，又距核较远，与 Mo 相比，W 易于失去电子，表现为 W^{6+} 的总电离势低于 Mo^{6+} 以及 W 的氧化还原电位低于 Mo。因此，与 Mo^{6+} 相比， W^{6+} 在外电场中较难以极化变形，属于比 Mo^{6+} 较硬的酸，与“硬碱” O^{2-} 结合的能力较 Mo^{6+} 强，即 W 的亲氧性比 Mo 强。同理，由于 W 易于失去电子，在较还原的物理化学条件下，较低化合价的 Mo^{4+} 比 W^{4+} 易极化变形， Mo^{4+} 是比 W^{4+} 较软的酸， Mo^{4+} 与“软碱” S^{2-} 结合的能力较 W^{4+} 强，即 Mo 的亲硫性比 W 强，所以在自然界中表现为 W 亲氧而 Mo 亲硫。W 的天然矿物均以钨酸盐为主，如黑钨矿 $[(Fe, Mn)WO_4]$ 和白钨矿 $(CaWO_4)$ ，而 Mo 的天然矿物以辉钼矿 (MoS_2) 为主，世界上 99% 的 Mo 金属是从辉钼矿中提取的（牟保全，1999）。

在各类岩浆岩中，Mo 的丰度在基性岩中最高，其次是酸性岩，超基性岩中最低。在玄武岩类的基性岩石中，以古老结晶地块的新生代碱性玄武岩中 Mo 的含量最高（ $3-4 \mu g/g$ ），远高于拉斑玄武岩（ $0.5 \mu g/g$ 或者更低）（刘英俊等，1984），反映富集地幔源的影响。

在各类岩浆岩中，W 的丰度由超基性岩→基性岩→酸性岩逐渐增高（表 9）。酸性岩中 W 的丰度比基性岩高，因此，W 矿床主要与花岗岩有关。

3. Au、Mo、W 在岩浆岩中分布比较

表 7-3 Au、Mo、W 在各类岩浆岩中相对丰度比较

元素	大 → 中 → 小	基性岩/超基性岩	花岗岩/基性岩
Au	超基性岩→基性岩→酸性岩（花岗岩）	0.73	~0.35
Mo	基性岩→超基性岩→酸性岩（花岗岩）	5~7	0.7
W	酸性岩（花岗岩）→基性岩→超基性岩	~1	1.5

从 Au、Mo、W 在各类岩浆岩中相对丰度的比较可看出：Au 在超基性岩中丰度最高，主要携带者是超基性-基性岩、玄武岩；Mo 在基性岩中的丰度最高。Au 和 Mo 是来自深源的元素；W 由超基性岩→基性岩→酸性岩丰度依次增高，在酸性岩中丰度最高，相对而言，W 可能还受一些深源的影响。因此，从 Au→Mo→W，受地幔的影响依次减弱。这与我们所分析的它

们在包体样品中的含量的非均一性变化相一致。

总之, Au 的地球化学性质与亲花岗岩的 W 等高能离子有着本质上的差别。因为 Au 原子及其离子(Au^+ , Au^{3+})属于软酸, 具有与 S、As、Se、Te 等软碱有强烈的亲和力和络合能力, 在地球化学性质上具有亲铁、亲硫和亲氟性; 而后者是典型硬酸离子, 具有典型的亲氟性、亲氧性及亲花岗岩性。它们是随着花岗岩的演化发展而逐步增加(南京大学地质系, 1981), 最后发展成矿; 而 Au 却不然, 它是随着花岗岩的演化发展或混合岩化程度增加或 SiO_2 , K_2O , Na_2O 或长英质矿物的增加而不断降低, 降至 1.2ppb-0.1ppb (胡志宏等, 1986; 陈衍景和富士谷, 1992; 胡受奚等, 1997)。Mo 的地球化学性质介于 Au 和 W 之间。

二. Au、Mo、W 在地球各圈层中的分布及其地球化学行为

表 7-4 地球演化过程中和各圈层中 Au, Mo, W, Sn 的丰度 ($\times 10^4$)

元素	下地壳*	上地壳*	地壳平均值*	原始地幔*	原始地球*	上地幔**	下地幔**	地核**	地球**	上地幔/地壳	下地壳/上地壳
Au	0.0034	0.0018	0.003	0.0005	0.26	0.005	0.005	2.6	0.8	1.7	1.88
Mo	0.8	1.5	1.0	0.059	2.35	0.6	0.2	14	4.4	0.6	0.53
W	0.7	2.0	1.0	0.016	0.18	0.3	0.2	4.9	1.7	0.3	0.35

*数据来源于 Lehmann, 1990; **数据来源于黎彤, 1976

在地球的核-幔分离过程中 Au、Mo、W 的地球化学行为完全取决于它们在金属相(地核)和硅酸盐相之间的分配。Au 是典型的亲铁元素, 在原始地幔中的含量仅为 $0.5 \times 10^{-3} \mu \text{g/g}$, 约为原始地球的 1/520, 说明 Au 是高度富集在地核中。相应地, Mo、W 在原始地幔中的含量约为原始地球的 1/81 和 1/11。由地球演化过程中 Au、Mo、W 的分布可以看出, Au、Mo、W 的地球化学亲铁性强弱表现为: $\text{Au} > \text{Mo} > \text{W}$ 。

