中南大学

硕士学位论文

河南省西峡县龙潭沟金矿成矿物质来源及成因探讨

姓名：王力

申请学位级别：硕士

专业：构造地质学

指导教师：胡祥昭

20090501

摘 要

河南省西峡县龙潭沟矿区位于华北板块与扬子板块之间的拼合带—秦岭造山带东段。矿体赋存于黑烟镇花岗岩体与二郎坪群火神庙组地层的内外接触带。通过对龙潭沟矿区岩石化学、微量元素、稀土元素和流体包裹体的分析与研究，结合前人的研究成果，对矿区的成矿物质来源及矿床成因进行探讨。

研究认为龙谭沟金矿是一个多期成矿作用形成的金矿床；主要的赋矿地层为二郎坪群火神庙组，区内成矿作用可以分为三个成矿期：早期同生沉积期、中期变质富集期和后期交代热液期。

通过对矿区地层、构造、岩浆岩的研究，以及微量元素、稀土元素及流体包裹体分析，认为本区金的成矿物质来源与其成矿时代密切相关。不同的成矿时期，地层、构造、岩浆岩对金矿的形成起不同的作用。在早期同生沉积期，地层中的成矿物质初始富集；中期变质期，地层中的成矿物质被活化，并在局部富集；后期交代热液期，花岗岩体提供成矿物质及热能。

研究认为本区的矿化特征与交代热液型矿床极为相似：矿化温度属中低温范围；矿体为脉状，处于低温低压中心，且产于岩体的接触带附近；对矿床围岩的微量元素分析可以得出，矿体周围岩石呈负晕；对包裹体成份分析得出，阳离子类型以 Ca-Na 型为主。本区的矿床成因属于交代热液型矿床。

关键词：金矿床　成矿物质来源　微量元素　流体包裹体
矿床成因　交代热液矿床　河南

ABSTRACT

Longtangou ore deposit in Xixia County of Henan Provnce is situated in the eastern part of Qinling orogenic belt which is located at matching belt between North China platform and Yangze platform. Its ore-body occurred in the endo-or exdo-contact zone of Heiyanzhen granite body and strata of Erlangping Group Huoshenmiao Formation. Based on the study and analysis on petrochemistry, trace element, rare-earth element, fluid inclusion and previous achievements, the ore-forming material origin and the deposit genesis are discussed.

The research believes that Longtangou gold deposit experienced a multistage metallogenesis. The main ore-hosted stratum is Erlangping Group Huoshenmiao Formation. The mineralization can divided into three mineralization stages, the erarly syngenetic depositional stage, the midterm metamorphic enrichment stage, and the late hydrothermal metasomatic stage.

Based on the study on strata, structure, magmatic rock and race element, rare-earth element, fluid inclusion, it is suggested that the ore-forming material origin may be closely related with the ore-forming time. Different ore-forming time, strata, structure and magmatic rocks take different function on forming gold deposit. In the early syngentic depostional stage, the ore-forming material of strata begin to initial

enrich, in the midterm metamorphic enrichment stage, the ore-forming material of strata are activated and enriched in local, and the late hydrothemal metasomatic stage, the granite body provide ore-forming materials and heat.

Studies suggest that the mineralization character in this area is very similar to hydrothermal-replacement deposit. Mineralization temperature belongs to medium-low temperature range; the ore-bodies are veined, they are in the center of low temperature and low pressure, and located next to the contact zone of granite body; It can be drawn that the wall rock is negative circle by the analysis of trace element of wall rock; the cation type is the Ca-Na by analysis of inclusion component. The deposit genesis belongs to the hydorthermal metasomatic deposit.

Key words: gold deposit, ore-forming material origin, rare-earth element, fluid inclusion, deposit genesis, hydorthermal metasomatic deposit, Henan

原创性声明

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。尽我所知，除了论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，也不包含为获得中南大学或其他单位的学位或证书而使用过的材料。与我共同工作的同志对本研究所作的贡献均已在论文中作了明确的说明。

作者签名：[signature]　日期：2009年5月27日

学位论文版权使用授权书

本人了解中南大学有关保留、使用学位论文的规定，即：学校有权保留学位论文并根据国家或湖南省有关部门规定送交学位论文，允许学位论文被查阅和借阅；学校可以公布学位论文的全部或部分内容，可以采用复印、缩印或其它手段保存学位论文。同时授权中国科学技术信息研究所将本学位论文收录到《中国学位论文全文数据库》，并通过网络向社会公众提供信息服务。

作者签名：[signature]　导师签名：[signature]　日期：2009年5月27日

第1章 前言

1.1 选题依据

河南西峡县龙潭沟矿区位于华北板块与扬子板块之间的拼合带———秦岭造山带的东段。该区构造岩浆活动强烈,有色金属、贵金属的成矿作用发育,是中国著名的Au、Mo等多金属成矿带,也是中国最大的Mo、Au矿产基地与重要的矿集区之一。自50年代初发现以来,许多研究单位和学者对该地区进行了地质调研和矿床类型及成因方面的研究,取得了一定的科研成果。不同研究者对矿床的成矿物质来源、矿床的成因及成矿模式研究较多,并存在一定的分岐意见。特别是在对矿床的成矿物质来源方面争论比较激烈。本文正是基于此点选题,从地层、构造、岩浆岩各因素对成矿的控制作用入手,对河南西峡龙潭沟金矿成矿物质来源及矿床成因进行研究。

1.2 研究综述

1.2.1 热液矿床成矿物质来源研究现状

热液来源是热液矿床成因的关键。若查明了热液来源在很大程度上就是确定了矿床的成因[1]。如热液来源于岩浆,则矿床属岩浆热液成因;热液由变质作用产生,则矿床为变质热液成因;热液由交代作用形成,则矿床就可确定为交代热液成因。因此,热液的来源问题实质上就是热液矿床的成因问题。

关于热来源的认识和研究可分为二个阶段:第一阶段以推断假设为主,时间为20世纪50年代之前。这一阶段,H、O同位素方法还没有在矿床地质研究中使用,无法确定热液水的类型或来源,元素的分析测试水平较低,特别是对微量和超微量元素的分析检出值大多高于它们相应的地壳丰度平均值。因此,无法确定大多数热液成矿元素的来源。第二阶段为热液来源的具体研究阶段,时间自20世纪50年代至今。在这一阶段,同位素分析方法在地质研究中得到广泛应用,元素的分析测试水平大大提高。根据热液水的H、O等同位素资料,可确定许多矿床热液水的类型和来源,根据Pb、S、Sr等同位素养研究及稀土元素及微量元素等研究,特别是成矿元素来源的直接测定方法的应用,确定了许多矿床的矿质来源。大量有关热液来源的实际资料和信息的获得,推动了矿床成因研究。由于地质过程的复杂性和许多地质数据的多解性,因此,成因观点也向多方面发展,出现了丰富多彩的成矿理论和成矿模式。但矿床热来源的不断被确认,导致对同一矿床不同

成因认识的渐趋一致或大致接近。

热液矿床可分为两大类：大陆型和海洋型[2]，海洋型热液矿床的热液源基本上已被查明。以火山岩和以沉积岩为容矿岩石的硫化物矿床的现代类比物已在现代海底大量发现，它们通常形成于张裂或裂谷作用阶段，并随着张裂盆地的发育，形成各具特色的硫化物矿床[3]。在100多个热水活动区中，至少有15个金属硫化物矿床与陆上矿床规模相当。已知热水活动区和硫化物矿床主要分布在4种构造环境：大洋中脊、弧后盆地、岛弧和弧前盆地。尽管不同构造环境的热水流体化学、热传输及矿化类型可能存在重要差异，但基本的热水作用过程一时类似的，即具有类似的成矿三部曲：1.由扩张中心及其附近岩浆热源驱动海水在海底下循环；2.加热的海水与渗透性壳岩发生反应，并萃取岩石中的矿质；3.热水在海底排泄成矿[2-5]。

大陆型热液矿床可分两类：与岩浆岩伴生型和与岩浆岩无明显联系型。与岩浆岩无明显联系的热液矿床的热液源研究资料表明，热液不是岩浆来源，热液水主要为大气降水或含盐的建造水。这类矿床的$\delta^{34}S$值很高，相当一部分矿床为15‰-20‰，这种硫是由海相沉积地层的硫转化而成[6]。目前争论比较大的是与岩浆岩伴生的热液矿床。这类矿床热液水的δD和$\delta^{18}O$值大多不在δD-$\delta^{18}O$图上的岩浆水范围内，并普遍具有明显的纬度效应，矿休的围岩中有$\delta^{18}O$异常，常常以负晕为主，并伴有范围很大的成矿元素负晕等[7]。所有这些地质事实在矿床成因研究提供了新的资料的信息。

1.2.2 热液矿床成因研究现状

热液矿床成因的争论已有200多年的历史，主要有三种观点：岩浆热液，变质热液和侧分泌。这些观点可归纳为三大派，以岩浆热液观点为代表的“火”成派，以侧分泌观点为代表的“水”成派，和以“火”“水”结合成派。

“火”成派包括岩浆期后热液观点，岩浆热液观点，地幔射气观点，岩浆水萃取岩浆岩中矿质而成热液观点等。岩浆热液观点在20世纪上半叶占绝对统治地位，得到广大地质工作者较普遍的公认。其主要原因是：1.很多热液矿床与侵入体在空间上紧邻，时间上紧随，温度上紧联；2.尼格里（1929）提出了岩浆与水的二元相图，为岩浆结晶演化而成热液提供了理论依据[8]；3.火山喷气和与岩浆作用有成因联系的热泉均可形成热液矿化。这些现象和事实表明，热液成矿与岩浆作用的密切的关系。

“水”成派以侧分泌观点为代表，还包括成矿热卤水、层控热液、构造动力热液、放射能热液和地热热液等观点。这些观点强调了矿床成因的某一方面或某些方面：如侧分泌观点强调矿质来自围岩；热卤水观点强调热液水为热卤水；沉

积改造观点强调沉积过程中矿质已有一定程度的富集，并在后期的改造过程中进一步富集成矿；构造动力热液观点强调热液由构造动力产生；放射能热液观点强调热液是由放射性衰变释放的能加热产生，提出了富含放射性元素的高热能花岗岩与热液成矿有关；地热热液观点强调热液由地热加热而成[9-11]。

“火”“水”结合的成矿观点是目前较流行的岩浆热驱动对流循环成矿观点。该观点强调与岩浆热液观点的区别是热液水和矿质不是直接来自岩浆，而是来自围岩（包括岩浆岩）。这种观点的主要依据是热液水的δD和$\delta^{18}O$值属大气降水，而不是岩浆水。并在此基础上提出了“三源热液”成矿学说，后来又将“三源热液”成矿学说提高为“交代热液”成矿学说[12]。

1.2.3 研究区研究现状

研究区处于秦岭造山带东段，是中国著名的有色金属和贵金属成矿带，故历来受到国内外地质学者的普遍关注。五、六十年代，大规模的1/20万区调地质调查及重点地带的矿产资源调查积累了丰富的地质资料，为豫西南地区的研究奠定了基础。八十年代和九十年代初，地矿部秦巴重点攻关项目的开展，极大提高了豫西南地区的研究程度。特别是九十年代，国家自然科学基金重大项目“秦岭造山带岩石圈结构、演化及其成矿背景”的完成，使豫西南地区的研究提高到一个新的高度。

在金矿床成因研究上取得了一些共识：豫西南地区的金矿床与地层、深大断裂及花岗岩体有关，矿床主要受断裂构造控制，特别是北西西向的深大断裂是该区最主要的导矿构造，深源浅成型花岗岩为豫西南地区最主要成矿母岩[13]。该区成矿类型多样，产出条件复杂，岩体与围岩接触带以及中元古代和早古生代地层中都有金矿形成。在火山、火山沉积和正常沉积等不同背景下，由岩浆热液、变质热液或地下水热液叠加改造(再造) 形成的矿床，都经历了多期多阶段成矿过程，以后期热液交代、充填成矿为主。构造对金矿形成有明显控制作用，区域性深大断裂控制金成矿带，二级韧脆性剪切带控制金矿床分布，三级层间破碎带、断裂裂隙带和接触带构造控制矿体就位。构造热液的叠加改造或再造主导了成矿作用。

在该区的成矿物质及成矿流体来源问题方面各学者均做了大量的工作，但存在不同的分岐意见，特别是对于金的成矿物质来源，诸多学者均有不同看法。总体来讲，主要有三种看法：一种观点认为豫西南地区的金矿的成矿物质主要来源于早古生代的二郎坪群地层，地层中的金的克拉克值高，金成矿的物质主要来源于地层，花岗岩提供部分成矿物质，花岗岩的入侵为金成矿提供热源及动力源[14]。另一种观点认为豫西南地区的金矿成矿物质主要来源于花岗岩体，地层中的金的

丰度值并不高。学者对豫西南地区的花岗岩体做了深入研究，认为深源浅成型花岗岩体与地层及其他成因的花岗岩相比，金的丰度值最高，金成矿的成矿物质来源于花岗岩体，主要与深源浅成型花岗岩体有关[15]。第三种观点认为金成矿的物质来源主要为深源，在对矿床的氢、氧、铅、硫等同位素研究的基础上，提出深大断裂为成矿物质来源的主要通道，成矿物质主要来源为深源[16]。其中第二种观点与第三种观点有相近之处，第二种观点强调成矿物质主要来源于花岗岩体，其指明花岗岩体为深源浅成型，因此从花岗岩体成因角度讲，成矿物质亦来源于地壳深部及上地幔，与第三种观点在物质来源上有相近之处。

1.3 研究目标、内容与方法

1.3.1 研究内容与目标

通过对河南西峡县龙潭沟矿区的普查找矿和成矿预测工作，与典型金矿床进行对比，开展龙潭沟矿区的矿化特征和地球化学研究，总结其成矿物质来源，探讨矿床成因。

1.3.2 研究思路

以矿床地质和矿床地球化学研究为主线，综合分析前人研究资料，对该区具代表性岩、矿石进行微量元素、稀土元素以及流体包裹体地球化学研究，探讨成矿物质来源及矿床成因研究。

1.3.3 研究方法

在野外实地细致研究基础上，通过对各地层中的岩石化学、微量元素、稀土元素和流体包裹体分析与研究，结合地质背景分析，探讨成矿物质来源及矿床成因。

1.4 投入的主要工作量

研究生期间曾两次到龙潭沟矿区进行野外工作，从野外基本的踏勘，实测剖面到样品的采集，到室内样品整理，薄片磨制，镜下鉴定，以及岩/矿测试分析。论文是在大量的野外调研资料和室内实际工作基础上完成(具体工作量参见表1-1)。

表1-1 论文实际完成工作量

工作内容	工作量	本人完成内容
野外调研	40天	全部
实测地质剖面	1260米；	参加
1:10000地质填图（简测）	11平方千米	参加
野外定点、观察、描述	950个	参加
采集各种岩石，矿石标本	200件	参加
岩石薄片鉴定	30件	参加
岩石光片鉴定	20件	参加
硅酸盐全分析	1件	碎样，送样
稀土元素全分析	1件	碎样，送样
微量元素分析	8件	碎样，送样
包裹体成份分析	2件	制样，送样
数据处理及图件编制	8张	全部

1.5 取得的主要成果和认识

（1）龙潭沟金矿是一个由多期成矿作用而形成的金矿床；区内成矿作用可以分为早期同生沉积期、中期变质富集期和后生交代热液期三个成矿期。

（2）通过对本区的构造研究，认为区内最主要的控矿构造为北西西向断裂构造。

（3）通过对本区花岗岩体的岩石化学的研究，认为本区的花岗岩体属于燕山期的超酸性岩体，有利于金的矿化富集。

（4）通过对矿区花岗岩体的稀土元素特征的研究，认为本区花岗岩体的成因属Ⅰ型花岗岩，即深源浅成型花岗岩体。岩体在矿床的后期交代热液成矿阶段，为矿床的形成提供成矿物质。

