

成都理工大学

硕士学位论文

云南马厂箐铜钼金多金属矿床成因探讨

姓名：蔡永文

申请学位级别：硕士

专业：矿物学、岩石学、矿床学

指导教师：刘显凡

20100501

云南马厂箐铜钼金多金属矿床成因探讨

作者简介: 蔡永文, 男, 1983年7月生, 师从成都理工大学刘显凡教授, 2010年6月毕业于成都理工大学矿物学、岩石学、矿床学专业, 获得理学硕士学位。

摘 要

马厂箐铜钼金矿床是“三江”成矿带上与喜马拉雅期富碱斑岩有关的典型矿床之一, 产于印支板块与扬子板块碰撞构造环境。研究表明, 马厂箐所处区域经历了早二叠世的洋壳俯冲、中三叠世的碰撞造山、晚三叠世的造山后延展, 第三纪初期进入陆内汇聚造山阶段, 受青藏高原碰撞隆升影响, 形成了一系列走滑拉分盆地、金沙江-哀牢山断裂带和斑岩带。该区岩浆活动频繁, 壳幔作用活跃, 构造运动复杂, 各圈层的物质及能量交换频繁、成矿作用显著。

通过对围岩蚀变的研究, 表明钼矿段蚀变分两期: 早期微晶硅化和泥晶碳酸盐化, 晚期伴随进一步细粒硅化而叠加黄铁矿化和辉钼矿化; 铜矿段与硅化、碳酸盐化和黄铁矿化密切相关; 金矿段有硅化和碳酸盐化; 并发现在矿化蚀变中贯穿有黑色不透明物质, 通过电子探针分析, 测得其物质组成以硅酸盐为主, 初步分析研究认为, 该黑色不透明物质是一种具熔浆性质的流体经快速过冷凝形成的超显微隐晶固体, 是地幔流体参与成矿作用的一种现实微观踪迹, 也是引发围岩蚀变和壳幔混染叠加成矿的重要物质源和动力源。

通过同位素地球化学示踪研究表明: 在马厂箐钼(铜)矿段, 成矿物质和流体来源显示幔源为主; 在乱硐山铜(钼)矿段, 则显示壳幔混源; 在金厂箐金矿段, 显示以地壳来源为主, 由此得到一般规律为: 从钼矿段→铜矿段→金矿段, 其成矿物质和流体来源的壳幔混染中, 幔源混染逐渐减弱, 壳源混染逐渐增强。

通过对矿石、脉体、矿化围岩的稀土和微量元素地球化学研究发现, 各类样品的稀土配分模式在明显富集轻稀土的基础上, 表现轻微负Eu异常, 而LREE富集是地幔流体作用的显著特征之一; 矿石、脉体及矿化围岩的微量元素配分模式总体表现大离子亲石元素和高场强元素相对富集。综合研究表明, 马厂箐钼铜金矿成矿作用过程可能统一受制于富集LREE的地幔流体作用, 其作用机制可以概括为:

当富碱岩浆携带地幔流体向地壳运移过程中, 若系统封闭较好, 地幔流体则伴随富碱岩浆的结晶过程对富碱斑岩进行同步自交代蚀变, 在斑岩体内或其深部形成钼(铜)矿床; 若在此成岩成矿的过程中发生构造扰动, 则地幔流体进入富

碱斑岩与围岩的接触带或紧邻接触带的地层围岩中进行交代蚀变成矿，形成接触带型铜钼（伴生金）矿床；若岩浆和流体运移的深大断裂体系发育，环境处于相对开放，则地幔流体伴随富碱岩浆的成岩过程而脱离岩浆沿分支断裂通道进入远离岩体的不同地层岩石中进行交代蚀变成矿，构成蚀变岩型金矿。由此构成马厂箐钼铜金矿床的成矿分带和系列成矿。

关键词：马厂箐、矿床地质、岩相学、地球化学示踪、矿床成因

An approachment in genesis of polymetal ore deposits in Machangqin, Yunnan Province, China

Introduction of the author: Cai Yongwen, male, was born in July 1983 whose supervisor is Professor Liu Xianfan. He graduated from Chengdu University of Technology majoring in Mineralogy, Petrology and Economic Geology, granted the Master Degree of Science of Geology in June, 2010.

Abstract

Cu-Mo-Au deposits in Machangqin are typical ores relevant to alkali-rich porphyries of Himalayan movement in “Sanjiang” metallogenic belt, locating at collision environment of Yangtz and Indian plates. Preexisting studies suggest that this area has suffered oceanic crust subduction of Early Permian, collision orogenesis of Middle Triassic, apotectonic extension of Late Triassic, as well as intracontinental convergence orogenesis of epoch-Tertiary. Influenced by the Himalayan movement, series of strike-slip basins, Ailaoshan-Jinshajiang deep fault and porphyry belt formed. Active magma and crust-mantle interaction provide approved metallogenic conditions.

Based on the researches of alteration wall-rocks, ① two stages of Mo-mineralization are confirmed, microlite silication and micrite carbonatation in early phase, and pyritization and molybdenation with aphanitic silication in late phase. ②Cu-mineralization is closely related with silication, pyritization and carbonatation. ③Au-mineralization is related with silication and carbonatation. What also observed is that black opaque material is common in alteration and mineralization, which is mainly silicate by the EPMA. Preliminary studies suggest that it may be the vestiges of mantle fluid which initiates mineralization and alterations. It is advocated that this black opaque material results of rapid cooling of mantle fluid of a melt nature to sub-microcrystalline.

Isotopic trace studies exhibit that mineralizing fluid and metallogenetic elements of Machangqin (Mo-Cu) ore block come from mantle, while Luandongshan (Cu-Mo) ore block from mantle-crust contamination, and Jinchanqing (Au) with a much higher degree of crustal fluid. Such a conclusion is got that from Mo→Cu→Au, crustal fluid plays a more and more role.

Through the investigation into minor elements and REE of ores, veins and

mineralized wall-rocks show that normalized pattern of REE with distinct enrichment of LREE inclining to left and slight minus abnormality of Eu, which are prominent feature of mantle fluid metasomatism. Normalized pattern of minor elements exhibit some similarity.

Comprehensive researches suggest that mineralizing process of Machangqing Mo-Cu-Au deposits may under the control of mantle fluid rich in LREE: The alkali-rich porphyries were synchronically self-replaced and altered by the mantle fluid going with the process of alkali-rich magma crystallizing while the fluid and magma was trapped well, and the Mo deposit was formed in magma body or its deep-seat; if perturbation of tectonization was happened in the process of diagenesis and metallogenesis, the mantle fluid would enter into the contact zone between magma body and wall rock or strata next to the contact zone replacing and altering to form contact-metasomatic deposit, Mo-Cu-deposit, existing with Au-deposit, which exists mainly in strata rocks; if the Au-deposit exists in porphyry body, it is commonly controlled by the fractures after diagenesis; if the deep fractures, as magma and fluid channels, are well developed, and environment is relatively open, the ore-bearing mantle fluid will flow far from alkali-rich magma along branch fractures and enter into different strata and rocks, replacing and altering to go with the process of diagenesis, and Au deposit formed.

Key words: Machangqing; geology of deposit; petrography; geochemical trace; genesis of deposit

独创性声明

本人声明所提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，论文中不包含其他人已经发表或撰写过的研究成果，也不包含为获得成都理工大学或其他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。

签名：

年 月 日

学位论文版权使用授权书

本学位论文作者完全了解成都理工大学有关保留、使用学位论文的规定，有权保留并向国家有关部门或机构送交论文的复印件和磁盘，允许论文被查阅和借阅。本人授权成都理工大学可以将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、汇编学位论文。

（保密的学位论文在解密后适用本授权书）

签名：

年 月 日

第 1 章 前 言

1.1 研究意义及其选题依据

以国家自然科学基金项目“滇西新生代多金属成矿的深部过程与地幔流体作用示踪”（批准号：40773031）相关内容为依托，拟定了“云南马厂箐铜钼金多金属矿床成因探讨”作为毕业论文题目。

马厂箐多金属矿床位于云南省祥云、弥渡、大理三市县的接壤部位，行政区划隶属于云南省大理州弥渡县管辖。矿区在大地构造位置上处于扬子板块西缘与北西向的金沙江-哀牢山深大断裂构造带东侧交汇部位，北西向的金沙江-哀牢山断裂带带与北北东向的程海-宾川断裂带在该区相交，矿床即产于这两条深大断裂带所夹持的锐角区地带。沿金沙江-哀牢山深大断裂，分布着一系列富碱侵入岩。

马厂箐矿床作为与喜马拉雅期富碱斑岩有成因联系的铜钼金内生金属矿床，长期以来受到国内外学者的广泛关注，关于该矿床地质特征、成矿流体来源、矿床稳定同位素特征和成岩成矿年龄厘定已有较多研究，取得许多重要成果。但是以前的研究工作都是分别针对马厂箐铜钼矿床、金矿床，很少人将马厂箐铜钼矿与外围的金厂箐金矿联系起来进行系统研究，对于马厂箐矿区富碱岩浆活动与铜钼金成矿流体来源之间的关系至今仍有争议，如胡瑞忠^[50]和毕献武^[24]认为马厂箐铜钼矿床的成矿流体由不同性质和组成的高温岩浆流体和低温地下水混合而成；何明勤等^[5,20]认为马厂箐岩体外围金厂箐金矿的成矿晚阶段流体来源于雨水源地地下水，属氯化物型热卤水；成矿早阶段流体也主要来自雨水源地地下水，但有少量岩浆水的混入，总体属硫酸盐型热卤水；而刘显凡等^[60]认为马厂箐铜钼矿和金厂箐金矿都属于富碱斑岩型矿床，成矿流体来自深部地幔岩浆流体。这种成矿流体来源复杂的现象未有人给予解释，本论文希望通过总结前人的研究成果，对于流体的来源进行阐述。因此，在已有同位素示踪、稀土及微量元素特征、成岩成矿时限厘定研究的基础上，综合马厂箐矿区的研究成果，对马厂箐铜钼金多金属矿的矿床成因进行了新的解释，并据此选题，确定论文研究内容。

1.2 岩浆与流体关系

近年来，有关岩浆相关矿床的成因研究取得了许多重要的进展，主要包括：(1)大规模成矿作用往往与小岩体有关^[77]；(2)成矿作用发生在混沌边缘^[85,86,88]；(3)成矿作用是一种地质时间尺度上的瞬时过程($<1\text{Ma}$ ，实际上位于同位素测年方法

误差范围之内), 且受控于岩石圈性质^[2], 因而岩石圈灾变伴随着成矿作用大爆发^[33,34]; (4)在同一能量驱动机制下, 形成一系列具有成因联系的矿床类型^[29,30,92]; (5)地球内部含有大量的流体^[38,41,42,100], 流体中成矿物质的溶解度强烈依赖于压力(Loucks and Mavrogenes, 1999), 因而成矿作用与深部流体紧密相关^[1]。这就是说, 除了同源流体之外, 成矿岩浆中还含有额外的、更深源的流体(Scoates and Mitchell, 2000)。将所有这些研究进展与科尔任斯基(1952)提出的透岩浆流体假说结合在一起, 罗照华等^[68]初步提出了一个透岩浆流体成矿作用理论的框架模型。根据这个模型, 岩浆体系和含矿流体体系是两个完全不同的地质体系, 它们因相互需要而常常形成耦合关系。当岩浆体系与流体体系解耦时, 就导致了成矿作用的发生。因此, 理论上说, 揭秘成矿作用的关键所在就是正确理解岩浆与含矿流体的相互作用。

1.2.1 流体的定义与基本性质

流体是一种重要的物质状态, 广义的流体包括所有具流动性质的物质, 而狭义的流体则具各自不同的性质和物态。在地球科学所涉及的时空范围内, T、P 变化很大, 物质状态随温度压力的变化而改变, 一般将在不同温压条件下呈液态或气态的物质统称为流体。

流体具有可变的体积和形态, 在不同的温压条件下, 其性质变化很大, 如超临界流体溶解金属及其他元素和化合物的能力很强; 熔浆流体和液相流体在性质上有明显差异; 随着温度和压力的改变, 原来呈单一相的流体可以发生熔离形成多相流体, 在这个过程中会改变流体对元素的溶解能力; 流体具有相对低的密度和强的活动性, 其作用可能改变地质过程的性质和进程。例如, 当熔浆发生流体熔离时, 流体作用于熔浆, 可使熔浆固相线温度下降, 延长熔浆的结晶时间; 当熔浆失去流体(挥发份)时, 则导致熔浆固相线温度升高, 加速熔浆的快速凝固。

1.2.2 流体对熔浆物理性质的影响

流体具有比熔浆小得多的密度, 并随着盐度的减小而减小, 这是流体更容易活动的原因之一。因此, 流体的加入可以极大地减小岩浆的平均密度, 从而使岩浆具有更大的浮力和上升速度。随着压力的下降, 流体还能够出溶形成单一的或多种流体相, 进一步降低岩浆的平均密度和提高岩浆的上升能力。

同时, 流体的加入还可以通过以下途径有效地减小岩浆的黏度: 机械混合, 增加分子间距, 导致熔浆黏度减小; 进入硅酸盐熔体结构, 减小熔浆的聚合程度和黏度。黏度的减小则可以有效减小岩浆与通道壁之间的摩擦力, 进一步提高岩

浆的上升能力和速率。因此，注入了大量流体的岩浆具有高速上升侵位的能力。

但是，这并不意味着流体含量高的低熔岩浆也具有很强的上升能力，实际上，低熔岩浆是缺乏上升能力的。由于流体的散失，它很快就会固结，几乎没有上升能力，除非获得了其他力（如构造附加力）的支撑。

1.2.3 流体对熔浆化学性质的影响

根据热力学基本原理，在其它参数保持恒定的情况下体系的总蒸汽压保持不变。因此，一种挥发分在熔浆中的溶解度受到其他挥发分摩尔数的制约，或者说一种挥发分的加入会稀释另一种挥发分的浓度。例如，将水注入到熔浆—CO₂体系将降低CO₂的溶解度，反之亦然。

另外，熔浆中挥发分含量强烈依赖于压力，意味着岩浆的上升侵位将伴随着从挥发分不饱和到饱和或过饱和的变化^[3,7]，因而发生挥发分出溶形成气泡逸出岩浆。

当饱和水体系最低点温度的细晶花岗岩（haplogranite）熔浆向低压方向运动时，岩浆就会结晶，随着结晶作用的进行，H₂O 逐渐析出形成流体相：含有溶解H₂O的岩浆→晶体+ H₂O（流体相）。当水不饱和和花岗岩岩浆侵入到地壳较高水平时（典型的为~50MPa），它们就会变为饱和水岩浆并析出超临界流体：含一定溶解H₂O的水不饱和熔浆（高压、小体积）→饱和水干熔浆+ H₂O 流体（低压、大体积）。

经过论证，罗照华等^[68]得到以下几点结论：(1) 岩浆温度越高其成矿元素的丰度越大，高温岩浆更有利于成矿作用；(2) 岩浆来源深度越大越有利于成矿作用，幔源流体常常携带有丰富的成矿物质；(3) 深部高温流体必须快速上升才有利于成矿作用事件的发生，缓慢的上升过程将会导致流体在上升过程中大量卸载成矿物质，因而不利于成矿；(4) 如果深部流体是缓慢上升的，必须要有更大规模的流体活动才能形成大型矿床；(5) 大规模成矿作用可能是一个灾变事件，而不是持续的过程。

1.2.4 含矿流体与岩浆的关系

由上面的论述可知，含矿流体有可能不是与岩浆同源的，至少大部分流体具有更深的来源，由此派生出另一个问题，即对深部流体的来源认识。与传统的观念相反，近年来有大量的文献论述了地幔深部富含挥发份的可能性。一方面，虽然名义无水矿物中的挥发份含量可能不是很多，由于地幔的体积巨大，从深部析出大量流体是可能的；另一方面，俯冲板片的脱水反应可以向地幔释放大量流体，这部分流体也可以参与地幔的流体再循环。这些流体将携带更丰富的成矿物质。因此，与成矿作用有关的流体可能主要来自深部。这样就很容易解释，为什么主要特

征完全一致的火成岩有些含有丰富的金属资源,而另一些则是贫矿的。因为岩浆系统与成矿流体系统可能是两种不同的地质系统。只有这两种系统叠加在一起时才有可能导致大规模成矿作用。

罗照华等^[68]总结了含矿流体与岩浆的关系,认为:(1)含矿流体起源于深部;(2)岩浆是含矿流体上升的介质(通道);(3)流体是岩浆上升侵位的动力。

1.2.3 透岩浆流体成矿体系

透岩浆流体成矿理论实际上将岩浆体看作是成矿流体的通道而不是主要来源^[67,68]。根据成矿系统^[90]或成矿系列^[29]的思想,含矿岩浆侵位以后,岩浆热压力和流体内压力可能驱动含矿流体在不同的位置上堆积不同种类的金属,从而在含矿流体通过的路径上发生不同性质的成矿作用,并形成一系列不同类型的矿床^[87,88]。尽管其作用机制有所不同,这些成矿作用都是在同一动力驱动下发生的,只是成矿物质沉淀的边界条件有所不同^[88],因而可以全部归属为透岩浆流体成矿体系。

透岩浆流体及其携带金属可能以几种机制通过岩浆:(1)通过硅酸盐熔浆的扩散作用,(2)富挥发份泡沫的运移,(3)流体通过多孔泡沫网络渗透,(4)岩浆对流^[16]。

考虑到岩浆侵位的具体情况和地质观察事实,上述四种机制可能存在于不同的环境中,是形成不同成矿体系的重要控制因素。另外在透岩浆流体成矿理论框架下,岩浆中的含矿流体本来就是过饱和的,并有源源不断的流体补给,直到流体通道封闭为止。因此,流体的圈闭条件是成矿作用的前提。

A: 正岩浆成矿体系:如果岩浆体系与流体体系同步运动且岩浆冷却速度足够快,含矿流体有可能完全或大部分被封存在岩浆体内,随着岩浆体的冷却而发生成矿作用形成正岩浆矿床。若岩浆体的体积较小,整个岩浆体从边缘向内部较快速地冷却,因而在岩浆体边部形成流体阻隔层,几乎所有含矿流体都被圈闭在岩浆体内,形成正岩浆成矿亚体系;若岩浆体的体积较大时,冷却速率将显变慢。一方面流体可以从岩浆中不断向上运动集中,另一方面流体的增加可以有效地降低岩浆的固相线温度,晶体的成核速度远远小于生长速度。这样,岩浆体中的含矿流体就有可能逸出并进入围岩中。当岩浆体的顶板围岩为有效流体阻隔层时,岩浆的发泡作用可以导致部分流体聚集在岩浆体的顶部,从而形成边缘伟晶岩成矿亚体系。

B: 接触带成矿体系:当岩浆体的封闭条件较差时,出溶的挥发分可以进入围岩,并与围岩发生物质交换。这个过程的发生取决于许多因素,包括围岩的物理性质、化学性质、岩浆侵位深度和速率、挥发分浓度、挥发分出溶速率等。如

果岩浆侵位较深, 岩浆冷却固结的速度将会较慢, 因而大部分含矿流体可以溢出岩浆体外进入围岩中, 形成接触带型矿床。

C: 远程热液成矿体系: 如果岩浆中挥发分浓度足够大, 流体运动的通道条件好, 含矿流体可以快速逸出并沿着有利通道(导矿构造)向远离源的方向运动。这种情况通常发生在岩浆侵位相对较深的情况, 因为其冷却固结的速率更慢, 从岩浆体内逸出的含矿流体甚至不能在其直接围岩中停留, 而是沿着构造裂隙向浅部高速运移。在这个过程中, 含矿流体将会逐渐冷却或进入流动条件较差的次级构造裂隙(如喀斯特溶洞)中, 并从中沉淀出造矿矿物, 形成远程热液矿床。离岩浆体越远, 流体的温度越低, 因而在这个路径上可以依次形成高、中、低温热液矿床, 矿体赋存在不同深度的次级构造裂隙中或界面内。

1.3 地幔流体研究现状与评述

地幔曾长期被认为是一种致密的干体系, 直到20世纪70年代岩石学家开始注意到地幔交代作用并通过研究发现地幔流体的存在。Bailey^[1]在东非和德国的碱性玄武岩中发现了辉石岩地幔包体中有云母和角闪石, 提出辉石岩可能是地幔橄榄岩经过交代的产物^[38]。Fray等^[5]发现亏损的橄榄岩却富集LREE, 推测是由流体带入。世界上碱性岩浆都是以富含LREE为特征, 源于富集地幔。Mensize等(1980)认为这是由于交代作用带入LREE, 然后经熔融产生碱性岩浆, Frey等^[5]首次发现玄武岩中地幔包体橄榄岩是高镁低钙, 并明显富集一系列不相容元素K、P、Ti、LREE、Th和U。Dawson等^[4]称之为隐蔽交代, 他认为这是由于交代作用发生的流体为富含CO₂流体, 如果流体是富HO⁻, 则出现显交代。Novon等^[8]在博茨瓦纳和扎伊尔的立方金刚石中及包壳金刚石的包壳中发现了显微流体包裹体, 并分析了其流体组分, 认为该流体代表了这种金刚石生长环境中的流体介质。这一发现表明处于150~200km深处仍然存在着流体, 这引起了国内外学者的极大兴趣。

1.3.1 地幔流体的成分

关于地幔流体的化学成分, 早期的研究者多认为是C-H-O体系, 弱还原的条件下以CO₂-H₂O为主, 在强还原条件下则以CH₄-H₂O-H₂为主。Wyllie和Eggler等在80年代后期的实验研究中均采用C-H-O体系来概括^[27]。随着地幔流体研究的深入, 愈来愈多的事实证明, 地幔流体的组成要比C-H-O体系复杂得多。

杜乐天^[37]提出的幔汁(HACONS: 其中H代表氢、卤素和热, A代表碱金属, C代表碳, O代表氧, N为氮, S为硫族)是指产生于地幔的氢、卤素、碱、碳、氧、氮、硫间的化合物热流体, 其中不包括硅铝酸盐; Shmulovich等^[17]定义的地幔流

体富含地球内部原始成分,同时包含地壳再循环物质的超临界挥发份系统;曹荣龙等^[10]认为地幔流体是由富含地球内部原始的气体元素(如³He、³⁶Ar等)和挥发份(如地幔CO₂、陨石S、深源H₂O等)组成的气体、稀溶液和挥发份饱和的富碱(K、Na、Li等)硅酸盐熔体;孙丰月等^[76]认为幔源C-H-O流体是一种高温高密度的超临界流体,其中的挥发份主要是H₂O和CO₂,含少量Cl、F、S、P及惰性气体等组分,流体中溶解了大量的常量及微量元素;张铭杰等^[93]研究认为地幔流体是指在地幔环境下处于平衡稳定状态的气相和液相组分,其化学成分以C、H、O、N、S等为主,并溶有多种碱性元素、稀有气体及F、P、Cl等微量组分。综上所述,地幔流体是一种以CO₂和H₂O为主、同时含有一定量的溶质成分、相对富集大离子等不相容元素的超临界流体;具有独特的溶解和输运能力、充足的物质储量、庞大的流体库和稳定的热源供给;可以为成矿作用的持续进行和形成大型和超大型矿床以及大型矿集区提供物质和能量。

1.3.2 地幔流体的同位素特征

地幔中的碳主要是以金伯利岩中的金刚石、碳酸岩、地幔包体中的CO₂流体包裹体和石墨、大洋中脊溢出的CO₂等形式存在;其同位素组成是通过对各类含碳物质的碳同位素测定获得的。目前大家普遍的共识是:地幔 $\delta^{13}\text{C}$ 值分布范围较广,显示双峰特征,主峰众数为-5.5‰(主要范围-2‰~-9‰),同时在-15‰~-25‰区间还有一个低缓的次峰^[97]。对地幔碳同位素组成不均一的解释有很多种,包括原始地幔不均一,深俯冲陆壳物质的混染,多阶段去气,岩浆结晶分异等。通常认为 $\delta^{13}\text{C}$ 高峰主值可能代表了正常原始地幔碳的组成,而很负的低值次峰则可能是陆壳深俯冲、折沉作用等引起的再循环陆壳物质或地幔多阶段脱气作用造成的^[59]。