在地球的壳-幔分异过程中 Au、Mo、W 的地球化学行为取决于它们在平衡液相和结晶相之间的分配系数。当地幔结晶作用由底部向上发展时, 不相容亲石元素会逐步地向地壳中富集。由 Au、Mo、W 在上地幔与地壳的丰度比可看出只有 Au 在上地幔的丰度大于地壳, 所以岩石圈地幔是地壳形成金矿或金矿化集中区的物质基础。而 Mo、W 在上地幔的丰度小于地壳, 它们在地壳形成相应矿床或矿化集中区的主要物质分别源于玄武质和花岗质地壳。Au、Mo、W 在上地幔与地壳的丰度比也说明 Au 属相容元素, 因此

在超基性岩中含量最高。而 Mo、W 的不相容性为： $W > Mo$ ，因此 Mo 在基性岩（如玄武岩）中含量最高，W 在酸性岩中含量最高。

由 Mo、W 在下地壳与上地壳的丰度比可看出，相比较而言，Mo 在下地壳的含量高于 W，结合碱性玄武岩中 Mo 含量异常高，而碱性玄武岩可通过底侵作用附着于下地壳，推测与 W 相比，下地壳可能会对地壳中钼矿床或钼矿集中区的形成有更多的贡献。

第二节 深源包体中的 Au、Mo、W 含量及其意义

经过本文的研究，得出了以下几点认识：

从包体 Au 含量分布和寄主岩中 Au 含量分布来说：

(1) 寄主玄武岩的 Au 含量约 $5 \times 10^{-3} \mu g/g$ ，这一结果基本上是与基性岩的平均丰度是吻合。

(2) 各包体样品中的 Au 含量基本上表现出与其类型的相关性，即来自深部的包体通常含有较多的 Au，这一事实是与 Au 本身亲铁性的化学性质有关的。从各类型样品的平均值来看，各类型样品符合其所在岩石圈层次应该具有的 Au 水平。从统计学上讲，更深层次的包体确实可能含有更多的 Au。

(3) 该区域 Au 含量普遍不高，甚至略低于同类岩浆岩的平均水平。

金矿床和金矿集中区的数量和规模与有关地块的时代有相关性。如南非、西澳、加拿大、北美、巴西、我国华北、扬子等地块相比，其形成年龄依次降低，地块中超镁铁、镁铁质成分依次减少而长英质成分渐增，相应地金矿床和金矿化集中区的规模和数目也减小。近来，很多学者指出岩石圈地幔和地壳间在形成时代、性质和成分上有藕合性 (Zhu, 1991; Menzies et al., 1995; Xu Yigang et al., 1996; Gao et al., 2002; 支霞臣等, 2001)，结合 Au 是亲铁元素的地球化学性质，地球历史早期形成的相对更富镁铁质成分的大陆岩石圈地幔和下陆壳比较晚形成的相对更富长英质成分的大陆岩石圈地幔和下陆壳是更富 Au 的 (尽管壳—幔分异作用导致地幔中的 Au 高于地壳)，推测该区域各类深源包体相对较低的 Au 含量可能与其下的岩石圈地幔的时代比较年轻有关 (赫英等, 2004)。

从包体中微量元素与 Au 含量的关系来看：

Cu 作为与 Au 同族的元素，经常与各种类型矿床中的 Au 伴生，它既可以形成自己的矿物也可以做为一种组分赋存于硫化物、磷酸盐、自然金及 Au 的矿物中，铜往往与 Au 伴生，但其间的关系比较复杂。在某些深成矿床中，Cu 与 Au 成正比关系，而在某些矿床中，则没有关系。

Zn 在各种类型的金矿中与 Au 常伴生，主要赋存于闪锌矿和各种各样含锌磷酸盐中，偶尔也赋存于锌铁小晶石中，在某些金矿中，矿石中的 Zn 与 Au 的数量往往成正比关系，Zn 是直接指示矿物。而研究样品中的 Zn 正与 Au 显示这种关系，这应该是因为研究区域的样品均来自深部的原因。

Pb 在各种类型的金矿中普遍与 Au 伴生，以含 Au 多金属矿床和矽卡岩型矿床中为最多，以含 Au 石英型矿床和石英卵石砾石型矿床中为最少。在很多金矿中，方铅矿都是主要铅矿物，某些矿床含有数量可观的各种铅的磷酸盐，少数矿床含铅的碲化物、硒化物、铋化物等等。大多数含金多金属矿一般都富铅，但依据现有资料，Au 含量与 Pb 含量的相互关系很少或不存在，但在相当的含金石英矿床和其它类型的含 Au 矿床中，方铅矿是富金矿体的一种特别好的指示矿物，这可能是由于方铅矿和 Au 都是矿物共生序列中的最晚期矿物，故两者往往同时出现。(Schwartz,1944)