（5）对本区各类岩石的微量元素地球化学及其微量元素相关性的研究，认为本区的微量元素最显著的特征是以富Au、Ag、Sb为主；花岗岩经过热液蚀变后，岩石中的Au部分被活化，参于成矿作用。地层中的Au的含量有随着地层中岩石变质程度加深而增加的趋势，说明花岗岩体与岩围发生交代作用成矿。

对微量元素的相关性研究认为，本区Au与Pb、Cu为显著相关。Cu与Ag、Pb亦为显著相关。证明本区Au的成矿属于Au、Ag、Pb、Cu中低温成矿系列，元素组合以中低温元素组合为主。Au与其他元素的相关性具有明显的差异，反映了热液成矿作用过程中成矿流体与围岩发生交代作用时对元素的带出带进具有选择性，

且热液中成矿元素本身具有多源性，并非全来自地层或岩浆岩。

（6）对矿区流体包裹体的成份研究认为：本区的成矿以热液充填交代为主；本区的成矿环境为还原环境；成矿流体主要为地层流体（或天然水）。成矿流体的Ca^{2+}含量高，Ca^{2+}> $Na^{+}+K^{+}$。这是由二郎坪群地层中的变质火山岩经热液蚀变后，原岩中的CaO被活化，转入热液，导致流体包裹体富含Ca^{2+}，证明围岩与矿体之间发生交代作用。

（7）对矿床地质特征、控矿因素等研究，认为本区金矿不但成矿时期为多期次成矿，且成矿物质来源也是多来源的。

（8）通过对本区矿床系统的研究，认为本区的矿床成因属于交代热液型矿床。

第2章 区域地质

2.1 大地构造特征及演化

本区大地构造单元属于秦岭褶皱系，它是一个中生代以前典型的长期多旋回发展的地槽褶皱系。在长期不均衡多旋回演化过程中，大致以中条、晋宁、华力西运动为主要转折，将其划分为原始优地槽、断陷地槽和优地槽、冒地槽、断（拗）陷四个发展阶段[17]。

太古宙—古元古代原始优地槽发展阶段：太古宙洋壳全面活动，形成大别群优地槽型基性火山岩建造—中酸性火山岩建造—复理石建造系列，最大厚度大于5746m，经嵩阳运动强烈褶皱变质和混合岩化，形成北西西向岛链状大别陆核。古元古代全区为原始优地槽，处于地槽中心部位的北秦岭区，沉积了秦岭群陆源碎屑夹中基性火山岩建造—碳酸盐岩夹泥砂质岩建造—复理石建造—中基性火山岩建造—碳酸盐岩及泥砂质岩夹中基性火山岩建造序列。位于大别陆核西端的南秦岭区，沉积了陡岭群陆屑碎屑岩夹中基性火山岩建造—泥钙质及碳酸盐岩建造—含炭质陆源碎屑岩建造序列。桐柏—大别山地区形成苏家河群复理石夹中基、中酸性火山岩建造。强烈的中条褶皱运动使秦岭地槽首次全面褶皱回返，结束原始优地槽发展史，形成秦岭褶皱系雏型，并有深断裂生成，奠定本区北西西向构造格架，并使岩石发生强烈区域变质和混合岩化作用，形成以角闪岩相为主，局部达麻粒岩相中深变质岩和混合岩系，伏牛山—白云山和灵山地区出现规模较大的混合花岗岩体。

中元古代—新元古代早期断陷地槽发展阶段：中元古代本区大部分隆起，在地壳引张和深断裂作用下，中部西峡—信阳南湾地区裂陷成断陷地槽，其内沉积了信阳群复理石夹火山岩建造。王屋山运动使其褶皱并有新的深断裂产生，岩石变质成绿片岩相—低角闪岩相。同时伏牛山地区有基性、酸性岩浆侵入。晚元古代早期，地槽在迁移至南秦岭地区同时，北秦岭地区中部西峡县二郎坪—桐柏县刘山岩一带，裂陷成断陷地槽。本阶段岩浆喷发激烈，形成毛堂群、二郎坪群细碧—石英角斑岩建造，其中二郎坪群上部还有复理石建造和水下重力流沉积。强烈的晋宁褶皱运动使秦岭地槽再次全面褶皱，最终结束洋壳发展史，北秦岭、桐柏—大别山地区变为褶皱带隆起，南秦岭地区转变为冒地槽。岩石变质成绿片岩相，同时或稍晚，南秦岭地区有一系超基性—酸性岩浆侵入，形成各种侵入岩。

震旦纪—石炭纪冒地槽发展阶段：南秦岭地区经早震旦世隆重起之后，自晚震旦世初开始下沉，沉积了上震旦统—中石炭统冒地槽型陆源碎屑岩—碳酸盐岩

夹火山岩建造。此时北秦岭地区地壳活动仍较强，沿深断裂有一系列超基性—中性岩浆侵入。石炭纪末的华力西运动，使省内秦岭地槽最后回返，随着南秦岭地槽褶皱隆起，秦岭地槽全部封闭，结束地槽发展史，转为褶皱系隆起。同时有酸性岩浆侵入。

中新生代断（拗）陷发展阶段：由于强烈的断块差异运动，沿断裂形成北西西向断（拗）陷盆地，其内堆积了河湖相、山麓相次稳定型复陆屑建造和大陆中酸性火山岩建造，燕山旋回晚期酸性岩浆侵入活动强裂，形成大量的花岗岩体，同时有重要的金属矿产形成。

综观秦岭褶皱系的发展有如下规律：从时间上来讲，具原始优地槽（嵩阳—中条旋回）—断陷地槽和优地槽（王屋山—晋宁旋回早期）—冒地槽（晋宁旋回晚期—华力西旋回）—断（拗）陷（印支—喜马拉雅旋回）的演化过程，各阶段之间皆为突变式转化。每个阶段都有相应的建造组合、岩浆岩、区域变质岩及混合岩和褶皱带的形成。从空间上来看，随着时间的推进，褶皱带不断扩大，地槽范围逐步缩小，总体呈现为由北向南依次推移，但因地壳引张、深断裂活动，局部往往出现向北反迁现象。在其演化过程中，自中条运动之后，发育在本区长期活动的深断裂，对其地质构造发展起着重要的控制作用。由于秦岭褶皱系经历了上述复杂的演化过程，所以区内岩浆岩、变质岩和混合岩比较发育，构造极为复杂[18]。

本区在经历中条旋回优地槽阶段之后，王屋山旋回处于隆起状态。王屋山旋回晚期，南北两侧的瓦穴子—乔端和朱阳关—夏馆两深断裂开始形成，在深断裂强烈活动影响下，本区大幅度下沉，形成断陷地槽，其内沉积了厚达5800—9900m以上的二郎坪群细碧—石英角斑岩建造—复理石建造—水下重力流碳酸盐岩建造组合。晋宁运动使二郎坪群褶皱，本区回返与周围地区连在一起隆重起，结束了地槽发展阶段。在以后地质发展过程中，上述两深断裂多次活动，沿深断裂及其附近大量的深部岩浆物质上侵，形成复杂的北西西向岩浆岩带和动力变质带及晚三叠世、白垩纪断陷型陆相碎屑沉积，形成今日之构造面貌（见区域地质简图2-1）。

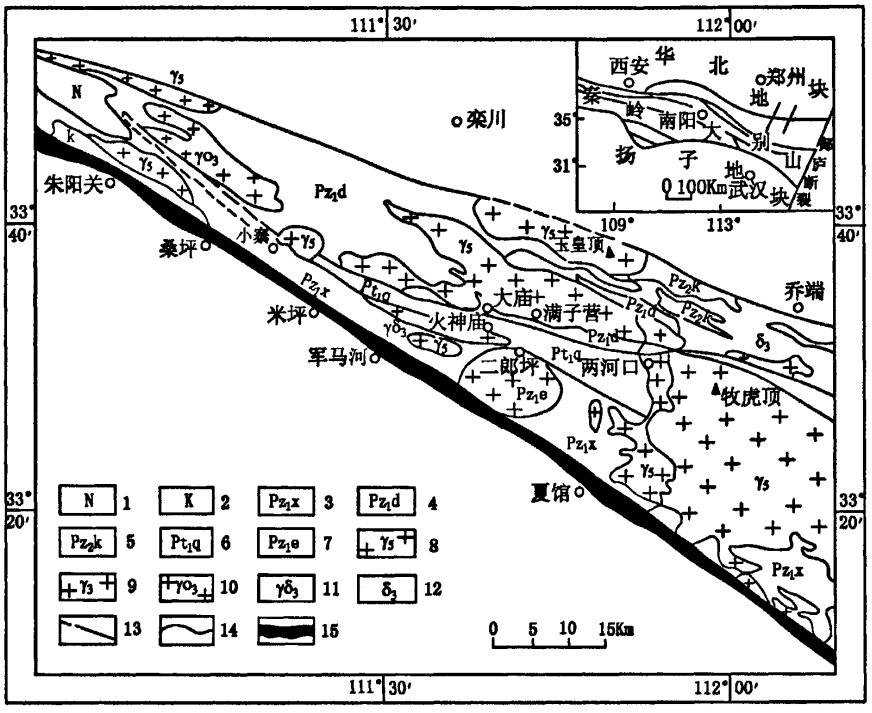


图2-1 豫西南区域地质分布简图[13]

1.第三系；2.白垩系；3.小寨岩片；4.大庙岩片；5.中元古代宽坪群；6.早元古代秦岭杂岩；7.二郎坪蛇绿岩片；8.燕山期花岗岩；9.加里东期花岗岩；10.加里东期斜长花岗岩；11.早古生代石英闪长岩；12.花岗闪长岩；13.断层；14.地质界线；15.韧性剪切带

2.2 区域地层

区内以广泛分布上元古界二郎坪群为特征，并在边缘地带断续分布有下元古界秦岭群、宽坪群、上三叠统和第四系。

2.2.1 秦岭群

本区秦岭群分布于测区西南部和南部，出露面积约170km^2。本区秦岭群岩性自下而上可分为两个组，雁岭沟组和石槽沟组。

（1） 雁岭沟组（Pt$_1$y）

分布于石界河—米坪—军马河一线，呈北西向延伸，南与石槽沟岩组上岩段不整合接触，北侧构造推覆于二郎坪群之上，中部与中生代断陷盆地成构造接触。岩性主要以（含）石墨大理岩、石英大理岩、白云石（质）大理岩及含透闪石、橄榄石（蛇纹石化）、透辉石等的白云石（质）大理岩为主，夹黑云钙质片岩、

黑云斜长片麻岩、钙质绢云绿泥石英片岩、含石榴二云石英片岩等。

（2） 石槽沟组（Pt_1s）

分布于西南部，呈北西西向延伸。依据岩石组合又分为上、下两个岩段，其中上岩段位于下岩段与雁岭沟岩组之间，出露较稳定，构成标志层。下岩段岩性主要为（石榴矽线）黑云斜长片麻岩、石榴矽线黑云钾长片麻岩、石榴二云斜长片麻岩、石榴黑云二长片麻岩等夹斜长角闪岩。下岩段下部岩性主要为透辉（钾长）变粒岩、透辉石大理岩、白云石大理岩及含橄榄石、透闪石、白云石大理岩，上部主要为含石榴矽线黑云斜长片麻岩夹黑云石英片岩及斜长角闪岩。

该岩组变质程度达高角闪岩相，变形强烈，具多期次变质变形，原岩建造下岩段主要为砂—泥质碎屑夹基性火山岩建造，上岩段为镁质碳酸盐岩、富铝泥—砂质碎屑岩夹基性火山岩建造。

2.2.2 宽坪群

本区宽坪群主要出露在测区的北部，宽坪群自下而上可分为两个组，铁匠炉组和甘罗沟组。

（1）铁匠炉组（Pt_2t）

该组出露范围较大，主要出露在本区的北部，为本区的主要出露岩性之一，约占2/5。该组岩性主要是二云石英片岩、斜长角闪片岩，局部夹有大理岩。

（2）甘罗沟组（Pt_2y）

该组主要出露在本区的北部，与铁匠炉组呈整合接触。该组岩性主要为石榴二云石英片岩、斜长角闪片岩、含石榴二云石英片岩、石英片岩。

2.2.3 二郎坪群

该群主要出露在测区的南部，受多期花岗岩侵入，亦为岩脉发育区。该群有两条东南向韧性剪切变质带呈平行发育。该群主要出露小寨组、火神庙组及大庙组。

（1）小寨组（Pz_1x）

该组主要出露在本区西南角，呈北西向分布，倾向为西南向，倾角约50°，与东北部火神庙呈整合接触，与西南部秦岭群雁岭沟组呈不整合接触。该组岩性主要为黑云石英片岩、二云石英片岩、黑云片岩、变粒岩、变质砂岩、斜长角闪片岩。

（2）火神庙组（Pz_1h）

该组主要出露面积较大，为本区主要出露岩性之一，约占2/5。该组呈北西向分布，倾向为西南向，倾角为60°左右。该组岩性构造、岩浆侵入、脉岩等

较为发育，亦为该区主要的矿区，分布有多个金矿床、铜矿床。该组与西南部的小寨组、大庙组呈整合接触，与北部的宽坪群铁匠炉组呈不整合接触。该组岩性主要是细碧岩、细碧玢岩、角斑岩、细碧凝灰岩、石英角斑凝灰岩，夹碳硅质板岩。

（3）大庙组（Pz_1d）

该组主要出露在本区西南角的一条东南向韧性剪变质带中，少量出露在东南角，总体出露面积较少，大致呈东南向，与小寨组及火神庙组呈整合接触，与第二次侵入花岗岩、斜长花岗岩呈不整合接触，为主要金矿区。该组岩性主要是条纹大理岩、大理岩、含砾大理岩、斜长角闪片岩、黑云石英片岩、绢云石英片岩、石英岩。

2.2.4 上三叠统

本区上三叠统分布于测区南部，大致沿桑坪—军马河断裂带呈北西向带状展布，为五里川晚三叠世盆地的东延部分，区内出露面积约 5km^2 。

区域内岩性变化较大，西部以炭质板岩及变质砂岩为主，二者呈不同厚度的互层状，构成韵律性基本层序，整体上自下而上炭质板岩渐少，而变质砂岩增多，反映了盆地消亡期的湖相沉积特征。

2.2.5 第四系

本区第四系主要分布于河谷及其两侧，出露面积不足 30km^2 。根据沉积物及地貌特征分为上更新统和全新统。上更新统主要由冲—洪积砾石、砂砾石及砂、砂土、亚砂土、亚粘土组成，颜色以黄、红色为主。全新统主要为河流及阶地的砂砾石和卵石层、砂和砂土层、少量淤泥和砂质粘土，耕地的砂质粘土、粘土和腐植土，以及残坡积的碎石、黄土等。

2.3 区域构造

本区属于秦岭褶皱系内的二郎坪—刘山岩晋宁地向斜褶皱系。位于横涧—回龙中条地背斜褶皱系以南，瓦穴子—乔端和朱阳关—夏馆两深断裂之间（图2.1）。呈北西西向狭窄带状展布。是一个在中条期褶皱带基础上形成的晋宁期断陷型地向斜褶皱系[19]。

本区构造线方向为北西西向，南阳断陷以西、牧虎顶以东地区，几乎全被侵入体占据。牧虎顶以西，表现为向南倾斜的复式单斜，由北往南依次为宽坪群甘罗沟组、铁匠炉组，二郎坪群大庙组、火神庙组、小寨组。岩层南倾，倾角 50°—75°，内部常见规模不大的次级褶皱。南阳断陷以东为一复式背斜，即何前

庄背斜。轴部位于桐柏县何前庄—信阳县申阳台南，轴向北西西，向两端倾伏。大庙组为核部，北翼因侵入体破坏，仅有大庙组上部层位组成一系列次级背向斜，岩层倾角 40°—60°。南翼由北向南为火神庙组、小寨组，岩层南倾，倾角 50°—80°，为一轴面向北倾的复式背斜。

北区断裂以北西西向为主，南北边缘比较发育，分别属于瓦穴子—乔端和朱阳关—夏馆两深断裂带，晋宁旋回初期以来，两深断裂多次活动，控制了本区沉积建造、岩浆活动、矿产形成及其地质构造的发展深化。内部断裂一般规模不大，多以挤压破碎带形式出现，对于区内矿产富集和形成起着积极作用。规模稍大的有大坪—太平镇大断裂和破山、鸭子口断裂等。

