中南大学

硕士学位论文

金翅岭金矿地质特征与成矿模式研究

姓名：刘艳萍

申请学位级别：硕士

专业：矿物岩石矿床学

指导教师：邹海洋;刘悟辉

20090303

摘 要

山东招远市是我国金矿床最集中地区，是我国黄金资源和黄金生产的重要基地。区内黄金资源丰富，黄金储量和产量一直处于我国县级地区首位。

论文从金翅岭矿区的区域成矿地质背景分析入手，应用岩石学、构造地质学、矿床学、微量元素地球化学、矿床地球化学等多学科知识，对该区金矿床地质特征、矿床地球化学特征、矿床成因进行了深入系统的研究，进一步总结了成矿规律。

通过系统的野外调查，查明了本区发育的脉岩类型，把本区发育的脉岩可概括归纳为八大类：角闪正长斑岩类、似斑状花岗闪长岩、正长斑岩类、闪长玢岩类、煌斑岩类、花岗斑岩、辉长岩、矿化花岗闪长斑岩。

金翅岭的金矿体具有脉幅窄、规模小、密度大、品位高等特点，矿体严格受断裂构造控制。对矿床的近矿围岩、岩浆岩、以及矿石的微量元素、稀土元素地球化学特征进行了系统的研究，表明成矿元素金主要来源于胶东群矿源层。硫、铅同位素分析显示硫、铅来源于深部，矿石中石英、方解石包裹体气、液相成分和氢氧同位素分析显示成矿流体为岩浆水和大气降水的混合流体。

通过对控矿因素分析，总结出金翅岭金矿断裂破碎带赋存工业矿体的条件为：①发育于胶东群及其下部的老地层的经混合岩化形成的花岗岩类岩体中；②具有一定的规模，沿走向一般应在 1000m 以上；倾向延伸应大于 500m；③须经历多期次多阶段的活动，活动期次多易形成多阶段矿化叠加；④伴有脉岩的侵入，岩脉的侵入使断裂破碎带成为构造薄弱带，有利于成矿流体的进入和沉淀；⑤断裂破碎带走向为北东向，或北东向北北东向转变的部位最有利成矿。

论文最后总结了本区的成矿规律。

关键词：矿床地质特征，矿床成因，成矿规律，金翅岭金矿

ABSTRACT

Zhaoyuan City, Shangdong Province, is the most important area in China for gold potential and gold production, and is honored the graceful name of Gold Capital.

Starting from analyses of regional metallogenic background of Jinchiling gold deposit, the characteristics of geological geochemistry and the genesis of deposit, and the relationship between magmatic rock and mineralization in Jinchiling gold deposit are studied systematically and deeply by using the knowledge of petrology, structural geology, mineral deposit, isotope geochemistry, geochemistry of mineral deposits, etc. And more, the metallogenic regularities of Jinchiling gold deposit summarized is here.

Based on the detail of geologic investigate, the author points out that there are eight kinds of dyke in the area. They are hornble nde-orthophyre,orthophyre,granodiorite-porphyre,diorite,lamprophyre,gra nite-porphyry,gabbro,and mineralize –granodiorite.

Jinchiling gold deposit features small-scle gold ore bodies, densely-distributed occurrence and highly auriferous grade. The ore bodies are strictly controlled by NE- faults.

The geochemical feature of the rare earth element of the country rock near orebody, magmatite and ore are studied systemactically, these reveale the geochemical action feature of rare earth element in the ore-forming process and diagenetic stage, and the main ore-forming element Au is derived from the source bed (Jiaodong group). The data of sulfur and lead isotopes show that sulfur and lead are derived from the deeper, the data of the compositions of gas and liquid phases in quartz, and calcite inclusion and hydrogen, oxygen isotopes suggest that ore-forming fluids is a mixture of magmatic hydrothermal fluids and meteoric water.

The mechanism of mineralization in Jinchiling gold deposit is studied in detail. The author puts forward that the forming of the Jinchiling gold deposit is of the characteristics of multistage geotectonic

evolution, multisource ore-forming materials, multiore-controlling factors, multimineralization, multigenesis typle. Controlled by the fault belt, the Jinchiling gold deposit is a polygenetic compound ore deposits which was formed in the granitization granite and reconstructed by mixed hydrothermal in Yanshan Epoch. And a related minerogenetic model has been set up.

Through the analyses of ore-controlling factors, the conditions of the ore-bearing fault belt are put forward as follows: 1) it developed in the Linglong granitization granite which is came from Jiaodong group that is the source bed of the mining area; 2) it has a certain scale, which is over 1,000m along the strike and 500m along at the dip; 3) it should undergo multistage and multiphase movements, more movements number, easily formed multistage mineralization pile; 4) accompanying intrusion of the dykes, it made that the fault belt became the structural weak zone, which is favourable for the access and precipitation of the ore fluid; 5) it is the best for mineralization in fault of NE trending or NE turn to NNE or SN trending.

Finally, the metallogenic regularities of the Jinchiling gold deposit have been summarized.