Mo 在大多数类型的金矿中，Mo 通常与 Au 伴生，但这种元素一般仅少量地出现，辉钼矿是金矿中唯一常见的钼矿物。痕量的 Mo 也可见于金矿的某些硫化物和白钨矿中。在矽卡岩型、含金石英型和多金属型矿床中，Au 只是偶尔地与辉钼矿直接伴生。因此，这两种矿物的共生关系难以确定。而在可以明确判断这种关系的大多数矿床中，辉钼矿属早期矿物，与石英同期。在某些矿床中，Mo 与 Au 之间存在正相关关系。在其它一些金矿脉中，Mo 与 Au 之间的相互关系很弱，为负相关关系或不存在相关关系。(Thomson,1950) 在本实例中 Mo 与 Au 存在模糊的正相关关系。

W 在一些金矿中可见与 Au 伴生，有人认为这是由于白钨矿和 Au 的溶解度相似 (Foster,1977)。金矿中的主要钨矿物是白钨矿，黑钨矿。在研究样品中，未见 W 与 Au 的明显相关关系。

从包体样品中的 Mo、W 含量看：

(1) 研究区域寄主玄武岩中 Mo 含量为 $1.75 \mu\text{g/g}$ ，略高于世界基性岩 Mo 的丰度 ($1.4 \mu\text{g/g}$)，而远高于其包体样品中的 Mo 含量，显示 Mo 是强不相容元素的特点。

(2) 包体样品中除 G44-c、G56-c、S1-c、S2-c 这四件样品外，其它包体样品中的 Mo 含量为 $0.22 \mu\text{g/g} \sim 0.97 \mu\text{g/g}$ 之间，大多数集中于 $0.22 \mu\text{g/g} \sim 0.5 \mu\text{g/g}$ 之间，平均值约 $0.395 \mu\text{g/g}$ ，接近世界超基性岩 Mo 的丰度 $0.22 \mu\text{g/g}$ (刘英俊等, 1984)，而高于最新报道的地幔 Mo 的丰度 $0.093 \mu\text{g/g}$ (Carlson, 2004)。

(3) 不同类型的包体样品中，Mo 的含量呈有规律的变化，其含量在基性岩中最高，其次为酸性岩，而在超基性岩中的含量最低。

(4) 研究区域寄主玄武岩样品中的 W 含量为 $0.86 \mu\text{g/g}$ ，略高于基性岩中的 W 含量 $0.7 \mu\text{g/g}$ 。高于其包体样品中的 W 含量。

(5) 包体样品中除 S1-c、S2-c 外，其余包体样品中 W 含量为 $0.15 \mu\text{g/g} \sim 0.57 \mu\text{g/g}$ 之间，平均值约 $0.28 \mu\text{g/g}$ ，接近上地幔 W 含量的平均值 $0.3 \mu\text{g/g}$ 。

(6) 各类型包体样品间的 W 含量差异明显，呈现酸性岩中最高，其次为基性岩，而在超基性岩中最低的趋势。

(7) 总体上，Mo 与 W 的含量有一点的相关性，呈正相关的特征，但这一特征较为松散。

总的来说：

富金岩石圈地幔是地壳中形成大规模金矿集中区的物质基础，各类包体及其寄主岩中的 Au 含量依岩性有规律分布，但并不绝对。

与 Au 不同，Mo 在寄主玄武岩中的含量显著高于在地幔岩包体中的含量。不同类型的包体样品中，Mo 的含量呈有规律的变化，其含量在基性岩中最高，其次为酸性岩，而在超基性岩中的含量最低。

W 在寄主玄武岩中的含量一般高于在地幔岩包体中的含量。各类型包体样品间的 W 含量差异明显，呈现酸性岩中最高，其次为基性岩，而在超基性岩中最低的趋势。由于相近的地球化学性质，Mo 与 W 的分布有一定的正相关性。

Au、Mo、W 在深源包体及其寄主玄武岩中含量的差异性、不同地区地幔岩包体及其寄主玄武岩中 Au、Mo、W 含量的差异性及其相应的地壳中 Au、Mo、W 矿床分布的差异性，与岩石圈组成、演化和分异程度及 Au、Mo、W 地球化学性质有关。