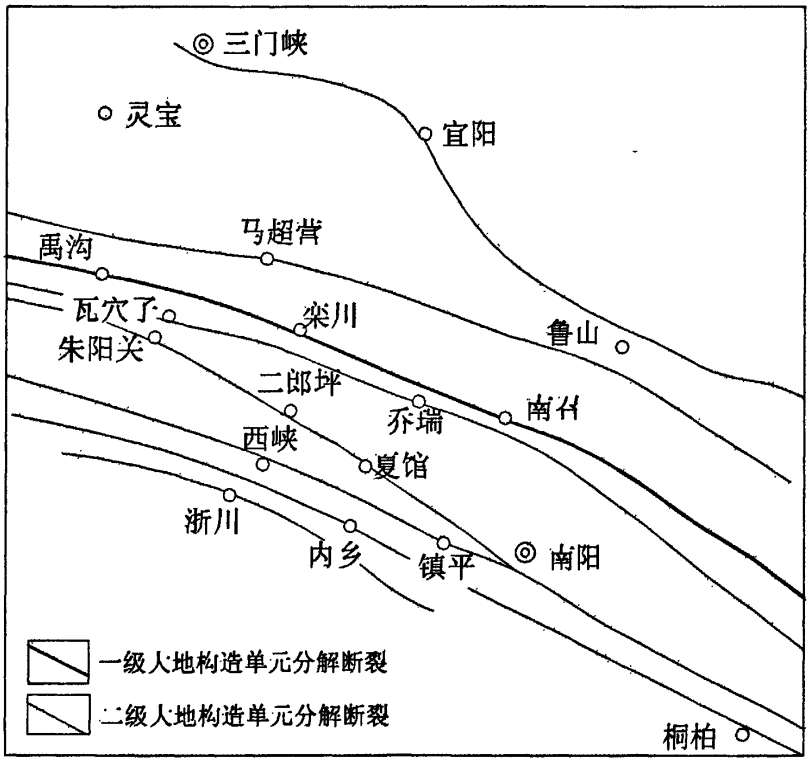


图 2-2 大地构造位置示意图[20]

2.4 区域岩浆岩

区内岩浆活动强烈，各类侵入岩分布广泛，按时代可分为晋宁、加里东和燕山三个岩浆侵入期[21]。岩石类型以酸性岩（花岗岩）类岩体为主，少量镁铁质-超镁铁质岩石及闪长质岩石。此外，还有众多不同岩性的岩脉。内生金属矿产常与加里东期中基性岩和燕山期酸性侵入体有密切联系。

2.4.1 晋宁期侵入岩

本期侵入岩分布于桑坪-军马河断裂带以南，主要岩石类型有花岗岩和少量镁铁质-超镁铁质岩，多呈NW-NWW向线状或长条状展布。本期超镁铁质岩在空间上形态呈不规则椭圆状或蝌蚪状，主体岩性为辉石岩和角闪石岩（主要由辉石或普通角闪石及少量斜长石组成）其次为辉长岩和辉石闪长岩（主要由角闪石、辉石、斜长石组成），另有少量的纯橄岩和橄榄岩（主要由橄榄石和少量辉石组成）。本期花岗岩成分较为单一，以中细粒黑云母二长花岗岩为主，局部受变形影响，岩石组份发生轻微变化。岩石为变余花岗结构、部分变余碎斑结构、糜棱结构，片麻状-定向构造。

2.4.2 加里东期侵入岩

本期侵入岩在区域内分布较广，按其出露构造位置分为南带和北带。南带分布于桑坪-军马河断裂带以南，多呈NW-NWW向树杈状侵入于秦岭岩群中，主要为二长花岗岩体，有少量钾长花岗岩体。二长花岗岩类岩体变形微弱，仅局部地段微具定向，与晋宁期变形花岗岩呈鲜明对比。岩体中亦有许多的片麻岩、大理岩等包体（块体），这些包体产状稳定，与围岩面理一致，部分大理岩等包体可沿走向延伸数千米。北带主要分布于桑坪-军马河断裂带以北，本期侵入体在空间上与二郎坪群火山岩紧密相伴，虽然大部地段侵入关系清楚，但在局部地段与变细碧岩、变石英角斑岩之间并无明显截然的界线，表现为渐变过渡特征，岩体中有大量变质火山岩的包体亦说明它们与二郎群火山岩形成于相同的板块边缘裂谷构造环境，其原始岩浆可能由火山岩分异而成。

2.4.3 燕山期侵入岩

本期侵入岩主要分布于桑坪-军马河断裂带以北，主要由黑烟镇、堂坪二复式深成岩体组成。

黑烟镇复式深式岩体位于烟镇、西沟、红石窑沟一带，侵入于石庙-西岭倒转背斜核部及北翼的大庙组和火神庙组中，东北侧侵入加里东期杨粟坪岩体，呈一轴向北西西的椭圆状，面积约16km^2。该岩体为多期次复式岩体。岩性包括浅灰白色中细粒二云母二长花岗岩，灰白色中粒黑云母二长花岗岩，浅肉红色细粒二长花岗岩。

堂坪复式岩体位于黑烟镇岩体东侧堂坪、湾沟、大庄、高家庄一带，侵入于石庙-西岭背斜的核部，西、南、北分别与二郎坪群大庙组、火神庙组及加里东期石门岩体侵入接触，整体呈一近东西向延伸的哑铃状。该岩体岩性主要包括浅

灰色或杂色中粒含斑石英闪长岩，浅灰色中粒斑状黑云母花岗闪长岩，肉红色细粒二长花岗岩。

2.4.4 脉岩

区域内各类脉岩分布广泛，以酸性脉岩占多数，基性脉岩次之。区域内除东北部酸性脉岩受脆性裂隙控制而多呈NE及NW向延伸外，其余均与区域构造线方向一致呈NW-NWW向脉状或墙状产出，与围岩界面清楚。主要岩石类型有：变形花岗岩脉、花岗伟晶岩脉、辉长岩脉、闪长岩脉、细粒花岗岩脉、石英正长斑岩脉、石英脉等。它们的形成多与晋宁期、加里东期和燕山期岩浆活动密切相关，为同时形成或岩浆期后的产物。

第3章 矿区地质

3.1 地层

3.1.1 地层特征

矿区内出露地层比较简单，主要有二郎坪群火神庙组（Pz_1h）及第四系（Q）。

二郎坪群火神庙组出露在矿区北部，该套地层在区内均已经过了区域变质作用，其原岩特征不明显。现在岩石的岩性主要有：斜长角闪片岩、（含辉石）斜长角闪岩、黑云斜长片麻岩、花岗片麻岩。其岩性特征自北向南基本表现为：随着与花岗岩体距离减小，变质程度不断加深的趋势。

第四系出露在勘查区的南东角上，杨栗坪村一带。主要由河流及阶地的砂砾石和卵石层、砂和砂土层构成。（矿区地质图 3-1）

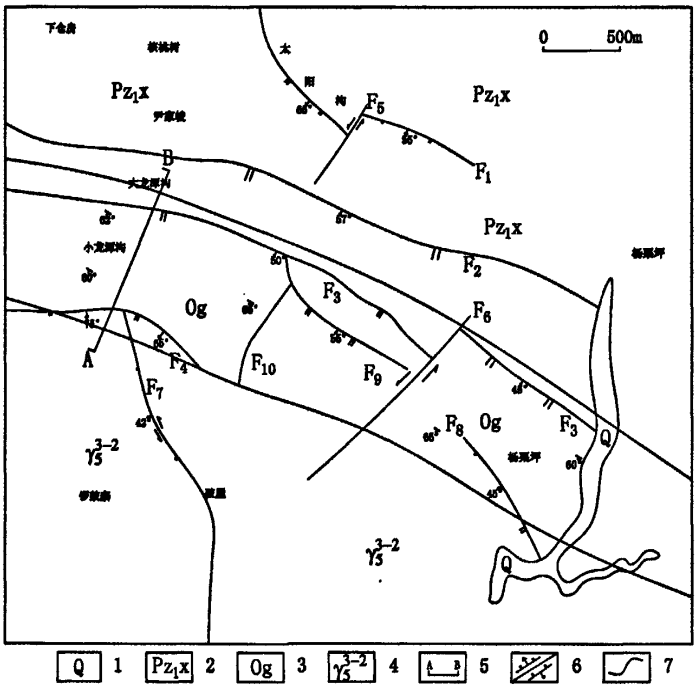


图 3-1 龙潭沟矿区地质简图

1—第四系；2—二郎坪群；3—斜长角闪岩；4—燕山期斜长花岗岩；

5—实测剖面； 6—正、逆断层；7—地层界线

3.1.2 地层中岩石的岩石学特征

（1）斜长角闪片岩

灰黑色，粒状变晶结构，片状构造。主要矿物成分为：角闪石、石英、斜长石，各矿物特征及含量如下：

角闪石：为半自形长柱状，粒径0.02×0.2mm±，沿石英颗粒间呈弱定向排列，含量50%±。

石英：不规则它形粒状，粒径一般为 0.02×0.02mm±，呈弱定向排列，含量35%±。

斜长石：呈半自形—它形板状，粒径 0.5×0.7mm±，可见聚片双晶，部分已绢云母化，含量15%±。

（2）（含辉石）斜长角闪岩

灰黑色，粒状变晶结构，块状构造。主要矿物成分为：角闪石、石英、黑云母、斜长石、辉石及少量金属矿物，各矿物特征及含量如下：

角闪石：为半自形长柱状，部分粒径 0.3×1.5mm±，可见绿泥石化，大部分角闪石粒径0.01×0.02mm±，充填在斜长石颗粒之间，含量40%±。

斜长石：半自形板状，部分粒径为0.2×0.3mm±，大部分粒径0.01×0.03mm±，可见聚片双晶，含量35%±。

石英：它形粒状，粒径0.05×0.05mm—0.1×0.1mm±， 含量15%±。

黑云母：半自形鳞片状，粒径 0.05×0.15mm±，呈弱定向排列，部分因受应力发生弯曲，含量3%±。

辉石：半自形—它形粒状，粒径0.2×0.25mm±，含量5%±。

金属矿物：半自形长条状、粒状，推测为黄铁矿，含量2%±。

（3）黑云斜长片麻岩

灰白色，粒状变晶结构，片麻状构造。主要矿物成分为：斜长石、石英、黑云母及少量金属矿物，各矿物特征及含量如下：

斜长石：半自形板状，部分粒径为 0.5×0.8mm±，可见聚片双晶，部分已绢云母化，大部分粒径0.1×0.2mm±，含量35%±。

石英：不规则它形粒状，部分粒径为 0.3×0.4mm±，常组成聚斑，大部分石英粒径为 0.1×0.1mm±，含量 35%±。部分石英裂理非常发育。

黑云母：半自形鳞片状，呈弱定向分布于长石、石英颗粒之间，粒径大者为 0.5×3mm±，小的仅 0.01×0.05mm±，一般为 0.1×0.5mm±，含量 24%±。

钾长石：主要为微斜长石，粒径大者为 0.75×1mm±，小的为 0.3×0.3mm±，可见格子双晶，含量 5%±。

金属矿物：自形立方体状，推测为黄铁矿，含量 1%±。

（4）花岗片麻岩

灰白色，细粒花岗结构，片麻状构造。主要矿物成分为石英、斜长石、角闪石、白云母及少量金属矿物。其矿物成分特征及含量如下：

石英：不规则它形粒状，粒径一般为 0.1×0.1mm±，大者达 0.3×0.4mm±，含量 65%±。

斜长石：半自形板状，大者粒径为 0.15×0.3mm±，小的粒径为 0.03×0.08mm±，可见聚片双晶，部分绢云母化。含量 20%±。

角闪石：半自形长柱状、放射状，粒径约 0.1×0.3mm±，含量 10%±。

白云母：半自形鳞片状，粒径约 0.02×0.1mm±，沿石英裂隙分布，含量 4%±。

金属矿物：半自形—它形粒状，推测为黄铁矿，含量 1%±。

3.2 构造

3.2.1 褶皱

矿区内褶皱特征不明显。从区域构造来看，本矿区应该属于东秦岭褶皱系。岩层应普遍受到秦岭褶皱系影响，但后期都受到了不同性质断裂的切割，褶皱特征已遭到破坏，其表现特征不太明显，但局部岩层褶曲现象可以见到，且受不同期次的断裂作用，早期褶皱被断裂改造后，以倒转褶皱为表现特征，岩层直立倒转现象出现在断层出现部位。

矿区南部为一燕山期侵入花岗岩，其侵入时代较晚，因此受到的构造作用影响较少。

矿区中部为一接触构造蚀变带。从室内资料整理研究发现，矿区中部出露岩性主要为斜长片麻岩（变细碧岩），其位置刚好处于燕山期花岗岩与二郎坪群地层之间。接触带中岩性都已经过变质作用，以斜长片麻岩为主，接触带中常见到

基性岩的捕虏体。早期岩体中局部可以见到褶曲现象，因其所处位置的特殊性（夹于岩体与地层的接触带位置），其所受构造影响较严重，早期褶皱都已经被后期断裂改造，岩层直立倒转现象比较常见。倒转褶皱轴向屈服于矿区整体构造应力方向，为NWW向，倾向SSW，倾角变化大，两翼因受断层破坏，产状从平缓到直立都可见到。

矿区北部为二郎坪群地层。褶皱特征表现不很明显，整体表现为一单斜构造，倾向SSW，倾角60°—65°。地层中常可见到花岗岩枝，岩脉穿插在地层中。

3.2.2 断裂

矿区内断裂构造发育，断裂构造控制了矿区内的金矿化。

区内共有10条断裂，按其走向分可以分为北西西向、北西向、北东向和近南北向断裂。其中北西西向断裂在矿区内最为发育，构成矿区内的构造骨架，其次为北东向断裂，两组断裂相交部位为本区的矿化集中地。

（1）北西西向断裂

该组断裂在矿区内非常发育，为矿区内早期断裂，是区内最重要的控矿断裂，包括F_1、F_2、F_3、F_4、F_9。其中每一条断裂带中都不同程度的控制着矿化，根据断裂的产出部位不同，其控矿特征也表现不同。

北西西向断裂主要集中在矿区北部及中部，断裂总体走向为北西西—北西向，倾向南西，倾角变化较大，45°—75°均可见到。断裂带中蚀变较强，主要有硅化、黑云母化、绿泥石化。矿化现象明显，主要为黄铁矿化、褐铁矿化。断层内角砾发育，角砾成分复杂，主要有黑云斜长片麻岩角砾、斜长角闪岩角砾、花岗岩角砾，角砾棱角明显，且略呈定向排列，胶结紧密，胶结物为硅质和泥质。

（2）北东向断裂

该组断裂在矿区内出露较少，主要为后期叠加在早期北西西向断裂之上，以平移断裂为主，主要以F_6、F_8、F_{10}为代表。该组断裂总体走向为30°—35°，倾向北西，其性质皆为左行平移断层，与北西西向断裂相交。接触部位构造角砾相当发育，角砾棱角分明，大小悬殊。角砾成份主要为斜长片麻岩角砾和花岗岩角砾。

（3）近南北向断裂

该组断裂在矿区内出露较少，主要以F_7为代表。该断裂出露在测区的西南部，其北端与F_4相交，南端延伸出矿区外，在测区内出露长度约2.4km，宽度变

化较大，从10m—50m都有出露。主要产在花岗岩体内部。

断层总体走向为近南北向，倾向西，倾角约 40°—60°。从断层角砾和断层阶步判断，该断层以上下错动为主，兼有平移滑动，性质为左行平移正断层。

3.3 岩浆岩

矿区内岩浆活动频繁而强烈，花岗岩主要出露在测区的南部，脉岩则遍布全矿区。

3.3.1 花岗岩

花岗岩出露在矿区南部，矿区内花岗岩为黑烟镇复式深成岩体的一部分。花岗岩体北部与二郎坪群火神庙组地层接触。

（1）岩体形态、产状、规模

矿区范围内花岗岩仅为黑烟镇岩体的一部分，矿区出露面积 3.6km^2±。岩体呈等轴岩株状，岩体露头好，出露处均为高山。

岩体侵入二郎坪群火神庙组地层中，其时代属燕山晚期第二次侵入。

（2）岩石学特征

矿区南部花岗岩体出露的岩石类型主要为黑云母花岗岩，在矿区中部花岗岩体与围岩接触地段，岩性成份有所变化，由南至北呈一系列变化，主要岩性有白云母花岗岩、白云母二长花岗岩、黑云母斜长花岗岩。