地幔中的氧同位素虽有一定的变化,却基本落在狭窄的范围内,碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 数值变化范围为+4‰~+27‰,而原生未蚀变的碳酸盐为+6‰~+9‰,从玄武岩及其中的镁铁质和超镁铁质包体所获得的地幔氧同位组成范围为+5‰~+6‰,但总的来说,地幔岩石中的 $\delta^{18}\text{O}$ 为 $5.7 \pm 0.3\text{‰}$ 。

中国东部二辉橄榄岩在1200℃释放水的 δD 值为-31.1‰~-96.4‰平均为-67.08‰(吴茂炳等,2003)。Sheppard等^[15]根据对地幔来源的金伯利岩及其捕虏体中的水的 δD 值为-50‰,而Taylor认为含水地幔的 δD 值为-50‰~-80‰。Pineau等^[11]报道了大西洋中脊玄武岩玻璃的气泡中 δD 值为-64‰ \pm 2‰。总的来说,地幔中的氢同位素数值变化范围在-50‰~-80‰。

Ozima等^[10]总结了地幔物质的稀有气体同位素特点,结果显示大洋中脊玄武岩³He/⁴He比值为 $(0.9 \sim 1.4) \times 10^{-5}$;Loihi洋岛玄武岩³He/⁴He比值为 $(0.7 \sim 5) \times 10^{-5}$;Samoa捕虏体³He/⁴He比值为 $(1.2 \sim 4) \times 10^{-5}$;金刚石³He/⁴He比值为 $(0.01 \sim 20) \times$

10^{-5} 。而不同来源地幔物质的 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值变化则变化较大,大洋中脊玄武岩 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值为10000~30000; Loihi洋岛玄武岩 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值为400~4000; Samoan捕虏体 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值为350~12000; 金刚石 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值为 >300 。

1.3.3 地幔流体成矿作用

地幔流体参与许多大型、超大型金属、非金属以及油气矿产的成矿作用,已得到大量实例证实。王京彬等^[79]通过对金顶超大型铅锌矿床REE地球化学研究,提出成矿物质主要来源于富 CO_2 的地幔流体;刘显凡等^[60]通过对该矿床成矿石英脉的年代学研究认为地幔流体参与了成矿。曹荣龙等^[26、27]的研究认为白云鄂博超大型稀土矿床具有很低的Sr同位素比值,REE、Nb成矿元素来自地幔,C、O、S同位素组成均显示为幔源,并建立了白云鄂博地幔流体交代稀土矿床成矿模式。毛景文^[71]对地幔流体与成矿作用进行了系统研究,揭示了地幔物质不均一性地壳中矿产形成的关系,实验模拟了地幔流体从深部向浅部转移的形式及其化学动力学性质的变化,并以中国东部和扬子地台西缘为例,将矿床的形成和分布与地壳拉张伸展减薄、上地幔软流体隆升大地构造背景相联系,深入探讨了不同地质构造环境下大型矿集区的时空结构与地幔流体演化的耦合关系。

地幔交代作用与地幔流体交代作用是不同的两个概念。前者是指流体在地幔内的作用过程,它可以导致富集地幔和相应碱性岩浆的形成,作用越强,碱性越强;并且可以使深部原始地幔由亏损地幔向富集地幔演化,从而引发大离子不相容元素和某些成矿元素在地幔中的相对富集^[1];后者是指流体在上升运移过程中的作用,其流体性质可以随着深度变化而发生的物理化学条件变化由熔浆→超临界流体→液相流体的转化,并运载和沿途活化成矿物质到地壳中适宜容矿部位集中,促使壳幔物质叠加成矿^[38、4],进而有利于深部成矿并形成大型和超大型矿床。地幔交代作用是地幔流体交代作用的前驱,它引发的大离子不相容元素和某些成矿元素在地幔中的相对富集,为下一步可能发生的地幔流体交代作用成矿奠定了必要的物质基础。两者结合构成的完整过程即为地幔流体成矿作用。

曹荣龙等^[27]将地幔流体作用按空间分成三种类型:①原地的:地幔流体在地幔中进行的交代作用,是地幔交代作用的经典类型。如富碱岩浆源区亏损地幔所遭受的交代作用。②上升过程中的:地幔岩包体被寄主岩浆携带上升过程中所遭受的地幔流体的作用。部分仍属于地幔的压力-温度范围,部分则可能已处于地壳的条件。③地壳中的:地幔流体穿过莫霍面在相应于岩石圈地壳的物理化学条件下对地壳物质(变质岩、火成岩、沉积岩等)产生的交代作用和成岩成矿过程。

1.4 研究内容及方法、技术路线

(1) 在充分收集并阅读理解已有相关研究资料的基础上,重点对马厂箐钼

矿段、铜矿段、金矿段进行了调研，采集了代表性岩石、矿石标本，并拍摄了相关内容的野外实地照片，并在野外进行样品分选、处理。

(2) 根据野外实地勘查，以及综合以往历史资料，研究了马厂箐钼铜金多金属矿的地质构造地质构造背景。

(3) 样品送回后，在室内对岩矿石开展岩相学、元素地球化学研究：首先镜下鉴定光薄片并分选和送测相关全岩和单矿物样品，进行同位素、微量元素、稀土元素的分析，将所获数据结果针对研究内容进行分类整理和计算作图。

(4) 综合钼矿段、铜矿段、金矿段的地球化学数据研究，结合野外地质调研、矿床地质背景分析和赋矿岩石岩相学特征，对马厂箐钼铜金多金属矿的成矿流体来源、成矿物质来源和成岩成矿年代进行了研究，对其成因进行了初步探讨。

其技术路线如图 1-1:

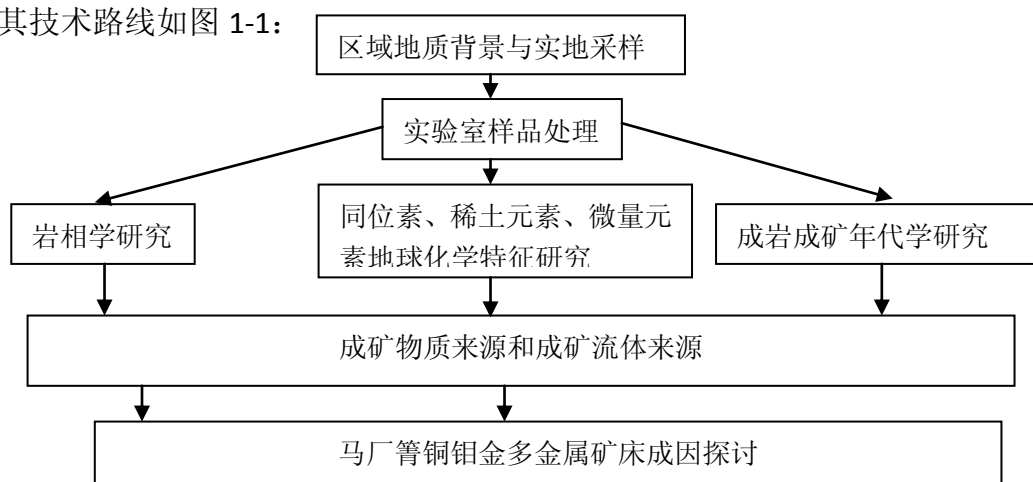


图 1-1 技术路线图

1.5 完成情况

2008年4月，以导师的“国家自然科学基金项目——滇西新生代多金属成矿的深部过程与地幔流体作用示踪（批准号：40773031）”的相关内容为依托，拟定了“云南马厂箐钼铜金多金属矿床成因探讨”作为毕业论文题目，之后进入论文的资料收集和编写工作，其进展情况如下：

表1-1 工作量情况表

项目名称	单位	工作量
野外地质调研	天	31
样品分选处理	件	39
岩石光薄片鉴定	片	26
同位素分析数据处理	件	32
稀土和微量元素 ICP-MS 分析数据处理	件	15

第 2 章 区域地质背景

2.1 构造单元及其演化

“三江”造山带作为特提斯造山带的重要构造单元，始于古生代古特提斯洋的消减闭合，历经新特提斯洋的开启-闭合以及印度大陆的俯冲碰撞过程，于喜马拉雅期全面陆内汇聚和隆升造山，形成由金沙江造山带、澜沧江造山带、怒江造山带与若干稳定地块镶嵌拼贴的巨型复合造山带^[72]，扬子板块、康滇板块、印度板块三大板块结合带及其之间的岛弧、弧盆、陆内坳陷和断裂，组成了本区地质构造的基本格架。

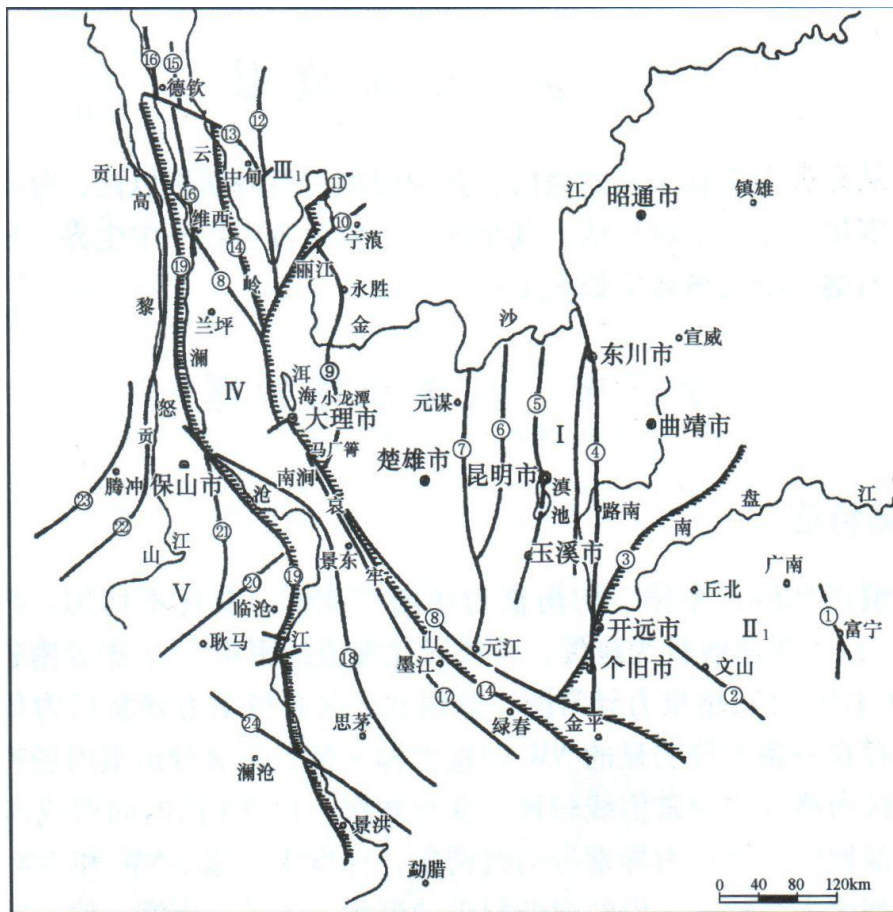


图 2-1 云南省构造单元及深大断裂分布略图

构造单元：I-扬子准地台；II-华南褶皱系滇东南褶皱带； III-松潘-甘孜褶皱系中甸褶皱带；IV-唐古拉-昌都-兰坪-思茅褶皱系；V-冈底斯-念青唐古拉

深大断裂：(1)富宁断裂；(2)文山-麻栗坡断裂；(3)弥勒-师宗断裂；(4)小江断裂；(5)普渡河断裂；(6)罗茨断裂；(7)元谋-绿江断裂；(8)维西-乔后-红河断裂；(9)程海-宾川断裂；(10)箐河断裂；(11)小金河断裂；(12)格咱断裂；(13)中甸-尼西断裂；(14)金沙江-哀牢山断裂；(15)羊拉断裂；(16)德钦-雪山山断裂；(17)阿墨江断裂；(18)无量山-营盘山断裂；(19)澜沧江断裂；(20)南定河断裂

马厂箐矿区位于扬子地台西南缘，其西侧紧邻与印度板块的拼接地带，即金沙江-哀牢山缝合带。该带也被普遍认为是古特提斯造山带的一部分。该缝合带是地壳极不稳定的区域，其挤压和拉张构造运动的频繁发生，导致了构造单元在时空上的系列演变，并对扬子地块西缘地区的作用和影响极大，主要表现为：

在进入第三纪后，断裂处于拉张状态，出现断陷盆地，地幔上拱和火山喷发等，显示缝合带向裂谷转化^[95]，是伴随裂谷的发展而形成并存在于地幔深部的岩浆，尤其是富碱岩浆和地幔交代流体沿深大断裂带上侵，由此发生构造-岩浆活动及深部地质作用过程，从深部向浅部带入大量成岩成矿物质，这无疑为在缝合带和其紧邻的扬子地台西缘地区形成多金属矿床提供了重要物质基础。若在适宜条件下，深部物源再叠加浅部预富集矿源，则可能形成大型或超大型矿床。

2.2 区域地层概况

本区出露有从元古宇至新生界的地层，其中西侧即洱海断裂以西，分布着元古界苍山群，北部地区零星分布有上震旦统，其余地区主要为古生界。

前寒武系，主要为苍山群，呈NNW向分布于点苍山一带，构成点苍山脉的主体，与周围古生界至中生界地层均为断层接触，厚度大于2000m。

古生界主要出露奥陶系下统向阳组灰色、深灰色、灰黑色石英砂岩，钙质、泥质砂岩，泥质粉砂岩，粉砂质泥岩，含砾赋矿砂岩，厚度超过2500m；泥盆系下统康廊组灰色厚层状夹中层状白云质灰岩、白云岩，厚度超过1000m；二叠系上统灰绿色玄武岩，厚度超过5000m。

中生界主要出露三叠系上统云南驿组灰色、黄绿色页岩，灰岩，泥灰岩夹粉砂岩，粉砂质、炭质页岩，厚度近2000m；罗家大山组深灰、灰色、灰白色玄武质凝灰岩，火山角砾凝灰岩，粉砂岩，细砂岩，细砾岩，砂岩，泥岩，页岩夹煤层，厚度超过2500m；侏罗系下统冯家河组紫红色钙质泥岩、灰紫色砂岩、灰色细砂岩夹黄绿色砂岩，厚度约1660m；侏罗系中统张家河组紫红色、黄绿色、杂色泥岩，砂质泥岩夹粉砂岩，杂色砂岩等，厚度约2500m；侏罗系上统蛇缅甸组紫红色泥岩，泥质粉砂岩，厚度约1000m；白垩系上统江底河组紫红色、鲜红色、黄绿色泥岩，粗粒砂岩，砂砾岩夹粉砂岩，细砂岩，含石膏岩盐等，厚度大于1000m。

新生界主要为第四系全新统的湖积、洪积、冲积砾石砂粘土，厚度0~60m。

2.3 区域构造特征

区域上的褶皱多被破坏，NW向的褶皱主要为复式背斜，该背斜总体呈NW

向展布，背斜北端倾没于挖色一带，轴向为 340° ，南端倾没于马厂箐矿区附近，轴向逐渐转为 300° 。褶皱轴部具有较为明显的起伏，并被一系列断层错移，轴线长30 km。核部由本区最古老的下奥陶统向阳组地层组成，岩石具亚绿片岩相低温区域动力变质作用特征；褶皱两翼则为泥盆系和其他较新时代地层，泥盆系在主背斜轴两翼发生一系列次级褶曲，其轴向大致平行于主轴，两翼岩层倾角变化较大，且被与轴向大致平行的断层所破坏。复式背斜内断裂特别发育，以NW和NEE向2组为主。该背斜为成矿前构造，具有多期活动特征，由于后期多期次构造-岩浆活动错移、叠加改造而面目全非。

区域上的断裂主要包括金沙江-哀牢山深大断裂带和宾川-程海深大断裂带以及扬子板块内近EW向的基底断裂。

金沙江深大断裂带（板块结合带）：是三江构造带的重要组成部分，该断裂带西起可可西里，经西邓柯、巴塘、奔子栏至哀牢山，与红河深大断裂带相接，是一条形成时间早、演化历史长、遭受多期强烈活动、长逾2 000 km的巨大超壳断裂，是羌塘-昌都微陆块的东界。该断裂带在EW宽数千米至数十千米范围内，由一组NNW至SN向深大断裂系组成，并进一步控制着金沙江-哀牢山富碱斑岩带的空间展布。

在卫星遥感图像上，金沙江深大断裂带的形迹较为清楚，由一组走向NNW-SN向大致具有相同性质的断裂系组成，形成一条宽达30 km的断裂带。在航磁异常图上这一超壳断裂有强烈的反映，异常沿金沙江呈串珠状断续分布，构成复杂的异常区。重力资料反映该深大断裂两侧陆块具不同的布格重力异常特征，断裂带沿重力异常转换带展布，断裂两侧分别为重力低和重力高异常分布区，这与断裂带两侧的构造建造带中所存在重大差异的地质记录相吻合。断裂带在 Δg 上延40km图上仍有显示，进一步证明该断裂具有大陆分界断裂的性质。

该断裂从马厂箐矿区西侧通过，总体呈NW走向，由多条不同规模的断裂构成，整体上可以见到宽达2~3 km的断裂挤压破碎带，其中挤压片理化、透镜体化、小剪切带、小褶皱、断裂十分发育。构造混杂堆积较为常见，在断裂带中可见镁铁质岩体成群成带出现，与围岩组成的基体部分呈断裂接触关系，形成明显地“构造侵位”现象。断裂带内岩石已经强烈挤压变质，达绿片岩相，原岩为一套砂、泥质复理石建造，其中夹有较多的中基性火山岩，表现出动力变质作用的特征。沿断裂带有华力西期、印支期和燕山期中酸性侵入岩体以及喜马拉雅期富碱斑岩体侵入，岩体周围局部发育混合岩化和递增变质现象，表明沿断裂带发生过深部热流活动的影响。断裂带东侧古生界为一套地台型建造，与断裂带内石炭纪、二叠纪的地槽型建造形成鲜明的对比，表明该断裂曾对两侧的沉积建造具有重要的控制作用。现今断裂带内很难找到一个确切的断裂面，从断裂带的组合特征判断，断裂具有陡倾或直立的断裂面产状，表现为一复杂的逆冲-推覆构造带

与平移韧性剪切带的复合特征，其主体部分虽表现以左行平移为主，同时亦见有右行平移的特点，反映出该断裂带的形成和发展曾经历了不同力学性质和运动方式的转化。金沙江-哀牢山深大断裂带作为区域上规模最大的构造带，经历了晚华力西期的板块构造俯冲形成板块缝合带，在印支期的逆冲-推覆作用中被改造成逆冲-推覆带之后的喜马拉雅构造旋回中再次发生逆冲推覆作用，最后发生平移剪切或走滑运动。与构造活动相伴的动力变质作用、岩浆侵入活动十分频繁，是区内重要的构造带之一。

程海-宾川断裂带：断裂带北起宁蒗，经永胜、程海、宾川、祥云至弥渡附近，交汇于NW向红河断裂带。北端交于箐河、小金河断裂带。该断裂带对丽江、大理地区古生界和中生界分布具有明显的控制作用，东侧为古生代隆起，西侧为沉降区，二叠纪玄武岩的分布仅限于断裂带西侧；从早二叠世末或晚二叠世初，该断裂带就有基性火山喷发和超基性岩浆侵入。在断裂带旁侧的祥云县响水附近见有印支期花岗岩体出露，岩体呈现挤压破碎，显示断裂后期又有活动的特点。此外，在断裂带旁侧还出现有碱性岩、镁铁岩-超镁铁岩体，表现了断裂对岩浆活动的控制作用；在布格重力异常图上表现为SN向同形扭曲的重力低等值线梯度带。在剩余重力异常图上，大致与断裂带东、西两侧的正负异常之间的零值线吻合。在航磁异常图上，断裂带则是正、负磁异常区分界线。根据布格重力异常与深度的关系，推测断裂带断深达40 km，接近本区的地壳厚度值，属壳岩石圈断裂，且向西陡倾，沿断裂带湖泊、坝子成串出现，且两侧地层遭受强烈挤压破碎，形成较宽的断裂破碎带。断裂带在加里东之前就已经形成，后经压、张、扭多期活动，喜马拉雅早期自西向东逆冲兼有右行走滑，晚第三纪相对稳定调整，至近期断块差异运动，张扭明显并逐渐转化，左行走滑表现突出。

2.4 区域岩浆岩

区域上岩浆岩较为发育，岩石种类复杂，有酸性、中性、碱性、基性、超基性等。其中，以玄武岩分布最广，次为酸性岩、基性岩、碱性岩。除东部干海子-小龙潭一带碱性岩有零星分布外，其余碱性岩集中分布在金沙江深大断裂与宾川-程海大断裂之间的区域。岩浆活动方式主要有侵入和喷发2种，以喷发为主，出露面积约占岩浆岩总面积的80%。岩浆活动具有多期次活动的特征，且明显受构造控制。从岩体的形成时代划分为晋宁期酸性岩浆岩、海西期中性、基性超基性岩，印支-燕山期酸性岩以及喜山期酸性、碱性、富碱性岩等，与成矿关联最多的是喜山期的与Cu、Mo矿化有关的浅成斑岩。

喜山期岩浆活动较为频繁强烈，火山活动呈分散状中心式喷发广布全区，按岩性可分为粗安岩、碱性玄武岩和粗面岩类，主要呈沿NNW向断裂和爆发角砾

岩筒产出。该期岩浆侵入活动主要形成斑状花岗岩、花岗斑岩、正长斑岩、二长斑岩、煌斑岩等，呈小岩株、岩枝、岩墙、岩脉等产出。该期岩浆活动具有明显的受构造控制的特点，岩体主要分布在次级断裂、褶皱附近以及背斜轴部地带，早期以酸性岩浆岩为主，晚期以碱性岩浆岩为主的特点。该期岩浆活动所形成的碱性岩，尤其是偏碱性的酸性岩，是区域上具有工业价值铜、钼、铅、锌等矿产的主要条件。

第3章 矿床地质

马厂箐矿区位于云南省祥云、弥渡、大理三市县接壤部位(图3-1),是滇西特提斯构造-成矿域上一个成矿系列较全、成矿元素复杂、成矿条件独特的斑岩型铜钼金多金属矿床,位于喜马拉雅成矿域东部金沙江-哀牢山斑岩型铜钼金成矿带上的丽江-鹤庆斑岩型铜钼金矿集区内。该区采矿历史悠久,历史上以炼银铜为主,宝兴厂、铜厂、乱硐山、金厂箐、铁厂等地名由此而得。马厂箐斑岩型铜钼金多金属矿化带总体呈NE向展布,在长达12 km,宽2.5km矿化带范围内已发现几十条铜、钼、金、磁铁、铅锌等矿化脉体,从NE向SW依次划分成金厂箐矿段-人头箐矿段、乱硐山矿段、宝兴厂矿段和双马槽矿段。传统所说的金厂箐金矿在就是指金厂箐矿段,马厂箐斑岩型铜(钼)矿床即是指宝兴厂矿段。