各类型包体样品中 Au、Mo、W 的含量对比是与其在地球各圈层中的含量相一致的，即 Au 主要富集于超基性-基性岩中；Mo 主要富集于基性岩中；而 W 主要富集于酸性岩中。伴随壳-幔的分异和演化，Au 向地幔集中，Mo 向下-中地壳集中，而 W 向中-上地壳集中。而这正是与其固有的地球化学性质相一致的。正是由于 Au 的电负性、电离势和氧化-还原电位都较高，从而决定了 Au 的惰性。当地幔-地壳分异由下向上发展时，不相容亲石元素会逐步地向地壳中富集。由 Au、Mo、W 在上地幔与地壳的丰度比可看出只有 Au 在上地幔的丰度大于地壳，所以岩石圈地幔作为上地幔的一部分是地壳形成金矿或金矿化集中区的物质基础。而 Mo、W 在上地幔的丰度小于地壳，因此，它们在地壳形成相应矿床或矿化集中区的主要物质分别源于玄武质和花岗质地壳。Au、Mo、W 在上地幔与地壳的丰度比也说明 Au 属相容元素，因此在超基性岩中含量最高。而 Mo、W 的不相容性为： $W > Mo$ ，因此 Mo 在基性岩（如玄武岩）中含量最高，W 在酸性岩中含量最高。

综上所述，各类包体相比，Au 主要富集于超基性-基性包体中；Mo 主要富集于基性包体中；而 W 主要富集于酸性包体中。这是地球化学不相容性依次增高的 Au、Mo、W 伴随壳-幔的分异和演化由下至上分别富集于岩石圈不同层次即岩石圈地幔、下地壳、中-上地壳的反映。岩石圈不同层次的包体中 Au、Mo、W 含量的研究对于探讨地壳中 Au、Mo、W 矿床和矿床集中区的分布规律及其找矿和预测有重要意义。

参考文献

1. O'Hara, M. J. The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. *Earth Sci. Rev.* 1968, 4: 69-133.
2. Wyllie, P. J. Mafic and ultramafic nodules, In: *Ultramafic and Related Rocks* (ed. P. J. Wyllie), Wiley, New York. 1967.
3. White, R. W. Ultramafic inclusions in basaltic rocks from Hawaii. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1966, 12, 254-314.
4. Frey F A, Green D H and Roy S D. Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from South Eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *J. Petrol.* 1978, 19: 463-513.
5. Harris P G, Hutchison R, Paul D K. Plutonic xenoliths and their relation to the upper mantle. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, 1972, A271: 313-323
6. 周新民, 陈图华. 我国东南沿海新生代玄武岩的成分和演化特征. *地质学报*, 1981, 55 (1) : 29-40
7. 张德全, 周济安, 孙桂英. 中国东部新生代玄武岩及其二辉橄榄岩包体的分布和成分特征研究. *中国地质科学院地质研究所所刊*, 1982, (4): 15-31.
8. 肖增岳等. 苏皖毗邻地区玄武质岩石中的超镁铁岩包体及其成因探讨. *地质论评*, 1986, 32(4): 339-349.
9. 池际尚主编. 中国东部新生代玄武岩及上地幔研究(附金伯利岩) [M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1988, (1): 24-263.
10. 陈道公, 李彬贤, 支霞臣. 江苏盘石山幔源橄榄岩包体成因的地球化学. *地球化学*, 1994, 23 (1): 13-24.
11. 徐义刚, 林传勇, Menzies M A, et al. 吉林汪清尖晶石橄榄岩包体的矿物化学成分指示意义—上地幔温度史和交代作用[J]. *地球化学*, 1996, 25(5): 481-487.
12. 李有柱. 女山幔源包体及其寄主岩中微量元素和过渡金属元素的研究. *西安工程学院学报*, 1998, 20(4): 20-26.
13. 储雪蕾, 樊祺诚, 刘若新等. 中国东部新生代玄武岩中超镁铁质捕虏体的CO₂包裹体的碳、氧同位素初步研究. *科学通报*, 1995, 40 (1): 62~ 64.
14. 苏文超, 漆亮, 胡瑞忠, 等. 流体包裹体中稀土元素的 ICP-MS 分析研究. *科学通报*, 1998, 43 (10): 1094-1098
15. 刘若新, 樊祺诚, 林卓然, 袁建民, 孙继光. 地幔流体包裹体中多种固相充填物的发现及其意义. *科学通报*, 1993, 38(23): 2177-2180.
16. 曹荣龙. 地幔流体的前缘研究. *地学前缘*, 1996, 3 (4): 161-171.
17. 金振民, Bai Q, Kohlstedt D L, et al. 氧分压对橄榄石单晶体高温蠕变影响的实验研究. *地质科学*, 1994, 29 (1): 19-28.
18. Yu Jin-Hai, O'Reilly Suzanne Y, Griffin W L, et al. The thermal state and composition of the lithospheric mantle beneath the Leizhou Peninsula South China. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2003, 122: 165-189.
19. 徐义刚, 黄小龙, 颜文等. 南海北缘新生代构造演化的深部制约 (I): 幔源包体. *地球化学*, 2002, 31(3): 230-241.
20. Xu Xisheng, O'Reilly Suzanne Y, Griffin W. L, Zhou Xinmin. Enrichment of upper mantle peridotite: petrological, trace element and isotopic evidence in xenoliths from SE

China. Chemical Geology, 2003, 198:163-188.