①黑云母花岗岩

灰白色，中粒花岗结构、块状构造。主要矿物为石英、钾长石、斜长石、次要矿物为黑云母。其矿物成分特征及含量如下：

石英：不规则它形粒状，粒径 1.3×1.6mm± 。表面裂纹发育，含量 25%±。

钾长石：主要为条纹长石，它形粒状，粒径为 2×2.5mm±，部分高岭土化，可见蠕虫结构，石英被长石交代成蠕虫状。可见少量微斜长石，格子双晶明显，含量 45%±。

斜长石：半自形板状，粒径 0.3×0.5mm±，大者 1.2×1.6mm±，可见聚片双晶。大部分蚀变为绢云母，含量 20%±。

黑云母：半自形鳞片状，粒径 0.05×0.15—0.2×0.5mm±，被钾长石交代，含量 10%。

② 白云母花岗岩

灰白色，细粒花岗结构、似斑状结构，块状构造，主要矿物成分为石英、斜

长石、钾长石、白云母。其矿物成分特征及含量如下：

石英：呈斑晶与基质产出，斑晶粒径约 0.6×0.7mm±，裂理发育，基质中粒径约 0.1×0.1mm±，含量 25%±。

钾长石：半自形—它形粒状，主要为微斜长石，其次为条纹长石。微斜长石粒径 0.2×0.3mm±，可见格子双晶，含量 25%±。条纹长石粒径 0.4×0.7mm±，可见高岭土化。

斜长石：半自形板状，呈斑晶与基质产出，斑晶粒径 1.2×1.3mm±，可见聚片双晶，基质中粒径为 0.1×0.15mm±，含量 45%±，部分已绢云母化。

白云母：半自形鳞片状，粒径 0.05×0.1mm±—0.2×0.4mm±，含量 5%±。

③ 白云母二长花岗岩

灰白色，花岗结构，块状构造。主要矿物成分为：石英、钾长石、斜长石、白云母。其矿物成分特征及含量如下：

石英：呈不规则它形粒状，粒径 1.5×2mm±，含量 30%±。

钾长石：半自形—它形粒状，以微斜长石为主，少量条纹长石。微斜长石粒径约 1.5×2mm±，含量 37%±，可见格子双晶。部分已高岭土化。部分钾长石被斜长石交代。

斜长石：半自形板状，粒径 0.3×0.7mm±，可见聚片双晶，部分斜长石绢云母化。

白云母：半自形鳞片状，粒径 0.1×0.3mm±，含量 3%±。

④ 黑云母斜长花岗岩

灰白色，中粒花岗结构、似斑状结构，块状构造。斑晶成分为石英、斜长石，基质成分为石英、斜长石、钾长石、黑云母及少量金属矿物。其矿物成分特征及含量如下：

石英：呈斑晶和基质产出，斑晶呈不规则它形粒状，粒径为 0.8×1mm±，基质石英粒径为 0.1×0.1mm±，含量 40%±。

斜长石：呈斑晶和基质产出，斑晶为半自形板状，粒径为 1.5×1.2mm±，可见聚片双晶；基质粒径约 0.1×0.15mm±，含量 44%±。大部分斜长石绢云母化。

钾长石：半自形板状，粒径 0.5×0.8mm±，部分蚀变为高岭土，含量 5%±。

黑云母：半自形—自形鳞片状，粒径约 0.03×0.1mm±，呈弱定向分布在石英颗粒之间，含量 8%±。

金属矿物：半自形立方体状，推测为黄铁矿，含量 1%±。

3.3.2 脉岩

区内脉岩较发育，尤其是花岗细晶岩脉遍布全区。

①花岗细晶岩

灰白色，它形细粒结构，块状构造。主要矿物成分为：石英、斜长石、钾长石、白云母。其矿物成分特征及含量如下：

石英：不规则它形粒状，粒径大小不一，0.01×0.01mm—0.1×0.1mm±，含量64%±。

斜长石：它形板状，粒径0.15×0.2mm±，可见聚片双晶，部分已蚀变为绢云母，含量30%±。

钾长石：它形粒状，粒径0.2×0.3mm±，常蚀变为高岭土，含量5%±。

白云母：它形鳞片状，粒径 0.01×0.05mm±，常沿石英、长石颗粒呈弱定向排列，含量1%±。

矿区内细晶岩脉中常见褐铁矿化。除细晶岩脉外，尚可见到正长斑岩脉、花岗伟晶岩脉及辉绿岩脉，这些岩脉一般规模小，与矿化关系不密切。

第4章 矿区矿化特征

矿区内的矿化中要集中在矿区的中部和北部，整体来讲，矿区内的金矿化特征可分为一带加一沟，一带指矿区中部的花岗岩与围岩之间的接触矿化蚀变带，一沟指矿区北部的太阳沟。

4.1 矿区中部蚀变带矿化特征

该矿化蚀变带位于矿区中部，位置处于南部花岗岩与北部二郎坪群地层的接触位置。蚀变带在矿区内出露长度约5km，宽约800—1000m，呈北西西—南东东向横贯整个矿区。在蚀变带中发现黄铁矿化金矿化点13个。矿化点基本沿矿区中部的花岗岩体与地层的接触带产出（见图4-1）。

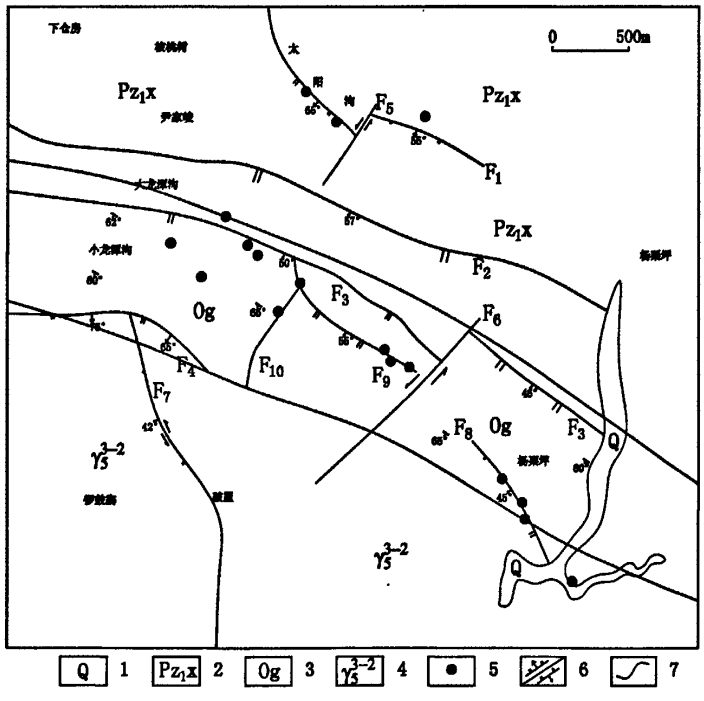


图4-1 龙潭沟矿区金矿化点示意图

1—第四系；2—二郎坪群；3—斜长角闪岩；4—燕山期斜长花岗岩；

5—矿化点；6—正、逆断层；7—地层界线

矿区内中部矿化蚀变带是矿区内矿化点最为集中部位。矿化点的产出与矿区内的断裂构造紧密相关，主要与矿区内的F_3、F_8、F_9、F_{10}关系密切。其中F_3为呈东西向贯穿矿区的主导断裂，F_8、F_9、F_{10}均为F_3断裂的分支断裂。断裂的整体走向均为北西西向，为同期形成的控矿构造。

沿F_3断裂产出的矿化点有5个，主要产在F_3断裂的西段，其中产于断裂上盘的矿化点为4个，下盘1个。其矿化特征以硅化蚀变带为主，可见明显的黄铁矿化和褐铁矿化，偶见黄铜矿化。蚀变带中局部夹有基性捕虏体。在蚀变带中充填有石英细脉，呈交织状、网脉状分布，靠近石英脉旁侧的矿化明显加强。

沿F_8断裂产出的矿化点有3个，F_8断裂处于中部矿化蚀变带的东端，矿化点均沿断裂带产出，矿化点出露的围岩均为斜长角闪岩，矿化部位为花岗岩枝侵入斜长角闪岩部位。矿化均产于花岗岩枝内，花岗岩枝硅化很强，局部构造裂隙发育，沿裂隙蚀变较强，可见较明显的绢云母化、绿泥石化和粘土化，蚀变较强部位矿化特征越明显，特别是花岗岩枝内充填的石英细脉，沿石英细脉中可见它形细粒的黄铁矿、蜂窝状褐铁矿化沿石英细脉中的构造裂隙充填，局部还可见黄铜矿化。

沿F_9、F_{10}断裂产出的矿化点有5个，F_9、F_{10}断裂均为F_3断裂的分支断裂，矿化点主要集中在F_9断裂的东端，3个矿化点比较集中，其矿化特征也近于相同。矿化点产出部位主要为蚀化蚀变带，蚀变带中粘土化、绿泥石化较强，可见明显黄铁矿化、褐铁矿化。其中矿化最强的为D478矿化点，该点位置处于F_9与F_{10}两条断裂的交汇部位，矿化点出露一条硅化蚀变带，岩性为黑云母花岗岩，周围围岩为斜长角闪岩，花岗岩中硅化强烈，蚀变较强，可见石英细脉穿插在花岗岩中，石英脉中构造裂隙发育，沿裂隙可见较强的它形细粒黄铁矿化、蜂窝状褐铁矿化、黄铜矿化。

矿区中部蚀变带矿化点都具有一些共同特征：

（1）围岩基本上都为斜长片麻岩；

（2）矿化点都产在花岗岩内，花岗岩呈小的岩枝、岩墙穿插在斜长片麻岩中；

（3）矿化与硅化、蚀变、构造叠加三者关系密切。

要构成矿化现象，上述三点缺一不可。首先，有矿化的地方硅化都很强。其次，矿化点蚀变都比较强，蚀变越强，矿化特征越明显。第三就是要有构造叠加

其上，所有矿化点基本都处于断层通过处，特别是两条断裂叠加部位矿化明显增强。

4.2 矿区北部的太阳沟矿化特征

太阳沟位于矿区的北部，在太阳沟内发现黄铁矿化点4个，其中金矿化点1个。主要集中在F_1断层内，断层东段以黄铁矿化为主，矿化既有蚀变破碎带型，又有石英脉型。断层西段以石英脉型黄铁矿化为主，黄铁矿化点主要产在花岗岩内，花岗岩呈岩枝穿插在二郎坪群火神庙组地层内。矿化点普遍硅化较强，蚀变强烈。

金矿点可见两组矿化石英脉，一组为近东西向，产状约为300° ∠30°，脉厚度约1m，另一组为近南北向，倾角近于直立，产状约为170° ∠80°。石英脉中见有强褐铁矿化，黄铁矿，黄铜矿化，黄铁矿、黄铜矿晶粒呈星点状、浸染状分布在石英脉中。近矿围岩为花岗岩，远离花岗岩的围岩为斜长角闪片岩。该点西侧5m处见有另两组石英脉，与东侧的石英脉相连。石英脉中见有褐铁矿化、黄铁矿化、黄铜矿化。在石英脉中捡块样化验，Au品位达3.13×10^{-6}。

4.3 矿区围岩蚀变特征

龙潭沟金矿区内围岩蚀变强烈，围岩蚀变沿构造带发育。蚀变的类型主要有硅化、绢云母化、绿泥石化、黄铁矿化、粘土化等。

硅化：是本区最主要和最广泛的围岩蚀变，并且与金矿化的关系也最为密切。硅化具多阶段性，早阶段硅化是长石绢云母蚀变析出的硅质和热液带入的硅质共同生成的，常伴随有黄铁矿、绢云母形成硅化—黄铁绢英岩化蚀变带，或形成硅化石英透镜体、粗粒状石英脉。早阶段硅化的强弱与金的富集关系密切，一般表现为硅化越强，矿化越好。中阶段硅化是在早阶段硅化蚀变岩叠加构造裂隙中发育，主要为热液带入的硅质沿构造裂隙充填，常伴随有少量绿泥石、绢云母等成分，该阶段中常伴有金的矿化，是本区金矿化的找矿标志。晚阶段硅化作用较弱，沿晚阶段构造裂隙充填，其产物往往为白色、梳状构造、晶洞构造较发育的不含金石英脉或网脉，此阶段硅化与金矿化关系不明显。

绢云母化：也是普遍发育的蚀变之一。主要由早阶段斜长石热液蚀变形成，少部分可能为钾长石水解作用形成。绢云母呈鳞片状集合体取代长石，长石的绢云母化强弱与早阶段硅化密切相关，表现为长石绢云母化蚀变越强，硅化亦增强。绢云母化与金矿化关系表现不太明显。

绿泥石化：本区绿泥石化具有多阶段性，早阶段主要表现为黑云母或角闪石的绿泥石化，并有铁质析出，为黄铁矿等硫化物的形成提供铁质；晚阶段绿泥石

化主要在构造裂隙中发育，沿细脉呈裂隙充填，常伴有石英、黄铁矿化，反映晚阶段绿泥石化与矿化有一定的关系。晚阶段绿泥石化叠加在硅化、绢云母化之后，在强硅化—蚀变带外缘比较发育，属于近矿围岩蚀变，因此它也是本区的找矿标志之一。

黄铁矿化：本区黄铁矿化可分早、晚两个阶段，早阶段黄铁矿化与早期硅化、绢云母化共生，黄铁矿以结晶程度高和晶粒较粗大为特点，多呈浸染状分布，矿物晶体常见被压碎，裂隙中常见有晚期矿化物交代充填现象；晚阶段黄铁矿化，常充填构造裂隙，呈细脉分布，黄铁矿以其粒度细和晶体自形程度较低为特点，集合体呈粉末状，晶体一般不受压碎，与金的富集关系密切，共生脉石矿物以石英、绿泥石为主。

粘土化：粘土化在热液成矿阶段和表生作用阶段都有发育，只是不同阶段形成的粘土矿物不同。在热液成矿阶段形成的粘土矿物是水云母，表生作用阶段形成的是高岭石等粘土矿物。粘土矿物结晶极细，多呈隐晶质，用手捏粉末有滑感，在显微镜下见其多呈不规则的团块状、脉状、条带状或斑块状产出。粘土矿物以其特有的层状结构和具有吸附性而成为载金矿物，特别在表生作用阶段，伴随原生矿石的风化和氧化作用，金被释放出来后常被同时形成的表生褐铁矿与粘土矿物吸附，使氧化作用阶段引起的粘土化围岩蚀变使金品位有所提高。

第5章 岩石地球化学特征

本文在对龙潭沟矿区地质特征研究及镜下观察的基础上，通过对岩石化学、稀土元素、微量元素、成矿流体方面的研究，分析探讨龙潭沟金矿区成矿物质、含矿热液来源、成矿作用等方面，以期深化和丰富对该矿区的理论研究。

5.1 岩石化学特征

岩石化学成分的研究是岩浆岩研究工作中的一个重要的组成部分，对于厘定岩石的成岩成矿条件及成矿专属性、岩石的分类定名和研究其分异演化特征都具有重要意义[22]。

本岩体的岩石化学成分分析结果见表5-1，计算的C I P W标准矿物成分见表5-2，计算的岩石化学参数见表5-3。从表5-1、表5-2、表5-3中可看出，测区内花岗岩的岩石化学具有下列特点：