KEY WORDS: mineral deposit geological characteristic, genesis of deposit, metallogenic regularities, Jinchiling gold deposit

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：刘艳萍　日期：2009 年 3 月 15 日

关于学位论文使用授权说明

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，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；学校可根据国家或湖南省有关部门规定送交学位论文。

作者签名：刘艳萍 导师签名 [illegible] 日期：2009 年 3 月 15 日

前言

0.1 论文的选题来源及研究背景

山东招(远)莱(州)地区是我国金矿床最集中的地区，黄金资源非常丰富。其中，招远市范围内的黄金储量和产量一直处于我国县级地区之首位，是我国黄金资源和黄金生产的重要基地。

金翅岭金矿位于招远金矿集中区的中部，矿山辖区范围内与招远黄金集中区其它区段的地质研究程度相比，其研究程度相对很低，一些与找矿信息密切相关的基础地质问题还没有完全搞清楚。为解决矿山保有资源不足问题，保障企业的可持续性发展，查清这些地质问题已势在必行。2004 年金翅岭金矿借招远黄金公司设立博士后工作站之机，随之设立了《埃子王家－原疃地区岩浆岩与金矿成矿关系研究》课题，意欲查明本区的岩浆岩与金成矿关系，以指导本区的生产找矿工作。论文以该项目为依托，结合项目需要，选定了子课题“金翅岭金矿地质特征及成矿模式研究”为硕士学位论文。目的是通过详细查明该区矿床地质特征，建立成矿模式，指导矿山生产。

0.2 矿区研究现状

0.2.1 矿区既往的研究

金翅岭金矿位于招远金矿集中区的中部，金翅岭金矿区南至埃子王家、北至大郝家黄庄一带、西至上刘家、东至坡子石对头一带。区内探采矿点众多，但规模比招远西部、东部和南部均较小。金翅岭金矿开采历史悠久，但直到 1979 年才开始进行系统的地质勘察工作，由山东冶金地勘三队和水文队在原疃矿床进行了为期 4 年的地质勘探工作，提交了 C+D 级黄金储量 5.30 吨；1987 年，矿山进行了补充勘探，提交了 C+D 级黄金储量 1.14 吨；1991 年，矿山进行了第二次补充勘探，提交了 C+D 级黄金储量 2.17 吨。1992 年初，上级部门为解决资源纠纷问题，将矿山范围划出一大部分给当地村办矿山。1995 年，一度成为资源危机矿山。为加大地质找矿力度，1996 年初，矿山与天津地质研究院合作，开展了为期 3 年的“金翅岭金矿区区域成矿预测”研究工作，对本区的矿床地质、地质构造、矿化特征、岩矿石地球化学以及矿物学方面进行了较详细的研究，取得了一系列新认识，并预测了找矿靶区。金翅岭金矿床是以硫化物石英脉型矿床为主，具有脉幅窄、单个矿体规模小、品位高、矿脉方向多的特点，断裂构造是

该矿山的主导控矿因素。

0.2.2 以往研究中存在的主要问题

前人的工作和研究成果为本区积累了丰富的资料，但在基础地质许多问题上，看法有待进一步探讨加深，并且在许多关键问题上存在较大的分歧。

(1) 胶东金矿带是金矿研究的热点地区，针对该区域内的各大中型金矿各种类型的研究程度很高，但处于其中的金翅岭金矿，由于所处的构造部位的特殊性，其研究程度相对薄弱，与金成矿有关的一些基础问题一直未受到应有的重视。

(2) 在早期的科研工作，前人对本区内所出露的脉岩类型，仅仅笼统认定为中酸性岩脉或基性岩脉，对本研究区到底发育有哪些岩浆岩，各类岩浆岩的特征，以及与金成矿的关系均无定论。

(3) 在该区开展的地球化学研究也很少，未根据这些地质体的地球化学特征，来具体确定各地质体的成岩、成矿的物质来源关系，以及形成先后关系，导致无法分析出与金矿化关系最密切控矿因素。

总之，前人对本区的控岩、控矿构造，及它们与成岩成矿的关系研究深度不够，阻碍了在本区找矿的步伐，严重制约金翅岭金矿的可持续性发展。

0.3 论文主要研究方法，完成工作量及研究成果

0.3.1 论文研究方法

论文采用岩石学、矿物学、构造、地球化学相结合，在分析前人研究成果和矿山生产实际的基础上，在矿区范围内，对主要岩浆岩、构造蚀变带、金矿体等进行实地调查，采集代表性岩矿石样品、光薄片观察及相关手段分析，研究它们的矿物组成、结构构造、矿物共生组合和化学特征，并进行了全岩分析、稀土元素、微量元素分析和流体包体研究，参照并结合前人的相关数据认识进行对比分析，建立了金翅岭金矿的成矿模式，以指导本区找矿研究工作。

0.3.2 完成的主要工作量

本论文自 2007 年 6 月开始，至 2009 年 2 月结束。期间系统收集了与矿区有关的资料，主要包括前人在矿区所作的找矿科研、生产资料、公开发表的文章以及与研究相关的文献。这些前人的研究成果，为在本矿区展开找矿研究奠定了很好的基础。完成的工作主要有：