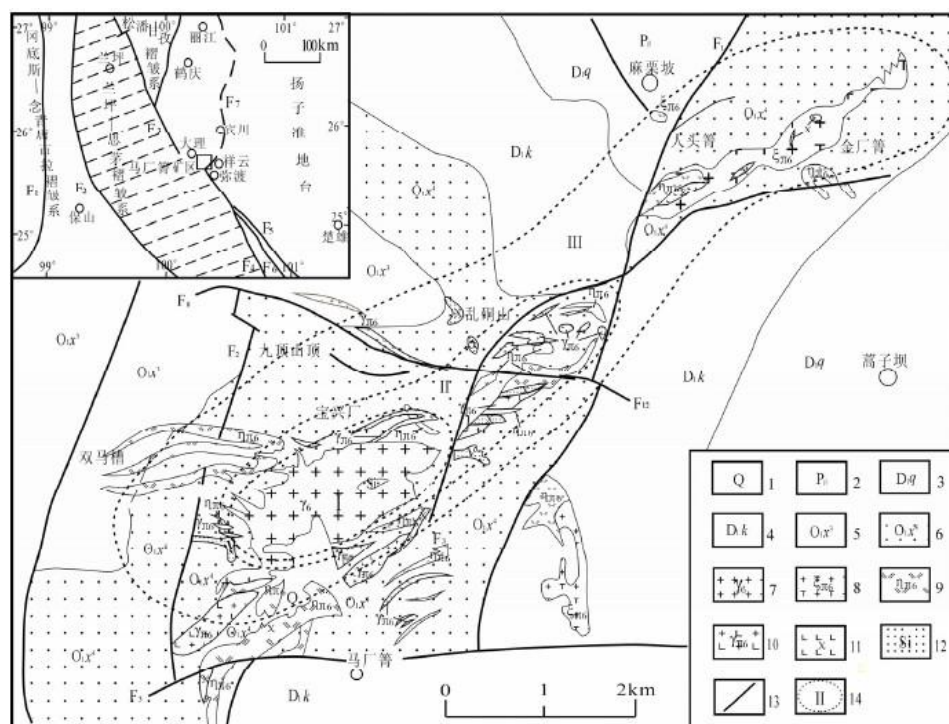


图 3-1 马厂箐矿区地质图(据西南冶金 310 地质队, 1981 修改)

1. 第四系; 2. 二叠纪玄武岩; 3. 青山组灰岩; 4. 康郎组白云质灰岩、白云岩; 5. 向阳组三段. 黑色页岩夹粉砂岩, 底部为灰白色石英砂岩; 6. 长石石英砂岩、砾岩夹灰岩透镜体; 7. 斑状花岗岩; 8. 正长斑岩; 9. 二长斑岩; 10. 花岗斑岩; 11. 煌斑岩; 12. 硅化核; 13. 断层; 14. 矿化类型分带;

I. Mo-W-Cu-Fe-Sn 矿化; II. Cu-Au-Mo-Fe 矿化; III. Au-Ag-PbZn-As-Sb 矿

3.1 矿区地层

矿区出露地层相对较为简单,除矿区北部(麻栗坡村以北)出露二叠纪玄武

岩外,其余大部分地方主要为下奥陶统向阳组 (O_1x^4)、下泥盆统康廊组 (D_1k)、青山组 (D_1q) 和莲花曲组 (D_1l) 以及第四系 (Q) (图3-2)。

下奥陶统向阳组 (O_1x^4): 在矿区出露较为广泛,其岩性主要为滨海相碎屑岩,可以划分成4个岩性段。其中,第一段 (O_1x^1) 为灰白色厚层细粒长石石英砂岩、石英岩,中下部夹少量泥质粉砂岩;第二段 (O_1x^2) 为灰绿色、深灰色粉砂质页岩夹砂岩;第三段 (O_1x^3) 上部为灰绿色中厚层状细砂岩夹灰黑色页岩,下部为灰白色中厚层状细粒石英砂岩夹少量页岩;第四段 (O_1x^4) 为粗砂岩及钙质砂岩,可进一步细分为2个亚段:一亚段 (O_1x^{4-1}) 为灰色、肉红色粗粒长石石英砂岩夹砾岩、含砾粗砂岩,其中夹紫色、绿色泥质粉砂岩透镜体;二亚段 (O_1x) 上部为灰白色薄层石英粉砂岩与薄层灰岩互层,中下部为紫红色、深灰色薄层石英粉砂岩夹灰岩条带或灰岩透镜体。第一、二段主要见于矿区外围,第三段分布于矿区北部,第四段在矿区广泛出露,构成马厂箐富碱侵入体的外接触带围岩,是主要的赋矿围岩地层。

下泥盆统康廊组 (D_1k): 为灰色厚层状白云质灰岩,底部具硅质结核或条带,主要分布于矿区东半部麻栗坡、存德村、黄泥山及西南部和尚箐一带;青山组 (D_1q): 为灰白、青灰色厚层状灰岩,局部夹薄层状灰岩,分布于水磨坪之西锅底山一带;莲花曲组 (D_1l) 上部为灰黄色粉砂质页岩与薄层细至中粒石英砂岩互层,其中夹薄层至中层灰岩条带或透镜体。下部为灰黑色薄至厚层状灰岩、泥灰岩,分布于水磨坪大坝水库以南。康廊组灰岩构成金矿体赋矿围岩。

第四系 (Q): 主要为砾、砂、粘土等坡积、残积、冲积物。在麻栗坡村一带赋存有“红土型”金矿。

3.2 矿区岩浆岩

矿区岩浆岩较为复杂,总体上可分为华力西期和喜马拉雅期。华力西期以基性的辉长岩或辉绿岩为主,多呈岩脉、岩墙状产出。喜马拉雅期以各类斑岩为主,主要呈岩株、岩脉、岩墙或岩床等产出,构成马厂箐小岩体群。马厂箐小岩体群是矿区主要岩体,属于一个复式杂岩体,出露面积约 1.36 km^2 ,属于金沙江-哀牢山富碱斑岩带重要组成部分^[95],具有多期次活动特征。包括大小 260 多个小岩体组成,由正长斑岩、石英二长斑岩、花岗斑岩、斑状花岗岩和煌斑岩等组成,其中,以大面积出露的斑状花岗岩为主。主要矿物为斜长石、石英、角闪石、黑云母以及由钾化作用形成的钾长石,副矿物有磷灰石、榍石、锆石、磁铁矿。斑晶主要为钾长石、斜长石、石英、角闪石和黑云母,基质主要由微细粒长石、石英和少量的黑云母组成。该岩体侵位于下奥陶统向阳组细碎屑岩和下泥盆统康廊组灰岩中。矿化斑岩体平面形态呈不规则似圆形,剖面形态呈对称蘑菇状、倒水

滴状, 呈现上大下小的形态, 岩株(或岩枝)呈向内的陡倾。岩体具有被动侵位的特点, 在岩体与围岩接触带常见斑岩体和围岩犬牙交错, 岩体侵位时穿切围岩的现象特别明显。在斑岩体附近围岩中广泛发育褪色带和侵位角(砾)岩、碎裂岩, 局部可见热液隐爆角砾岩, 表明斑岩体属于浅成、超浅成侵位, 侵位深度为 0.8~3 km。

马厂箐斑岩体在化学成分上富碱($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=7.78\%\sim 11.15\%$, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 绝大多数大于 8.0%, 平均为 9.06%), 高钾($\text{K}_2\text{O}=3.36\%\sim 8.92\%$, 平均为 5.36%), 且 $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0.65\sim 4$, 平均为 1.49, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 值绝大多数大于 1, 具有高钾、富碱的显著特征。 SiO_2 含量范围为 61.56%~71.63%, 平均为 67.27%, 属中酸性到酸性岩, 多数样品属酸性岩, 且以酸性岩为主。与金沙江—哀牢山富碱斑岩带上其他岩体一致(曾普胜等, 2002)。谢应雯等(1984)研究表明, 富碱侵入岩体岩石物质来源于深部上地幔, 且具有壳-幔混染的特征, 与富碱斑岩有关的主要成矿元素由 Cu、Mo、Au、Ag、Pt、Pd、Rb、Co 等, 其中 Au 的丰度可达几十个 ppb, 最高 $68\times 10^{-9}\sim 76\times 10^{-9}$, 认为富碱斑岩为铜钼金矿的成矿母岩金矿化、铜钼矿化与富碱斑岩体存在空间上和成因上的联系(俞广钧, 1988)。

3.3 矿化分带和矿段特征

马厂箐矿区是一个斑岩型的铜、钼、金多金属矿化集中区, 矿化带总体上呈 NE 向展布, 在长达 12 km, 宽 2.5 km 矿化带范围内已发现几十条铜、钼、金、铁、铅锌等矿化脉体, 从 NE 向 SW 依次划分成金厂箐-人头箐、乱硐山、宝兴厂和双马槽矿段。传统上所指的马厂箐金矿就是指金厂箐矿段, 马厂箐斑岩型铜钼矿床即是宝兴厂矿段和乱硐山矿段。各矿段之间具有近等间距分布的特点, 在各个矿化段内部可划分出多个近于平行并具等间距斜列的近 EW 向亚带。矿化体集中产出在多期断裂复合与多阶段岩脉侵入复合叠加部位, 主要受岩体内的构造破碎带、岩体与围岩地层内外接触带构造和围岩中的构造破碎带控制(图 3-1)。

金厂箐—人头箐矿段位于马厂箐矿区 NE 向矿化带的 NE 端, 受金厂箐-人头箐背斜控制, 处在 NEE 向的金厂箐断裂和 NNE 向的响水断裂所夹的锐角区域。矿化主要以金矿化为主, 其次为银矿化和铅锌矿化。矿化体受岩体内或围岩地层中的构造破碎带和张性构造裂隙控制。矿化类型主要为破碎蚀变岩型和石英脉型。在金厂箐矿段发育在含碳质较高的向阳组地层中发育的层间破碎带是主要的控矿构造, 该矿段主要的矿体就赋存在含碳质较高的层间破碎带中, 金矿成矿主要硅化、黄铁矿化、毒砂化蚀变有关。

乱硐山矿段位于金厂箐—人头箐矿段与宝兴厂矿段之间, 处在响水断裂(F_1)与乱硐山断裂(F_3)所夹区域, 受乱硐山-铜厂向斜控制。该矿段大面积发育矽

卡岩化,与矽卡岩化有关的铜矿化、金、磁铁矿化都具有经济价值。其中,铜、钼、磁铁矿化体受岩体与围岩接触带构造控制,破碎蚀变岩型金矿化受层间滑脱带控制,而石英脉型金矿化受张性构造裂隙带控制。与铜、钼、磁铁矿化有关的蚀变主要为矽卡岩化、角岩化等,而与金矿化有关的蚀变主要为硅化、黄铁矿化。

宝兴厂矿段是马厂箐斑岩型铜(钼、金)矿区的主体,传统的马厂箐斑岩型铜钼矿床主要就是指宝兴厂矿段。该矿段铜、钼、金、铁等各种类型矿化较为普遍,且具有明显地分带性。岩体内矿化以斑岩型的铜钼为主,受岩体内的构造裂隙控制;接触带发育接触交代型角岩化、矽卡岩化铜、钼、磁铁(伴生金)矿化,矿化体受接触带形态、产状控制,矿体的形状、产状与接触带较为一致;而在距岩体更远围岩地层中主要以金矿化为主,受围岩中的构造破碎带和裂隙构造控制,矿化类型主要为破碎蚀变岩型和石英脉型,金矿化主要与硅化、黄铁矿化蚀变关系密切。目前该段发现的工业矿体主要分布在岩体与围岩的北接触带和东接触带,南接触带和西接触带矿化较弱。北接触带矿化主要为铜、钼矿化,接触带以外则为金矿化,东接触带以磁铁矿化为主,其次为铜钼矿化。

双马槽矿段位于宝兴厂矿化带 SW 端,受双马槽向斜控制,矿化体受向阳组地层中的张性裂隙控制,矿化类型主要为破碎蚀变岩型和石英脉型金矿化,矿化体的产状与裂隙的产状一致,金矿化与硅化蚀变关系密切。研究表明,马厂箐矿化带 5 个矿段虽然总体上呈 NE 向,但对于各个矿段矿化脉体则整体上具有近 EW 或 NEE 向展布特点,似受一条近 EW 或 NEE 向构造带控制,现在的 NE 向格局是由于后期 NNE 向构造改造所致。

3.4 主要矿体特征

马厂箐是一个斑岩型铜、钼、金多金属矿床,铜、钼矿体主要分布在宝兴厂矿段和乱硐山矿段,而金矿体则在 5 个矿段都有分布,铜、钼矿体与金矿体既有联系,又相对独立。

3.4.1 斑岩型铜、钼矿体特征

马厂箐主要铜、钼矿体和矿化部位都位于含矿斑岩体之内、外接触带,尤其是内外接触带犬牙交错部位,在岩体的内湾、槽凹部位,外接触带紧靠接触带的各种裂隙、洞穴、层间破碎带、构造角砾岩带等都是有利的赋矿部位。

矿体形态严格受岩体与围岩接触带形状控制,多呈透镜体或似层状,其产状也较为一致。铜、钼富集与岩性关系密切,钼主要赋存于斑岩体内,少量赋存于外带角岩、矽卡岩中;铜则主要赋存于外带角岩及其它岩石中(斑岩体内铜矿体

较少)。

铜、钼富集与岩石裂隙发育程度有关，裂隙的发育程度控制矿化的强度，接触带产状变化转折部位裂隙发育，是矿体赋存的主要空间。

铜、钼矿石特征：按有用矿物所赋存的岩石条件，铜、钼矿石主要分为三种类型：1) 斑岩型铜、钼矿石，辉钼矿呈细脉状、网脉状、浸染状产于花岗斑岩中，伴生少量铜矿化。矿石中常见黄铁矿脉，偶见黄铜矿脉；2) 角岩型铜、钼矿石，黄铜矿呈细脉状、浸染状产于角岩中，往往伴生钼矿化、金矿化，部分细脉仅发育辉钼矿化。矿石中还有黄铁矿、磁铁矿等；3) 矽卡岩型铜、钼矿石，黄铜矿呈细脉浸染状产于矽卡岩中，往往伴生钼矿化、金矿化。黄铜矿、黄铁矿、磁铁矿、辉钼矿呈细脉状、条带状，少数呈团块状分布于矽卡岩中。另外，还有极少量的含铜蚀变辉长岩及煌斑岩矿石，镁矽卡岩型含铜磁铁矿石。

矿石矿物：在铜、钼矿石成分中，金属矿物主要有辉钼矿、黄铜矿、斑铜矿、砷黝铜矿、黄铁矿、磁铁矿、磁黄铁矿、钛铁矿、白铁矿、白钨矿、闪锌矿、蓝辉铜矿、辉锑矿以及孔雀石、蓝铜矿、褐铁矿等。脉石矿物主要有石英、长石、黑云母、绢云母、绿帘石、高岭石、榍石、石榴石、方解石等。原生金属矿物呈现明显的分带现象，从岩体中心向外依次为辉钼矿→黄铜矿、黄铁矿（磁铁矿）→黄铁矿、黄铜矿（磁铁矿）→黄铁矿、毒砂、方铅矿、闪锌矿等。虽然矿石中金属矿物很多，但最主要的矿物是辉钼矿和黄铜矿。

辉钼矿：主要产于斑岩型钼矿石及矽卡岩、角岩型铜、钼矿石中。斑岩体中辉钼矿常呈叶片状单晶及集合体。集合体粒度 0.07~0.46 mm，个别达到 2~7 mm。片粒状辉钼矿粒度一般为 0.02~0.17 mm，矿石中辉钼矿含量 0.1%左右。矽卡岩、角岩类矿石中辉钼矿呈板状、片状聚晶，嵌布于石英粒隙间或呈脉状产出。粒度一般为 0.01~0.2 mm，含量一般小于 0.1%。

黄铜矿：在角岩类矿石中呈不等粒他形-半自形晶粒状，多沿节理裂隙分布。呈细脉、网脉状产出，少量呈散点状、浸染状嵌布于石英粒隙间，粒度为 0.001~0.70 mm，常与黄铁矿、磁铁矿呈连生体。含量一般 2%左右。产于煌斑岩中的黄铜矿呈他形粒状嵌布于花岗岩中，个别与黄铁矿连生，粒度一般为 0.03~0.5 mm，含量 0.01%左右。

3.4.2 浅成低温热液金矿体特征

金矿体主要产在富碱侵入体与围岩地层接触带构造以及围岩中断裂破碎带或层间滑脱带中，成矿时代与侵入体的形成时间相近或略晚。金矿化对围岩地层岩性选择性不大，赋矿围岩为下奥陶统向阳组粉砂岩、砂质板岩夹薄层灰岩透镜体，中统迎风村组粉砂岩夹灰岩透镜体。矿体形态受控于接触带和构造破碎带的

产状，多呈脉状、似层状、透镜状、囊状等。脉状金矿体产于围岩地层中，受控于构造裂隙带或层间滑脱带，在构造交汇部位往往形成囊状矿体，矿体品位高，但规模小；透镜状、似层状矿体产于斑岩体与围岩地层接触带附近，矿体往往规模大，但品位低。

金厂箐矿段，是马厂箐矿区最主要金矿体，呈板状、似板状赋存于张扭性构造破碎蚀变带中，矿体形态随构造破碎带变化而变化，一般构造破碎带变窄，矿体变薄，在与其它断裂交叉复合部位，矿体变厚。赋矿围岩主要为向阳组第四岩性段第二亚段弱硅化细砂岩或粉砂岩，矿化体上下盘常常发育二长斑岩、辉绿岩、煌斑岩等，这与构造破碎蚀变带的组成相一致，矿体南端进入下泥盆统康郎组白云质灰岩则逐渐尖灭。矿体与围岩呈渐变过渡关系，主要区别是金及硫化物含量有明显差别，尤其是矿体中具毒砂，围岩中则很少见到毒砂。

金矿石特征：金矿石类型单一，自然类型属含金硫化物型，工业类型以原生矿石为主，地表和浅部有少量氧化矿石及混合矿石。原生矿石中未见独立金矿物，金主要呈次显微包体存在于毒砂和黄铁矿中。自然金粒度微细，主要呈显微-次显微金分散状态存在。乱硐山、麻栗坡等处，金主要呈单矿物自然金（银金矿）产出。金矿石可划分为毒砂黄铁矿型、黄铁矿-毒砂-方铅矿型、褐铁石英脉型和风化残积型。

矿物组合：主要为黄铁矿-方铅矿-黄铜矿组合和黄铁矿-毒砂-方铅矿组合。金属矿物主要有自然金、银金矿、黄铁矿、毒砂、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、辉铋铅矿、白铅矿、车轮矿、铬铁矿、褐铁矿、菱锌矿、孔雀石等；脉石矿物以石英为主，其次为长石、高岭石、白云石、方解石、石榴子石、阳起石、透闪石、绿泥石、石墨、绢云母、黑云母等。

黄铁矿：是主要的载金矿物，可分为3类。原生黄铁矿呈微粒或骸晶状，主要在碳质粉砂岩中，具莓粒-莓群等生物结构，与有机碳及石墨共生，一般不含金；他形一半自形细粒状黄铁矿和半自形-自形状黄铁矿多呈散点状或细脉浸染状分布，常与毒砂共生，是金的载体矿物。

毒砂：是主要的载金矿物，可分为3类。一是呈他形一半自形条状-柱状、长瓣状分布在炭质粉砂岩中，一般不含金；二是呈半自形-自形细针状、柱状分布在碎裂角砾岩石英团块或细脉状，含金较高；三是呈自形柱状、菱柱状、散点状、团块状、细脉状分布在石英脉中，含金一般。

第 4 章 围岩蚀变

与富碱斑岩有关的蚀变具有类型多、强度大、发育好和分带明显的特点。在马厂箐斑岩型铜钼金多金属矿集区，铜、钼、金矿体既可以产出于斑岩体内，又可以产出于岩体与围岩接触带以及围岩地层的破碎蚀变带中，因此，与矿化有关的围岩蚀变既要包括岩体蚀变，又要包括围岩蚀变，它们都属于围岩蚀变的范围。矿区的热液蚀变十分复杂且广泛，表现在不同矿化部位和不同的矿化类型决定了热液蚀变的不同特征。

4.1 岩体蚀变

马厂箐杂岩体蚀变强烈，主要包括硅化、钾长石化、钠长石化、绢云母化、绿泥石化等，局部有黑云母化、高岭土化以及碳酸盐化和沸石化等蚀变。早期蚀变主要表现为钾交代作用，常见黑云母化及钾长石化，一般呈细脉状、团块状、稀疏浸染状，并与磁黄铁矿和黄铁矿共生。钾长石多交代斜长石或交代基质而形成变斑晶；随着地下水渗入、侵入体的逐渐冷却、热流体温度下降等物理化学条件的改变，中期蚀变主要表现为钾交代的继续和广泛的水解作用，出现石英钾长石化、石英-绢云母化、石英-绿泥石化，并导致金属硫化物从成矿流体中沉淀出来，中期蚀变是重要的成矿阶段；而随着侵入体进一步冷却，在中低温对流循环热液中岩体发生晚期蚀变，以低温蚀变为主，且与金的成矿作用有关。马厂箐岩体具有较好的蚀变分带性，自中心向外（主要向 N、NE 方向）可划分出三个带：强硅化核（中心）→石英钾长石化带（中部）→石英绢云母化带（边部），绢云母化带较弱。其中铜、钼矿体主要产于中部的石英钾长石化带和边部的石英绢云母化带。而金矿化与硅化、绢云母化和碳酸盐化关系密切。

4.2 接触带蚀变

在岩体与围岩接触带附近均不同程度地发生了蚀变，蚀变类型因岩性不同而存在差异，以砂岩、泥岩为主岩石，蚀变后形成各种角岩化，以碳酸盐岩为主岩石则形成矽卡岩为主蚀变带，石灰岩蚀变则形成钙质矽卡岩、石榴石矽卡岩。碳酸盐岩早期蚀变多为无水石榴石矽卡岩、透辉石矽卡岩或重结晶大理岩。铝硅酸盐岩早期蚀变形成各种角岩，如透辉石角岩、透闪石-阳起石角岩及黑石母角岩等。碳酸盐岩中期蚀变表现为叠加在矽卡岩之上的中温热液蚀变，如硅化、绿帘石化、绿泥石化、阳起石化、白云石化、方解石化等。铝硅酸盐岩中期蚀变则为硅化、水云母化、绿泥石化、钠长石化。晚期蚀变表现为泥化或形成中低温石英

-碳酸盐岩脉、重晶石脉。早、中期蚀变是铜钼主要成矿阶段，中、晚期低温蚀变是金的主要成矿阶段。

因马厂箐岩体侵入方式、角度、强度差异，导致岩体周围蚀变带规模、强度不同。自接触带内侧向外依次划分为 1) 透辉石长英角岩带，该带紧靠岩体，是变质晕的最内圈，与岩体界线明显，局部有混染现象，向外与阳起石角岩呈渐变关系。透辉石长英角岩呈灰白灰绿色，变余砂状结构，具块状或条带状构造。该带黄铜矿、黄铁矿普遍发育，并有大量磁铁矿细脉穿插，是工业铜矿体赋存的主要部位，其边界与所圈定的铜矿化带大致相同，有部分钼矿体；2) 阳起石-透闪石长英角岩带，是变质晕的中带，在北接触带较为发育。该带岩石呈灰白-灰绿色，夹灰紫色条带，变余砂状结构，条带状构造。该带黄铁矿化普遍，黄铜矿化减弱，赋存有铜伴生金矿体；3) 黑云母化蚀变砂岩带，为变质晕的最外圈，蚀变砂岩普遍可见，分布于北接触带北部。该带岩石主要为灰色、紫红色，局部夹灰白、灰绿色条带及团块，变余砂粒结构，块状或条带状构造。黄铁矿粒度较大，晶形完整，呈五角十二面体或立方体，很少见有铜矿物。

以碳酸盐岩为主岩石形成各类矽卡岩带，局部为方柱石化大理岩带，石灰岩则形成钙质矽卡岩、石榴石矽卡岩。1) 钙质矽卡岩，分布于透辉石长英角岩中，原岩为灰岩透镜体，沿一定层位不连续分布。石榴石矽卡岩包括含矿的透辉石石榴石矽卡岩和无矿的石榴石矽卡岩 2 种。2) 方柱石化大理岩，由薄层状砂质灰岩变质而成，岩石呈灰色，镶嵌变晶结构和筛状变晶结构，层状构造，主要由方解石、石英、方柱石及镁铁闪石组成，局部有石榴石、透辉石、绿泥石及硅灰石。方柱石化大理岩中有散点状黄铁矿，局部形成铜矿体。3) 镁矽卡岩，在乱硐山一带围岩中多夹白云质灰岩透镜体，变质后成为各种镁质矽卡岩。(西南冶金地质勘探公司 310 队，1981)。