（1）与中国与世界花岗岩化学成分平均值相比，区内花岗岩以高硅、贫铁为特征，岩体属超酸性花岗岩[23]。

（2）岩石的里特曼指数（σ）σ=1.9-2.91，属钙碱性岩。

（3）岩石的全碱含量Alk（K_2O+Na_2O）稍高于中国花岗岩的平均值，且$K_2O>Na_2O$，属富碱富钾的岩体。

（4）岩石中的Al_2O_3含量稍高于中国花岗岩的平均值，属于铝饱和的岩体。

（5）岩体的分异指数高于中国花岗岩的平均值。指数峰高于中国花岗岩平均值。反映本区花岗岩分异演化彻底，分异程度较好，是本区金矿化的成矿母岩。

综上所述，本区花岗岩属于富硅、高碱、高钾、低钙的超酸性岩体，有利于金的富集矿化。

表 5-1 花岗岩岩石化学成份表（Wt%）

样品编号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
Y019	72.65	0.208	13.93	0.954	0.869	0.029	0.986	1.37	3.96	4.07	0.07
中国花岗岩平均值	71.63	0.29	14	1.28	1.75	0.06	0.88	1.73	3.62	4.09	0.09
世界花岗岩平均值	72.08	0.37	13.86	0.86	1.67	0.06	0.52	1.33	5.46	3.08	0.18

分析单位：核工业二三 0 研究所分析测试中心

中国花岗岩平均值据黎彤，袁怀雨，吴胜昔（1998）；世界花岗岩平均值，据诺科斯 1954

表 5-2 计算的标准矿物成份表

序号	Il	Ap	Mt	Hm	Or	Ab	An	C	En	Fs	Q	Bi
Y019	0.29	0.16	0	0.25	19.82	33.51	6.14	0.49	1.05	0	30.72	6.51

表 5-3 计算的岩石化学参数

样品编号	里特曼指数 σ	AR	DI	SI	ALK
Y019	2.17	3.15	84.05	0.91	8.03
中国花岗岩平均值	2.10	2.70	80.00	0.80	7.71

5.2 稀土元素特征

本岩体稀土元素含量经核工业230研究所分析测试中心分析。其结果列于表5-4中、计算的稀土元素参数列了表5-5中。稀土元素配分模式图见图5-1中。从表5-4、表5-5及图5-1中可知：

（1）本岩体稀土元素总量（ΣREE）为104.62ppm，属于花岗岩稀土元素范围以内。

（2）轻稀土含量（ΣCe）高于重稀土含量（ΣY），在稀土配分模式图上为一略向右倾斜的平坦型曲线。

（3）δEu值为1.2，具弱的正异常，徐克勤使用δEu将花岗岩划分为三种不同的成因类型，本区花岗岩体与同熔型花岗岩相当，说明本岩体的物质来源于上地幔或下地壳[24]。

综上所述，本岩体的ΣREE、ΣCe/ΣY、δEu稀土配分模式图均与华南同熔型花岗岩体（Ⅰ型）极为相似，其成因应属Ⅰ型花岗岩[25-29]。

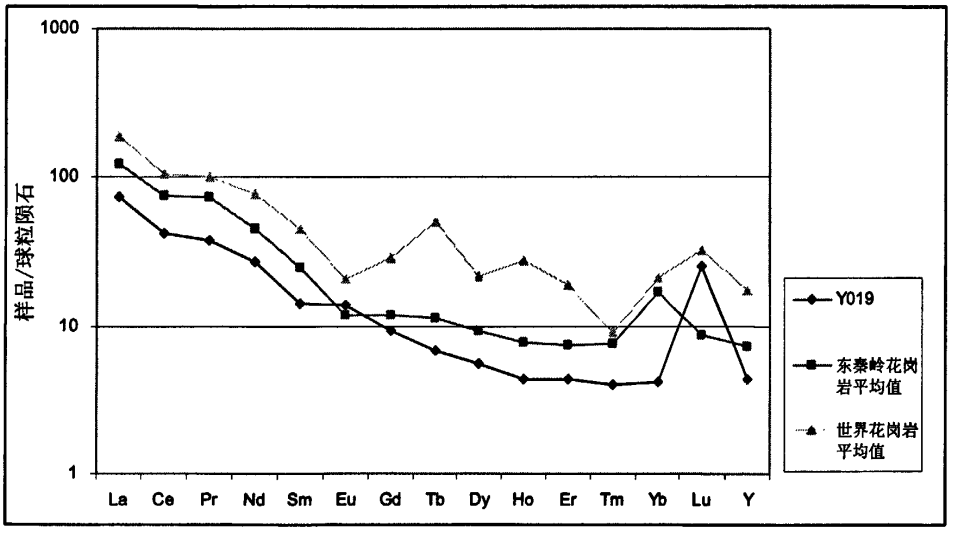


图5-1 稀土元素配分模式图

表 5-4 稀土元素分析结果表（10^{-6}）

样品编号		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
Y019	a	23.60	40.10	4.53	16.17	2.83	1.02	2.85	0.34	1.73	0.32	0.91	0.13	0.79	0.79	8.51
	b	73.75	42.66	37.75	26.95	14.15	13.97	9.19	6.80	5.58	4.38	4.33	3.94	4.16	25.48	4.34
东秦岭花岗岩均值	a	39.20	70.50	8.83	27.10	4.97	0.86	3.64	0.57	2.89	0.57	1.57	0.25	1.54	0.27	14.30
	b	122.50	75.00	73.58	45.16	24.85	11.78	11.74	11.40	9.32	7.80	7.48	7.58	17.11	8.71	7.30
世界花岗岩平均值	a	60.00	100.00	12.00	46.00	9.00	1.50	9.00	2.50	6.70	2.00	4.00	0.30	4.00	1.00	34.00
	b	187.50	106.38	100.00	76.66	45.00	20.54	29.03	50.00	21.61	27.40	19.04	9.09	21.05	32.26	17.34

分析单位：核工业二三0研究所分析测试中心

东秦岭花岗岩平均值据张宏飞等，（1994）

（a值为实测值，b值为球粒陨石化值，有球粒陨石稀土标准丰度均采用了22个球粒陨石的平均值[41]（赫尔曼，1971），赫尔曼系数依次为：La：0.32，Ce：0.94，Pr：0.12，Nd：0.60，Sm：0.20，Eu：0.073，Gd：0.31，Tb：0.05，Dy：0.31，Ho：0.073，Er：0.21，Tm：0.033，Yb：0.19，Lu：0.031，Y：1.96）

表 5-5 稀土元素参数表

样品编号	ΣREE	ΣCe	ΣY	ΣCe/ΣY	δEu	Ce/Yb	La/Yb	La/Sm
Y019	104.62	88.25	16.37	5.39	1.20	10.26	17.74	5.21
东秦岭花岗岩平均值	162.80	151.60	11.20	13.50	0.64			
世界花岗岩平均值	258.00	228.50	29.50	7.80	0.56			

5.3 微量元素特征

5.3.1 微量元素组成特征

本次工作对矿区内各种岩性，特别是与矿化有关的岩石做了微量元素分析，各岩石的微量元素含量见表5-6、从表5-6中可以看出：

（1）与秦岭地区微量元素背景值相比较，本区最显著的特征是富Sb 、Ag、Au。其中未经过热液蚀变的花岗岩中的Au含量相对较高，为0.027×10^{-6} 。斜长角闪岩中的Sb、Ag含量相对较高，Sb为150×10^{-6} ，Ag为1.45×10^{-6}。

（2）从测试地层的各岩石中的Au含量来分析，随变质程度的加深其Au的含量也增高。地层中主要岩性为斜长片麻岩，斜长角闪岩，斜长角闪片岩，在斜长片麻岩中Au的含量为0.021×10^{-6}，斜长角闪岩中为0.019×10^{-6}，斜长角闪片岩中为0.006×10^{-6}。证明地层中的岩石，变质程度越高，岩石中Au的含量越高。这与本区的研究，随着基性的铁镁质岩的变质作用的进行，地层中的Au活化并迁移的情况是相背的，这可能是花岗岩体的入侵带来的成矿物质与围岩发生交代作用有关[30-34]。

5.3.2 微量元素相关性分析

为探讨龙谭沟金矿区微量元素之间的相互关系及其来源特征 ，用表5-6中的有关花岗岩微量元素含量的数据作了相关性分析见表5-7。从表5-7中可看出以下主要特征：

（1）Au与Pb的相关系数为0.921，Au与Cu的相关系数为0.899，因此，Au与Pb、Cu为显著相关。Cu与Ag的相关系数为0.612，与Pb的相关系数为0.741，表明Cu与Ag、Pb亦为显著相关。证明本区Au的成矿属于Au、Ag、Pb、Cu中低温成矿系列，元素组合以中低温元素组合为主。

（2）Au与其他元素的相关性具有明显的差异，反映了热液成矿作用过程中成矿流体与围岩发生交代作用时对元素的带出带进具有选择性[35-37]，或者是热液中成矿元素本身具有多源性，并非全来自地层或岩浆岩[38-39]。

表 5-6 微量元素分析结果表（10^{-6}）

样品编号	岩石名称	Au	Ag	Sb	Pb	Zn	Cu	Co	Ni	Sn	Mo	As
Y002	花岗岩	0.003	0.96	128.8	22.8	30.1	1.1	5.9	3.6	0.7	0.8	1.4
Y004	斜长角闪岩	0.019	1.45	150.0	30.4	70.5	0.7	20.7	37.8	0.8	1.4	1.2
Y008	花岗岩	0.005	0.77	86.5	20.7	14.7	1.2	3.9	3.3	0.7	1.0	1.6
Y012	花岗岩	0.006	0.77	111.6	21.7	54.4	0.4	6.8	10.0	0.7	1.3	1.3
Y014	斜长角闪片岩	0.006	0.57	102.0	28.3	9.6	4.8	10.9	10.5	0.1	0.9	1.9
Y018-1	白云母花岗岩	0.027	0.96	90.4	30.4	13.4	5.9	2.7	3.0	0.6	1.1	1.5
Y019	黑云母花岗岩	0.016	0.77	98.1	29.3	64.8	1.5	4.5	3.6	0.5	0.8	1.8
Y020	斜长片麻岩	0.021	0.57	88.5	23.4	52.6	0.3	10.2	4.8	0.6	0.8	1.7
区域平均值		0.00069	0.044	0.32	20.27	38.7	8.45	5.75	7.04	1.26	1.79	—
世界平均值		0.0045	0.05	0.26	20	60	20	5	8	3	1	1.5

分析单位：中南大学地学院地质研究所

表 5-7 花岗岩微量元素相关系数矩阵表

元 素	Au	Ag	Sb	Pb	Zn	Cu	Co	Ni	Sn	Mo	As
Au	1										
Ag	0.326	1									
Sb	-0.541	0.344	1								
Pb	0.921	0.326	-0.330	1							
Zn	-0.142	-0.538	0.311	0.108	1						
Cu	0.899	0.612	-0.462	0.741	-0.533	1					
Co	-0.741	-0.259	0.788	-0.606	0.584	-0.804	1				
Ni	-0.351	-0.429	0.326	-0.426	0.507	-0.474	0.754	1			
Sn	-0.723	0.320	0.613	-0.787	-0.395	-0.373	0.503	0.206	1		
Mo	0.082	-0.215	-0.195	-0.226	-0.066	0.101	0.167	0.737	0.103	1	
As	0.343	-0.332	-0.558	0.500	0.193	0.104	-0.549	-0.621	-0.752	-0.612	1

5.4 成矿流体特征

成矿流体地球化学研究是研究矿床地球化学的重要内容，通过分析和研究成矿热液作用中形成的流体（石英）包裹体，并进行热力学参数计算，从而可查明热液成矿作用中流体的性质、演化规律，以及物理化学条件改变对金溶解迁移与沉淀的影响[40]。

本矿床石英包裹体主要为气相＋液相包裹体，其中气相包裹体主要为 CO_2，平均占包裹体的35%左右，包裹体普遍较小，为5-15um不等，平均8um。为了研究包裹体的气液相成分，本次工作中在 F_1 含矿石英脉中采取了 1 个含矿石英样品，在 F_4 含金构造带中采集了1个含金石英脉中的石英，测试样品加工至40-60目，每个样品选取单矿物重量10g，由中南大学地学院包体分析室分析，分析结果(见表5-8，表5-9)，从表5-8、表5-9可知：

（1）包裹体气相成分中，H_2O 含量高，反映当时成矿流体中富含水，成矿以热液充填交代为主，而不是以气液充填交代为主。

（2）包裹体气相成分中，富含 CO_2 和 CH_4，无 O_2 表明本区的成矿环境为还原环境[41]。

（3）包裹体液相成分中阴离子以 SO_4^{2-}、Cl^-、NO_3^-，为主，F^- 离子极少，阳离子以 Na^+、K^+、Ca^{2+} 为主，少量 Mg^{2+}。

（4）成矿流体的 Na^+/K^+=1.2-1.5，平均 1.35，具地层流体（或天然水）的特点。而 Cl^-/F^- 大于 1，常反映地层流体（或天然水）的特点[42]。因此可以说，本区成矿流体为地层流体（或天然水）。

（5）成矿流体的 Ca^{2+} 含量高，$Ca^{2+} > Na^+ + K^+$。这与本区的变质火山岩中的Ca含量高有关。二郎坪群地层中的各变质镁铁质熔岩的CaO含量分别为8.34%，11.46%，12.61%，8.94%，平均10.34%[43]。其CaO的含量均比 Na_2O+K_2O 的值高。这是由二郎坪群地层中的变质火山岩经热液蚀变后，原岩中的CaO被活化，转入热液，导致流体包裹体富含 Ca^{2+}，这也是围岩与矿体之间发生交代作用的证据。

（6）CO_2 和 H_2O 的比值是反映成矿构造环境的重要参数，CO_2 在水中的溶解度随着压力的增加而增加，统计计算本区 CO_2/H_2O 的地质变化不大，CO_2/H_2O＝0.4-0.45，均值 0.43。表明本区成矿的构造环境差异较大[44]，这与本区的构造复杂的情况相一致。

表 5-8　离子色谱实验报告

原样号	矿物名称	含量（μg/g）										
		F^-	Cl^-	NO_3^-	PO_4^{3-}	SO_4^{2-}	Li^+	Na^+	NH_4^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}
Y001	石英	痕	1.496	0.257	无	36.245	无	1.791	0.154	2.286	0.345	5.257
Y015	石英	痕	2.113	0.345	无	72.346	无	2.014	0.292	2.459	0.532	7.494

分析单位：中南大学地学与环境工程学院实验中心

表 5-9　气相色谱实验报告

原样号	矿物名称	含量（μg/g）								
		H_2	O_2	N_2	CH_4	CO	C_2H_2	CO_2	C_2H_6	H_2O
Y001	石英	7.135	无	痕	17.467	无	3.857	192.504	无	497
Y015	石英	1.064	无	痕	2.733	无	痕	108.695	5.286	279

分析单位：中南大学地学与环境工程学院实验中心

第6章 矿床成因

6.1 控矿因素

矿床的形成有两个最直接、最重要的因素。一是要有物质来源，二是要有矿液运移通道及成矿空间。成矿物质来源一般认为主要是赋矿地层提供或者由岩浆活动提供，成矿空间则主要与构造活动有关，因此控矿因素主要是与地层、岩浆活动及构造运动有关[45-46]。

6.1.1 地层与成矿关系

地层与成矿关系主要表现在两方面：其一为成矿提供了一定的物质来源，其二为特定的岩性有利于矿化的形成。

本区与矿化有关的地层是二郎坪群火神庙组地层，针对该地层，前人做过多方面研究，对于地层是否为矿床的成矿物质的主要来源，主要有三种观点。

第一种观点认为：二郎坪群各组中金的丰度均较高，其中大庙组7.1×10^{-9}—58.0×10^{-9}，平均24.1×10^{-9}；火神庙组为14.0×10^{-9}—20.0×10^{-9}，平均16.5×10^{-9}；小寨组为1.6×10^{-9}—105×10^{-9}；秦岭群雁岭沟组金的平均背景值为2.1×10^{-9}。上述金的分布还有一明显特点，即分布不均匀，变异系数大，这是由于沉积时金的初始聚集程度不同(与火山活动和碳质含量多寡有关)，同时还与沉积期后受地质作用影响元素发生活化迁移有关。由此说明，二郎坪群和秦岭群雁岭沟组不仅金的丰度较高，而且属易活化金，即是金成矿的矿源层，为后期热液改造含矿地层并最终形成改造型金矿床提供了丰富的成矿物质[14, 20, 47]。