1、野外路线地质剖面 3km；

2、坑道调查编录 1000m；

3、采集各类岩石样品 200 余块；

4、硅酸盐全分析件 40 件，稀土元素全分析 43 件；

5、测试钾氩法年龄 10 件，测试铅同位素 31 件；

6、磨制、鉴定光、薄片共计 119 件。其中光片 15 件，薄片 89 件，包裹体测温光薄片 15 件；

7、典型现象进行拍照，拍照片 210 张。其中，薄片 130 张，光片 30 张；包裹体特征 50 张；

8、包裹体气、液相成分测定各 9 件；

9、包裹体均一法测温、盐度等 10 件；

10、电子探针分析 12 件，其中波普分析 20 点，能谱分析 17 个点。

0.3.3 取得的主要成果和认识

1、玲珑混合花岗岩：主要为一套片麻状混合花岗岩，主要岩性有灰白色微片麻状中粗粒混合花岗岩，浅肉红色微片麻状中粗粒混合花岗岩，暗色微片麻状中细粒混合花岗岩，浅灰白色微片麻状混合花岗岩、变斑状混合片麻岩等。岩石的片麻理走向多为北东向，暗色矿物分布不均，局部见眼球状构造；岩石具中粗粒花岗变晶结构、变斑结构、交代结构等。主要矿物成分为斜长石为 10－45%、正长石 50－15%、石英 25－32%，暗色矿物为黑云母和角闪石，暗色矿物含量 1－7%，副矿物锆石、磷灰石、榍石和磁铁矿等。其中的残留体主要为斜长角闪片麻岩、石英角闪斜长变粒岩、斜长黑云角闪片麻岩、角闪石石英斜长变粒岩、黑云母石英片岩。

2、郭家岭似斑状花岗闪长岩：岩石略带肉红色的灰白色，具似斑状花岗结构，块状构造。斑晶含量变化较大，主要呈巨斑状 20－30mm 的自形微斜长石构成，部分地段斑晶达 40mm 大小，基质矿物由斜长石、碱性长石、石英构成，暗色矿物主要为角闪石和少量黑云母。在本区主要呈岩枝状发育于原疃矿区-110m 中段以下和金翅岭矿区-130m 中段以下。

3、构造特征：矿区内主要发育断裂构造，按断裂走向可划分为北东向、近南北向、北东东向、北西向和北西西向五组。其中，以北东向构造裂隙最发育，且含矿性较好，构成了矿区的基本构造格架，否定了北西向断裂是本区的含矿断裂的结论。

4、断裂蚀变带赋存工业矿体的特征：①发育于胶东群及其下部的老地层的经混合岩化形成的花岗岩类岩体中；②具有一定的规模，沿走向一般应在 1000m 以上；倾向延伸应大于 500m，规模太小导矿和容矿空间不发育，成矿流体难以循环富集成矿，否则只能作为次级构造与主构造联合成矿；③须经历多期次多阶段的活动，力学性质显示先压扭，后扭张的复合特性，活动次数多往往易形成多阶段矿化叠加；④成矿期脉岩发育，特别是青灰色闪长玢岩、角闪正长斑岩地段，岩脉的侵入使断裂破碎带活动成为构造薄弱地带，有利于成矿流体的进入和沉

淀；⑤位于郭家岭似斑状花岗闪长岩体外接触带，断裂破碎带走向为北东向，或北东向近南北向转变的部位最有利成矿。

5、围岩蚀变分带特征：本区矿化蚀变带均受复合断裂构造控制。由于本区蚀变带宽度不大，各种蚀变分带现象不明显，存在明显的蚀变叠加现象，这样就呈现出本类矿化蚀变带的蚀变组合分带特征：a 内带：黄铁矿化－硅化－绢英岩化蚀变组合；b 中带：硅化－绢英岩化；c 外带：绢英岩化－钾化－碳酸盐化等。值得一提的是，内带往往叠加有多金属硫化物，这对金成矿具有非常重要的意义。

6、矿体特征：本区金矿体主要为含金石英脉型，矿体严格受断裂构造控制，金矿体主要为北东向和近南北向。金矿体具有脉幅窄、长度短、规模小、数量多、产状变化大、陡倾斜、品位高等特点。金矿石主要具有自形、半自形晶粒状结构、它形粒状结构、碎斑结构、裂隙充填结构等结构。矿石构造主要为细脉状构造、网脉状构造、浸染状构造、块状构造、角砾状构造、斑杂状构造、晶洞构造等。主要金属矿物为黄铁矿、磁铁矿，其次还有黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、磁黄铁矿、镜铁矿、辉钼矿、孔雀石等。矿石中的脉石矿物以石英为主，其次为斜长石、钾长石、绢云母、方解石、绿帘石、绿泥石等。

7、金的赋存状态：根据显微镜、电子探针等研究，金矿物主要为独立银金矿，赋存形式有包体金、粒间金、裂隙金，以裂隙金为主，主要载金矿物有：黄铁矿、褐铁矿、方铅矿和石英，其次为闪锌矿、黄铜矿等。

8、成矿流体特征：通过包体测温和包体成分研究结果，成矿流体主要来源于岩浆水和深部变质水演化而成的成矿流体——中低盐度的 Ca^{2+}－Na^{+}－K^{+}－F^{-}－Cl^{-}－SO_4^{2-}型热水溶液，成矿温度 120℃～350℃之间，成矿压力在 385～460bar 之间，成矿环境为低氧逸度的还原环境。

9、稳定同位素特征：硫同位素组成结果表明，成矿物质主要来源于深部，并有大量壳源物质参与，表现出多来源特征，特别是十里铺银矿的浅部物质加入相对更多。铅同位素结果表明，各类地质体之间铅同位素组成具有很大的相关性，铅主要来源于下地壳，可能有深部铅的带入。氢氧同位素结果表明，本区成矿流体主要来源于岩浆热液和变质热液，同时有部分天水加入；而十里铺银矿成矿流体有大量天水加入，氢氧同位素的特征则进一步说明岩浆期后成矿流体中有地壳物质加入。

10、矿床成因模式：金翅岭金矿为中低温岩浆期后热水成因，成矿物质主要来源于胶东群及更老地层中的基性－超基性火山岩，通过后期变质、混合岩化和燕山期岩浆活动，被活化、萃取逐步在有利构造部位富集成矿，矿体主要受北东－北北东方向断裂及其派生断裂控制；金翅岭金矿是产于古老混合花岗岩中的受中生代岩浆作用形成的中低温热液矿床，主成矿期在燕山晚期。