21. 徐义刚, Orberger B and Reeves S J. 上地幔铂族元素的分异—吉林汪清橄榄岩包体提供的证据. 中国科学, 1998, 28 (3): 201-207.
22. 储雪蕾, 李晓林, 徐九华, 刘建明. 汉诺坝玄武岩及其地幔橄榄岩、麻粒岩捕虏体的PGE 分布特征. 科学通报, 1999, 44: 859-863.
23. 郑建平, 路凤香, O'Reilly S Y, et al. 华北东部地幔改造作用和置换作用: 单斜辉石激光探针研究. 中国科学, 2000, 30 (4): 373-382.
24. Gao Shan, Rudrick R L, Carlson R W, et al. Re-Os evidence for replacement of ancient mantle lithosphere beneath North China craton. Earth and Planetary Science Letters, 2002, 198: 307-322.
25. 支霞臣, 秦协. 中国东部地幔橄榄岩捕虏体的Re-os同位素地球化学: 岩石圈地幔的形成年龄和减薄作用的制约. 岩石学报, 2004, 20(5): 989-998.
26. 刘若新, 樊祺诚, 林卓然, 袁建民, 孙继光. 地幔流体包裹体中多种固相充填物的发现及其意义. 科学通报, 1993, 38(23): 2177-2180.
27. 池际尚主编. 中国东部新生代玄武岩及上地幔研究(附金伯利岩)[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1988, (1): 24-263.
28. Baker J A, Menzies M A, Thirlwall M F, et al. Petrogenesis of Quaternary intraplate volcanism, Sana'a, Yemen: Implications for plume lithosphere interaction and polybaric melt hybridization[J] Journal of Petrology, 1997, 38(10): 1359-1390.
29. Harry D L, Leeman W P, Partial melting of melt metasomatized subcontinental mantle and the magma source potential of the lower lithosphere. Journal of Geophysical Research, 1995, 100: 1025-1026
30. 周德进, 鄂莫岚, 徐平等. 雷琼新生代玄武岩中地幔岩包体矿物中的流体2熔体包裹体的REE 组成特征. 岩石学报, 1995, 11 (4): 434-440.
31. 周新民, 陈图华. 我国东南沿海新生代玄武岩的成分和演化特征. 地质学报, 1981, 55 (1): 29-40
32. 赵大升, 肖增岳, 王艺芬. 郯庐断裂带及其邻近地区新生代火山岩岩石特征及其成因探讨. 地质学报, 1983, 2: 128-141
33. 鄂莫岚, 赵大升. 中国东部新生代玄武岩及深源包体. 北京: 科学出版社, 1987. 10-268.
34. 莫宜学. 中国东部新生代玄武岩岩浆的起源[M]. 武汉: 中国地质大学出版社. 1988, 108-127.
35. 支霞臣, 陈道公, 张宗清等. 山东蓬莱、临朐新生代碱性的钕、铈同位素组成. 地质论评, 1994, 40(6): 526-533
36. 刘丛强, 解广袁, 增田彰正. 汉诺坝玄武岩中地幔捕虏体REE和Sr、Nd同位素地球化学[J]. 岩石学报, 1996, 12(3): 382~389.
37. 谢昕, 徐夕生, 邹海波等. 中国东南沿海中一新代玄武岩微量元素和Nd-Sr-Pb同位素研究. 岩石学报, 2001, 17(4): 617-628
38. 李天福, 马鸿文, 白志民. 汉诺坝玄武岩的地球化学特征及成因模式. 岩石矿物学杂志, 1999, 18(3): 217-228
39. 汤中立, 李文渊. 中国与基性、超基性岩有关的 Cu-Ni (Pt) 矿床成矿系列类型, 甘肃地质学报, 1996a, 5(1): 50-64
40. 汤中立. 中国岩浆硫化物矿床的主要成矿机制. 地质学报, 1996b, 70(3): 237-243
41. 汤中立. 超大型 Ni-Cu (Pt) 岩浆矿床的划分与找矿. 地质与勘探, 2002, 38(3): 1-7
42. 黄智龙, 陈进, 刘丛强等. 峨眉山玄武岩与铅锌矿床成矿关系初探—以云南会泽铅锌