4.3 围岩地层蚀变

这种蚀变主要与围岩地层中构造破碎带相伴，且与金矿化关系密切。蚀变类型包括：1) 白云石化，具有多期性，早期白云石化一般表现为面状，如碎裂岩中的泥晶质白云石团块重结晶形成的自形白云石散点等。晚期白云石化呈线状，一般形成白云石脉，穿插在碎裂岩中，同时切穿早期形成的白云石。与晚期白云石化常相伴有较强的硫化物，主要为闪锌矿、黄铁矿、毒砂等，多沿白云石边部或脉状分布；2) 硅化，与金矿化关系最为密切，晚于早期面状白云石化形成，由不等粒的半自形自生石英组成，在角砾岩中呈不规则的团块及胶结物出现或在碎裂岩中呈脉状分布。通常伴有强烈的黄铁矿、毒砂、方铅矿和闪锌矿等。较强的硅化作用形成由毒砂、黄铁矿等硫化物石英大脉或复脉，是富金的矿化体；3)

方解石化，主要为晚期蚀变产物，以广泛发育白色方解石脉为特征，由半自形-自形方解石组成，基本不含硫化物。

4.4 赋矿岩石岩相学特征

马厂箐钼铜金多金属矿床钼矿段主要围岩类型为：花岗斑岩，角岩，黑云母片岩；铜（钼）矿段主要围岩类型为：花岗斑岩，变粒岩，矽卡岩；金矿段主要围岩类型为黑云母花岗斑岩，角岩，橄辉云斜煌斑岩。

由图 4-1 赋矿岩石岩相学特征结合野外地质可知：

1、形成辉钼矿的成矿作用蚀变主要发生在花岗斑岩体中，表现为强烈硅化和泥晶碳酸盐化，进而叠加黄铁矿化和辉钼矿化。蚀变分两期：早期微晶硅化和泥晶碳酸盐化，晚期伴随进一步细粒硅化而叠加黄铁矿化和辉钼矿化（图 4-1a），在微晶硅化之前表现为蛋白石化玻璃。

在花岗斑岩与非碳酸盐岩围岩的接触带，随着热变质作用的增强，产出角岩至黑云母片岩，其中也伴随微晶硅化和泥晶碳酸盐化，可叠加少量分散微粒黄铁矿（图 4-1b），在增强硅化，出现细粒硅化石英脉基础上，可伴随含铜的次生孔雀石化蚀变穿切细粒硅化石英脉（图 4-1c）。

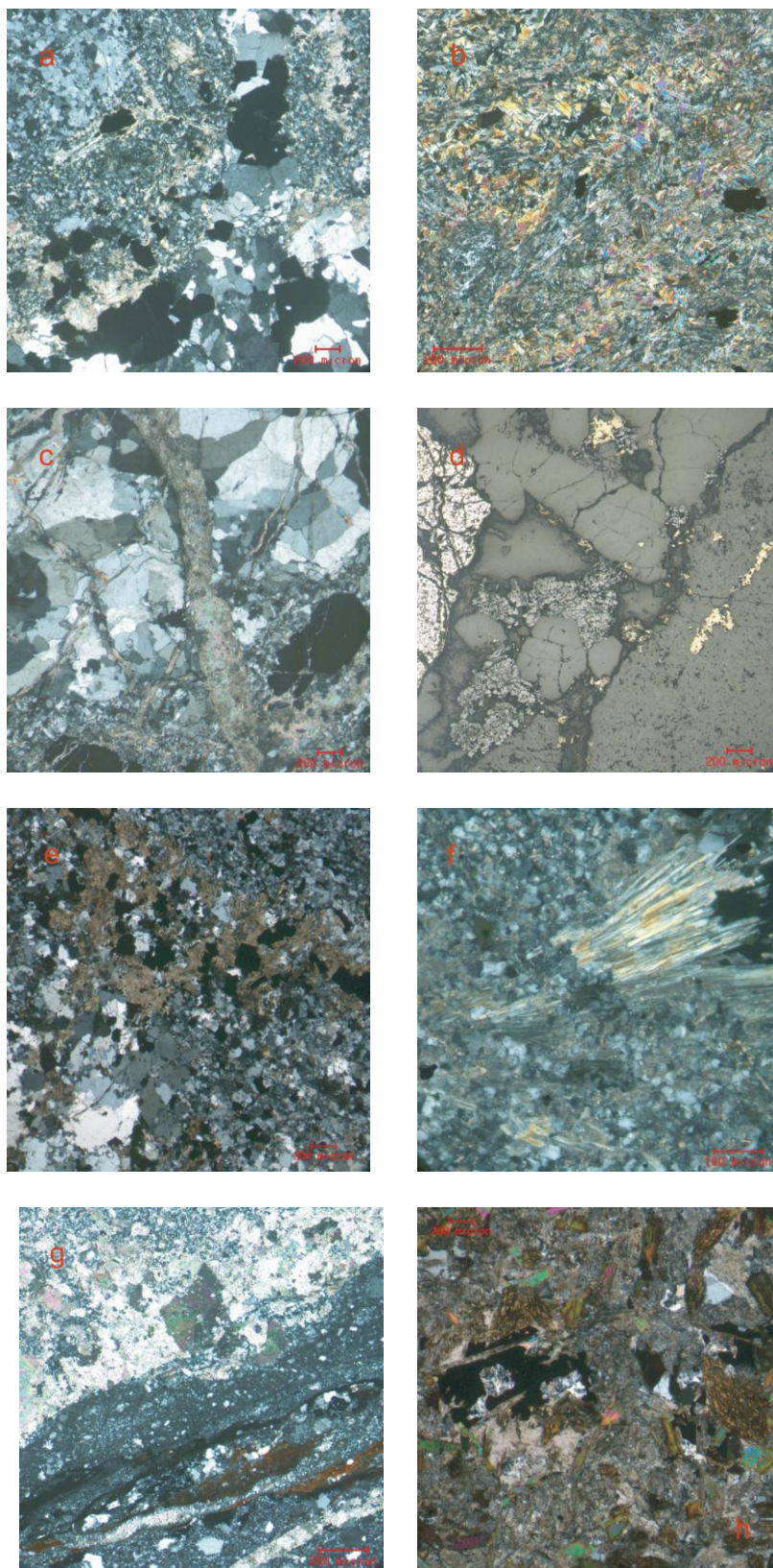
2、形成铜矿化的成矿作用蚀变主要发生在花岗斑岩与地层围岩的接触带及其两侧岩石中。在花岗岩一侧的强烈硅化蚀变岩石中叠加黄铜矿、辉钼矿和黄铁矿（图 4-1d）；在长英角岩一侧，伴随细粒硅化石英脉和泥晶碳酸盐化叠加黄铜矿和黄铁矿（图 4-1e）；此外，发现含微晶石英集合体的方解石脉穿切长英质角岩的接触界线处发育致密微晶硅质边，并叠加以隐晶~微晶金属矿物为主的黑色不透明物质（图 4-1g）；这种微晶硅质和黑色不透明物质有可能是富硅碳酸盐熔体的分溶产物。

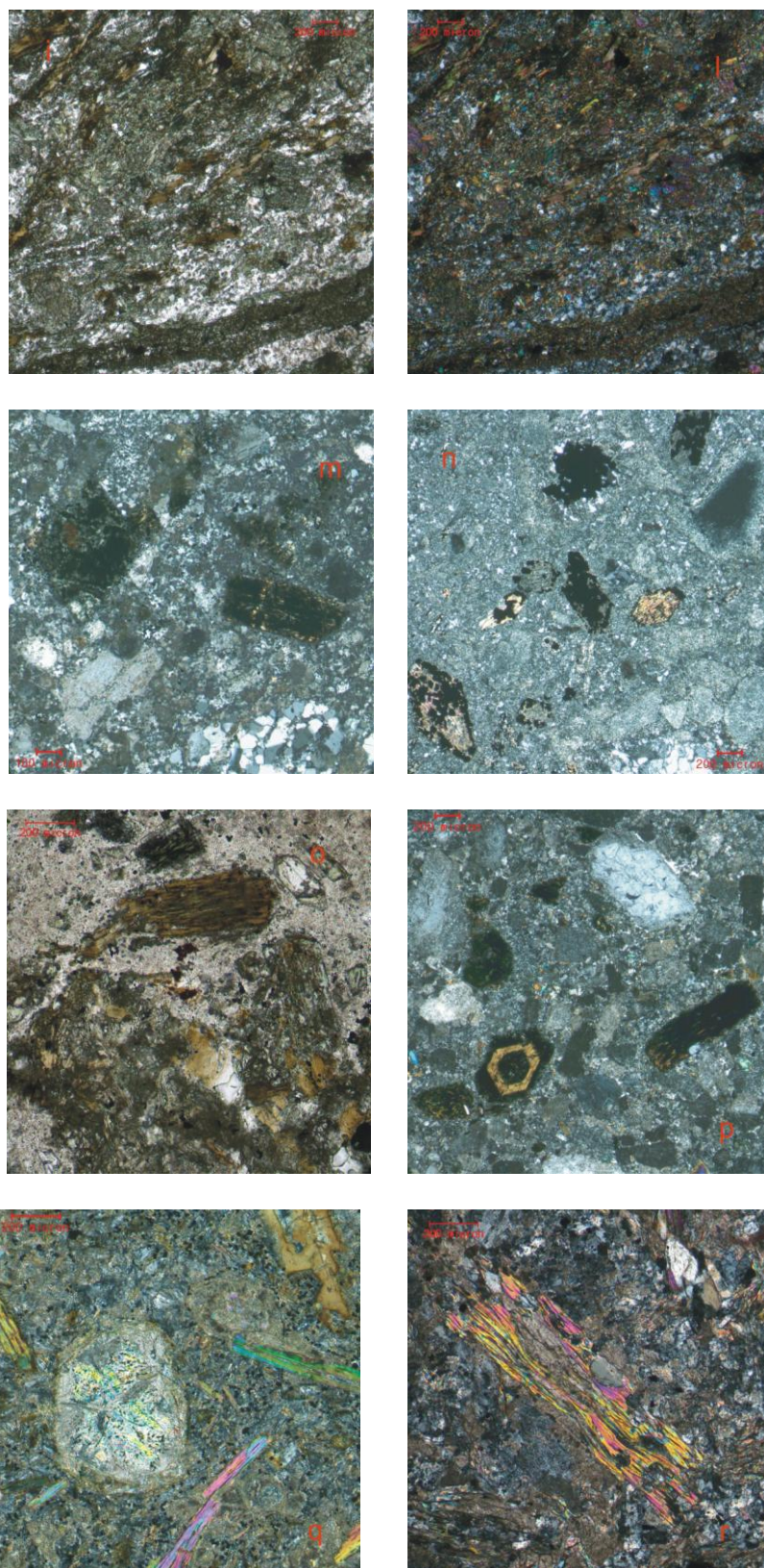
3、在铜矿化矿段，发现蚀变花岗斑岩中发育具硅化、方解石化和黄铁矿化三者叠加的角闪黑云母析离体（图 4-1h），以及与花岗斑岩直接接触的强烈斜黝帘石化角闪黑云变粒岩，其中斜黝帘石和黑云母呈条带状分布，并伴随明显铜矿化（图 4-1i）及少量黄铁矿化和黑色不透明微晶物质，同时叠加强烈的细粒硅化（或长英质蚀变）。

可见，钼铜矿化均与硅化、碳酸盐化和黄铁矿化密切相关，同时，铜矿化还与角闪石和黑云母在蚀变过程中的析离集中或变晶作用有关，表明成矿流体富含 Fe、Mg、Ca、Si。

值得注意的是，该矿段见有典型的矽卡岩型铜矿石，而地质产状上，仅见分散细小的碳酸盐脉，未见有与花岗斑岩接触的碳酸盐岩或大理岩，因而可初步推论该矽卡岩可能为富含 Fe、Mg、Ca、Si 的成矿流体在接触带直接交代花岗斑岩

或其围岩的结果。





4-1 马厂箐赋矿岩石岩相学特征

图 d 为反射光下单偏光；图 i 为透射光下单偏光；图 1 为反射光下正交偏光；
其余图均为透射光下正交偏光

a: 泥晶碳酸盐化及强烈硅化和黄铁矿化钼矿石；矿石表现强烈硅化和泥晶碳酸盐化及黄铁矿化，蚀变分两

- 期：早期为微晶硅化；晚期细粒硅化并伴随强烈黄铁矿化，含少量绢云母和辉钼矿；
- b：蚀变微晶黑云母片岩：具微晶粒状鳞片变晶结构，微晶鳞片黑云母呈定向条带状排列；其它见泥晶碳酸盐和相伴析出的微晶硅质，少量分散微粒黄铁矿；
- c：强烈碳酸盐（孔雀石）化和硅化蚀变岩呈粒状变晶结构，主要见它形粒状硅化石英和碳酸盐（孔雀石）及黄铁矿化和绢云母化，绢云母分布于石英粒间；
- d：铜钼矿石与石英交生的黄铁矿（亮黄）、黄铜矿（铜黄）和辉钼矿（亮灰白），黄铜矿与辉钼矿密切连生；
- e：角岩中的长英质脉：细粒石英脉体伴随泥晶碳酸盐化而致矿化增强（矿化指黄铁矿化和黄铜矿化）；
- f：韭闪石化长英质角岩：角岩呈细粒变晶结构，主要矿物为细粒长英矿物，也见呈束状排列的韭闪石晶体，单体为细针状。花岗岩粒度较角岩粗，角岩部分伴随少量金属矿化。也见部分角闪石；
- g：角岩中的石英方解石脉含微晶石英集合体的方解石脉与长英角岩的接触带有一致密微晶硅质边，并伴随发育以隐晶~微晶金属矿物为主的黑色不透明边；
- h：蚀变花岗斑岩，其中主岩为弱蚀变花岗斑岩，析离体为含角闪石和黄铁矿的强烈泥晶碳酸盐化的黑云母析离体，在主岩弱蚀变基础上，发育不均匀泥晶碳酸盐化而出现黑云母相对集中的析离体，在析离体中伴生成少量角闪石、微晶石英和黄铁矿；
- i：强烈斜黝帘石化的角闪黑云变粒岩，具鳞片粒状变晶结构斜黝帘石呈不均匀条带状和浸染状分布，因斜黝帘石化而使岩石中其它矿物呈不均匀的半定向分布，并随斜黝帘石化条带分布少量金属矿物和黑色不透明物质，金属矿物主要见黄铁矿和黄铜矿及偶见长柱状不均质金属矿物；
- l：强烈蚀变黑云母花岗斑岩，细粒硅化石英取代了部分原岩中的基质而构成似基质，而残留的钾长石斑晶均已强烈泥晶粘土化，黑云母斑晶被角闪石化和非晶化
- m：金矿化蚀变花岗斑岩，蚀变前原岩同样品：**M**，不同之处：在硅化和绢云母化基础上还见部分帘石化，相伴黑云母被角闪石化后再叠加金属矿化更强。
- o：蚀变角闪黑云花岗岩，蚀变角闪黑云花岗岩中黑云母向角闪石转化并叠加黑色不透明微晶物质
- p：蚀变角闪黑云花岗岩，长石基本被泥晶粘土化，角闪石被非晶化和微晶方铅矿化；石英分两部分：粗晶石英为原花岗岩中的石英，细粒石英为后期硅化石英；黑云母次生蚀变为角闪石，角闪石再被非晶化并叠加金属矿化
- q：蚀变橄辉云斜煌斑岩，具变余煌斑结构，辉石斑晶已基本被泥晶碳酸盐化，基质由微晶长石组成，部分为微晶硅化石英；伴随泥晶碳酸盐化和硅化，发育分散均匀浸染状金属矿化
- r：强烈硅化和金属矿化煌斑岩，由于强烈蚀变，原辉石或橄榄石和长石的痕迹已消失，黑云母均表现褪色，金属矿化更强及硅化更强。

4、在金矿化矿段，花岗斑岩中的蚀变主要表现为：强烈绢云母化和泥晶粘土化，黑云母褪色向白云母转化析出锰尖晶石或黑云母被角闪石化和非晶化（图 4-1m），而产生金矿化蚀变则在此基础上，进一步发育硅化并叠加黄铁矿化和方铅矿化（图 4-1n），同时，也见叠加产生黑色不透明微晶物质（图 4-1o）。

在蚀变橄辉云斜煌斑岩中，原橄榄石和辉石被泥晶碳酸盐化和金属矿化，也见细粒石英和碳酸盐沿黑云母解理缝贯入交代并使黑云母褪色（图 4-1q，图 4-1r），一般规律表现为：硅化，泥晶碳酸盐化和黑云母褪色越强，其金属矿化越强，金属矿化中也见较多黄铁矿化。

表 4-1 列出了花岗斑岩中呈黑色不透明物质的电子探针成分分析数据，有表 4-1 可知，所测得的微晶矿物成分表明黑色不透明物质是一种富含 Cr、Ti、Fe 的硅酸盐微晶固体，与前述主要成矿蚀变（硅化、碳酸盐化）一致。这暗示该黑色不透明物质是一种推动和引发成矿作用的流体，这种流体不是一般的热液流

体，因为热液流体作用于晶质矿物，表现为在原矿物基础上通过固-固转化的方式直接交代生成新的晶质矿物，不出现隐晶或非晶质固相，而隐晶、超显微或非晶质固相一般出现在熔浆流体快速过冷凝条件下。因此推测该黑色不透明超显微隐晶固体应为熔浆流体在参与蚀变成矿过程中过冷凝形成，是地幔流体参与成矿作用的一种现实微观踪迹，也是引发围岩蚀变和壳幔混染叠加成矿的重要物质源和动力源。

表 4-1 马厂箐 (MCQ-02-2) 中黑色不透明超显微隐晶

固体物质电子探针分析数据 (W_B/%)

测点	编号	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	SiO ₂	Total	Comment
1	MCQ02-2-2	0.066	0.026	0.185	0.023	0.099	-	0.118	0.002	0.058	99.713	100.290	石英 (具长石形态)
2	MCQ02-2-4	0.068	9.623	0.130	14.911	0.017	0.146	14.178	3.361	17.356	37.199	96.989	似黑云母
3	MCQ02-2-5	0.074	9.480	0.068	14.155	0.018	0.129	13.884	3.378	17.458	35.698	94.342	似黑云母
4	MCQ02-2-3	0.053	9.400	0.069	13.456	0.065	0.200	13.407	3.354	16.976	35.693	92.673	似水黑云母
5	MCQ02-2-1	0.055	0.050	0.041	18.350	0.107	0.193	20.479	0.097	20.370	26.520	86.262	绿泥石

注：数据由中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室电子探针室郑曙分析；仪器型号：JXA-8100；测试电压：15KV；测试电流：20Na；电子探针束斑直径：1μm±

刘显凡等^[61]指出这种黑色不透明微晶物质是富铁玻璃，是由具熔浆和超临界性质的地幔流体被富碱岩浆捕获，在互不相容的条件下，两者同步运移，并伴随富碱岩浆结晶成岩过程而对主岩和包体岩石产生不同程度浸染和交代的同时，自身快速凝固而形成电子显微镜级的隐晶~微晶固体，是地幔流体作用的微观踪迹的重要表现形式，并由此引发岩石中普遍发育的硅化、钾化和钠化等蚀变作用，以及暗色矿物的退变质系列组合，进而引发和促进不同条件下的特征成矿作用。

钼、铜、金不同矿种的成矿蚀变类型基本相同，都主要与硅化、碳酸盐化和黄铁矿化有关，并程度不同地伴有黑色不透明微晶物质产出，这暗示：不同成矿来源于同一成矿流体作用，而在成矿流体蚀变过程中，可能因地幔流体作用引发壳幔混染，于不同部位、不同岩性及流体温度和性质的变化导致不同矿种的沉淀或晶出，从而形成不同部位对应不同矿种的成矿分带和系列成矿。

综上所述，可以看出岩体中发育钾化、硅化、绢英岩化、粘土化，接触带发育粘土化、矽卡岩化、硅化、青磐岩化、角岩化，围岩地层中则发育白云石化、硅化和碳酸盐化。成矿元素存在着以岩体为核心的水平分带，这种分带与蚀变分带基本吻合，表现出自岩体中心向外依次为强硅化带→石英钾长石化带→石英钾长石绢云母化带 (Mo、Cu 矿化，以 Mo 为主) →角岩化、矽卡岩化带 (Cu、Mo、Au 矿化，以 Cu 为主) →围岩破碎带蚀变 (Cu、Au、Ag、Pb、Zn 矿化)，即在宝兴厂矿段岩体内部的钾化带是细脉浸染状 Cu-Mo 矿化；接触带附近的硅化、角岩化带为角砾状、细脉浸染状、块状 Cu(Mo)矿化；乱硐山矿段外接触带硅化带、青磐岩化带的 Cu(Fe、Co、Ag、Au)矿化；金厂箐矿段、人头箐矿段和双马槽矿段下奥陶统、泥盆系地层构造破碎带中脉状 Pb、Zn、Ag、Au 矿化。

第5章 矿床地球化学

5.1 流体包裹体地球化学

矿物包裹体是指成岩成矿溶液在矿物结晶生长过程中,被包裹在矿物晶格缺陷或穴窝中的、至今尚在主矿物中封存并与主矿物有着相的界限的那一部分物质。因此,包裹体被喻为成矿溶液的原始样品,可以作为译解成矿作用的密码,其数据被用来确定流体系统演化的特征,对于矿床成因的研究具有重要意义^[64]

毕献武等^[25]研究表明马厂箐铜矿成矿阶段形成石英中流体包裹体以气液两相包裹体为主,含少量 CO₂三相包裹体和子矿物包裹体,主要为原生包裹体,是在近中性 (pH=5.7~5.9)、中等盐度 (14.4%~18.8%) 介质中形成的高温 (280~400℃) 热液矿床。成矿流体阳离子主要为 Na⁺、Ca²⁺、NH⁴⁺; 阴离子主要为 Cl⁻、F⁻ 和 SO₄²⁻; 气相组分 CO₂ 含量较高,成矿流体属于 NaCl-H₂O-CO₂ 性质溶液。

何明勤等^[47]对马厂箐铜钼矿和金厂箐金矿的流体包裹体开展了较多地研究工作。石英二长斑岩中包裹体主要是液体包裹体、气体包裹体、含子矿物石盐多相包裹体以及 CO₂ 包裹体,温度 260~352℃,平均 305℃,盐度为 15.4%~19.2%; 两个斑状花岗岩型矿石黄铁矿单矿物包裹体爆裂温度为 300℃和 350℃,属于高温、中盐度范围,流体密度为 0.9 g/cm³,成矿压力 79.63×10⁵Pa,成矿深度 950 m。角岩型和矽卡岩型矿床包裹体均一温度 223~336℃,平均 247~294℃,盐度为 4.5%~16.6%,平均盐度为 7.1%~14%,系在中温、中盐度条件下形成,流体密度为 0.87 g/cm³,成矿压力 51.50×10⁵Pa,成矿深度 670 m。金厂箐金矿石英、方解石或白云石中流体包裹体主要为液体包裹体,其次为纯液体包裹体,仅发育少量的气体包裹体。包裹体呈圆形、椭圆形、长条状和不规则状。包裹体大小为 1~10μm,最大可达 30~150μm。石英包裹体均一温度为 187~266℃,平均温度为 215~243℃; 盐度为 11%~20.3%,平均为 12%~15%,具中温、中等盐度特征; 石英流体密度为 0.932~0.945 g/cm³、平均 0.940 g/cm³,成矿压力为 1.758×10⁵Pa~3.126×10⁵Pa,平均 2.65×10⁵Pa。白云石、方解石中包裹体均一温度为 113℃~167℃,盐度为 4.7%~10.4%,平均盐度 6%~9.2%,具低温和低盐特点; 白云石或方解石流体密度 0.972g/cm³或 0.997g/cm³,成矿压力为 0.45×10⁵Pa。上述特点反映,成矿流体具有中低温、中低盐度和成矿深度较浅的特征。成矿流体阳离子主要为 Na⁺、K⁺,阴离子主要为 Cl⁻、F⁻ 和 SO₄²⁻,气相成分主要为 H₂O 和 CO₂。