11、成矿规律：归纳总结了金翅岭金矿的控矿因素和成矿规律。

第一章 区域地质背景

山东招(远)莱(州)地区是我国金矿床最集中的地区，特别是招远市黄金资源丰富，是我国黄金资源和黄金生产的重要基地，是黄金行业一颗璀灿的明珠[1]。

山东招莱金矿集中区地处我国大陆东缘，是中朝地台的一部分，称为胶辽地盾[2-3]。按陈国达院士的历史－因果论之综合大地构造学的壳体理论及其地洼学说理论，属东亚壳体的中东部，位于华北地洼区的辽鲁地穹系[4-6]。按板块学说，该区位于太平洋板块向欧亚大陆板块俯冲的过渡部位。岩石圈郯庐断裂和五莲－荣成断裂将山东分为胶北、胶南－苏北和泰山（鲁西）三个独立的地层地体[7-9]，本区位于胶北地体中北部（图1－1）。

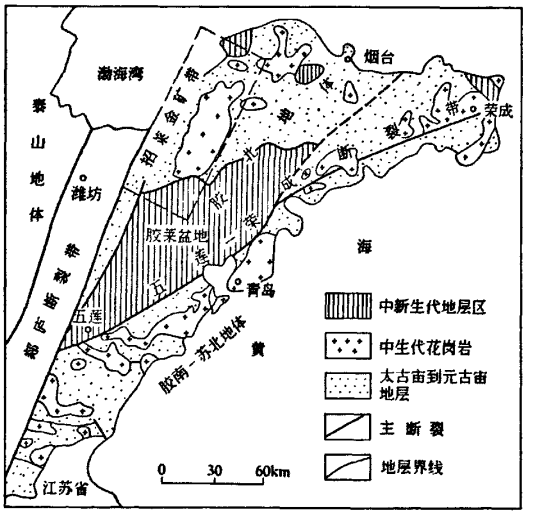


图1－1 山东半岛地区地体构造地质简图（据曹国权[8]）

1.1 地层

本区地层出露很少，多在混合花岗岩中以残留体的形式分布，主要大面积出露在招远南部[10]（图1—2）；而第四系则广泛分布于河谷两岸及残坡积物覆盖于山坡上。本区主要地层特征如下（表1－1）。

1.1.1 晚太古代胶东群

晚太古代胶东群(Ar_3j)，是胶东地区出露最古老的地层，自下而上由唐家庄组、英庄夼组、齐山组、林家寨组组成。

1)唐家庄岩组(Ar_3jt)：主要岩性为黑云变粒岩夹石榴二辉麻粒岩、磁铁二辉

麻粒岩、角闪二辉麻粒岩、磁铁紫苏麻粒岩及少量斜长角闪岩的岩石组合，以高级变质麻粒岩组合为特征，主要分布于莱西市以北的唐家庄一带。其常规锆石U-Pb年龄为2945 Ma。

表1-1 胶北地区综合地层简表

时代	地层地位		地层代号	主要岩石组合	年龄值
新生代		第四系	Q_3-Q_4	冲积层、坡积层	
		第三系	N_3	陆相碎屑岩和火山岩	燕山运动
中生代		青山群	K_1q	陆相火山岩	17～7Ga
		莱阳群	K_1l	陆相碎屑沉积岩	蓬莱运动
晚元古代	蓬莱群	香夼组	Pt_3px	灰岩及泥灰岩	60～70Ga
		南庄组	Pt_3pn	板岩	
		铺子夼组	Pt_3pp	石英岩	
		豹山口组	Pt_3pb	板岩	荆州运动
元古代	粉子山群	岗山组	Pt_1jg	黑云母片岩	18亿年
		巨屯组	Pt_1jj	黑云母片岩及大理岩	
		张格庄组	Pt_1jzg	含石墨大理岩及透辉石变粒岩	
		祝家夼组	Pt_1jz	浅粒岩	锆石U－Pb
		小宋组	Pt_1js	变粒岩	2042Ma
	荆山群	陡崖组	Pt_1jd	上段：石榴黑云片岩夹黑云变粒岩； 下段：片麻岩及大理岩。	锆石U－Pb
		野头组	Pt_1jy	上段：大理岩夹片麻岩及斜长角闪岩； 下段：变粒岩、斜长角闪岩。	2037Ma
		禄格庄组	Pt_1jl	上段：大理岩夹片麻岩及斜长角闪岩； 下段：黑云片岩、片麻岩及变粒岩。	胶东运动
晚太古代	胶东群	林家寨组	Ar_3jl	变粒岩、斜长角闪岩。	25亿年
		齐山组	Ar_3jq	条带状变粒岩、片麻岩、斜长角闪岩。	
		唐家庄组	Ar_3jt	麻粒岩、斜长角闪岩、变粒岩。	锆石U－Pb