- 矿床为例. 矿物学报, 2001, 21(4): 681-688.
43. 李晓敏, 郝立波, 甘树才, 等. 峨眉山玄武岩分布区内铂族元素异常分析及其找矿远景预测. 矿物岩石, 2003, 23(3): 21~25.
44. 李厚民, 毛景文, 王登红, 等. 滇黔交界地区峨眉山玄武岩铜矿的PGE及微量元素特征. 矿床地质, 2005, 24(3): 285-291.
45. 翟裕生, 邓军, 李晓波. 区域成矿学[M]. 北京: 地质出版社, 1999, 45~51.
46. 赫英. 比较矿床学导论. 西安: 西北工业大学出版社, 1996.
47. 金振民. 江苏东海县幔源橄榄岩包体及其深部构造意义, 地质学报, 2003, 77(4), 451~462
48. 赫英, 董振信, 岳可芬, 等. 中国东部地幔岩包体中的金含量及其成矿学意义[J]. 地质论评, 2004, 50(4): 418-425.
49. 鄢明才, 迟清华, 顾铁新, 等. 中国火成岩化学元素的丰度与分布. 地球化学, 1996, 25(5): 409~424.
50. 赫英, 岳可芬, 董振信, 等. 中国东部地幔岩中的钨含量及其意义[J]. 地球化学, 2003, 32(6): 561~565.
51. 李曙光, 聂永红等, 大别山俯冲陆壳的再循环-地球化学证据, 中国科学, 1997, 27(5), 413~418
52. 裴荣富, 翟裕生, 张本仁. 深部构造作用与成矿[M]. 北京: 地质出版社, 1999, 105.
53. 支霞臣, 彭子成, 陈道公, 等. 2001. 苏皖地区大陆岩石圈地幔的长时性. 中国科学, 31(6): 460-470
54. 唐宗薰. 中级无机化学. 北京: 高等教育出版社, 2003, 98-100
55. 牟保垒. 元素地球化学. 北京: 北京大学出版社, 1999, 101
56. 胡志宏, 周顺之, 胡受奚. 小秦岭金矿带矿化的继承演化特征及成矿物质来源研究. 长春地质学院院报, 1986, (2): 63-73.
57. 陈衍景, 富士谷. 豫西金矿成矿规律. 北京: 地质出版社, 1992.
58. 徐夕生, 周新民, 花岗岩类中的岩石包体, 南京大学学报(地球科学版), 1988, (1): 234-239.
59. 穆克敏, 林景仟, 邹祖荣等, 华北地台区花岗质岩石的成因, 长春: 吉林科学技术出版社, 1989. 129-165.
60. 杜杨松, 浙东南沿海酸性、中酸性火山-侵入杂岩中石英正长岩及其岩石包体的特征和研究意义. 见: 黄惠泽, 曲政编, 中国博士后论文集, 北京, 学苑出版社, 1990. 234-243.
61. 徐夕生, 周新民, 皖南前寒武纪花岗岩类中的岩石包体, 矿物岩石, 1991, (3): 24-28.
62. 徐夕生, 周新民, 王德滋, 中酸性岩浆岩上岩石包体研究的新进展. 地球科学进展, 1993, (4): 54-58.
63. 杜杨松, 论酸性、中酸性火成岩中岩石包体的分类与命名, 现代地质, 1994, (1): 1-10.
64. 杜杨松, 酸性、中酸性火成岩中岩石包体的成因类型和基本特征, 见: 中国地质大学(北京)编, 中国地质大学校庆40周年论文集, 北京: 海洋出版社, 1994, 150-162.
65. Rudnick R L. Xenoliths-samples of the lower continental crust. In: Fountain D M, et al(eds). Continental Lower Crust. Amsterdam-london-New York-Tokyo: Elsevier, 1992. 269-316.
66. Downes H. Depuy C and Leyreloup A F. Crustal evolution of the Hercynian belt

- of Western Europe: Evidence from lower crustal granulite xenoliths[J]. Chem. Geol. 1990, 83:209-231.
67. 王方正, 李红丽, 朱勤文, 等, 湘南火山岩深源包体组合及岩石圈岩石学模型[J] 地质科技情报, 1997, 16 (3): 1-7.
 68. Rudnick R L and Goldstein S L. The Pb isotopic composition of lower-crustal xenoliths and the evolution of lower crustal Pb[J]. Earth and Planetary science Letters, 1990b, 98:192-207.
 69. Halliday A N, Dickin A P, Hunter R H, et al. Formation and composition of the lower continental crust: evidence from Scottish xenolith suites[J]. Journal of Geophysical Research, 1993, 98 (B1): 581-606.
 70. 孔华, 金振民, 谢寒克, 大陆下地壳的研究进展综述[J], 地球物理学进展, 1998, 13 (4): 9-22
 71. 高山, 刘勇胜, 大陆地壳深部结构与组成[A], 郑永飞. 化学地球动力学[C]. 北京: 科学出版社, 1999, 168-201
 72. 刘庆生, 高山, 东秦岭地区下地壳麻粒岩的地球化学与地球物理性质[J], 地球科学, 中国地质大学学报, 1990, 15 (4): 441-449
 73. 林传勇, 张友南, 史兰斌, 等, 下地壳麻粒岩包体波速测定及其地质意义[J], 地质学报, 2001, 75 (2): 277-285
 74. 金振民, 高山, 底侵作用及其壳-幔演化动力学意义[J], 地质科技情报, 1996, 15 (2): 1-7
 75. Rudnick R L, Williams I S, Dating the lower crust by ion microprobe[J], Earth Planet. Sci. Lett, 1987, 85:145-161.
 76. 樊祺诚, 刘若新, 汉诺坝玄武岩中高温麻粒岩捕虏体[J], 科学通报, 1996, 41 (3): 235-238
 77. 刘嘉麒, 1999, 中国火山, 北京 科学出版社, 13-98
 78. 郑建平, 路凤香等, 1999, 高压基性麻粒岩与榴辉岩的抬升转换作用—信阳超镁铁质火山角砾岩管的捕虏体研究, 地球科学—中国地质大学学报, 24 (4), 400-404
 79. 邓晋福, 苏尚国等, 关于华北克拉通燕山期岩石圈减薄的机制与过程的讨论: 是哲学, 还是热侵蚀和化学交代?, 地学前缘, 2006, 13 (2), 105-119
 80. 邓晋福, 苏尚国等, 华北地区燕山期岩石圈减薄的深部过程, 地学前缘, 2003, 10 (3), 41-50
 81. 郑建平, 路凤香等, 华北东部橄榄岩与岩石圈减薄中的地幔伸展和侵蚀置换作用, 地学前缘, 2006, 13 (2), 76-85
 82. 郑建平, 路凤香等, 金伯利岩中石榴石辉石岩捕虏体的特征及其成因意义, 地球科学—中国地质大学学报, 1998, 23 (1), 49-54
 83. 徐义刚, 上地幔铂族元素的分异—吉林汪清橄榄岩包体提供的证据, 中国科学, 1998, 28 (3), 201-207
 84. 徐义刚, 上地幔熔体—岩石相互作用与大陆地幔演化, 地学前缘, 1998, 5, 76-85
 85. 郑建平, 孙敏, 路凤香等, 信阳基性麻粒岩捕虏体及其华北南缘早中生代下地壳性质, 岩石学报, 2005, 21 (1), 91-98
 86. 韩吟文, 陈北岳等, 扬子陆块西缘晚古生代玄武岩浆的性质和演化—玄武岩、辉绿玢岩稀土元素、微量元素地球化学研究, 地球科学—中国地质大学学报, 1999, 24 (3), 234-239