昆明自然资源综合利用研究所 (1991) 对马厂箐矿区不同矿段开展了流体包裹体研究,根据包裹体均一温度结果,矿物形成温度可分成 4 个阶段: 1) 气成

高温阶段,宝兴厂矿段 P94 样石榴子石均一温度 439~504℃,加热至 520℃时包裹体全部爆裂;2) 高温阶段,宝兴厂矿段和乱硐山矿段 P53、P52、P69、W11、W83、W11 样的石英包裹体及金厂箐 G90 样石英斑晶均一温度在 205~352℃,平均 268~305℃;3) 中温阶段,宝兴厂矿段和乱硐山矿段 P55、P97、W87、W74 样的石英包裹体及金厂箐 G115 样方解石均一温度 172~276℃,平均 205~247℃;4) 低温阶段,金厂箐的 E74、E73、E142、G68 及宝兴厂矿段 P73 样的石英包裹体均一温度 121~225℃。

依据盐度高低可分为 3 类:1) 高盐度包裹体,宝兴厂矿段和乱硐山矿段的 P97、P69、P55 及金厂箐矿段 G90,包裹体盐度 12.1%~19.2%,平均 14%~18%。含 NaCl 子晶,发育于石英包裹体及石英斑晶中;2) 中等盐度包裹体,宝兴厂矿段和乱硐山矿段 W74、W87、P94、W83、W11、P52 包裹体盐度 6.1%~13.6%,平均 8.3%~12%;3) 低盐度包裹体,金厂箐矿段 G115、E73、E74 方解石包裹体,溶液盐度普遍为 4.5%~10.3%,平均 6.1%~7.7%。

综上所述,马厂箐矿区流体包裹体从花岗斑岩(大于 500℃)→矽卡岩中石英脉(平均 345.1℃)→方解石脉(平均 307.9℃)温度具有降低的趋势。从宝兴厂矿段→乱硐山矿段→人头箐—金厂箐矿段→金厂箐矿段以东矿区外围,温度、盐度均具有降低的趋势,成矿深度具有变浅的趋势。矿化类型、蚀变特征、元素组合均反映以岩体为中心由高温向低温的变化趋势,由此认识到从斑状花岗岩型矿化→矽卡岩型矿化→围岩地层中低温热液型金矿化成矿深度变化的特点。

5.2 同位素地球化学

同位素地球化学研究是判断成矿物质、流体来源的一种较成功的方法。对矿区的岩石、矿石和特征矿物进行了硫、氢、氧、碳、铅及硅同位素的系统研究,可为本区成岩成矿物质来源分析提供依据。

5.2.1 氢氧同位素

马厂箐铜铅金多金属矿床石英包裹体测试表明(表 4), $\delta D/\text{‰}$ 为-146~-84 左右, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}/\text{‰}$ 为 8.1~10.9。表 4 中 $\delta D/\text{‰}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}/\text{‰}$ 的计算据下面的计算公式: $1000\ln\alpha = \delta^{18}\text{O}_{\text{含水矿物}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 3.38 \times 10^6 T - 2 - 3.4$,其中式中 $\delta^{18}\text{O}$ 含水矿物测定对象为石英。T 代表形成温度,这里取宝兴厂矿段前人最高温度 400℃和最低温度 280℃计算)。

表 5-1 马厂箐矿区矿石氢、氧同位素组成

样号	采样位置	测定对象	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}(\text{‰})$	$\delta\text{D}(\text{‰})$	温度($^{\circ}\text{C}$)	资料来源
07BB 35	马厂箐铜钼矿	石英	10.5	2.85~6.44	-126	/	郭晓冬等, 2008
07BB36	马厂箐铜钼矿	石英	10.0	2.35~5.94	-113	/	
07BB48	马厂箐铜钼矿	石英	8.1	0.45~4.04	-116	/	
07BB50	马厂箐铜钼矿	石英	10.9	3.25~6.84	-126	/	
07BB51	马厂箐铜钼矿	石英	12.6	4.95~8.54	-115	/	
HM-67	马厂箐铜钼矿	石英	10.8	3.15~4.26	-85	280~310	毕献武等 ^[10] , 1999
HM-61	马厂箐铜钼矿	石英	10.4	5.36~6.34	-84	360~400	
HM-56	马厂箐铜钼矿	石英	9.4	1.75~3.19	-85	280~320	
/	金厂箐矿段	正长斑岩	10.65	1.35	-93.6	/	葛良胜等 ^[1] , 2002
/	金厂箐矿段	白云石	16.1	-3.22	-124.21	215	何明勤等 ^[7] , 2004
/	金厂箐矿段	石英	11.3	-1.65	-146.08	243	

将表 5-1 中的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$, δD 值投影于 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}-\delta\text{D}$ 关系图上 (图 4)。可以看出, 马厂箐铜钼矿投影点主要落于相对靠近岩浆水范围附近, 影点主要落于成岩期成矿流体 (B 区) 范围和改造期成矿流体 (C 区) 范围附近, 而不在典型的初生岩浆水范围内, 表明斑岩型铜钼矿石成矿流体中的水来源于成岩期的岩浆, 在富碱岩浆上侵过程中不同程度地混入地壳中地下水, 导致成矿流体中的水有别于典型的岩浆水。而产于接触带附近的角岩型和矽卡岩型矿石投影点落在改造期成矿流体范围内或附近, 且向岩浆水区域靠近, 表明接触交代型矿石成矿流体中的水来源于岩浆水和大气降水, 以岩浆水为主, 与斑岩型矿石相比, 增加了大气降水的成分。金厂箐金矿 3 个样品投影点较为分散, 表明金厂箐矿段金矿石成矿流体中水的来源更为复杂 (岩浆水和大气降水的混合)。与角岩型和矽卡岩型矿石相比, 大气降水含量显得更为多一些, 表现在氢氧同位素组成上更为复杂一些。石英脉型和蚀变岩型金矿石 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$ 为负值, 该矿段赋矿围岩正长斑岩 δD 为 -93.6‰, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 为 10.65‰, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 为 1.35, 这与矿石矿物中包裹体水的氢氧同位素值相似, 反映二者具有相同的来源, 即岩浆水成分来源于富碱斑岩体。

氢氧同位素组成反映从富碱斑岩体 (斑岩体内铜钼矿石) → 岩体与围岩接

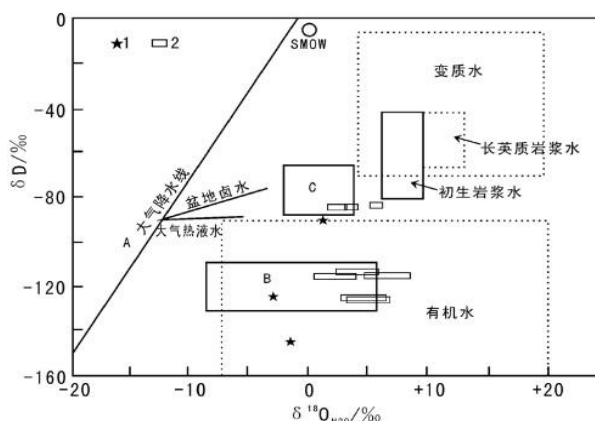


图 5-1 马厂箐矿石氢氧同位素组成 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}-\delta\text{D}$ 图解

(底图据张理刚, 1983)

1. 金厂箐矿段, 2. 马厂箐矿段, A. 大气降水; B. 成岩期成矿流体; C. 改造期成矿流体

触带（角岩型和矽卡岩型铜钼矿石）→围岩地层中的构造破碎带（石英脉型和蚀变岩型金矿石），成矿流体中的水由岩浆水向岩浆水与大气降水混合（以岩浆水为主）再向大气降水与岩浆水混合（大气降水成分增多）的方向发展，表现出随着热液成矿作用的进行和矿化由斑岩体内部向接触带和围岩地层的推进，成矿介质中岩浆水的影响有所减弱，而天水的的影响则逐渐增强。即随着成矿作用由斑岩体内部向接触带和围岩地层的推进，来源于岩浆的成矿条件逐渐减弱，而围岩地层的影响则逐渐增强。

5.2.2 碳同位素

热液矿床中碳酸盐矿物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值受热液的碳同位素组成及热液的物理化学状态（如 f_{O_2} 、pH、T 和 Eh 等）制约，（Ohmoto and Rye, 1979）。A.N.Fuex&D.R.Baker(1973)指出，岩浆岩中碳同位素组成变化十分明显，其 $\delta^{13}\text{C}$ 值为-18.2‰~+2.9‰。在研究科罗拉多 Crested buttre 附近的第三纪花岗岩样品分析后，其中碳酸盐矿物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为-5.6‰~-9.0‰；产于地幔来源样品的金伯利岩筒内的无色金刚石，其 $\delta^{13}\text{C}$ 值为-8.8‰~-3.2‰，平均为-5.8‰；陈俊等（2004）指出火成碳酸岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化较小，平均（-5.1±1.4‰）。金伯利岩中的碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 值平均为（-4.7±2‰），金伯利岩中金刚石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化较大，为-34‰~+3‰，但大多数样品集中在-3‰~8‰之间，平均值为（-5.8±1.8‰）。金伯利岩中“橄榄岩组合”金刚石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为-2‰~-9‰。徐步台等(1986)认为岩浆成因碳 $\delta^{13}\text{C}_{\text{(PDB)}}$ 值为-5‰~-8‰，海相沉积碳 $\delta^{13}\text{C}_{\text{(PDB)}}$ 值为-3‰~+3‰，陆相沉积碳 $\delta^{13}\text{C}_{\text{(PDB)}}$ 值为-5‰~-20‰，沉积还原碳 $\delta^{13}\text{C}_{\text{(PDB)}}$ 值小于-15‰。

表 5-2 马厂箐矿区富碱斑岩中碳酸盐的碳同位素组成

地点	样品编号	测定矿物	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CPDB}}/\text{‰}$	产状	资料来源
马厂箐 矿段	HM-73	方解石	-6.8	含矿石英脉	胡瑞忠等 ^[12] , 1997
	HM-13(1)	方解石	-6.2	含矿石英脉	
	HM-60(1)	方解石	-6.4	含矿石英脉	
	HM-52(1)	方解石	-6.7	含矿石英脉	
	HM-15(1)	方解石	-6.0	含矿石英脉	
	MCQ-03-3	方解石	-6.5	蚀变金矿石	本文
人头箐 矿段	/	白云石	-4.9		葛良胜等 ^[1] , 2002
	/	白云石	-2.7		
	/	白云石	-3.9		

注：本文数据有国土资源部矿产资源所测得

马厂箐铜钼矿床及其外围与富碱斑岩成矿蚀变有关的碳酸盐矿物碳同位素组成见表 3，从表可见，马厂箐矿段的含矿石英脉中的方解石碳同位素组成在

-6.8‰~-6.0‰较小的范围内，与幔源碳(-5‰~-8‰) 同位素组成^[75]非常一致，具有单一地幔来源的特点，显示成矿流体中碳应是地幔来源的，属于火成岩中的氧化碳。而金厂箐矿段产于海相碳酸盐岩蚀变体中的白云石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值在-2.7‰~-4.9‰之间较小的范围内，有些向高值变化，处于岩浆碳(-5‰~-8‰)与海相沉积碳(-3‰~+3‰)的交叉范围内，说明这是岩浆碳和海相碳酸盐碳混合作用的结果，也属于火成岩中氧化态的碳。显示随着距岩浆活动中心距离越来越远，由单一的岩浆成因碳向岩浆碳和海相碳酸盐岩碳混合碳方向的发展，表明从岩体向围岩由单一的岩浆提供成矿物质、流体，逐渐向由岩浆和围岩地层共同提供的方向发展，即随着距岩体越来越远碳同位素显示富碱斑岩的成矿蚀变流体主体来源于深部地幔即主要为地幔流体。

5.2.3 氦、氩同位素

由于地壳氦($^3\text{He}/^4\text{He}=0.01\sim 0.05\text{ Ra}$)和地幔氦($^3\text{He}/^4\text{He}=6\sim 9\text{ Ra}$)的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值存在高达近 1 000 倍的差异，即使地壳流体中有少量幔源氦的加入，就会引起地壳氦的显著变化，且易于用氦同位素变化判别出来。因此 He 和 Ar 等惰性气体同位素体系被广泛应用于成矿流体示踪研究^[69,49]。

胡瑞忠等^[49]对马厂箐斑岩型铜钼矿床采自地下坑道中含石英脉内的黄铁矿流体包裹体的氦同位素组成研究，并认为这排除了样品中存在宇宙 ^3He 的可能性，成矿流体中的氦只有地壳和地幔 2 个主要来源，测得黄铁矿中流体包裹体 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值为 0.46~2.08 Ra，平均为 1.384 Ra，大大高于地壳特征值(0.01~0.05 Ra)，与大气饱和水特征值($^3\text{He}/^4\text{He}$ 和 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 值分别为 1 Ra 和 295.5)相近，也在一定程度上与地幔特征值(6~9 Ra, Ra 为空气的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值)趋近， $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 值为 321.54~495.39，平均为 368.23 (大于 295.5，且小于 400)，明显地存在地幔氦，进一步求得地幔氦占 6%~35%，平均约 25%。并认为地幔氦上升过程中遭到地壳氦的稀释是导致成矿流体 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值高于地壳氦而趋近于地幔氦的原因。这种特征继承了与成矿有关的富碱斑岩氦同位素组成特点，也说明马厂箐富碱斑岩体为成矿提供了物质、流体和动力。然而，虽然 He 和 Ar 在大气中的含量极低，不足以对地壳流体中 He 和 Ar 的丰度和同位素组成产生明显影响，但是大气饱和水的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ (1 Ra) 和 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ (295.5) 与地壳流体 He 同位素相比则有 50~100 倍的差距，地幔流体与大气饱和水的 He 同位素组成也仅仅有 6~10 倍的差距，即使有少量大气饱和水中 He 的加入，也会对地壳 He 造成较大的影响。因此，成矿流体主要为地壳流体和地幔流体的混合。

氦氩同位素反映马厂箐斑岩型铜、钼、金成矿流体来源于富碱斑岩体，而富碱斑岩体富集地幔或壳幔混染的源区性质，决定了成矿流体主要来源于富集地幔

或壳幔混染但在富碱岩浆和成矿流体沿深大断裂上升运移过程中不同程度地加入了地壳或地层物质，导致同位素组成上的差异。

5.2.3 硫同位素

表 5-3 马厂箐矿区矿石中硫化物矿物 S 同位素组成

采样位置	样品编号	矿化类型	测试矿物	$\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$	平均 (‰)	资料来源
马厂箐矿段	HM-11	矿化角岩型铜钼矿	黄铁矿	-1.0	1.06	胡瑞忠等 [12] 1997
	HM-73	石英脉型铜钼矿	黄铁矿	+0.8		
	HM-75	石英脉型铜钼矿	黄铜矿	+1.5		
	HM-46	石英脉型铜钼矿	辉钼矿	-1.2		
	HM-13(1)	石英脉型铜钼矿	斑铜矿	+2.0		
	HM-13(2)	石英脉型铜钼矿	黄铁矿	+1.3		
	HM-60(1)	石英脉型铜钼矿	黄铁矿	+2.1		
	HM-60(2)	石英脉型铜钼矿	黄铜矿	-0.1		
	HM-72(1)	石英脉型铜钼矿	黄铁矿	+2.1		
	HM-72(2)	石英脉型铜钼矿	斑铜矿	+2.2		
	HM-72(3)	石英脉型铜钼矿	黄铜矿	+2.4		
	HM-52	石英脉型铜钼矿	黄铁矿	+2.3		
	HM-53	石英脉型铜钼矿	黄铁矿	+2.2		
	HM-15(1)	石英脉型铜钼矿	黄铁矿	-0.5		
	HM-15(2)	石英脉型铜钼矿	斑铜矿	+1.3		
	HM-7(1)	角岩型铜钼矿	斑铜矿	+4.4		
	HM-7(2)	角岩型铜钼矿	黄铁矿	+1.5		
	马厂箐矿段	MCQ-1-1	细脉浸染状~稠密块状辉钼矿矿石	辉钼矿		
MCQ-01-2		蚀变辉钼矿矿石	黄铁矿	+3.43		
MCQ-01-4		矽卡岩型铜金矿	黄铁矿	-0.85		
MCQ-03-3-1		氧化金矿石	黄铁矿	+7.74		
金厂箐矿段			黄铁矿	+1.15	1.06	胡瑞忠等 [12] 1997
			黄铜矿	+2.27		
			辉钼矿	-1.2		
			斑铜矿	+2.48		

注：本文数据由中国科学院地质与地球物理研究所稳定同位素实验室测试

马厂箐斑岩型钼铜矿床硫同位素组成分析结果（表 5-3）及硫同位素分布直方图，可以看出，岩浆活动中心马厂箐矿段铜钼矿矿石硫同位素组成 $\delta^{34}\text{S}$ 相当均一，分布在-1.2‰~+4.4‰之间， ^{34}S 均值为 1.35‰，表现出单一岩浆硫特点；非常接近陨石硫同位素组成，显示出幔源硫($^{34}\text{S}\approx 0\pm 3\text{‰}$)的特征，距岩浆活动中心

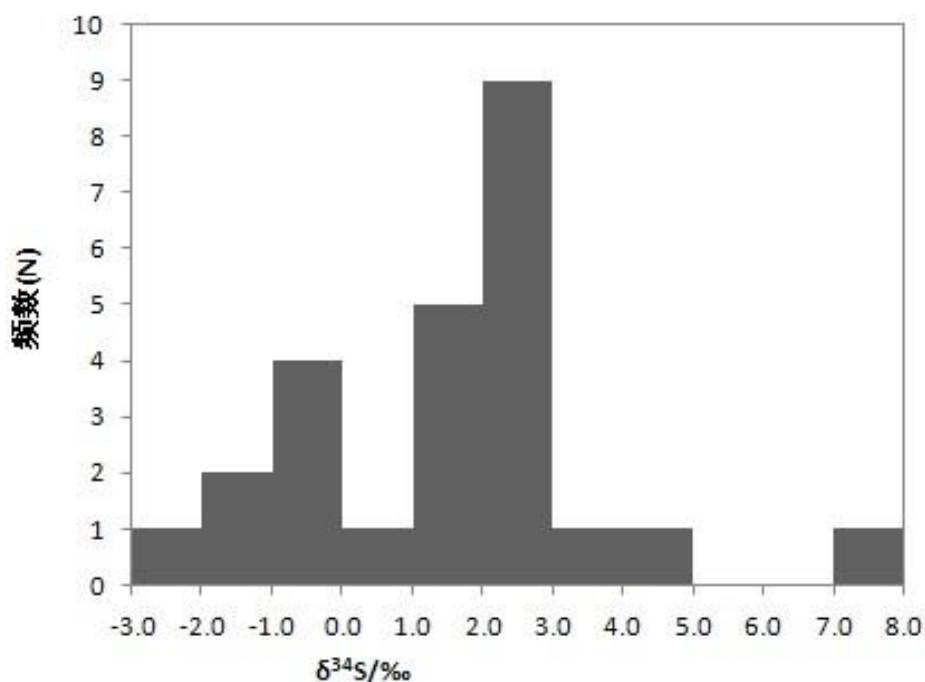


图 5-2 马厂箐钼铜金多金属矿床硫同位素分布直方图

稍远金厂箐矿段硫同位素组成 $\delta^{34}\text{S}$ 分布在 $-1.2\text{‰}\sim+7.74\text{‰}$ 之间，分布范围相对较宽， $\delta^{34}\text{S}$ 均值为 1.93‰ ，说明人头箐矿段和金厂箐矿段硫同位素的来源较为复杂，应存在 2 种硫源，其一为地层中的沉积硫，其二为成岩期的幔源硫，应为幔源硫和沉积硫的混合。宝兴厂矿段和乱硐山矿段硫同位素组成比较集中说明富碱斑岩成矿蚀变流体、铜钼矿石、金矿石成矿流体以及蚀变花岗斑岩硫同位素组成总体相似，硫化物矿物 $\delta^{34}\text{S}$ 值接近，围绕陨硫变化，硫源具有相同的初始来源，主要来源于马厂箐富碱斑岩体。但随着距岩浆活动中心距离变远，硫同位素组成变得越来越复杂，由单一的幔源来源到围岩地层的部分加入，导致硫同位素组成差异。表明随着距马厂箐富碱斑岩体越来越远，壳幔混染成矿流体中，幔源成分逐渐减少，壳源物质和流体逐渐增多。

5.2.4 铅同位素

本文主要对马厂箐矿段和金厂箐矿段赋矿围岩和矿石中的特征矿物辉钼矿和黄铁矿进行了 Pb 同位素测定。由表可知，用于 Pb 同位素测定的特征矿物中选用了斑晶长石、方铅矿、黄铁矿、辉钼矿以及毒砂。由于长石、方铅矿和黄铁矿中的铀、钍含量较低，可以近似地把它们的铅同位素组成看作相应的初始铅同位素组成（李献华等，1987；张理刚，1988）。不同样品铅同位素组成比较稳定， $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.205\sim18.589$ ， $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.470\sim15.739$ ， $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=8.415\sim39.052$ 。在

Cannon 铅同位素演化图中，基本落入正常铅的范围内，计算出的 Doe 模式年龄

表 5-4 马厂箐多金属矿铅同位素组成表

地	样品	岩石	$^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$	模式年龄	μ	$\Delta\beta$	$\Delta\gamma$	资料	
马 厂 箐	MM-9	二长斑岩	18.589	15.617	38.839	53	9.12	18.7	36.5	刘显 凡等 ^[4] 2004	
	MM-9-1	斑晶长石	18.486	15.580	38.737	82	9.06	16.3	33.8		
	MM-32-1	硅化石英	18.211	15.739	38.415	470	9.37	26.7	25.2		
	MM-32-2	黄铁矿	18.571	15.644	38.946	101	9.18	20.5	39.4		
	MG-1	花岗斑岩	18.205	15.470	38.625	149	8.88	9.13	30.8		
	MG-2	花岗斑岩	18.312	15.565	38.420	191	9.05	15.3	25.4		
	金矿石中的毒砂			18.523	15.680	39.714	185	9.61	23.2	67.1	葛良 胜等 ^[4] 2002
	金矿石中的方铅矿			18.688	15.846	39.627	267	9.92	34.1	64.71	
	花岗斑岩			18.549	15.665	38.874	147	9.58	22.26	44.5	
	铜钼矿石中的黄铁矿			18.472	15.607	38.787	131	9.47	18.5	42.1	
金 厂 箐	MCQ-1-1	辉钼矿	18.562	15.628	38.917	91	9.50	19.84	45.63	本文 数据	
	MCQ-1-2	黄铁矿	18.609	15.6323	38.906	62	9.51	20.12	45.34		
	MCQ-2-4	黄铁矿	18.658	15.664	38.9862	67	9.56	22.19	47.49		
	MCQ-2-7	黄铁矿	18.563	15.653	38.8731	122	9.55	21.47	44.45		
	MCQ-3-2	蚀变金矿	18.566	15.655	38.917	123	9.56	21.60	45.63		
	MCQ-3-3-1	黄铁矿	18.564	15.663	38.894	134	9.57	22.13	45.01		
	XJ-37	正长斑岩	18.531	15.611	38.733	88	9.12	18.3	33.7	刘显 凡等 ^[4] 2004	
	XJ-37-1	斑晶长石	18.539	15.561	38.691	18	9.03	15.1	32.6		
	XJ-39-1	硅化石英	18.490	15.535	38.576	20	8.98	13.4	29.5		
	XJ-38-1	含矿炭质	18.510	15.560	38.665	38	9.03	15.0	31.9		
YAJ-13	蚀变斑岩		18.410	15.539	38.871	85	8.99	13.6	37.4		

注：本文数据由中国地质科学院地质研究所同位素实验室测得。

均为正值， μ 值均为低于 9.58 的低 μ 值铅^[75]。

将表 5-4 数据投到图 5-2 上，可以看出：

(1) 各样品投点分布混杂，不分群，表明富碱岩浆和蚀变矿化流体具有统一性，它们的最初和主要来源具有一致性^[60]，即来源于马厂箐富碱斑岩体。

(2) 投点主要分布在 M 线附近及其与 LC 线之间，二长斑岩、斑晶长石、正长斑岩等主要偏重于 M 线，个别向 OR 线和 LC 线偏移，表明富碱斑岩和成矿蚀变流体最初和主要来自于地幔，但在富碱岩浆和成矿蚀变流体沿深大断裂向上运移的过程中，不可避免地混入了部分地壳或地层铅，导致铅同位素组成由地幔线向造山带和上地壳线漂移的现象^[60]。