注：在山东省地矿局1987年确定的地层划分方案基础上加以修改。

2)齐山岩组(Ar_3jq)：岩性主要为条纹—条带状黑云母变粒岩、厚层斜长角闪岩，夹黑云母斜长片麻岩。分布于招远的刘山、大秦家，栖霞寺口、大柳家，莱

西市唐各庄、西留，蓬莱及莱州等地。其常规锆石 U-Pb 年龄为 2609.6Ma。

3)林家寨岩组(Ar_3jl)：为薄层－中厚层斜长角闪岩、黑云变粒岩、角闪黑云变粒岩夹浅粒岩等，分布在栖霞林家寨、高家，及莱州朱马一带。

据裘有守等[11]研究，胶东群中的蛇纹岩，其原岩为科马提岩；部分角闪岩、辉石岩和透辉石岩的原岩为玄武科马提岩和富铁科马提玄武岩；多数斜长角闪岩的原岩主要为岛弧拉斑玄武岩，部分为大洋拉斑玄武岩和钙碱系列玄武岩；变粒岩和浅粒岩及斜长片麻岩类的原岩为中酸性火山岩和泥砂质碎屑岩。胶东岩群可以视为广义的太古宙绿岩建造。

1.1.2 古元古代荆山群和粉子山群

1.1.2.1 荆山群(Pt_1j)

荆山群主要由含石墨高铝片岩、富镁的大理岩、片麻岩、透闪石透辉石岩等构成，该套地层中富含晶质石墨矿，其变质程度达到麻粒岩—角闪岩相。原岩为高铝泥质岩、粉砂质泥岩、炭质页岩和镁质碳酸盐岩，夹有部分火山凝灰岩、角斑岩和石英角斑岩[12]。赵懿英等[13]将其划为孔兹岩系。根据原岩从碎屑岩到碳酸盐岩的沉积旋回，荆山群可划分为三个岩组：

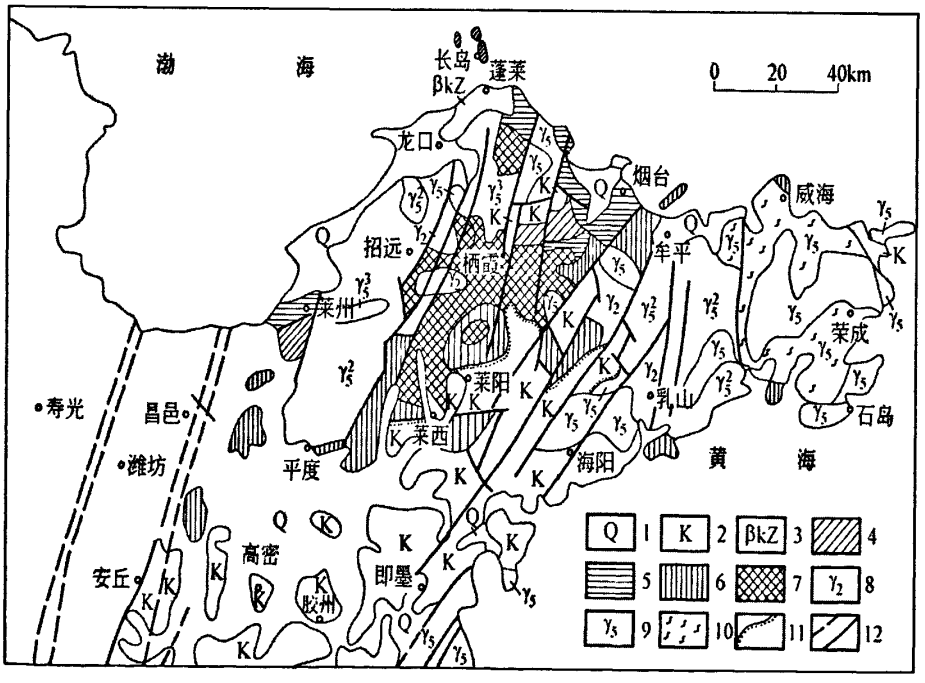


图 1-2　胶东地区地(岩)层分布略图　(据罗镇宽，2002)

1.第四系；　2.白垩系；　3.新生代玄武岩；　4.晚元古代蓬莱群；
5.早元古代粉子山群；　6.早元古代荆州群；　7.晚太古代胶东群；　8.元古宙花岗岩；
9.燕山期花岗岩；　10.片麻岩；　11.不整合界线；　12.主要断层

1)禄格庄组(Pt_1jl)：下部为安吉村岩段，以含石榴石矽线石黑云片岩为主；上部为光山大理岩段，以含蛇纹石大理岩为特征；其厚约 1572 m。

2)野头组(Pt_1jy)：下段以灰绿色透辉变粒岩为主，厚约 217 m；上段为蛇纹石化大理岩和透辉石大理岩，厚约 643 m。

3)陡崖组(Pt_1jd)：下部岩性段为胶东地区晶质石墨矿的主要含矿层位——徐村石墨岩系段，厚约 212 m；上部为水桃林片岩段，以含石榴石矽线石黑云母片岩及蓝晶石黑云片岩为主，厚约 250m。

荆山群的锆石 U-Pb 同位素年龄为 2482.8Ma±21.336 Ma[14,15]，由于部分锆石来自副变质片岩，可能反映碎屑锆石的年龄，故荆山群的形成年龄应小于 2482 Ma；而侵入于荆山群中的花岗岩的锆石 U-Pb 年龄为 1906Ma[14]，故荆山群的形成年龄应大于 1906 Ma，属古元古代。

1.1.2.2 粉子山群((Pt_1f))

粉子山群主要是指胶东地区一套含铁的变粒岩、高铝片岩、片麻岩、富镁大理岩、含石墨岩系和透闪透辉石岩，并夹有菱镁矿的复杂岩系[16]。变质程度为低角闪岩相。其下与胶东岩群呈不整合接触，与上伏蓬莱群也呈不整合接触。从下而上划分为五个岩组。