第二种观点认为：金矿围岩为二郎坪群火神庙组火山岩和燕山期花岗岩体，二郎坪群Au的含量为1.65×10^{-9}，火神庙组变细碧岩系Au含量为1.0×10^{-9}，花岗岩体Au平均含量为1.02×10^{-9}，即围岩的Au含量皆低于维氏值(4.3×10^{-9})。矿石微量元素的多元统计分析表明，Au与Cr、Co、Ni、Ti关系密切，这些亲基性岩元素一般来自地壳深部，矿石中S、C同位素特征表明其S源和C源来自深部地壳，因此本区成矿物质来自深源，与地层关系不大[16, 48]。

第三种观点认为：在不同类型的花岗岩中，只有深源浅成型的花岗岩体的Au含量最高，Au含量平均达8.01×10^{-9}，最高达34×10^{-9}，为东秦岭Au含量最高的花岗岩类。但由地壳重熔的浅源深成型花岗岩中Au平均的含量只有1.079×10^{-9}。花山花岗岩Au的含量为0.962×10^{-9}，文峪花岗岩基Au的含量为0.71×10^{-9}，可见此类花岗岩的Au丰度是很低的，表明成矿物质来自深源浅成型的花岗岩体[15, 49]。

金的成矿是一个多期的，长期的过程。从本区的区域构造发展角度来分析，区域上经历了多次大的构造演化，金的成矿与区域上不同时期的构造演化是密不可分的。笔者认为，既然金矿床成矿期为多期、长期成矿的理论已得到公认，因此，在各期次的成矿作用中地层对金矿床的形成的作用也应该分多期来考虑。

秦岭具蛇绿岩性质镁铁质火山岩除个别例外一般都形成于新元古代，或中元古代末至新元古代初，年龄1037—716Ma左右[43]，矿区内的二郎坪群地层就形成在这个时期。这是秦岭最早期的基底形成时期，也是成矿作用的早期阶段。在此阶段，地层中的金对于金矿的形成的作用可能是主要的。早期的成矿作用主要表现以同生沉积阶段为主，这阶段中形成了大量与裂谷和坳陷槽有关的海底(火山喷流)沉积型Cu、Pb、Zn、Ag、Au、Hg、Sb、Fe、Pt、Pd、V、Mo、P、S、Mn 矿床或矿源层，其中Pb、Zn、Cu、Fe往往通过海底热水喷流而直接形成同生沉积矿床,而Au、Ag、Hg、Sb、As 等则通过火山作用和热水沉积作用常发生初始富集并形成矿源层[50]。因此，矿区在中元古代—新元古代初时期，总体上可称为同生沉积成矿期。

秦岭具蛇绿岩性质镁铁质火山岩各遭受过不同强度变质改造，年龄400Ma左右和352-197Ma，即加里东—早海西期和晚海西—印支期。这是矿区最早产生变质热液成矿期，可称为成矿作用的中期阶段。在此成矿期，地层中的金由于受到区域变质作用，使地层中的金被活化、迁移。使原本在矿源层中初始富集的成矿物质在构造发育部位更进一步的富集，形成矿床雏形，在局部成矿的有利部位直接形成矿体。

秦岭最后真正的全面陆—陆碰撞造山发生在中生代初期的T_1-T_2，并于T_2末全面隆升成山，进而在中新生代发生强烈的陆内造山作用[13]。秦岭进入燕山期后，伴随着大量的燕山期的岩浆岩的入侵，进入了主成矿期。该区在中生代形成了与陆—陆碰撞造山及大规模陆内俯冲造山有关的后生和改造热液型矿床。因此,该时期可称为后生热液成矿期。很多有关本区域金矿床的同位素资料都表明，金矿的主成矿时期115Ma左右。该阶段金的成矿作用以热液成矿作用为主，热液来源主要来源于岩浆热液与大气降水热液的混合热液为主，也包含由于陆内俯冲造山由地层中变质作用而产生的变质热液。地层在此成矿阶段的作用表现就不明显了，地层中的金在成矿的中期阶段已达到了一个初始富集的状态，其作用主要是成为金矿床的成矿围岩，而金成矿对围岩没有专属性，只对金矿床的类型有所限制。所以在后生热液成矿期，构造与岩浆岩对于成矿的作用显得尤为重要。

6.1.2 构造与成矿关系

构造与金成矿的关系表现在二个方面:一是使成矿物质活化迁移，二是为成矿提供赋存空间[51]。本矿区的构造主要以断裂构造为主。既然地层在金成矿的不同时期对成矿的作用是不同的，那么同样，不同时期形成的断裂构造对于本矿区的金矿床形成的发挥的作用也是不同的。

本区主要的断裂构造有10条，据其走向可分为北西西向，北东向和近南北向三组断裂。把矿区内的断裂与区域上的大的构造演化联系起来分析。北西西向断裂应该是矿区内最早期形成的断裂构造，构成矿区内的构造框架。其形成时期应该是进入秦岭主造山期后。

在金矿床形成的初期，即同生沉积期，此时处于矿源层沉积时期，即矿区基底形成，矿区内现今的断裂构造均未发育。因此，在矿床的形成的早期，矿区内除了喷流—沉积作用形成的矿源层、有利容矿或成矿的岩性层和有利导矿的容矿的构造薄弱带外，区内断裂还未参与矿床的成矿作用。

进入秦岭主造山期后，由于华北板块与扬子板块的相向俯冲，形成了北西西向的大的构造断裂，本区域上表现为瓦穴子—乔端和朱阳关—夏馆两深大断裂，从断裂的特征来判断，断裂早期是受到近南北向的挤压，处于推覆隆升带（图6-1）。这时期所产生的北西西向断裂在成矿作用中起着最主要的作用，就是把早期在同生沉积期所形成的矿源层中的成矿物质向断裂低压区汇聚，使得在地层中的成矿物质在构造薄弱带中进一步的富集。北东向和近南北向断裂皆为后期断裂，与北西西向断裂相交。

进入燕山期后，在燕山期张扭性和压扭性交互作用下，北东向和近南北向断裂形成[52]，叠加在北西西向断裂之上，在矿区内表现特征尤为明显。此阶段的断裂与成矿的关系十分密切。伴随燕山期花岗岩体的入侵，带来了大量的成矿物质，与早期的成矿物质共同在构造有利部位沿断裂充填成矿。矿液之所以沿断裂充填成矿，原因是多方面的，其中一个重要原因是断裂的产生，使之成为低压区，矿液可以通过不同方式向低压区聚集。另一方面，成矿流体本身又具有一定的能量，他们在构造应力或热动力的驱使下，具矢量特征，当这种具矢能量的流体沿一定方向运移时，便对运移通道产生压裂作用，即热液致裂。如果这种具矢能量的流体沿封闭的断裂或裂隙运移，便对断裂或裂隙壁产生强压，使之张裂成具一定空间和一定宽度的裂缝，成为容矿空间。含矿热液在断裂中的进一步活动形成了透镜、扁豆和脉状矿体[53-66]。这也是矿区构造叠加部位，成矿条件最好的主要原因。

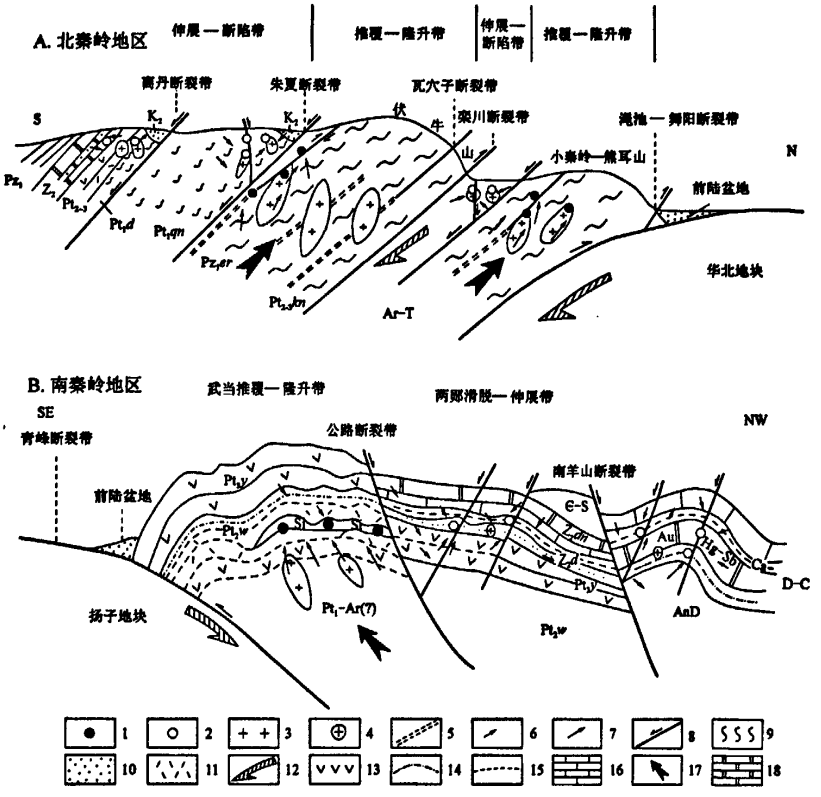


图6-1 南、北秦岭区域断裂与成矿分析模式示意图[50]

1. 中深成热液型矿床; 2. 浅成热液型矿床; 3. 深成侵入岩(花岗岩类); 4. 浅成侵入岩(花岗斑岩类); 5. 韧性剪切带; 6. 地热流体运动方向; 7. 深源流体运动方向; Au. 金矿; 8. 断层; 9. 变质岩; 10. 陆相沉积岩; 11. 酸性火山岩; 12. 地块俯冲; 13. 基性火山岩; 14. 泥质粉砂岩; 15. 泥岩; 16. 灰岩; 17. 地块逆冲; 18. 白云岩; Hg-Sb. 汞锑矿; Si. 变硅质岩; Pt_1qn. 下元古界秦岭岩群; Pt_1d. 下元古界陡岭岩群; Pz_1er. 下古生界二郎坪岩群; $Pt_{2-3}kn$. 中—上元古界宽坪岩群; Pt_3y. 上元古界耀岭河岩群; Pt_2w. 中元古界武当山岩群; Z_2dn. 上震旦统灯影组; Z_2d. 上震旦统陡山沱组; AnD. 前泥盆系; K2 上白垩统; D—C 泥盆系—石炭系; Ar—T 太古宙—三叠系; Pz_1 下古生界; Z_2 上震旦统; Pt_{2-3} 中—上元古界; Pt1—Ar(?). 古元古界—太古宙; ∈—S 寒武系—志留系

6.1.3 岩浆岩与成矿关系

岩浆岩在矿区内主要为南部出露的黑烟镇复式岩体，黑烟镇复式岩体与成矿的关系表现在两个方面。一方面是为成矿提供热源，另一方面为成矿提供了物质来源[56]。

岩浆中成矿溶液的形成，应具备三个必要的条件：一是赋含挥发组分的流体能够产生（或从岩浆中析离，或渗于地下的天水溶液与深部物质的汇聚），二是析出的流体能够从岩浆及地层中萃取成矿元素，三是相应的流体运移沉积的空间场所[57]。燕山期黑烟镇岩体的化学特征在第3章和第4章中已经分析过。根据其稀土元素含量及微量元素含量分析，黑烟镇复式花岗岩体属于I型花岗岩，即同熔型花岗岩，岩浆的主要来源于下地壳物质部分熔融作用形成，有的学者把这种岩体称之为深源浅成型花岗岩体。

这种花岗岩体的侵入产生了大量的热和流体，热能可以激发矿源层中的矿质活动，使之发生活化，热能还可以改变成矿介质的物理化学条件，促使矿质的迁移和沉淀[58]。大量研究表明，岩浆活动是成矿作用的主要热源，也只有岩浆活动才能供给这样巨大的能量场。流体是成矿必不可少的重要组分，只有流体才能萃取矿源层中的成矿物质，只有流体才能使矿质源源不断地输送到容矿的空间部位，因此岩体与成矿的关系十分密切，如果没有岩体的侵入，矿源层的矿质再丰富也难以形成矿床。

根据微量元素分析（表5-6），进行岩体的含矿性分析，岩体中Au的含量明显高于区域平均值。又根据蚀变后的花岗岩的Au的含量与正常花岗岩进行对比，样品Y002，Y008,Y012为近矿围岩，其岩性为蚀变花岗岩，花岗岩呈岩墙穿插在斜长片麻岩当中，把三个蚀变花岗岩中的Au的含量与花岗岩体中的黑云母花岗岩（Y019）相比较，黑云母花岗岩中金的含量为0.016×10^{-6}，Y002，Y008,Y012三个样品的含量分别为0.003×10^{-6}、0.005×10^{-6}、0.006×10^{-6}，明显低于黑云母花岗岩的含量，而在蚀变花岗岩当中的石英脉中，Au的含量猛增至3.16×10^{-6}，说明金在成矿过程中，花岗岩经过热液蚀变后，花岗岩体中的Au部分被活化、迁移，证明花岗岩体为金矿的形成提供了部分的成矿物质。

6.2 成矿规律

矿区内矿化主要集中在矿区的北部二郎坪地层的构造破碎带中和矿区的中部的花岗岩体与围岩接触蚀变带中，根据其矿化特征总结其成矿规律如下：

(1) 矿化严格受蚀变破碎带控制，并以破碎带中部的遭受过多次脆性断裂活动的碎裂岩发育部位矿化最好。

(2) 金矿化与蚀变破碎带内的蚀变强度呈正相关，硅化、黄铁矿化(氧化后为褐铁矿化) 和黄铁绢英岩化是该区重要的金矿找矿标志。

(3) 黄铁矿(尤其是细粒它形黄铁矿) 是该区最重要的载金矿物，其含量多少可指示金矿化的强弱。

(4) 不同方向控矿矿碎带交汇部位及多期次矿化叠加部位是富矿体产出的主要赋存空间。

6.3 矿床成因

6.3.1 成矿物质来源

成矿物质来源的现阶段研究认为，矿床形成的物质主要是由地层与花岗岩体提供。

本区的金矿的形成可分为三个主要的成矿期，即同生沉积成矿期，变质富集成矿期和后生交代热液成矿期。在三个不同的成矿期，成矿的物质来源亦是不同的。在同生沉积期和变质富集期，成矿物质主要是由地层提供，进入后生交代热液成矿期后，成矿物质以花岗岩入侵带来的成矿物质为主，岩浆岩的入侵与围岩发生交代作用，把第一成矿期在地层中富集的成矿物质在构造发育的有利地段进一步富集起来，与其本身带来的成矿物质一起共同构筑成矿。

因此可以说，金矿床的成矿物质来源，与其成矿时代一样。其物质来源不仅是多源的，而且也是长期的。在一个长期的成矿过程中，地层、构造、岩浆岩在不同的成矿时期起着不同的作用，每一个成矿要素对于最终矿床的形成都具有非常重要的意义。

6.3.2 金的沉淀与迁移

本区金的迁移、沉淀与金的地球化学性质和断裂蚀变带的构造演化特征密切相关，金成矿期，区内成矿流体中金主要以 $(AuCl_4)^-$ 的形式存在，并随流体迁移，黄铁矿一石英阶段与成矿前相比浓度降低，以 $(AuCl_4)^-$ 形式迁移的金氯络合物稳定性降低，而 $Au(HS)^{2-}$ 及 AuH_3SO_4 稳定性增加，使溶液中出现 $(AuCl_4)^-$ 和 $Au(HS)^{2-}$ 共存的现象，由于成矿浓度的进一步降低和 PH 值的升高，$(AuCl_2)^-$ 络合物稳定性进一步降低，Au-S 络合物稳定性增加，使得热液中 $(AuCl_2)^-$ 迁移具有重要意义[44]。