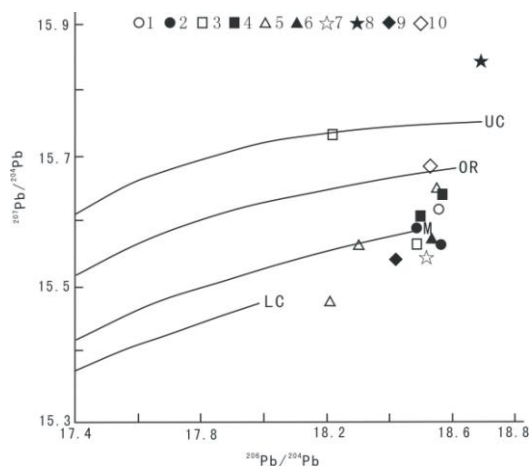


图 5-2 马厂箐矿区铅同位素图解

(底图据 Zartman R E) UC: 上地壳; OR: 造山带;
M: 地幔; LC: 下地壳;

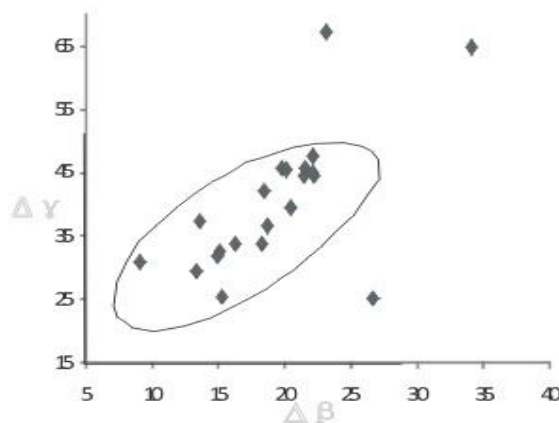


图 5-3 马厂箐矿区铅同位素 $\Delta\gamma - \Delta\beta$ 图解

(底图据朱炳泉等, 1989)圈定范围为壳幔
均一混合俯冲带型铅

在 $\Delta\gamma - \Delta\beta$ 图解中 (图 5-3), 绝大多数投点集中分布于朱炳泉等^[98]圈定的壳-幔均一混合俯冲带型铅的范围内, 且富碱斑岩和成矿蚀变矿物中幔源铅的减少和壳源铅的增加大致具有线性正相关关系, 从而揭示了富碱斑岩受地幔流体成矿蚀变的自交代性质^[60]。

5.3 稀土元素地球化学

稀土元素之间性质类似, 地球化学行为相近, 常作为一个整体参与地质地球化学活动, 所以后期的变质变形作用很难使岩(矿)石的稀土配分模式发生明显的改变, 其分馏情况能灵敏的反应地质地球化学作用的性质, 有良好的示踪作用, 且铈、镱异常可以指示变质作用, 因此通过对矿田不同岩(矿)石类型中稀土元素特征研究可以揭示成矿过程中稀土元素的变化特征。

马厂箐钼铜金多金属矿床岩(矿)石稀土元素组成及其参数分别表 5-5, 稀土元素球粒陨石(据维若格拉多夫, 1962)标准化配分模式见图 5-4, 由表和图可以看出如下特征及规律:

(1)马厂箐矿石、脉体、矿化围岩稀土元素组成模式总体上表现为平滑的右倾斜性, LREE/HREE 为 3.38~31.52, 显著富集轻稀土, Σ REE 除去硅化石英脉外, 均较高, 在 18.96~741.58, 大部分集中在 100~300 之间, 前人对地幔捕虏体中的流体熔体包裹体研究发现, 地幔流体(包括地幔去气和岩浆去气形成的流体)相对富集 REE, 尤其是 LREE, 而 LREE 富集是地幔流体的显著特征之一, 故马厂箐钼铜金多金属矿床成矿过程中都存在地幔流体参与成矿。

(2)矿石的稀土配分模式倾斜度要高于脉体、矿化围岩, 说明其 LREE、HREE 分馏程度较高; 且矿石 Σ REE 明显高于脉体、矿化围岩;说明地幔流体在成矿流

表 5-5 岩(矿)石稀土元素含量 ($\times 10^{-6}$) 和相关参数表

样号	岩性	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Σ REE	LREE	HREE	LREE/HREE	La_N/Yb_N	δ Eu	δ Ce
MCQ-03-3	方解石团块	9.42	16.96	2.28	10.29	2.77	0.80	3.17	0.51	3.35	0.70	2.04	0.33	2.16	0.32	55.09	42.51	12.58	3.38	3.13	0.82	0.87
MCQ-02-7	硅化石英脉	0.49	0.93	0.11	0.39	0.07	0.03	0.07	0.01	0.06	0.01	0.03	0.01	0.03	0.00	2.22	2.01	0.21	9.63	12.44	1.23	0.95
MCQ-03-2	硅化石英团块	4.89	8.30	0.90	3.01	0.45	0.11	0.38	0.06	0.37	0.07	0.19	0.03	0.18	0.03	18.96	17.65	1.31	13.48	19.50	0.80	0.90
MCQ-02-1	花岗斑岩	28.42	54.61	5.62	20.24	3.32	0.88	2.31	0.28	1.28	0.22	0.55	0.08	0.53	0.08	118.43	113.09	5.33	21.20	38.42	0.92	1.00
MCQ-02-2	蚀变花岗斑岩	30.92	56.97	6.07	21.61	3.43	0.91	2.39	0.29	1.41	0.24	0.66	0.09	0.58	0.09	125.67	119.91	5.76	20.82	38.16	0.92	0.96
MCQMo-4	绿泥石化钼矿石	184.9	357.4	36.1	121.5	16.1	2.8	9.8	1.3	5.6	0.9	2.5	0.3	2.2	0.3	741.58	718.78	22.80	31.52	60.58	0.63	1.01
MCQMo-8-2	绿色蚀变碎裂岩	27.7	55.4	6.5	24.9	4.4	1.1	3.4	0.5	2.3	0.4	1.1	0.2	1.0	0.2	129.10	120.00	9.10	13.19	19.30	0.83	0.97
MCQMo-11	蚀变斑岩钼矿石	67.4	134.9	14.2	48.0	6.8	1.5	4.6	0.6	3.1	0.5	1.5	0.2	1.5	0.2	285.12	272.81	12.31	22.17	32.09	0.75	1.01
MCQCu-1-1	孔雀石化花岗斑岩	20.6	52.1	6.5	25.2	4.4	1.1	3.4	0.5	2.6	0.5	1.4	0.2	1.3	0.2	119.97	109.90	10.08	10.90	11.39	0.86	1.10
MCQCu-1-2	孔雀石化角岩	24.7	51.6	7.0	29.2	6.0	2.0	5.7	0.9	5.3	0.9	2.5	0.3	2.2	0.3	138.67	120.59	18.08	6.67	8.15	1.00	0.95
MCQCu-2-2	铜钼矿石	20.8	43.1	5.3	19.9	3.2	0.7	2.4	0.3	1.7	0.3	0.8	0.1	0.8	0.1	99.60	92.95	6.65	13.98	18.92	0.75	0.98
MCQCu-8-3	斜黦帘石化角闪黑 云变粒岩	35.8	68.2	8.0	30.1	5.7	1.0	5.4	1.0	5.3	1.0	2.8	0.4	2.7	0.4	167.71	148.78	18.93	7.86	9.38	0.52	0.95
MCQAu-1	高岭石化花岗斑岩	42.12	71	7.50	25	3	0.8	1.94	0.2	1	0.20	1	0.1	0.69	0.10	154.75	149.68	5.07	29.52	43.85	0.90	0.91
MCQAu-2	高岭石化角岩	31.53	58	6.38	21	3	0.6	2.06	0.3	1	0.23	1	0.1	0.72	0.11	127.23	121.74	5.49	22.17	31.28	0.71	0.95
MCQAu-4-1	矿化蚀变黑云花岗 斑岩	34.02	66	7.93	30	6	1.2	4.51	0.7	3	0.59	2	0.2	1.49	0.20	157.08	144.39	12.68	11.38	16.33	0.69	0.95
MCQAu-6	蚀变角闪黑云花岗 岩	24.48	57	7.32	29	6	1.4	4.50	0.7	3	0.61	2	0.3	1.64	0.24	137.65	124.61	13.03	9.56	10.69	0.86	1.02
MCQAu-7	蚀变橄辉云斜煌斑岩	17.34	42	5.84	25	5	1.3	4.34	0.7	3	0.60	2	0.3	1.69	0.26	109.14	96.41	12.73	7.57	7.36	0.84	1.01
MCQAu-8-1	矿化蚀变煌斑岩	26.81	58	7.56	31	6	1.6	5.26	0.8	4	0.69	2	0.3	1.66	0.24	146.03	131.31	14.71	8.92	11.56	0.84	0.99
MCQAu-8-2	泥质粉砂岩(围岩)	53.14	120	13.90	54	10	1.7	8.71	1.4	7	1.30	4	0.5	3.32	0.47	279.71	253.27	26.44	9.58	11.49	0.52	1.06
MCQAu-8-3	原生金矿石	58.67	136	16.33	64	10	2.6	7.54	1.0	5	0.77	2	0.3	1.82	0.25	306.18	287.76	18.42	15.62	23.09	0.88	1.06

注：数据由中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室分析

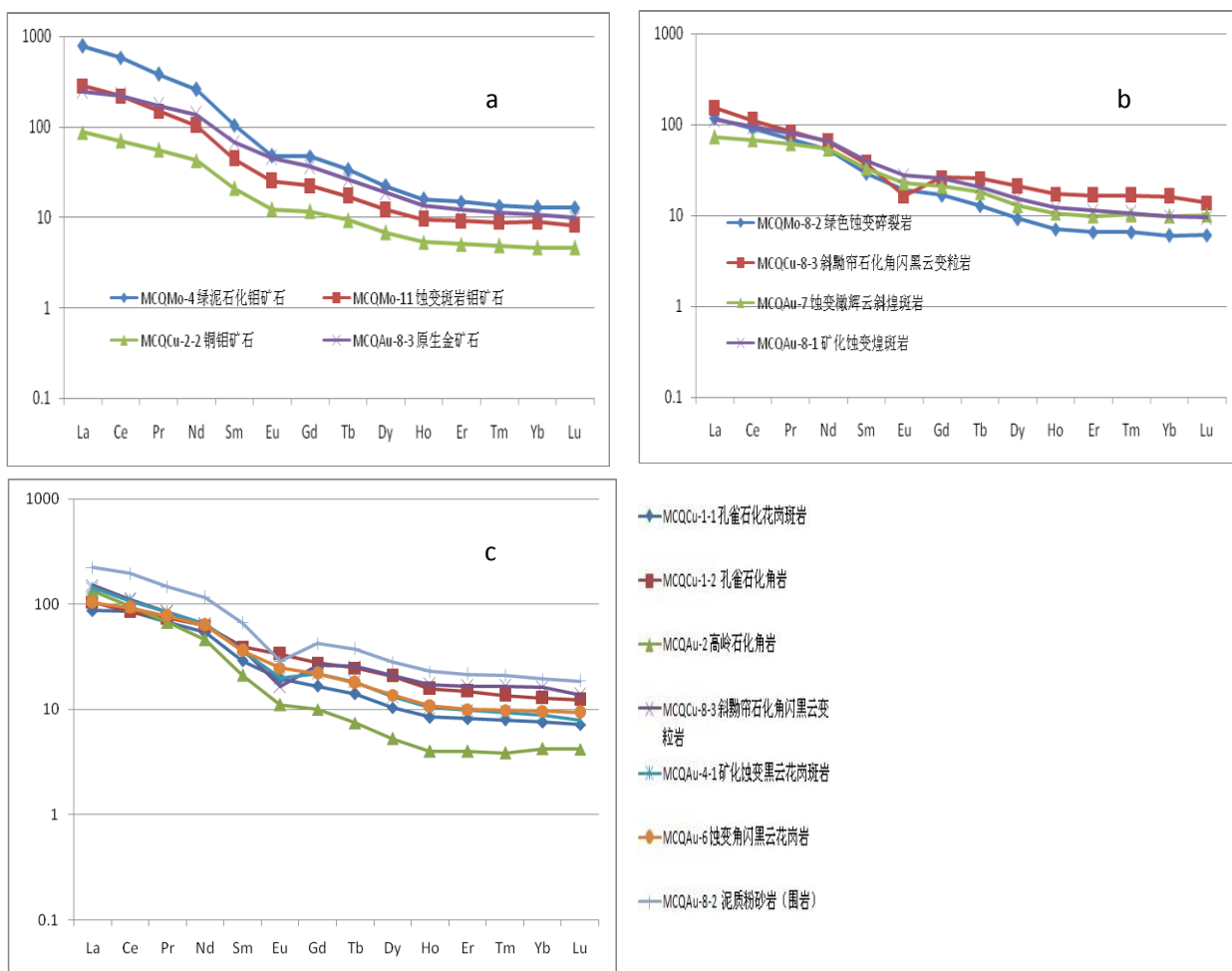


图 5-4 马厂箐钼铜金多金属矿床岩矿石球粒陨石标准化图解

a: 矿石; b: 脉体; c: 矿化围岩

体中的含量从矿石→脉体→矿化围岩逐渐减少;

(3)总体上无强的铈异常, 矿石、脉体、矿化围岩有弱的负铈异常, δEu 分别为(0.63,0.75) ~ (0.75) ~ 0.88;这暗示了地幔流体在钼矿段、铜矿段、金矿段成矿过程中中成矿作用逐渐减弱。

一般认为, 产生Eu异常的原因可能有两种: 一是参与成矿作用的流体继承了相对富集或亏损Eu的特征, 二是在成岩成矿过程中受到其它流体的改造导致Eu与相邻稀土元素的分异而形成负Eu异常。研究表明, 正Eu异常是高温还原流体性质的标志; 对 Eu^{2+}/Eu^{3+} 氧化-还原电位的计算和实验结果表明,其氧化还原电位主要受温度的控制,随着温度的升高, Eu^{2+}/Eu^{3+} 氧化-还原电位向着增大的方向转移,所以在温度足够高时,即使在中等还原条件下,流体中Eu主要以 Eu^{2+} 为主。而离子的吸附强度与电荷数、半径大小有关; 离子电价越高、半径越小, 颗粒对离子的吸附强度越大; 当Eu在热液中主要以 Eu^{2+} 形式存在时, 由于电荷数减小和离

子半径增大, 颗粒对Eu吸附强度降低导致流体相对富含Eu而显示正Eu异常。而正Eu异常向负Eu异常的转化可由环境氧化还原条件的变化或不同性质流体的混溶使Eu²⁺氧化或被带走, 导致流体中以Eu³⁺为主而显负异常。因为高温还原性质的流体参与该区成矿的过程中, 部分岩(矿)石和脉体继承了初始成矿流体正Eu异常的, 而后又被期后流体淋滤改造将Eu²⁺带出而形成负Eu异常。这说明了在流体成矿作用条件下, 既可能出现富集Eu²⁺的正Eu异常流体, 也可能形成Eu³⁺相对富集的负Eu异常, 且随后期流体改造程度的不同而导致异常的强弱不等。

由上述钕异常的讨论, 结合矿床中钼铜金矿段稀土元素配分模式曲线特征表明, 地幔流体在马厂箐钼铜金矿床成矿过程中始终存在, 从矿体→脉体→矿化围岩, 壳幔混染程度越来越高, 地幔流体对成矿作用的贡献逐渐减少。

5.4 微量元素地球化学

测试样品选取自马厂箐矿区矿石、脉体、矿化围岩, 所测岩(矿)石的微量元素数据列于表 5-5。根据深部过程元素的不相容性从左至右依次减小的顺序排列, 将大离子亲石元素(LILE: Sr、K、Rb、Ba)、高场强元素(HFSE: Th、Ta、Zr、Hf)和过渡族元素(Ti、Yb、Sc、Co、Cr、Ni)与特征稀土元素(Ce、Sm)联合作图, 以原始地幔标准化做出微量元素蛛网图(图 5-5), 由表 5-6 和图 5-5 可看出:

所测岩(矿)石样品蛛网图具有大致相似的“驼峰”型, 总体表现大离子亲石元素和高场强元素相对富集, 尤以 Rb 显著富集为特征, 但都相对亏损 Sr; 过渡族元素则相对亏损, 尤以 Sc、Cr、Ni 亏损强烈; 结合大离子亲石元素和高场强元素的相对富集, 暗示成矿流体来自富集地幔而非原始地幔^[56], 这与岩矿石富集 LREE 的分析结果形成呼应。蚀变斑岩、矿石和围岩样品蛛网图分布模式大致相似, 表现 Ba、Ce 和 Sm 富集, 而过渡元素相对明显亏损; 高场强元素呈锯齿状分布。

综上所述, 马厂箐富碱斑岩体起源于深部的富集地幔, 在岩浆上侵的过程中发生壳幔混染, 从而导致同位素、微量元素、稀土元素组成上的差异。同位素、微量元素、稀土元素地球化学特征表明, 马厂箐钼铜金多金属矿床在空间上具有明显的分带性, 岩体内的斑岩型钼矿化成矿物质和流体主要来自于地幔, 接触带附近的角岩和矽卡岩型铜钼(金矿化)的成矿物质和流体, 一部分来自于深部地幔, 一部分来自于围岩地层, 但以地幔源为主; 而在围岩地层中的石英脉型和破

表 5-6 岩(矿)石微量元素含量表 ($\times 10^{-6}$)

样号	岩性	Sr	K	Rb	Ba	Th	Ta	Ce	Zr	Hf	Sm	Ti	Yb	Sc	Cr	Ni
MCQMo-4	绿泥石化钼矿石	538.62	58422	515.42	2436.17	28.48	0.91	357.4	186.0	4.83	16.1	4959.1	2.2	17.38	401.62	222.80
MCQMo-8-2	绿色蚀变碎裂岩	292.20	48300	388.22	961.15	15.05	0.46	55.4	126.7	4.23	4.4	2976.6	1.0	11.83	523.42	147.80
MCQMo-11	蚀变斑岩钼矿石	392.52	48101	253.68	1222.16	25.28	1.12	134.9	214.7	8.31	6.8	2201.6	1.5	3.69	36.22	16.12
MCQCu-1-1	孔雀石化花岗斑岩	509.88	68933	252.46	1640.36	11.16	0.58	52.1	191.5	7.17	4.4	2136.1	1.3	3.30	22.99	24.30
MCQCu-1-2	孔雀石化角岩	259.24	23867	141.99	292.03	9.17	1.31	51.6	188.8	9.17	6.0	10919.9	2.2	27.99	98.70	116.40
MCQCu-2-2	铜钼矿石	354.17	65279	349.56	668.41	16.17	0.69	43.1	120.9	5.52	3.2	1260.1	0.8	3.48	21.52	14.66
MCQCu-8-3	斜黦帘石化角闪黑 云变粒岩	31.67	47786	540.00	172.18	19.77	0.93	68.2	195.6	6.09	5.7	3274.1	2.7	9.42	60.69	39.20
MCQAu-1	高岭石化花岗斑岩	28.9	50116.50	535.71	332	14.2	0.77	71	173.30	6.0	3	1850.9	0.69	3.27	49.77	16
MCQAu-2	高岭石化角岩	34.7	32917.50	424.64	784	11.8	0.57	58	166.70	5.9	3	1534.1	0.72	2.68	59.95	23
MCQAu-4-1	矿化蚀变黑云花岗 斑岩	89.3	53098.50	593.75	290	11.9	0.51	66	204.20	7.8	6	1878.5	1.49	4.85	28.35	18
MCQAu-6	蚀变角闪黑云花岗岩	956.9	53539.50	217.58	1969	9.0	0.63	57	176.20	7.0	6	3081.9	1.64	8.80	127.05	42
MCQAu-7	蚀变橄辉云斜煌斑岩	695.9	52300.50	286.22	1146	10.5	0.36	42	103.60	2.5	5	4321.4	1.69	22.41	721.98	161
MCQAu-8-1	矿化蚀变煌斑岩	311.8	53025.00	437.28	716	9.9	0.50	58	158.90	4.7	6	3594.1	1.66	16.25	619.08	152
MCQAu-8-2	泥质粉砂岩(围岩)	82.9	61404.00	259.50	848	21.4	1.33	120	317.40	9.7	10	5276.5	3.32	14.64	91.03	40
MCQAu-8-3	原生金矿石	1030.7	43543.50	258.89	2223	23.7	1.16	136	294.00	8.2	10	5384.7	1.82	20.66	240.97	147

注：数据由中国地质大学（武汉）地质过程与矿产资源国家重点实验室分析

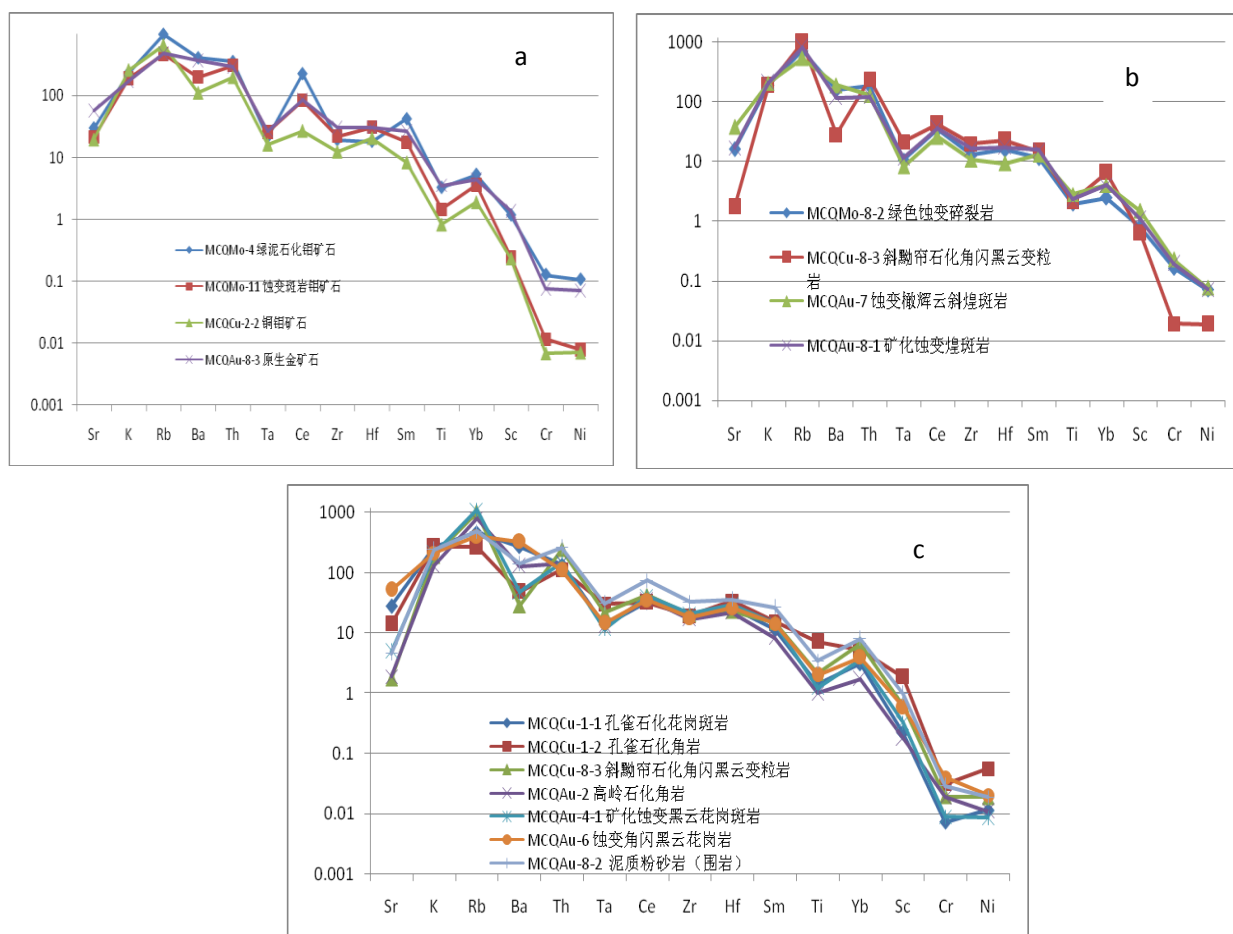


图 5-5 马厂箐钼铜金多金属矿岩矿石微量元素原始地幔标准化图解

a: 矿石; b: 脉体; c: 矿化围岩

碎蚀变岩型金矿成矿物质和流体一部分来自于深部地幔，一部分来自于围岩地层，与接触带附近的铜钨矿化相比，来源于深部地幔的成分有所减少，而围岩地层的成分逐渐增加。表现出从岩体内的钼(铜)矿化到岩体到围岩接触带的角岩性和矽卡岩型铜(钼)矿化再到围岩地层中的石英脉型和破碎蚀变岩型金矿化，随着热液成矿作用的进行和矿化由岩体内部向接触带和围岩地层的推进，来源于深部地幔的成矿条件(成矿物质和流体等)逐渐减弱，而围岩地层的影响则逐渐加强。这是地幔流体参与成矿作用演化的必然结果。