1)小宋组(Pt_1fx)：主要为黑云母变粒岩夹斜长角闪岩及磁铁石英岩组合，厚约 860m。分布于莱州粉子山小宋村一带。

2)祝家夼组(Pt_1fz)：由浅粒岩、长石石英岩夹片岩和大理岩组成，厚约 970m。分布于栖霞寨头－上林家一带。

3)张格庄组(Pt_1fzg)：由两套大理岩夹一套灰绿色含透闪石、绿帘石的片岩和变粒岩组成，厚约 890m。该组岩性分布广泛，富镁为其主要特征，是菱镁矿和滑石矿的产出层位。

4)巨屯组(Pt_1fj)：为一套含石墨岩系，由石墨云质方解石大理岩、石墨透闪岩、石墨透闪石变粒岩、石墨变粒岩和石墨片岩等构成，厚约 1366m。

5)岗山组(Pt_1fg)：为疙瘩状石榴硅线黑云片岩、黑云片岩、矽线石二云片岩夹变粒岩的岩性组合，厚度大于 1740m。与上伏蓬莱群呈不整合接触。分布在栖霞的汪格庄－古岘一带。

荆山群和粉子山群在原岩建造、岩石化学特征、稀土元素及含矿性等方面具有诸多相似之处，但也存在有较明显的差异[13]。它们的同位素年龄基本相一致，荆山群的年龄为 2484.8～1906Ma，粉子山群为 2381～2075 Ma。它们是属同时代但在不同空间位置上形成的，荆山群主要产出在以胶东群为中心的胶北地体的南侧，而粉子山群则主要分布于胶北地体北侧。

1.1.3 新元古代蓬莱群

蓬莱群(Pt_3p)，是不整合覆盖于胶东群、粉子山群之上的一套低绿片岩相变质的大理岩、千枚岩、板岩和石英岩等的沉积建造，为本区前寒武纪克拉通化后的

第一盖层。据其所含大量微体生物化石[10]，属新元古代震旦系。

1.1.4 中生代莱阳群和青山群

胶北地体上，缺失了整个古生代、早中生代三叠纪和侏罗纪地层，直到晚中生代白垩纪，才在前寒武纪基底上或拉分盆地中沉积了莱阳群、青山群的陆相碎屑岩和火山岩建造。

1.1.4.1 莱阳群(K_1l)

莱阳群是一套河湖相碎屑岩建造，直接覆盖于前寒武纪基底之上，主要分布在胶莱盆地中的莱阳、海阳和诸城一带。各地岩性虽有一定的变化，但均属于陆相的不同色调的砾岩、砂砾岩、砂岩、粉砂岩和页岩，局部夹有灰岩及泥灰岩。侵入到莱阳群中的次火山岩的 K-Ar 同位素年龄为 102 Ma 和 107 Ma[10]，属早白垩世，形成于胶莱盆地拉张的早期阶段。

1.1.4.2 青山群(K_1q)

青山群为一套陆相火山岩建造，呈平行不整合覆盖于莱阳群之上。该群自下而上可划分为四个火山旋回，中基性火山岩和中酸性火山岩相间产出，是胶莱盆地强烈拉张环境的产物，岩石具有富碱的特征，成岩物质主要来源于地幔，有较多的硅铝壳的成分混染。因此，多为中基－中酸性火山岩。青山群中的安山岩、安山玢岩的 K-Ar 同位素年龄为 90～101 Ma[10]，属早白垩世晚期。

1.2 区域构造

1.2.1 褶皱构造

栖霞复式背斜是本区最重要的褶皱构造[1,9]。阜平运动，本区在近南北向挤压应力的作用下，形成轴向近东西向的褶皱构造，其中以栖霞背斜最具代表性，其轴部地层为胶东群。到古生代早期，地壳进入拉张阶段，在复式背斜的两翼形成了海槽，在胶北地体的南侧沉积了荆山群，北侧沉积了粉子山群。粉子山运动使该区地壳上升为陆，同时使荆山群和粉子山群发生里区域变质，与胶东群变质作用相叠加，经过二次南北向构造挤压运动，形成近东西向基地褶皱构造，胶东群内形成连紧闭褶皱，荆山群和粉子山群内则形成较为开阔的褶皱。由于受到后期断裂构造的强烈切割，和燕山期岩浆侵入活动，褶皱构造已经肢解为多段，至今仅保留近东西向褶皱形迹。

1.2.2 断裂构造

1.2.2.1 岩石圈断裂带

1) 郯庐断裂带

郯庐断裂带是一条纵贯中国大陆东部的巨大的左平移断裂带[17]。郯庐断

裂带全长约3600km，宽10～80km不等，其走向NNE10°~30°，产状近于直立，或向西或向东倾斜[18]。在印支构造旋回(晚三叠世)华北与扬子板块的碰撞造山过程中，郯庐断裂带是以陆内转换断层的型式[1]出现的，且以大规模左行韧性剪切位移和强烈的构造动力成岩成矿作用为地学界所瞩目[19,20]。从印支构造旋回至新生代，经历了高压左旋走滑韧性剪切，中压左旋走滑剪切，至中低温伸展断陷作用，以及挤压逆冲兼右行走滑作用等构造阶段。从左旋韧性剪切向脆性伸展断陷的构造转换时期发生在早白垩世末期(120～100Ma.)[19,20]，这个时期正是胶东金矿成矿大爆发时期[21]。所以，郯庐断裂带的每一期活动都与胶东地块上的金矿床的成矿演化息息相关[22]。