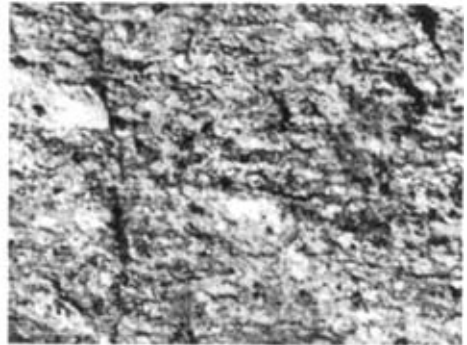
87. 徐义刚, 黄小龙等, 吉林辉南“反应”成因方辉橄榄岩包体及其深部动力学意义, 岩石学报, 2003, 19 (1), 19-26
88. 韩吟文, 柳建华等, 秦岭造山带前寒武纪地幔化学分区及壳幔物质循环—Pb, Nd 同位素及微量元素证据, 地球科学—中国地质大学学报, 1996, 21 (5), 457-463
89. 李曙光, 侯振辉, 大陆俯冲过程中的流体, 地学前缘, 2001, 8 (3), 123-129
90. 李曙光, 大陆俯冲化学地球动力学, 地学前缘, 1998, 5 (4), 211-230
91. 李曙光, 大别山超高压变质岩折返机制与华北—华南陆块碰撞过程, 地学前缘, 2004, 11 (3), 63-70
92. 高山, 张本仁, 金振民, 秦岭—大别造山带下地壳拆沉作用, 中国科学, 1999, 29 (6), 532-541
93. 高山, 金振民等, 下地壳拆沉作用及大陆地壳演化, 高校地质学报, 1998, 4 (3), 241, 249
94. 支霞臣, 彭子成, 陈道公等, 2001, 苏皖地区大陆岩石圈地幔的长时性, 中国科学, 31 (6), 460-470
95. Zhu BQ 1991 Evidence of isotope systematics from crust and mantle for chemical heterogeneities of terranes Chinese Science Bulletin, 36, 1279-1282
96. Xu Yigang, Menzies M A, L in Chuanyong, 1996, The nature of the lithosphere beneath E-China, Trace element and Sr-Nd isotope data of spinel peridotite xenoliths from Wangqing In, Tu Guangchi, Zhao Zhenhua, eds Progress in Geochemistry. Contributions to the 30th IGC. Guangzhou, Zhongshan University Press, 124-136

附录:

手标本照片



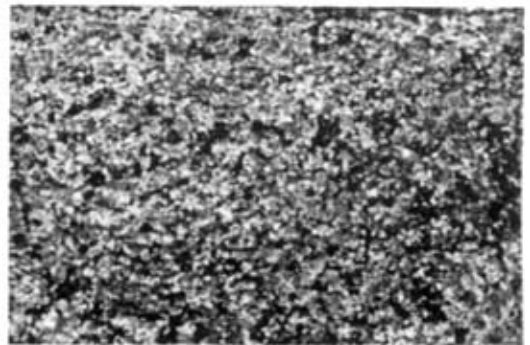
图片 1: 纯橄岩样品



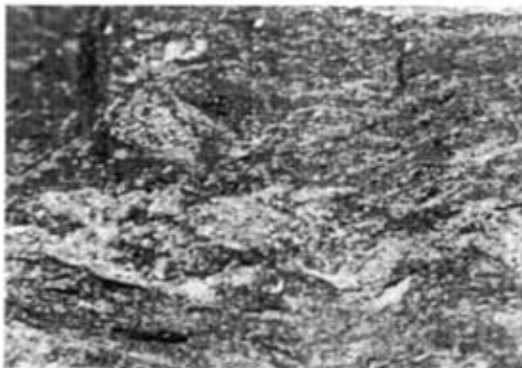
图片 2: 麻粒岩样品



图片 3: 麻粒岩



图片 4: 二辉橄榄岩



图片 5: 辉石岩

偏光显微镜下照片：



图 6：花岗片麻岩

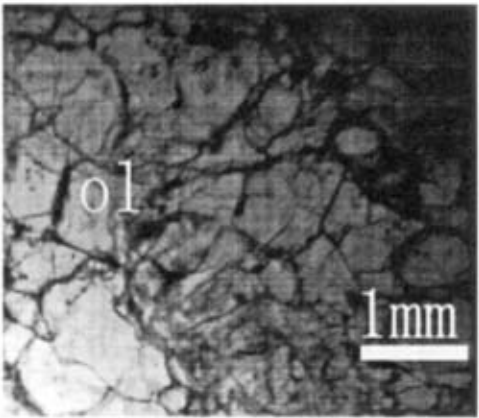


图 7：纯橄岩

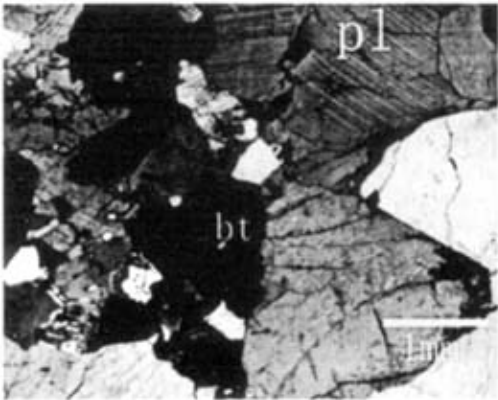


图 8：片麻岩

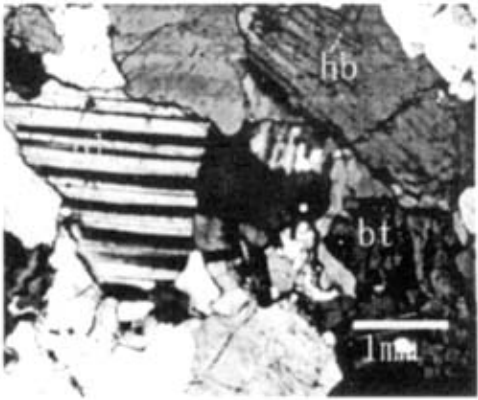


图 9：花岗闪长岩

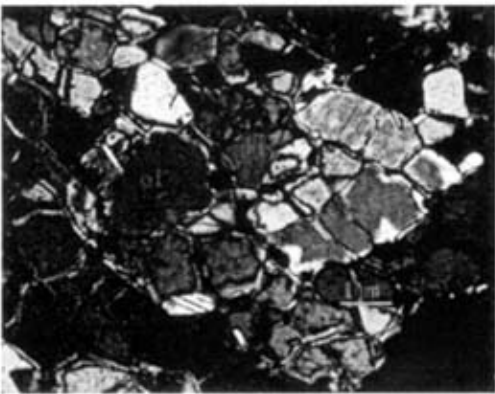


图 10：辉石橄榄岩

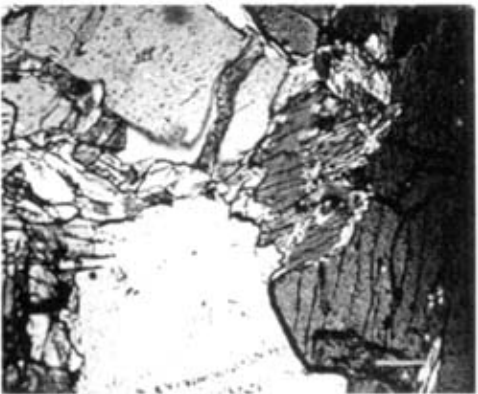


图 11：二辉橄榄岩

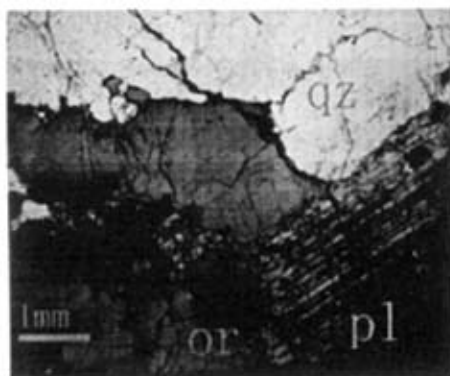


图 12: 花岗岩



图 13: 麻粒岩



图 14: 花岗斑岩