第 6 章 马厂箐成岩成矿时代

马厂箐铜、钼多金属矿床是三江成矿带著名的与喜马拉雅期富碱斑岩有关的典型矿床，矿区内发育的马厂箐复式杂岩体是金沙江-哀牢山富碱斑岩带重要组成部分。自 20 世纪 90 年代以来，该矿床作为与富碱斑岩有关的典型矿床受到许多地质学家的广泛关注。对于矿区广泛出露的马厂箐复式杂岩体开展了很多成岩成矿年代学的研究^[51,44,69,95,56,57,73,78,89]，取得了较好的年代学成果（表 6-6）。以往对矿床成矿时代的研究大多是利用成岩年龄来代替，采用方法（K-Ar、Ar-Ar、Rb-Sr）所获得成岩成矿年龄本身变化范围较大，这严重影响对马厂箐斑岩体与铜钼金成矿关系的认识。

表 6-1 马厂箐铜钼金多金属矿区同位素年龄

地区	岩体或岩性	测定对象	年龄 Ma	测定方法	资料来源
祥云马厂箐	花岗岩	全岩	48	K-Ar	张玉泉等, 1998
祥云马厂箐	二长花岗斑岩	黑云母	35.1±0.5	K-Ar	张玉泉, 1997
祥云马厂箐	花岗斑岩	全岩	36	K-Ar	云南地科所, 1993
祥云马厂箐	斑状花岗岩	黑云母	64.8	K-Ar	有色 310 队, 1981
祥云马厂箐	斑状花岗岩	钾长石	46.5	K-Ar	有色 310 队, 1981
祥云马厂箐	煌斑岩	黑云母	45.7	K-Ar	杨世瑜等, 1991
祥云马厂箐	角闪正长岩	锆石	35.6±0.3	U-Th-Pb	梁华英等, 2004
祥云马厂箐	花岗斑岩	锆石	35.0±0.2	U-Th-Pb	梁华英等, 2004
祥云马厂箐	浅色花岗斑岩	全岩	31.36±0.49	K-Ar	彭建堂, 2005
祥云马厂箐	肉红色花岗斑岩	全岩	29.88±0.32	K-Ar	彭建堂, 2005
祥云马厂箐	正长斑岩	全岩	35.5±0.40	K-Ar	彭建堂, 2005
祥云马厂箐	正长斑岩	全岩	36.5±0.46	K-Ar	彭建堂, 2005
祥云马厂箐	正长斑岩	全岩	31.99±0.35	K-Ar	彭建堂, 2005
祥云马厂箐	正长斑岩	全岩	30.02±0.38	K-Ar	彭建堂, 2005
祥云马厂箐	暗色斑岩	全岩	33.54±0.38	K-Ar	彭建堂, 2005
祥云马厂箐	花岗斑岩	全岩	33.65±0.41	K-Ar	彭建堂, 2005
祥云马厂箐	铜钼矿体	辉钼矿	35.3±0.7	Re-Os 模式	郭晓东等, 2008
祥云马厂箐	铜钼矿体	辉钼矿	35.8±1.6	Re-Os 等时线	曾普胜等, 2006
祥云马厂箐	铜钼矿体	辉钼矿	33.9±1.1	Re-Os 等时线	王登红等, 2004
金厂箐	含金石英脉	石英	33.7±0.04	Ar-Ar	彭建堂, 2005
马厂箐	含金硅化石英团块	石英	34.1±3.4	石英热活化 ESR	本文 2
马厂箐	辉钼矿	辉钼矿	34.7±0.6	Re-Os 等时线	本文 1
马厂箐	花岗斑岩	斑晶石英	38.3	石英热活化 ESR	本文 2
马厂箐	花岗斑岩	锆石	36.17±0.36	LA-ICP-MS 锆石定年方法	本文 3

注：本文 1 数据国家地质实验中心电感耦合等离子体质谱仪分析；本文 2 数据由四川省核技术应用重点实验室梁兴中分析；本文 3 数据由中国地质大学（武汉）地质过程与矿产资源国家重点实验室分析

马厂箐复式杂岩体是矿区主要岩体,具有多期次活动特征。岩石种类较多主要包括正长斑岩、石英正长斑岩、二长斑岩、石英二长斑岩、斑状花岗岩、岗岩和煌斑岩。根据岩石类型和岩脉之间的穿插关系,西南冶金地质勘探公 310 地质队(1981)将马厂箐复式斑岩体岩浆活动可分为三期,依次为:正长岩、石英正长斑岩、二长斑岩、石英二长斑岩、I 期煌斑岩(I)→斑状花岗岩花岗斑岩(II)→碱长花岗斑岩、III 期煌斑岩(III)。赵淮(1995)根据岩体穿插关系,将马厂箐岩体从早至晚划分为:正(二)长斑岩→石英正(二)长斑岩→斑状二长花岗岩、花岗斑岩→碱长花岗斑岩。彭建堂^[73]结合前人已有的资料和区域上富碱侵入岩形成时代特征,对马厂箐侵入岩成岩年龄进行了统计分析,认为马厂箐为一多期岩浆活动叠加形成的复式岩体,该岩体最早岩浆活动为 52 Ma 左右,中期岩浆活动时间为 42~47 Ma,晚期岩浆活动最为强烈,其时间为 33~37 Ma,末期岩浆活动时间为 29~32 Ma。这也与三江地区其它与斑岩铜矿有关的岩体也多为复式岩体,具有多期次侵入的特点相一致^[95]。

正长(斑)岩、石英正长(斑)岩成岩年龄:正长斑岩全岩 K-Ar 年龄分别为 35.5 Ma、36.5 Ma、31.99 Ma 和 30.02 Ma^[73]。)利用 LA-ICP-MS 锆石定年方法,测定马厂箐富碱斑岩体角闪正长岩锆石 U-Th-Pb 年龄 35.6 Ma(梁华英等,2004)。石英正长岩全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 34.0 Ma^[44]。葛良胜等^[45]测定正长斑岩全岩 K-Ar 年龄为 34.1 Ma。

花岗斑岩成岩年龄:容矿花岗斑岩全岩 Rb-Sr 年龄 36.0 Ma(吕伯西等,1993)。花岗斑岩黑云母 K-Ar 年龄 35.1 Ma(张玉泉等,1997)。花岗斑岩全岩 K-Ar 年龄 33.65 Ma、33.54 Ma、29.88 Ma、31.36 Ma^[73]。新鲜的花岗斑岩石英斑晶 Ar-Ar 同位素最小视年龄 33.1 Ma,坪年龄 33.7 Ma,等时线年龄 33.8 Ma(彭建堂等,2005)。花岗斑岩锆石 U-Th-Pb 年龄 35.0 Ma^[56]。

花岗岩或斑状花岗岩成岩年龄:斑状花岗岩黑云母 K-Ar 年龄 64.8 Ma,斑状花岗岩钾长石 K-Ar 年龄 46.5 Ma(西南冶金地质勘探公司 310 地质队,1981)。花岗岩全岩 K-Ar 年龄 48.0 Ma^[95]。

铜钼矿成矿年龄:曾普胜等^[89]对马厂箐铜钼金矿床 8 件辉钼矿样品的 Re-Os 同位素年龄测定,测得辉钼矿加权平均年龄 35.6 Ma,等时线年龄 35.8 Ma。笔者对采自马厂箐矿区宝兴厂矿段三中段岩体与围岩接触带斑岩型铜、钼主矿体中的辉钼矿进行 Re-Os 同位素年龄测定,测得辉钼矿 Re-Os 模式年龄 34.7~35.1 Ma。王登红等^[78]对马厂箐铜钼金矿床 7 件辉钼矿样品的 Re-Os 同位素年龄测定,等时线年龄 33.9 Ma。彭建堂等^[73]利用 Ar-Ar 法测定铜钼矿体中石英年龄为 37~40 Ma(石英+辉钼矿型矿石)和 34~35 Ma(石英+黄铜矿+黄铁矿+斑铜矿型矿石),测定含矿石英(石英+方解石+自然金)Ar-Ar 坪年龄 33.7 Ma,等时线年龄 33.7 Ma。本文利用辉钼矿中的锆石测定年龄为 36.17 ± 0.36 Ma,其谐和图(图 6-1),表明锆石表面年龄分布较为集中。

表 6-2 马厂箐铜铅金多金属矿 MCQMO-7 锆石 LA-ICP-MS 年龄测定结果

样品点	同位素比值								表面年龄 (Ma)							
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	1σ
MCQMO-7-1-2	0.04625	0.00169	0.03614	0.00132	0.00567	0.00005	0.00180	0.00004	9.36000	85.17500	36.43016	0.32187	36.04366	1.29307	36.40985	0.85410
MCQMO-7-1-3	0.04724	0.00272	0.03627	0.00199	0.00558	0.00004	0.00170	0.00002	61.20500	133.32000	35.85342	0.26401	36.18035	1.95423	34.29596	0.46652
MCQMO-7-1-4	0.05182	0.00200	0.04012	0.00163	0.00558	0.00006	0.00173	0.00004	275.99000	88.87500	35.85688	0.36536	39.94464	1.59376	34.84529	0.81248
MCQMO-7-1-5	0.05009	0.00258	0.04098	0.00205	0.00599	0.00009	0.00204	0.00007	198.23000	123.13000	38.48322	0.59358	40.77891	2.00224	41.15634	1.46291
MCQMO-7-1-6	0.04668	0.00166	0.03620	0.00129	0.00564	0.00006	0.00170	0.00005	31.58000	85.17500	36.23346	0.35552	36.10287	1.26515	34.37405	0.92494
MCQMO-7-1-7	0.05370	0.00320	0.04363	0.00265	0.00592	0.00011	0.00194	0.00007	366.72000	135.17000	38.04063	0.69859	43.36497	2.57956	39.25184	1.32060
MCQMO-7-1-8	0.04890	0.00207	0.03643	0.00147	0.00545	0.00006	0.00178	0.00004	142.68000	99.98500	35.02762	0.38797	36.32938	1.44210	35.84663	0.89201
MCQMO-7-1-9	0.05866	0.00224	0.04725	0.00192	0.00582	0.00006	0.00191	0.00004	553.74000	78.69000	37.38400	0.37887	46.87469	1.86571	38.53296	0.79945
MCQMO-7-1-10	0.05152	0.00179	0.03933	0.00133	0.00555	0.00005	0.00178	0.00004	264.88000	79.61750	35.65909	0.33474	39.17198	1.29772	36.03827	0.73790
MCQMO-7-1-11	0.06093	0.00218	0.04898	0.00196	0.00578	0.00007	0.00195	0.00005	636.74000	77.76500	37.17620	0.43832	48.55834	1.89323	39.45544	0.95316
MCQMO-7-1-12	0.06150	0.00221	0.04677	0.00168	0.00553	0.00006	0.00194	0.00005	657.42000	71.28750	35.53640	0.39900	46.41070	1.62942	39.15404	1.02759
MCQMO-7-1-13	0.04942	0.00198	0.03790	0.00153	0.00557	0.00007	0.00178	0.00004	168.60000	89.80000	35.82917	0.43927	37.77359	1.49573	35.90778	0.87808
MCQMO-7-1-14	0.04880	0.00212	0.03710	0.00163	0.00553	0.00006	0.00176	0.00004	138.97500	103.68750	35.56425	0.41371	36.99057	1.59535	35.58375	0.85972
MCQMO-7-1-15	0.06527	0.00405	0.04868	0.00297	0.00548	0.00008	0.00201	0.00007	783.33500	126.84500	35.22792	0.48986	48.26669	2.87394	40.49722	1.33215
MCQMO-7-1-16	0.05518	0.00232	0.04255	0.00205	0.00551	0.00007	0.00176	0.00004	420.42000	92.58500	35.45154	0.45155	42.31155	1.99233	35.53200	0.82453
MCQMO-7-1-17	0.04809	0.00200	0.03671	0.00185	0.00547	0.00011	0.00172	0.00006	101.94000	-100.91000	35.13546	0.69613	36.60304	1.81120	34.70525	1.17713
MCQMO-7-1-18	0.04764	0.00155	0.03491	0.00118	0.00532	0.00006	0.00170	0.00004	83.42500	-116.65000	34.19261	0.39874	34.84517	1.16221	34.36731	0.75442
MCQMO-7-1-20	0.04912	0.00219	0.03618	0.00159	0.00537	0.00007	0.00191	0.00006	153.79000	99.06000	34.51863	0.43967	36.09212	1.55678	38.66875	1.21371
MCQMO-7-1-21	0.06046	0.00437	0.04693	0.00329	0.00564	0.00008	0.00188	0.00006	620.39000	155.53500	36.22429	0.49067	46.56408	3.18639	37.92920	1.17278
MCQMO-7-1-22	0.04723	0.00177	0.03886	0.00142	0.00604	0.00008	0.00211	0.00005	61.20500	85.17500	38.79528	0.54290	38.70990	1.38777	42.66330	0.98715
MCQMO-7-1-23	0.04826	0.00265	0.04010	0.00223	0.00600	0.00008	0.00199	0.00005	122.31000	112.94000	38.58123	0.48564	39.91978	2.17651	40.08602	1.09935
MCQMO-7-1-24	0.04756	0.00176	0.03742	0.00133	0.00574	0.00006	0.00191	0.00005	76.02000	85.17500	36.92306	0.40573	37.30168	1.30400	38.50384	0.92627

MCQMO-7-1-26	0.05221	0.00250	0.03968	0.00175	0.00560	0.00007	0.00175	0.00005	294.50500	138.87000	35.98829	0.44887	39.51065	1.71356	35.34328	0.96099
MCQMO-7-1-27	0.05483	0.00207	0.04504	0.00191	0.00589	0.00008	0.00223	0.00013	405.60500	85.17750	37.84416	0.50027	44.73518	1.85949	45.04483	2.52104
MCQMO-7-1-28	0.04964	0.00182	0.03775	0.00131	0.00556	0.00006	0.00173	0.00005	188.97000	80.54250	35.71527	0.37059	37.62066	1.28356	34.86070	0.96368
MCQMO-7-1-29	0.05881	0.00366	0.04954	0.00344	0.00597	0.00011	0.00211	0.00009	561.14500	141.64750	38.38679	0.72576	49.09977	3.32585	42.56542	1.77008
MCQMO-7-1-30	0.04529	0.00180	0.03530	0.00136	0.00571	0.00007	0.00185	0.00007	error		36.70676	0.44394	35.22762	1.32920	37.44020	1.41873
MCQMO-7-1-32	0.05925	0.00261	0.04518	0.00198	0.00556	0.00008	0.00184	0.00005	575.96000	128.68500	35.71722	0.50907	44.87237	1.92007	37.15886	1.00962
MCQMO-7-1-33	0.04683	0.00200	0.03585	0.00150	0.00557	0.00007	0.00181	0.00005	38.98500	99.99000	35.78520	0.41718	35.76487	1.47404	36.59906	0.99742
MCQMO-7-1-34	0.04832	0.00203	0.03795	0.00155	0.00574	0.00007	0.00180	0.00005	122.31000	99.98750	36.88059	0.42664	37.82416	1.51834	36.38454	1.06235
MCQMO-7-1-35	0.04505	0.00197	0.03539	0.00151	0.00571	0.00007	0.00175	0.00004	error		36.69835	0.44556	35.31174	1.47958	35.43509	0.83261
MCQMO-7-1-36	0.05112	0.00226	0.03915	0.00162	0.00562	0.00006	0.00180	0.00005	255.62000	101.83500	36.13349	0.40545	38.99663	1.58347	36.26152	0.93753
MCQMO-7-1-37	0.05235	0.00197	0.03787	0.00149	0.00523	0.00006	0.00144	0.00003	301.91000	85.17500	33.65217	0.40731	37.74433	1.45863	29.18200	0.58093
MCQMO-7-1-38	0.05133	0.00175	0.04072	0.00144	0.00574	0.00006	0.00220	0.00027	257.47000	77.76500	36.90331	0.39894	40.53021	1.40577	44.35853	5.39755
MCQMO-7-1-40	0.04954	0.00193	0.03862	0.00147	0.00568	0.00005	0.00170	0.00003	172.30500	90.72750	36.49109	0.34491	38.47449	1.43572	34.42056	0.69633
MCQMO-7-1-42	0.04632	0.00164	0.03659	0.00130	0.00574	0.00007	0.00188	0.00004	13.06000	85.18000	36.89855	0.41881	36.48585	1.27732	38.04655	0.85655

注：数据来源中国地质大学（武汉）地质过程与矿产资源国家重点实验室陈海红测定

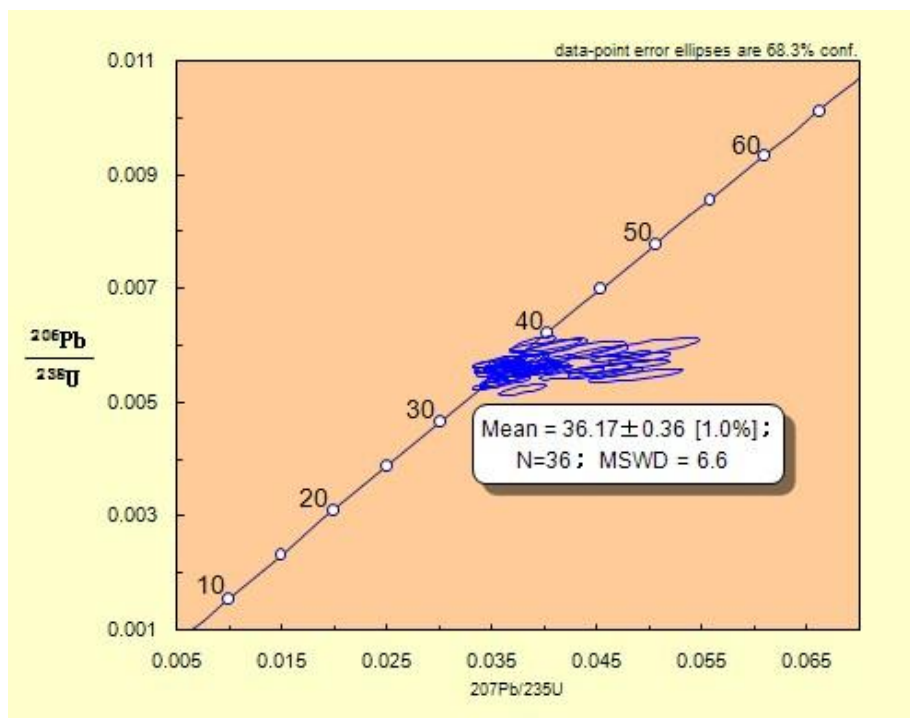


图 6-1 马厂箐矿床赋矿花岗岩中锆石铀铅年龄谱和图

金矿成矿年龄：彭建堂等^[73]测定含矿石英（石英+方解石+自然金）Ar-Ar 坪年龄 33.7 Ma，等时线年龄 33.7 Ma，并认为这属于金厂箐金矿的次成矿期。综上所述，分析可知，矿区大面积出露的斑状花岗岩形成较早（目前还没有高精度的定年数据报道），正长斑岩、花岗斑岩基本上是同期岩浆活动的产物，形成时代为 36 Ma 左右，相当于马厂箐岩体晚期（33~37 Ma）岩浆活动阶段，该期岩浆活动最为强烈；马厂箐铜钼矿成矿年龄为 35~36 Ma，金厂箐金矿成矿年龄 33~34 Ma。铜钼金成矿与晚期岩浆活动有关，金成矿晚于铜钼成矿时代。这也与马厂箐矿区正长斑岩、花岗斑岩穿插于斑状花岗岩之中，且铜钼矿化产于花岗斑岩与斑状花岗岩接触带附近的地质事实相一致，斑状花岗岩是斑岩型铜钼金矿化的围岩。在地质勘探生产中，如果探采矿工程进展到接触带附近，越往斑状花岗岩中，矿化越差，直至无矿化的斑状花岗岩。与区域上的岩浆活动对比，斑状花岗岩属于第一个岩浆活动热旋回产物；而正长斑岩、花岗斑岩的形成时代为 36 Ma 左右，属于第二个岩浆活动热旋回产物。

第 7 章 矿床成因探讨

本论文通过对马厂箐钼铜金矿区的围岩蚀变岩相学、同位素地球化学、微量和稀土元素地球化学特征及成岩成矿时代的研究,对成矿流体和成矿物质来源进行了探讨,发现从富碱斑岩体内的斑岩型钼矿→接触带的接触交代型铜(钼)矿→围岩地层中的浅成低温热液型金矿,矿化蚀变、同位素、稀土和微量元素有着明显的规律性:

(1) 通过研究矿化类型、蚀变特征等,从岩体内的斑岩型钼(铜)矿化到接触带的接触交代型铜(钼)矿化再到围岩地层中的低温热液型金矿化,蚀变可划分出 3 个带,强硅化核(中心)、石英钾长石化带(中部)、石英绢云母化带(边部)→接触带发育接触交代型(角岩化、矽卡岩化)蚀变,蚀变类型与围岩岩性有关→围岩地层中硅化、白云石化、方解石化蚀变;矿石结构从斑岩体内的浸染状、细脉状、网脉状→接触带细脉状、大脉状、透镜状和浸染状→围岩地层中的细脉、大脉状,显示成矿作用由岩体→接触带→近接触带→远接触带(围岩)从高温→低温、从高压→低压演化的趋势。但铜、钼、金不同矿种的成矿蚀变类型基本相同,都主要与硅化、碳酸盐化和黄铁矿化有关,并程度不同地伴有黑色不透明微晶物质产出,这暗示:不同成矿来源于同一成矿流体作用,而在成矿流体蚀变过程中,可能因流体作用于不同部位、不同岩性及流体温度和性质的变化导致不同矿种的沉淀或晶出。经分析,该黑色不透明物质为地幔流体参与成矿作用的微观踪迹显示,也是引发围岩蚀变和壳幔混染叠加成矿的重要物质源和动力源。

(2) 通过研究流体包裹体,发现马厂箐矿区流体包裹体从花岗斑岩(大于 500℃)→夕卡岩中石英脉(平均 345.1℃)→方解石脉(平均 307.9℃)温度具有降低的趋势,从宝兴厂矿段→乱硐山矿段→人头箐一金厂箐矿段→金厂箐矿段以东矿区外围,温度、盐度均具有降低的趋势,成矿深度有变浅的趋势。

(3) 通过氢、氧、碳、氮、氩、硫、铅同位素研究,发现从富碱斑岩体(斑岩体内铜钼矿石)→岩体与围岩接触带(角岩型和矽卡岩型铜钼矿石)→围岩地层中的构造破碎带(石英脉型和蚀变岩型金矿石),成矿流体由地幔流体向壳幔混染流体再向地壳流体(地幔流体含量较少)演化,成矿物质来源也由深部地幔→壳幔混源→壳源演化。

(4) 通过稀土和微量元素地球化学研究,发现矿石、脉体、矿化围岩的 Σ REE 总量较高,在 18.96~741.58,大部分集中在 100~300 之间;LREE/HREE 为 3.38~31.52,显著富集轻稀土,配分模式右倾,总体表现大离子亲石元素和高场强元素相对富集,从矿石→脉体→矿化围岩, δ Eu 从(0.63,0.75)→(0.75)→0.88,说明成矿作用统一受制于地幔流体作用,但在不同部位,壳幔混染程度