郯庐岩石圈断裂纵贯山东中部，沿着沂河、沭河及潍坊分布，称为沂沭断裂，其长度约 220km，宽 20～60km，北宽南窄，断裂带由四条大致平行的大断裂构成，并在断裂带内部形成了汞丹山地垒、沂水地堑、莒县地堑的中央裂谷带——沂沭裂谷。沿中央裂谷分布有偏碱性火山岩及超镁铁质侵入岩，说明该断裂已下切至了地幔。在断裂带东盘形成了一系列北东向的次级断裂和拉分盆地，如胶东地区的招平、焦家、三山岛断裂，和黄县、胶莱、庐纵、宁芜等拉分盆地，并伴随有偏碱性火山岩的喷发，形成了与火山岩、次火山侵入岩有关的铁、铜多金属矿床和金矿床，郯庐岩石圈断裂对山东地区中生代以来的构造演化、成岩成矿具有非常重要的控制作用。

2) 五莲－荣成断裂

五莲－荣成断裂带的西南端与郯庐断裂带在莒县招贤一带斜交(图 1－1)，向东北方向经五莲、海阳、至荣成延入海中。该断裂走向 60°，倾向北西，倾角 60°～70°，在陆地上的部分长约 350km，在海阳附近，被即墨－牟平断裂带左行平移了约 60km。断裂带以北为胶北地体，以南为胶南－苏北地体。和断裂带一起伴生有超镁铁质岩带、高压低温变质的榴辉岩带、低压高温变质带、韧性剪切带[7]。

在航磁图上，五莲－荣成断裂带表现为北北东向的密集磁异常梯度带，其南侧为升高的杂乱磁场，反映了挤压抬升的变质地体；以北为低值场，反映中新生代的陆相沉积岩盆地。在布伽重力异常平面图上，五莲－荣成断裂带也显示为一明显的重力梯度带，梯度带南侧为北东东向重力低，反映南部的硅铝壳比较厚，莫霍面下凹；北侧为重力高，反映胶莱盆地深部地幔上隆。

通过对五莲－荣成断裂周边的地球物理场和断裂带南北两侧地层差异性研究[23]，与其伴生的超镁铁质岩带，榴辉岩带及年代学的研究，以及对韧性剪切带及双变质带的研究[7,24]，人们才逐渐认识到它的重要大地构造意义。它不仅是胶北地体和胶南-苏南地体的分界断裂，也是华北克拉通和扬子克拉通的

分界，是秦岭－大别碰撞造山带的古缝合线，由于郯庐断裂带巨大的左旋平移才将它推移到现在的位置[9]。在推移、挤压过程中，还伴有陆内俯冲及逆冲推覆，与胶北地体上花岗岩的生成和金矿成矿作用有密切的关系。

1.2.2.2 区域性大断裂带

招莱地区的区域性大断裂对本区金成矿具有非常重要的控制意义，从西往东依次发育有：招远－平度断裂带、黄县－掖县断裂带和三山岛断裂带。特别是招远－平度断裂带、黄县－掖县断裂带，对招莱金矿集中区的成矿具有十分重要的控制意义。

1) 招远－平度断裂带(简称招平断裂)

招平断裂带南起平度，向北经招远市区、蓬莱以东、再延入渤海。在招远、平度一带，大致以夏甸为界呈南北两个“S”形，沿北东方向延长，长度超过70 km，是胶东北部地区沂沭断裂带东侧规模最大的断裂之一，断裂带总体展布方向为北东 30°～40°，局部向东或向西偏转。断裂面在走向上和倾向上均呈舒缓波状，断裂带中发育有构造透镜体、构造片理化、眼球状构造、糜棱岩带等一系列压性断裂构造形迹，并发育有不同形式的伴生和派生构造。根据断裂带内各种构造形迹的特征关系，可推断该断裂总体上为压扭特征。从总体上看，招平断裂带以西主要为花岗岩类，断裂以东为胶东群变质岩类；在破头青地段，该断裂沿滦家河岩体与玲珑岩体的接触面延伸，根据其构造形迹可以判断该断裂具有复杂的演化史，且以左行扭动为主[25]。

招平断裂带上各金矿区，普遍发育有深源型－半深源型的各类脉岩，这些脉岩与金矿体在空间上相随出现，与金成矿关系密切，这些脉岩多数来源于下地壳或上地幔；另外，在招平断裂北端还发育第三纪橄榄玄武岩，这说明了招平断裂是一条切地壳断裂带[11,26,27]。

2) 黄县－掖县断裂带(简称黄掖断裂带)

黄掖断裂带[10]，南起掖县城北，往北东经焦家、至黄山馆后，急转为北东东及东西向，构成一向北西凸出的弧形断裂带。断裂带长度约 70 km，断裂总体走向北东 30°，倾向北西，倾角 30°～45°。断裂带南段发育在胶东群地层内，北段切割玲珑混合岩体和上庄岩体，局部沿岩体与胶东群地层的接触薄弱面展布。断裂带存在连续稳定的主断面和一套发育完整的热动力变质岩带。

黄掖断裂带具有多期次活动的特征，其力学性质、运动方式均较复杂。以其断裂的总体延伸特点和伴生构造特征，表明该断裂成矿前为压扭性断裂。成矿期不同阶段的矿化叠加，岩石脆性破碎及含矿次级断裂的发育，使得矿脉形态和容矿裂隙表现为张扭性特征。成矿后构造形迹保留较完整，断裂面发育不太稳定的黑色断层泥，断面上的斜冲、水平擦痕发育、构造透镜体相伴出现和