断裂蚀变带中硫化物石英脉的破碎变形还会导致单位体积内石英等矿物的总表面积的增加，使得含金流体与岩石之间的热交换加强，因此强变形部位有利于浓度的降低，浓度降低有利于金的沉淀。由于含矿流体浓度下降，流速降低，

也必然导致流体压力的降低，而压力降低，氯分子减少可促使金的沉淀。

此外，断裂蚀变带中硫化物石英脉的强烈破碎带会使含金流体中杂质元素增多，从而有利于金的沉淀析出，特别是 Fe^{2+} 、Ca^{2+} 、Cu^{2+}、Pb^{2+}等离子的加入，这些离子与含金流体反应，在形成硫化物的同时引起金的析出（反应式如下），因此，也可以解释 Au 矿物的常赋存在黄铁矿、方铅矿等硫化物颗粒中的原因：

$$[AuS_3]^{3-}+3Fe^{2+}\rightarrow 2Au\downarrow +3FeS_2$$

上述分述表明，断裂蚀变带的多次活动以及硫化物石英脉的强烈破碎，使含矿流体的流速、浓度、压力下降，吸附作用增强，杂质元素增加，化学反应几率增加，在这些因素的综合影响下，含矿流体从而在断裂蚀变带破碎强烈地段富集成矿[59-60]。

6.3.3 矿床成因

与岩浆活动有关的热液有不同的成因，如岩浆热液和交代热液。不同成因的热液形成于不同的过程、条件和环境，因此，常常具有各自的特征。通过对矿床实际特征与不同成因热液和矿化特征异同性的对比，就不难判断矿床的成因[1]。

岩浆热液形成于岩浆体系，形成于岩浆上侵过程中的减压分异或侵位后冷却过程中的结晶分异，这些热液形成的时间几乎都早于共结的岩浆岩，可称为早期岩浆热液。还有一种所谓岩浆期后热液，在含水岩浆冷却结晶过程中，随岩浆结晶，矿物析出，残余岩浆中硅酸盐熔浆含量逐渐减少，水含量相对升高，最后变为以水为主，这就是尼格里的岩浆期后残余溶液[8]。现代大量岩浆结晶实验结果表明，岩浆结晶都始于液相线温度，终于固相线温度。根本不存在岩浆期后的富水岩浆，不存在残余溶液，因此也不可能有岩浆期后热液[1,61]。

岩浆热液的温度极高，与岩浆温度相同，一般大于700℃。热液生成的时间早于岩浆结晶或与岩浆结晶同时。成矿方式以充填型为主。热液的降温过程就是矿质析出和富集过程，所以，岩浆热液成矿温度主要接近于岩浆温度，脉状矿体的成矿温度高于近矿围岩的蚀变温度，矿体是热液的高温中心。岩浆热液矿床可产于任何地方，特别是低温岩石区。矿质来自岩浆，矿体周围有矿质正晕，无负晕。热液水来自岩浆，$\delta^{18}O$值为6‰—9‰，变化范围很小，只有3‰。在岩浆期，水-岩氧同位素达平衡状态。花岗岩类的$\delta^{18}O$值稳定，S型为9‰—12‰，I型为8‰—10‰，无后期氧同位素交换，热液水的热源为岩浆。热液水的阳离子类型以K-Na，Na-K为主。

交代热液形成于交代蚀变体系，由水-岩反应和交代作用生成，所以，这类矿床总是产于蚀变岩内。热液温度与蚀变温度一致，矿化温度远低于岩浆温度，稍低于蚀变的最高温度，脉状矿体为热液的低温中心，矿化和蚀变受岩浆异常地

温梯度控制。热液生成时间晚于岩浆结晶，与蚀变同时或稍晚。交代热液体系常产于岩体的接触带附近。成矿物质来自矿体周围矿质活化的蚀变岩，并构成负晕。热液的初始水为大气降水，成矿液水的$\delta^{18}O$值变化范围极大，从-10‰到+15‰，主要集中于-5‰—+5‰。水-岩O同位素交换显著，岩石的$\delta^{18}O$值大多降低4‰—10‰。热液的热不是直接来自岩浆，而来自高温岩石。热液水的阳离子类型以Na-Ca或Ca-Na型为主。从上面的对岩浆热液与交代热液矿床的对比我们可以看出，交代热液矿床与岩浆热液矿床在矿床的很多方面是存在根本不同的。

通过对本矿床的研究，本区的矿化特征与交代热液型矿床极为相似：矿化温度属中低温范围；矿体为脉状矿体，为低温低压中心，且产于岩体于接触带附近；从对矿床围岩微量元素分析可以得出，矿体周围岩石呈负晕；对包裹体成份分析得出阳离子类型以Ca-Na型为主。因此，笔者认为，本区的矿床成因属于交代热液型矿床（见成矿模式图6-2）。

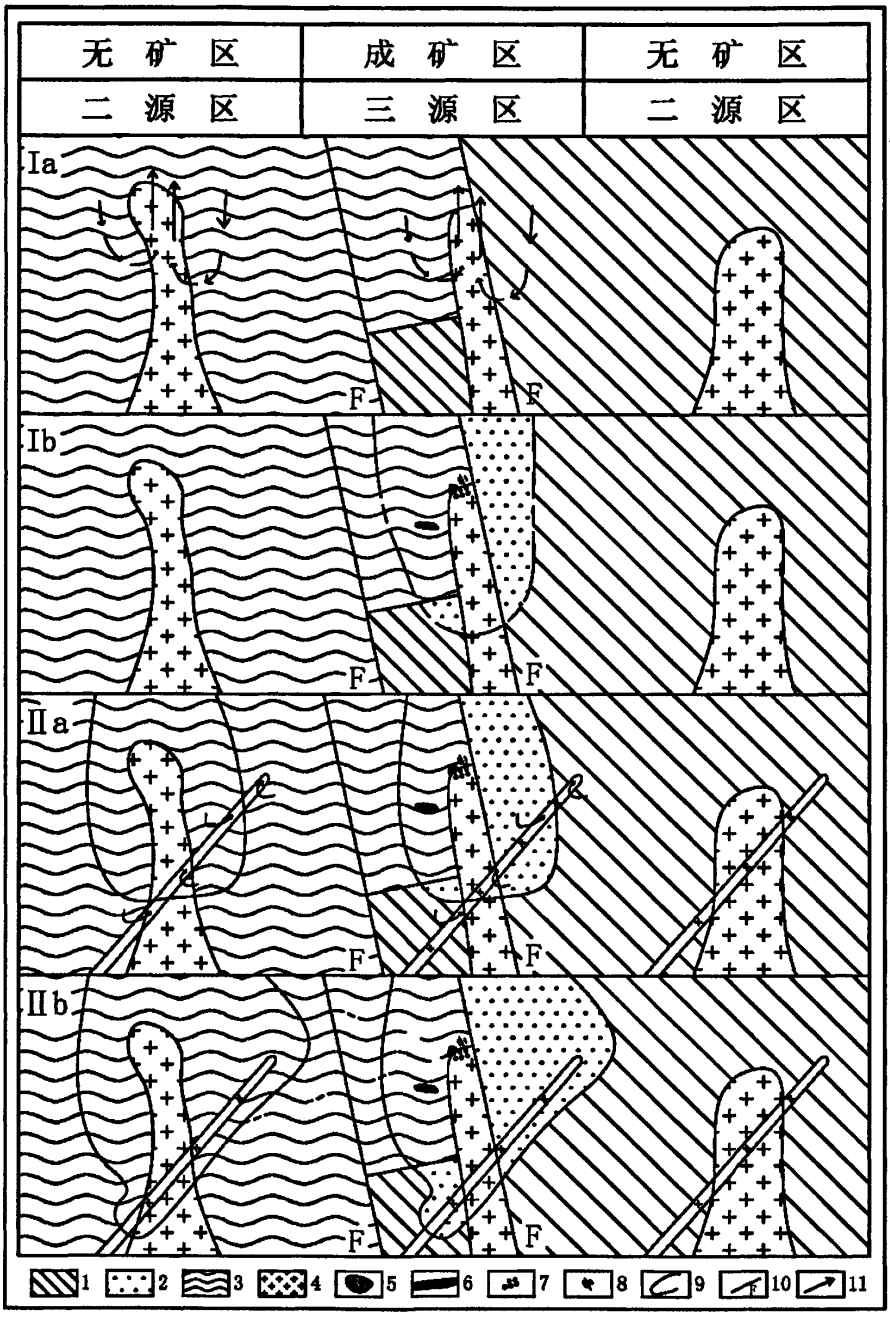


图 6-2 三源交代热液成矿模式演化示意图[1]

I为第一期，II为第二期，a表示过程，b表示矿化和蚀变等结果

1—贫水矿源层，2—成矿元素被淋出的矿源层；3—透水含水的水源层；4—岩浆岩（热源）；5-8—矿体；5—砂卡岩型；6—层控型；7—蚀变岩型；8—脉型；9—$\delta^{18}O$异常，负晕为主；10—断层；11—热水、热液流动方向

第7章 结束语

7.1 主要结论

从金矿床成矿条件和成矿的物质来源出发，通过野外详细观察研究与系统取样，在室内对龙潭沟金矿区地质特征，岩石特征，微量元素地球化学，稀土元素地球化学、流体包裹体特征进行系统的分析。重点探讨了龙潭沟金矿的地质地球化学特征，成矿物质来源及矿床成因，得出以下几点认识：

（1）龙谭沟金矿是一个由多期成矿作用而形成的金矿床；主要的赋矿地层为二郎坪群火神庙组，区内成矿作用可以分为早期同生沉积期、中期变质富集期和后生交代热液期三个成矿期。

（2）通过对本区的构造研究，认为区内最主要的控矿构造为北西西向断裂构造，尤其是北西西向断裂与北东向断裂的交汇部位是本区内最有利的成矿部位。

（3）通过对本区花岗岩体的岩石化学的研究，得出研究区的花岗岩体属于燕山期的超酸性岩体，岩体以富硅、高碱、高钾、低钙为主要特征，有利于金的矿化富集。

（4）通过对矿区花岗岩体的稀土元素特征的研究，发现花岗岩体稀土元素总量（ΣREE）为104.62。轻稀土含量（ΣCe）高于重稀土含量（ΣY），在稀土配分模式图上为一略向右倾斜的平坦型曲线。δEu值为1.2，具极弱的正异常，与同熔型花岗岩相当，说明本岩体的物质来源于上地幔或下地壳。其成因应属I型花岗岩，即深源浅成型花岗岩体。该类岩体在矿床的后生交代热液成矿阶段，为矿床的形成提供成矿物质。

（5）通过对本区各类岩石的微量元素地球化学及其微量元素相关性的研究，有如下认识：

①本区的微量元素最显著的特征是以富Au、Ag、Sb为主。

②对正常花岗岩和蚀变花岗岩进行对比，正常花岗岩中的Au含量明显高于蚀变后的花岗岩，证明花岗岩经过热液蚀变后，岩石中的Au部分被活化，参于成矿作用。

③对本区地层中岩石的微量元素分析，发现本区地层中的Au的含量有随着地层中岩石变质程度加深而增加的趋势，更进一步说明花岗岩体与岩围发生交代作用成矿的推论。

④对微量元素的相关性研究认为，本区Au与Pb、Cu为显著相关。Cu与Ag、Pb亦为显著相关。证明本区Au的成矿属于Au、Ag、Pb、Cu中低温成矿系列，

元素组合以中低温元素组合为主。Au 与其他元素的相关性具有明显的差异，反映了热液成矿作用过程中成矿流体与围岩发生交代作用时对元素的带出带进具有选择性，且热液中成矿元素本身具有多源性，并非全来自地层或岩浆岩。

（6）通过对矿区流体包裹体的成份研究认为：包裹体液相成分中阴离子以SO_4^{2-}、Cl^-、NO_3^-,为主，F^-离子极少，阳离子以 Na^+、K^+、Ca^{2+}为主，少量 Mg^{2+}。成矿以热液充填交代为主，而不是以气液充填交代为主。包裹体气相成分中，富含CO_2和CH_4，无O_2表明本区的成矿环境为还原环境。成矿流体主要为地层流体（或天然水）。成矿流体的 Ca^{2+}含量高，Ca^{2+}> Na^++K^+。这是由二郎坪群地层中的变质火山岩经热液蚀变后，原岩中的 CaO 被活化，转入热液，导致流体包裹体富含Ca^{2+}，这也证明围岩与矿体之间发生交代作用。

（7）通过对矿床地质特征、控矿因素等研究，认为本区金矿不但成矿时期为多期次成矿，且成矿物质来源也是多来源的。在成矿的同生沉积期，地层中成矿物质初始富集；中期变质期，主要以活化地层中的成矿物质，在局部富集为主；在后生交代热液期，主要以花岗岩体提供的成矿物质为主。

（8）通过对本区矿床系统的研究，认为本区的矿化特征与交代热液型矿床极为相似：矿化温度属中低温范围；矿体为脉状矿体，为低温低压中心，且产于岩体于接触带附近；从对矿床围岩微量元素分析可以得出，矿体周围岩石呈负晕；对包裹体成份分析得出阳离子类型以Ca-Na型为主。因此，本区的矿床成因属于交代热液型矿床。

7.2 存在的问题

（1） 对龙潭沟金矿区的矿化特征及其相关的花岗岩岩体特征、微量元素、稀土元素及其流体包裹体成份的地球化学方面展开了工作，提供了一些资料，但是部分结论也带有推测的性质，还需要进一步开展工作。

（2） 判断成矿物质来源和矿床成因，最好是和同位素结合起来，由于测试条件与经费的限制，本次工作没有做同位素测试分析，主要参考的前人的同位素资料。这也是下一步工作应该加强的方面。

参考文献

[1] 季克俭，吕凤翔.交代热液成矿学说-热液矿床成因的佐证.地质出版社.2007.3:290～318

[2] 季克俭,吴学汉.成矿热液中水的来源及其与成矿的关系.矿床地质研究所所刊.1982（2）

[3] 侯增谦等.现代与古代海底热水成矿作用.北京：地质出版社.2003.

[4] 程顺有,张国伟,刁博等.东秦岭岩石圈热流变学结构初探.西北大学学报(自然科学版).2005.35(5)

[5] 张复新,张旺定,张正兵.秦岭造山带金矿床类型与构造背景.黄金地质.2000.6(4)

[6] 姜福芝，王玉往.海相火山岩与金属矿床.北京：冶金工业出版社.2005.

[7] 季克俭等.热液矿床的负晕和地球化学场系.地质学报.1992.66（4）

[8] Niggli P.1929.Ore deposits of magmatic origin, London: Thomas murby 82 Co.1～27

[9] 范宏瑞,谢奕汉,郑学正,王英兰.河南祁雨沟热液角砾岩体型矿床成矿流体研究.岩石学报.2000.9.

[10] 胡受奚，赵懿英，徐金方，等.华北地台金矿地质[M].北京:冶金工业出版社,1997,310.

[11] 陈衍景,富士谷,胡受奚.华北地台南缘不同类型绿岩带的主元素特征及意义[J].南京大学学报地学版,1988,(1)：70～83

[12] 季克俭，王立本.热液源研究的重要进展和“三源”交代热液成矿学说.地学前缘.1994.1（3）.

[13] 张国伟,孟庆任,于在平等. 秦岭造山带的造山过程及其动力学特征[J].中国科学(D 辑),1996.26(3):193～200

[14] 隗合明，焦建刚，杨发成.河南内乡牧虎顶花岗岩特征及与金矿的关系.长安大学学报（地球科学版）.2003.25(1)

[15] 卢欣祥，于在平，冯有利等.东秦岭深源浅成型花岗岩的成矿作用及大地构造背景.矿床地质.2002. 21(2)

[16] 常秋玲，卢欣祥等.豫西南内乡地区金矿成矿与花岗岩、构造的关系.地质通报.2006.25(8)

[17] 劳子强等.河南省区域地质志.1954:663-681.