不同,从矿石→脉体→矿化围岩,地幔来源的物质成分逐渐减少,而地壳物质和流体的混染逐渐增强。

(5) 由成岩成矿年代学研究表明,马厂箐为一多期岩浆活动叠加形成的复式岩体,该岩体最早岩浆活动为 52 Ma 左右,中期岩浆活动时间为 42~47 Ma,晚期岩浆活动最为强烈,其时间为 33~37 Ma,末期岩浆活动时间为 29~32 Ma。

马厂箐铜钼矿成矿年龄为 35~36 Ma,金厂箐金矿成矿年龄 33~34 Ma。铜钼金成矿与岩浆活动强烈的晚期岩浆活动有关,金成矿晚于铜钼成矿时代。

综上所述,结合地幔流体在成矿过程中所起的作用及矿床地质背景,可以得到马厂箐铜钼金多金属矿的成因机制:

喜马拉雅期印度-欧亚板块碰撞导致青藏高原东缘形成大规模的走滑断裂系统,NW向金沙江-哀牢山深大断裂带的走滑剪切作用导致近EW向基底断裂发生张剪性活动。该走滑断裂系统成为源于富集地幔的岩浆上升侵位和地幔流体分异排泄的通道系统。在地壳深部和富集地幔岩浆房内处于平衡状态的岩浆在构造应力作用下向地壳浅部运移,在运移过程中,随着温度降低、压力的减少,处于超临界状态的岩浆逐渐分异为富含挥发分的地幔流体和熔浆,而此时熔浆为富硅岩浆,其黏度较高。

当富碱岩浆携带地幔流体向地壳运移过程中,若系统封闭较好,地幔流体则伴随富碱岩浆的结晶过程对富碱斑岩进行同步交代蚀变,在斑岩体内或其深部形成钼(铜)矿床,即正岩浆矿床;若在此成岩成矿的过程中发生构造扰动,则地幔流体进入富碱斑岩与围岩的接触带或紧邻接触带的地层围岩中进行交代蚀变成矿,形成接触带型铜钼(伴生金)矿床;若岩浆和流体运移的深大断裂体系发育,环境处于相对开放,则地幔流体伴随富碱岩浆的成岩过程而脱离岩浆沿分支断裂通道进入远离岩体的不同地层岩石中进行交代蚀变成矿,构成蚀变岩型金矿,即类似于远程低温热液矿床。由此构成马厂箐钼铜金矿床的成矿分带和系列成矿。

结论

(1) 通过对马厂箐铜钼多金属矿矿化类型、蚀变特征研究发现, 从岩浆活动中心的宝兴厂矿段到岩浆与围岩的接触带乱硐山矿段再到距岩体活动中心较远的金厂箐矿段(金厂箐金矿), 显示出由岩体→接触带→近接触带→远接触带(围岩)从高温→低温、从高压→低压演化的成矿分带。

(2) 通过岩相学研究发现的黑色不透明物质, 通过电子探针分析其矿物组成, 发现其为一种富含 Cr、Ti、Fe 的硅酸盐微晶固体, 初步分析研究认为, 该黑色不透明物质是一种具熔浆性质的流体经快速过冷凝形成的超显微隐晶固体, 是地幔流体参与成矿作用的一种现实微观踪迹, 也是引发围岩蚀变和壳幔混染叠加成矿的重要物质源和动力源。

(3) 通过系列同位素地球化学和微量及稀土元素地球化学研究, 发现富碱斑岩体(斑岩体内铜钼矿石)→岩体与围岩接触带(角岩型和矽卡岩型铜钼矿石)→围岩地层中的构造破碎带(石英脉型和蚀变岩型金矿石), 成矿物质和流体来源由幔源为主→壳幔混源→壳源混染为主演化。

(4) 由成岩成矿年代学研究表明, 马厂箐为一多期岩浆活动叠加形成的复式岩体, 成岩分为四期: 早期(52 Ma 左右)、中期(42~47 Ma)、晚期(33~37 Ma)、末期(29~32 Ma), 铜钼成矿(35~36 Ma)与晚期岩浆活动有关, 金成矿(33~34 Ma)略晚于铜钼成矿时代。

(5) 马厂箐铜钼金多金属矿成矿作用统一受制于地幔流体作用。在地幔流体参与成矿作用的过程中, 引发围岩蚀变和壳幔混染叠加成矿, 形成从高温到低温, 相应从岩体到接触带再到围岩地层, 对应形成钼矿、铜(钼)矿和金矿, 由此构成马厂箐钼铜金多金属矿床典型的系列成矿和成矿分带。

致 谢

三年硕士研究生学习生活即将结束。在过去的日子里，众多老师、好友及同学都给予了我很多关心、支持和帮助，使我在思想品德、学习和工作能力、科研水平和人际沟通能力等方面都取得了较大的进步，并顺利完成了硕士毕业论文。

首先，衷心感谢我的导师刘显凡教授！刘显凡老师渊博的专业知识，严谨的治学态度，高度的敬业精神，精益求精的工作作风，诲人不倦的高尚师德，严以律己、宽以待人的崇高风范，朴实无华、平易近人的人格魅力对我影响深远。特别是在参与项目科学研究和论文编写过程中，导师为我的成长倾注了大量的精力和心血。值此机会，向尊敬的导师表示我最真诚和由衷地感谢！

感谢地球科学学院的各位领导和老师，你们的共同努力，为我们营造了一个学习成长的知识殿堂！衷心感谢陶专教授、肖渊甫教授、温春齐教授、陈学华教授、马润则教授、刘援朝教授，你们在理论学习、试验测试、结果分析、论文撰写过程中给予了大力指导和帮助！感谢任科法老师，孙瑶老师、杨珊老师等对我学习和生活的关心。

感谢先后一起学习过的同学和师兄弟们，特别是宋祥峰博士、楚亚婷博士、赵甫峰博士、蔡飞跃硕士、孙丰云硕士、孙跃硕士、吴冉硕士、李春辉硕士、肖继雄硕士、王路硕士等在生活和学习中对我的帮助，我们共同度过了难以忘怀的学生时代；特别感谢我的父母家人以及我的朋友给予我的理解、支持和关心。

感谢地科院 07 级研究生同学熊发挥、卢俊生、曾繁如、郭娜、王丽丽、秦志鹏等同学在平时的生活学习中给予的理解、帮助、支持。

本文研究得到国家自然科学基金项目（40773031）、南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室开放研究基金项目（编号：14-08-3）和成都理工大学矿物学岩石学矿床学国家重点（培育）学科建设项目（编号：SZD0407）联合资助；论文编写过程中得到各位教授的指导和帮助；野外工作中得到云南祥云马厂箐矿区领导及技术人员的热心帮助和指导，在此一并表示最衷心地感谢！

借此机会，对在三年学习期间关心、培养和教导我们的成都理工大学和研究生院的所有领导及老师们表示衷心感谢！

参 考 文 献

- [1] Baily D K.1978. Continental Rifting and Mantle Degassing. In: ER. Neumann and IB Ramberg (eds) Petrology and geochemistry of continental rifts, 1-13
- [2] Bierlein F P, Groves D I, Goldfarb R J & Dubé B. 2006. Lithospheric controls on the formation of provinces hosting giant orogenic gold deposits. *Miner Deposita*, DOI 10.1007/s00126-005-0046-2
- [3] Candela PA. 1991. Physics of aqueous phase exsolution in plutonic environments. *American Mineralogist*, 76, 1081–1091.
- [4] Dawson J B, Pinkerton H J. 1980. Eruption of Oldoinyo Lengai. 1980. Tanzania: exceptionally viscous and large carbonatite lava flows and evidence for coexisting silicate and carbonatite magma. *Geology*, 22:709-802
- [5] Frey, F.A., & Green, D., 1974, The mineralogy, geochemistry, and origin of lherzolite inclusions in Victorian basanites, *Geochim. cosmochim. Acta*, 38, 1023-1059
- [6] Kaneoka I, Takaoka N. 1985. Noble—gas state in the earth's interior—some constraints on the present state. *Chemical Geology*, 52:75-95.
- [7] Lowenstern J B. 1994. Dissolved volatile concentrations in an ore-forming magma. *Geology*, 22:893-896
- [8] Navon O, Hutcheon I D, Rossman G R. 1988. Mantle derived fluid in diamond micro-inclusions. Vol(27); *Nature*, 335(27):784-789
- [9] Ohmoto H. 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. *Econ Geol*, 67: 551~579
- [10] Ozima M, Podosek F A. 2002. Noble gas geochemistry.
- [11] Pineau F, Methez E A. 1990. Carbon isotopes in xenoliths from the Hualalai volcano, Hawaii, and the generation of isotopic variability.
- [12] Richard G, Monnereau M & Ingrin J. 2002. Is the transition zone an empty water reservoir. Loucks R R, Mavrogenes J A. 1999. Gold solubility in supercritical hydrothermal brines measured in synthetic fluid inclusions. *Science*, 284: 2159-2163. Inferences from numerical model of mantle dynamics. *Earth and Planetary Science Letters*, 205: 37-51
- [13] Richards JP. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic Geology*, 98: 1515–1533

- [14] Rollinson H R . 1993.Using Geochemical Data: Evaluation. Presentation. Interpretation. Essex: Longman Scientific & Technical.133-141.
- [15] Sheppard S M F.Epstein .1970.S D/H and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of minerals of possible mantle or lower crustal origin.
- [16] Shinohara H, Kazahaya K & Lowenstern J B. 1995. Volatile transport in a convecting magmacolumn: Implications for porphyry Mo mineralization. *Geology*, 23(12): 1091–1094
- [17] Shmulovich K I, Yardleyb WD, Gonchar G G. 1995.Fluidsin the Crust [M]. Mos-cow:Chapman and Hall Press,
- [18] Shmulovich K I,Yardleyb WD,Gonchar G G. 1995.Fluidsin the Crust[M].Moscow: Chapman and Hall Press.
- [19] Simmons S F, Sawkins F J, Schlutter D J.1987.Mantle-derived helium in two Peruvian hydrothermal ore deposits.*Nature*, 329: 429~432
- [20] Taylor H P.1980.The effects of assimilation of country rocks by magma on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ systematics in igneous rocks.
- [21] Wyllie P J Metsomatism and fluid generation in mantle xenoliths .In:Nixon P H ed.Mantle Xenoliths.John Wiley Sons,609-622
- [22] Zartman R E, Doe B R. 1981.Plumbotectonics: The model [J]. *Tectonophysics*, 75: 135-162.
- [23] 毕献武,胡瑞忠, D. H. Cornell. 2001. 富碱侵入岩与金成矿关系: 云南省姚安金矿床成矿流体形成演化的微量元素和同位素证据 [J]. *地球化学*, 30(3): 264-272.
- [24] 毕献武, 胡瑞忠, 彭建堂, 吴开兴, 苏又超, 战新志. 2005.姚安和马厂箐富碱侵入岩体的地球化学特征[J].*岩石学报*, 21 (01) :113-124.
- [25] 毕献武, 胡瑞忠, 叶造军, 邵树勋. 1999.A型花岗岩类与铜成矿关系研究——以马厂箐铜矿为例[J].*中国科学(D辑)*, Vol29(6):489-495.
- [26] 曹荣龙, 朱华寿, 王俊文. 1994.白云鄂博铁-稀土矿床的物质来源和成因理论问题.*中国科学(B辑)*, 24 (12) :1298-1307.
- [27] 曹荣龙,朱寿华. 1995.地幔流体与成矿作用[J].*地球科学进展* 10(4):3242—329.
- [28] 曹荣龙. 1996.地幔流体的前缘研究[J]*地学前缘*, 3(3-4) :161-171.
- [29] 陈毓川, 裴荣富, 宋天锐, 邱小平. 1998.中国矿床成矿系列初论. 北京: 地质出版社, 104 页
- [30] 陈毓川, 裴荣富, 王登红. 2006. 三论矿床的成矿系列问题. *地质学报*. 80(10):

1501-1508

- [31] 崔银亮, 陈贤胜, 张映旭, 和浪涛. 2002.滇西新生代与富碱斑岩有关的金矿床成矿特征和成矿条件[J].大地构造与成矿学, 26(4):404-408.
- [32] 崔银亮. 2003.云南省与富碱斑岩有关的金矿床围岩蚀变特征和找矿前景[J].矿产与地质, 2003年增刊(97): 369-372.
- [33] 邓晋福, 莫宣学, 赵海玲, 罗照华, 赵国春, 戴圣潜. 1999a. 中国东部燕山期岩石圈-软流圈系统大灾变与成矿环境. 矿床地质, 18(4): 309-315.
- [34] 邓晋福, 吴宗絮, 赵海玲等. 1999b. 下地壳性质与壳幔交换. 单文琅主编:《岩石圈构造和深部作用》, 北京, 地质出版社, 1-7
- [35] 丁悌平, 蒋少涌, 万德芳, 李延河. 1994. 硅同位素地球化学[M]. 北京:地质出版社, 16-16, 50-631.
- [36] 丁振举 姚书振 方金云. 1997. 地幔流体及其成矿作用[J]. 地质科技情报. 16(1):72-76.
- [37] 杜乐天. 1988. 幔汁 HACONS 流体[J]. 大地构造与成矿学, 12(1):87-94.
- [38] 杜乐天. 1996. 地壳流体与地幔流体间的关系. 地学前缘, 3(3~4):172~180
- [39] 杜乐天. 1998. 地幔流体与玄武岩及碱性岩岩浆成因. 地学前缘, 5(3):145~157
- [40] 杜乐天. 2000. 地球排气作用——建立整体地球科学的一条统纲. 地学前缘, 7(2): 381-390
- [41] 杜乐天. 2005. 地球排气作用的重大意义及研究进展. 地质论评, 51(2): 174~180
- [42] 杜乐天. 2006. 地球的 5 个气圈与中地壳天然气开发. 天然气地球科学, 17(1): 25~35
- [43] 樊祺诚, 刘若新, 彭礼贵. 1992. 我国东南沿海地区地幔流体性质及其意义[J]. 科学通报, 37(17): 1584-1587
- [44] 傅德明. 1996. 扬子地台西南缘陆内造山带有色、稀贵金属矿床成矿系列及成矿规律[A]. 见: 骆耀南, 主编. 扬子地台西南缘陆内造山带地质与矿产论文集[M]. 成都四川科学技术出版社, 120~128.
- [45] 葛良胜, 邹依林, 李振华, 郭晓东, 邢俊兵, 张晓辉. 2002. 云南马厂箐(铜、钼)金矿床地质特征及成因研究[J]. 地质与勘探, Vol38(5):11-17.
- [46] 何明勤, 杨世瑜, 陈昌勇, 等. 2004a. 滇西小龙潭-马厂箐地区铜金多金属矿床地质地球化学及成因研究[M]. 北京: 地质出版社.
- [47] 何明勤, 杨世瑜, 刘家军, 李朝阳. 2004. 云南祥云金厂箐金(铜)矿床的成矿流体特征及流体来源[J]. 矿物岩石, Vol24(2):35-40.
- [48] 何明勤, 杨世瑜, 刘家军. 2003. 云南祥云金厂箐金-铜矿床中的有机质及其与

- 金成矿的关系[J].昆明理工大学学报(理工版), Vol28(1):4-7.
- [49] 胡瑞忠, 毕献武, 邵树勋, G. Turnery, P. G. Burnard. 1997.云南马厂箐铜矿床氦同位素组成研究[J].科学通报, Vol42(14):1542-1545.
- [50] 胡瑞忠, 毕献武. 1997.马厂箐铜矿床黄铁矿流体包裹体 He-Ar 同位素体系[J].中国科学(D辑).Vol27(6):503-508.
- [51] 胡祥昭, 黄震.1997.扬子地台西缘富碱花岗斑岩特征及成因探讨[J].大地构造与成矿学, 21(2):173~180.
- [52] 黄小龙, 徐义刚, 杨启军, 邱华宁. 2007.滇西晚始新世高镁富钾火山岩的地球化学特征及其岩石成因机制探讨[J].地球化学, 36(2):120-138.
- [53] 黄智龙, 王联魁, 朱成明. 1996.云南马厂箐金矿区煌斑岩地球化学及成因探讨[J].矿物岩石, Vol16(2):82-89.
- [54] 李献华, 桂训唐, 刘菊英. 1987.西藏曲水岩基的 Pb、Sr 同位素组成及其三元混合成因模式[J].地球化学, 16(1): 60-66.
- [55] 梁华英, 谢应雯, 张玉泉. 2004.富钾碱性岩体形成演化对铜矿成矿制约—以马厂箐铜矿为例[J].自然科学进展, Vol4(1):116-120.
- [56] 梁华英, 谢应雯, 张玉泉.2004.富钾碱性岩体形成演化对铜矿成矿制约-以马厂箐铜矿为例[J].自然科学进展, 14(1): 116~120.
- [57] 梁华英.2002.玉龙斑岩铜矿带的锆石 SHRMP 年龄[C].中国基础研究项目报告.
- [58] 刘丛强, 黄智龙, 李和平等.2001.地幔流体及其成矿作用[J].地学前缘.8(4):231-243.
- [59] 刘建明.张宏福.孙景贵.2003.山东幔源岩浆岩的碳-氧和锶-钕同位素地球化学研究[J]-中国科学D辑 33(10):921-930
- [60] 刘显凡, 刘家铎, 张成江, 阳正熙, 吴德超, 李佑国. 2004.滇西富碱斑岩型矿床岩体和矿脉同位素地球化学研究[J].矿物岩石地球化学通报, 23(1): 32-39.
- [61] 刘显凡, 蔡永文, 卢秋霞, 陶专, 赵甫峰, 蔡飞跃, 李春辉, 宋祥峰.2010.滇西地区富碱斑岩中地幔流体作用踪迹及其作用成矿意义[J].地学前缘, 17(1):114-137.
- [62] 刘显凡,宋祥峰,卢秋霞等. 2006.地幔流体在滇西富碱斑岩成岩成矿过程中的作用[J].吉林大学学报(地球科学版), 36(4):503-510.
- [63] 卢焕章, J. Guha, 方根保. 1999.山东玲珑金矿的成矿流体特征[J].地球化学, 28(5): 421-437.
- [64] 卢焕章, 李秉伦, 沈昆, 等. 1990.包裹体地球化学[M].北京:地质出版社, 1~242.

- [65] 路凤香. 1994.大陆地幔研究现状[J].地学前缘.1(1-2):70- 78.
- [66] 罗照华, 卢欣祥, 陈必河, 李明立, 梁涛, 黄凡, 杨宗峰. 2009. 透岩浆流体成矿作用导论[M]. 北京, 地质出版社, 1-177.
- [67] 罗照华, 卢欣祥, 郭少丰, 等.2008.透岩浆流体成矿体系[J].岩石学报, 24(12): 2669~2678.
- [68] 罗照华, 莫宣学, 卢欣祥, 等.2007.透岩浆流体成矿作用--理论分析与野外证据[J].地学前缘, 14(3): 165~183.
- [69] 骆耀南, 俞如龙.2003.西南三江地区造山演化过程及成矿时空分布.地球学报, 23(5):417~422
- [70] 毛景文, 李晓峰. 2004.深部流体及其与成矿成藏关系研究现状.矿床地质,
- [71] 毛景文, 李晓峰, 张荣华等.2005.深部流体成矿系统[M].北京:大地出版社, 1—365.
- [72] 潘桂棠, 徐强, 侯增谦, 等.2003.西南“三江”多岛弧造山过程成矿系统与资源评价[M]北京: 地质出版社.
- [73] 彭建堂, 毕献武, 胡瑞忠, 吴开兴, 桑海清. 2005.滇西马厂箐斑岩铜(钼)矿床成岩成矿时限的厘定[J].矿物学报, 25(1)::69-74.
- [74] 戚长谋, 邹祖荣, 李鹤年(长春地质学院). 1987. 高等学校教材地球化学通论[M], 地质出版社: 143-144.
- [75] 沈渭洲. 1987. 稳定同位素地质[M].北京:原子能出版社.1-144.
- [76] 孙丰月, 石准立. 1995.试论幔源 C-H-O 流体与大陆板内某些地质作用[J].地学前缘, 2(122):167—174.
- [77] 汤中立, 李小虎. 2006. 两类岩浆的小岩体成大矿. 矿床地质, 25(增刊): 35-38
- [78] 王登红, 屈文俊, 李志伟, 应汉龙, 陈毓川. 2004.金沙江-红河成矿带斑岩铜钼矿的成矿集中期: Re-Os 同位素定年[J].中国科学 D 辑 地球科学, 34(4), 345-349.
- [79] 王京彬, 李朝阳. 1991.金顶超大型铅锌矿床 REE 地球化学研究[J].地球化学, (4):359~365.
- [80] 王治华, 郭晓东, 葛良胜. 2009.云南祥云马厂箐富碱斑岩体的地球化学特征[J].地质与勘, 45(4):343-351.
- [81] 温汉捷, 胡耀国, 俞广钧. 2000.滇西-滇西北斑岩型金矿床成矿地质特征及控矿条件初步研究[J].矿物岩石地球化学通报, 19(4):266-267.
- [82] 肖庆辉, 李树臣. 1995.当代地质前沿的重大问题[M]. 北京: 地质出版社:1-67
- [83] 谢鸿森等著.1997.地球深部物质科学导论[M]. 北京: 科学出版社,
- [84] 杨建琨, 唐志国. 1996.云南省新生代浅成侵入斑岩型金矿成矿特征及找矿远景

- 预测—以马厂箐金矿为例[J].云南地质.3:27-31.
- [85] 於崇文. 1999a. 大型矿床和成矿区(带) 在混沌边缘(1). 地学前缘, 6(1): 85~102
- [86] 於崇文. 1999b. 大型矿床和成矿区(带) 在混沌边缘(2). 地学前缘, 6(2): 195~230
- [87] 於崇文. 2003. 地质系统的复杂性(上、下册). 北京: 地质出版社, 1135
- [88] 於崇文. 2006. 矿床在混沌边缘分形生长(上). 合肥: 安徽教育出版社, 705
- [89] 曾普胜, 侯增谦, 高永峰, 等. 2006. 印度-亚洲碰撞带东段喜马拉雅期铜-钼-金矿床Re-Os年龄及成矿作用[J].地质论评, 52(1):72~84.
- [90] 翟裕生, 邓军, 崔彬. 1999a. 成矿系统和综合地质异常[J]. 现代地质, 13(1): 99~104
- [91] 翟裕生, 姚书振, 周宗桂, 吕新彪, 等. 1999b. 长江中下游铜金矿床矿田构造[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 195 页
- [92] 翟裕生. 1999. 论成矿系统. 地学前缘, 6(1): 13-28
- [93] 张铭杰, 王先彬, 李立武. 2000. 地幔流体组成[J]. 地学前缘, 7(2):401—412.
- [94] 张玉泉, 谢应雯. 1995. 横断山区花岗岩类地球化学[M]. 北京, 科学出版社:1-186 .
- [95] 张玉泉, 谢应雯. 1997. 哀牢山-金沙江富碱侵入岩年代学和 Nd, Sr 同位素特征[J]. 中国科学(D 辑), 27(4): 289~293.
- [96] 赵欣, 喻学惠, 莫宣学, 张瑾, 吕伯西. 2004. 滇西新生代富碱斑岩及其深源包体的岩石学和地球化学特征[J]. 现代地质, 18(2): 217-228.
- [97] 郑永飞, 1999, 地幔稳定同位素地球化学, 见郑永飞主编: 化学地球动力学[M]. 科学出版社, 62-118
- [98] 朱炳泉, 刘北玲, 李献华. 1989. 大陆与大洋地幔 Nd-Sr-Pb 同位素特征与三组分混合-四体系再循环模式[J]. 中国科学(B 辑), (10): 1092-11021.
- [99] 朱永峰, 曾贻善, 艾永富. 1995. 长英质岩浆中液态不混溶与成矿作用关系的实验研究. 岩石学报, 11(1): 1-8
- [100] 朱永峰. 1998. 地幔流体与地球的放气作用. 地学前缘, 5(增刊): 71-75