[18] 李文勇，夏斌，路文芬.东秦岭的地球物理、构造分带特征及演化.地质与勘探.2004.40(1)

[19] 黄典豪，董群英等.《中国矿床》编委会.中国矿床上册，1989.8：482
[20] 隗合明，高卫华，康明.东秦岭二郎坪金成矿控制因素及富集规律.地质找矿论丛.2006.21(4)
[21] 河南省地矿局.河南省区域地质调查报告[M].米坪幅.1986.
[22] 赵伦山，张本仁.地球化学.北京：地质出版社.1988
[23] 【英】Rolision H R 著. 杨学明，杨晓勇，陈双喜译.岩石地球化学.1985.
[24] 徐克勤.新疆北部花岗岩类成因类型及其与成矿的关系.地质学报.1994,12(1)：9～15
[25] 陈德潜.实用稀土元素地球化学.冶金工业出版社.1990，4
[26] P.亨德森.稀土元素地球化学.地质出版社.1989，4
[27] 赵劲松，邱学林，赵斌等.大冶-武山矿化矽卡岩的稀土元素地球化学研究.地球化学.2007,36(4)
[28] 范建国，倪培，苏文超等.辽宁四道沟热液金矿床中石英的稀土元素的特征及意义.岩石学报.2000.16(4)
[29] Frederick EL. Determination of the rare-earth elements in geological materials by Inductively Coupled Plasma Mass Sepctrometry. Anal. Chem. 1987:1150～1157
[30] 戴塔根.微量元素地球化学.长沙:中南大学出版社.
[31] 崔来运.河南赵岭构造蚀变岩型金矿床微量元素地球化学特征.地质与勘探.2005.41(2)
[32] Haas J R Shock E L and SassaniD C. Rare earth elements in hydorthermal systems: Estimates of standard partial modal thermody namic properties of aqueous complexes of the rare earth elements high pressures and temperatures. Geochim. Cosmochimic Acta,1995.59: 4329～4350
[33] Hagemann S G, Cassidy K F. Archean orogenic lode gold deposits [J]. SEG Reviews,2000.13:9～68
[34] Dee S J,Roberts S.Late—kinematic gold mineralisation duing regional uplift and the role of nitrogen 1 An example from the La Codosera area, W Spain[J]. Mineralogical Magazine,1993.57(3)：437～450
[35] 基于成矿构造和成矿流体耦合条件下的贵州锦丰（烂泥沟）金矿成矿模式\成矿流体地球化学特征.中国地质科学院博士学位论文
[36] Bodnar R J. Revised equation and stable for determining the freeing point depression of H_2O-NaCl solutions [J].Geochimica et Cosmochi-

mic Acta, 1993.57 (3) : 683～684

[37] 范宏瑞,谢奕汉,郑学正,王英兰.河南祁雨沟热液角砾岩体型矿床成矿流体研究.岩石学报.2000.9

[38] 息朝庄，戴截根，刘伟.冀西石湖金矿床地质地球化学特征.地球学报.2008.29(4)

[39] Greg B.Arehart. Characteristics and origin of sediment-hosted disseminatedg old deposits:areview.Ore geology reviews, 1996. 11:383～403

[40] 张文淮，陈紫英.流体包裹体地质学[M].武汉：中国地质大学出版社，1993：231～237

[41] 张德会，刘伟. 流体包裹体成分与金矿床流体来源—以河南西峡石板沟金矿床为例[J]. 地质科技情报.1998，(增刊)：67～71

[42] Ahamods S N, Rose A W. Fluid inclusion in porphyry and skarn ore at Santa Rita, New Mexico[J].Econ,1980.75(2)：3057～3067

[43] 张宗清，张伟国，刘敦一等.秦岭造山带蛇绿岩、花岗岩和碎屑沉积岩同位素年代学和地球化学.地质出版社.2006.11:58～60

[44] Hagemann SG, Luders, V.P-T-X conditions of hydrothermal fluids and precipitation mechanism of stibnite-gold mineralization at the Wiluna lode-gold deposits, Western Australia: conventional and infrared microthermometric constraints[J].Mineraium Deposita, 2003,38: 936-952.

[45] 范宏瑞,谢奕汉,翟明国,豫陕小秦岭脉状金矿床3期流体运移成矿作用[J].岩石学报,2003.4(3):54～64

[46] Seward T M. The hydrothermal geochemistry of gold. In:Foster R P(ed.),Gold Metallogeny and exploration[J].Glasgow:Blackie,1990. 37～62

[47] 隗合明，赵国斌，焦建刚.河南夏馆—二郎坪一带叠加改型金矿床地质特征及成矿模式.2005.27(1)

[48] 常秋玲,卢欣祥,薛青.豫西南许窑沟金矿成因.黄金地质.2002年9月.8(3).

[49] 卢欣祥等.东秦岭两类花岗岩与两个金矿系列. 地质论评，1994.40(5)：418～427

[50] 谢才富等.秦岭造山带_两阶段双带_区域成矿模式.地质科技情报.2004.23(2)

[51] 张正伟，杨怀洲，朱炳泉，邓军.东秦岭内生金属成矿系统与成矿组合.地

质通报.2002.21(8～9)

[52] 李红兵.河南嵩县九仗沟金矿床成因探讨.资源环境与工程.2005.19(1)

[53] Widler A M,Seward T M.The adsorption of gold(I)hydrosulphide comp-lexes by iron sulphide surfaces[J].Geochim Cosmochim Acta, 2002. 66:383～402

[54] Goldfarb R J,Groves D 1, Cardoll S. Orogenic gold and geologic time:a global synthesis[J].Ore Geol. Rev, 2001.18:1～75

[55] 刘长命，卢欣祥，张正伟.东秦岭花岗岩类稀土元素的地球化学特征. 河南地质，1989，7(2)：32～39

[56] Banres S J ,Naldrett A J,Gorton M P.The origin of the Fra-ctionation of platinum-group elements in terrestrial magmas. Chem.GeoL,1985.53: 303～323

[57] 季克俭等.热液矿床的矿源与找矿预测.有色金属矿产与勘查.1992.(1)

[58] Banres S J ,Naldrett A J, Gorton M P. The origin of the Fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas. Chem.GeoL,1985.53: 303～323.

[59] 张宏飞，骆庭川，李泽九等.东秦岭花岗岩类元素丰度及其地质意义.矿物岩石.1994,14（4）：1～8

[60] 谢巧勤，潘成荣，徐晓春，等.河南老湾金矿床流体包裹体及稀土元素地球化学研究.合肥工业大学学报（自然科学版）.2003.6（1）：47～52

[61] Conel E. J. De Ronde, Kevin Faure, Colin J. Bray and David J. Whitford, Round Hill Shear Zone-Hosted Gold Deposit. Macraes Flat, Otaga, New Zealand: Evidence of a Magmatic Ore Fluid. Economic Geology. 2000(95):1025～1048

图版及说明

图版 1：

1. 野外照片：岩层直立倒转，形成倒转褶皱
2. 野外照片：接触蚀变带中的基性捕虏体
3. 野外照片：接触蚀变带中的基性岩脉
4. 野外照片：北西西向断裂断面特征
5. 野外照片：断层带内角砾发育
6. 野外照片：F_4与 F_7相交部位
7. 野外照片：以左行平移为主的正断层的断面特征
8. 野外照片：F_3断裂特征

图版 2：

1. 薄片（+）：斜长角闪片岩中的角闪石沿石英颗粒间呈定向排列
2. 薄片（+）：斜长角闪岩中角闪石绿泥石化，充填在斜长石的颗粒之间
3. 薄片（+）：斜长石的聚片双晶，部分已绢云母化
4. 薄片（+）：具粒状变晶结构的花岗片麻岩
5. 薄片（+）：黑云母花岗岩中的蠕虫结构，石英被长石交代成蠕虫状
6. 薄片（+）：白云母花岗岩中的钾长石格子双晶，部分已高岭土化
7. 薄片（+）：白云母二长花岗岩中微斜长石高岭土化。被斜长石交代。
8. 薄片（+）：花岗细晶岩脉中的细粒花岗结构。

图版 3：

1. 野外照片：407 点民采平硐
2. 野外照片：407 点平硐内矿化蚀变带
3. 野外照片：475 点硅化蚀变带
4. 野外照片：068 点矿化蚀变带
5. 野外照片：475 点硅化蚀变带
6. 野外照片：068 点矿化蚀变带
7. 野外照片：496 点处出露蚀变花岗岩
8. 野外照片：505 点处出露的蚀变花岗岩

图版 4：

1. 野外照片：硅化蚀变带内的黄铁矿化
2. 野外照片：金矿点石英脉发育情况
3. 野外照片：花岗岩中的星点状黄铁矿化
4. 野外照片：晶形较好的黄铁矿颗粒沿裂隙面发育
5. 野外照片：硅化蚀变带中的蚀变情况
6. 野外照片：强硅化蚀变带
7. 野外照片：强硅化蚀变带沿构造裂隙发育
8. 野外照片：石英脉受压应力影响，呈碎裂状


1


2


3


4

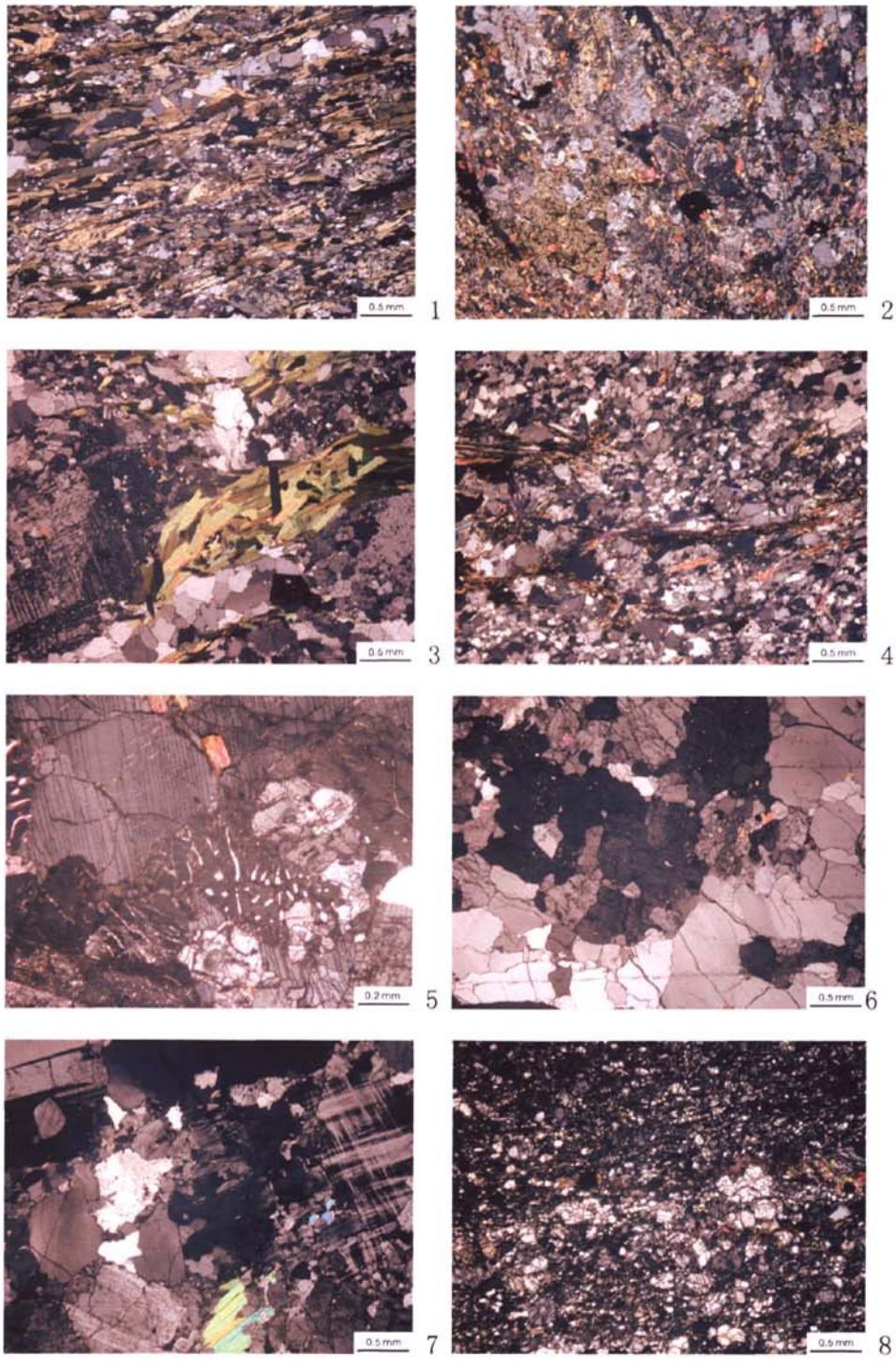

5


6


7


8

图版 1



图版 2


1


2


3


4


5


6

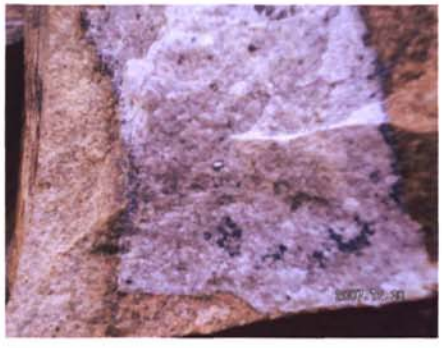

7


8

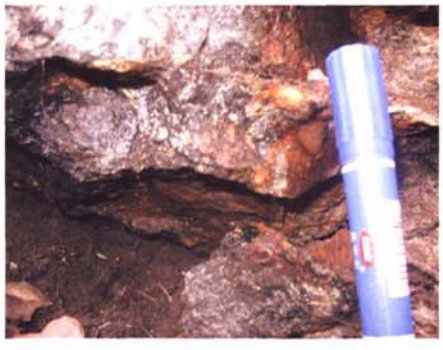
图版 3


1


2


3


4


5


6


7


8

图版 4

致 谢

本文在选题、研究方法、野外工作、写作和修改等方面均得到了导师胡祥昭教授的悉心指导。导师严格的要求，认真细致的指导，使我的研究工作取得了事半功倍的效果；导师渊博的学识、严谨的治学态度使我增强了学习的动力。论文的最终完成，完全得益于导师的正确指导，在此对我的导师表示衷心的感谢！

在读研的三年期间，学习过程中遇到了很多的困难，有幸得到学院多位老师的热情帮助，使我克服各种困难，顺利完成学业。在此对所有在学习和生活上曾经给予过帮助和关心的老师表示感谢！

本文研究所利用到的部分资料是本人和其他同学在一道工作中共同积累的成果，河南省有色地质矿产局地质二队在研究中给予了有关资料支持，在此深表感谢！

在论文的完成期间，得到了很多同学及师弟师妹们的帮助，在此特别感谢！

感谢中南大学研究生院和地学与环境工程学院对我的培养，研究生三年的学习经历，不仅使我增长了知识，还使我开阔了眼界，培养了良好的学术作风，对我今后的学习和生活将会产生重要影响。

最后，我要感谢我的父母三年来对我的学业的支持。

硕士学习期间参与的科研项目与公开发表的学术论文

参与的科研项目：

1、福建省漳平市牛岭磁铁多金属矿区成矿预测研究；

2、福建省永定县漳溪钼多金属矿区地质普查；

3、福建省连城县余地铁多金属矿区地质普查与成矿预测研究；

4、河南省嵩县栗子沟金矿区成矿预测与成矿规律研究；

5、内蒙古太仆寺旗白石头洼钨矿外围地质测量与成矿预测研究；

6、河南省西峡县龙潭沟矿区、王家庄矿区、庙西沟矿区地质测量与成矿预测研究；

7、青海省门源县西营河沟脑铜多金属矿区地质普查；

8、内蒙古太仆寺旗前庙地、保董营子矿区地质测量与成矿预测研究；

9、海南省乘坡农场三队铅锌多金属矿区地质普查与成矿预测研究。

公开发表的学术论文：

[1] 王力，袁小兵，胡祥昭，欧阳海松. 河南省西峡县太平镇庙西沟矿区矿化特征及找矿方向. 湖南矿物岩石地球化学论丛. 2008. 8 94～96

[2] 刘强，王力，胡祥昭. 内蒙古太仆寺旗钨矿地质特征及成因探讨. 湖南矿物岩石地球化学论丛. 2008. 8 112～116