断裂构造的显微构造分带等都说明其为压扭的特征。

3) 三山岛断裂带

三山岛断裂带[10]，濒临渤海的三山岛，其走向北东40°，倾向南东，倾角30°～40°，长度约5km，宽20～400m，向北延入渤海，向南、向北均被第四系覆盖，断裂沿胶东群地层与玲珑岩体接触带展布。断裂在平面上呈舒缓波状，沿断裂带发育有良好的构造蚀变岩带。三山岛、仓上金矿的长百余米至千余米的工业矿体，均赋存于断裂走向舒缓波状段的构造蚀变带中。

另外，本区还发育有北西向断裂带，但对该区北西向断裂构造的存在、发育规模及控矿意义的看法，存在较大争议。本区由北往南依次为张星－大秦家断裂、三元－陈家断裂、双山庙－罗头断裂三条北西向断裂。对于这些断裂的形成时代，目前有不同的看法，一种观点认为该组断裂是一组在前寒武纪就已存在，直到新生代仍有活动的断裂。另一种观点则认为它们是白垩纪以来发展起来的，属晚新华夏系断裂。

从张星－大秦家断裂来看，该断裂在招远原疃附近控制了界河的展布，由4条相互平行的断裂构成，断裂带宽度超过10m，破碎带发育，透水性非常强。这些北西向断裂的发育规模和程度均远不及本区上述北东向区域性断裂，但活动时间较长，对本区北东向断裂和金矿脉均有明显的破坏作用。

1.3 岩浆岩

胶北地体内岩浆岩十分发育，除广泛发育的花岗质岩类外，还发育有数量众多的各种基性－酸性脉岩，而且这些花岗质岩石和脉岩均与金矿床有密切的时空关系。

1.3.1 花岗岩类

胶北地体上广泛发育的花岗质岩石，主要有玲珑型片麻状黑云母花岗岩、郭家岭花岗闪长岩、滦家河型中粗粒花岗岩等。有关胶东地区花岗质岩石的成因，多年来一直争论不休，争论焦点是这些岩石是“岩浆成因”，还是“混合岩化成因”，还有就是其时代归属问题。

以朱奉三教授等为代表持有混合岩化成因观点[28,29,30]，认为：玲珑花岗岩、郭家岭花岗岩的主成岩期在元古宙，它们是前寒武纪变质建造，经区域超变质作用及面型混合岩化作用的产物，之后，特别是经过中生代燕山早期的构造岩浆活动的叠加改造作用形成的，这次热运动是本区金成矿作用的主要时期，进一步提出了招掖金矿带的成矿模型。

第二种观点[31,32]认为胶东花岗岩为中生代燕山期的重熔岩浆，属石原舜三

所划分的壳源重熔型磁铁矿系列花岗岩，成岩年龄为126～169Ma，为燕山早期花岗质侵入体，是胶东群变质岩系在中生代地壳深部选择性重熔作用形成的岩浆岩，并且认为这种选择性重熔作用，既有连续性，又有阶段性，进一步提出了胶东金矿属重熔岩浆热液成因的观点。但杨敏之[31]则认为金矿床非单一岩浆热液成因，在成矿期有大量大气降水的加入。

第三种观点是原地矿部沈阳地质研究所的研究者们持有这种观点[33,34]，他们认为区域花岗质岩石，既有岩浆成因的，也有混合岩化成因的，广义的玲珑花岗岩是一个非均一的岩体，可划分为玲珑片麻状花岗岩、郭家岭似斑状花岗岩，滦家河花岗岩及艾山花岗岩。其中，玲珑片麻状花岗岩、郭家岭似斑状花岗岩为混合岩化成因，其成岩年龄为元古宙；而滦家河花岗岩和艾山花岗岩为重熔岩浆型花岗岩，同时，本区金矿化时间是在胶东群发生超变质作用时期，混合岩化作用和重熔岩浆作用使金及伴生成矿元素从胶东群中活化迁移，并富集成矿。

第四种观点，是中国地质调查局天津地质矿产研究所的罗镇宽和苗来成[9]提出的，认为花岗质岩石主要是岩浆成因，他们根据先进的SHRIMP测年技术[35]，测定的花岗岩的锆石年龄，并结合这些岩石的其它岩石化学特征，将玲珑型片麻状黑云母花岗岩、滦家河型中粗粒花岗岩，归为陆壳重熔型花岗岩系列；将郭家岭花岗闪长岩、艾山岩体归为壳幔混熔型花岗岩系列。认为陆壳重熔型花岗岩大都呈岩基产出，部分呈岩株产出，结合胶东相当一部分大、中型金矿床都是产在这类花岗岩体内及接触带，认为它们与胶北地体内金矿化具有密切的空间联系。而壳幔混熔型花岗岩多呈较小的岩基、岩株、岩墙产于深大断裂带上及其附近，与围岩大都呈侵入接触关系，接触部位有接触热变质和热交代现象，该类花岗岩不仅是金矿床的重要围岩之一，而且与区内的Ag、Cu、Mo、Pb、Zn等多金属矿化有密切的空间和成因联系。

另外，以卢作祥、范永香为首的中国地质大学(武汉)黄金研究所[36-39]，在胶东地区进行了大量系统的研究工作，提出了广义玲珑花岗质岩石三个演化系列的概念，他们从各种岩石类型及其变质岩包体类型存在着的固定对应关系，提出了“变质作用－交代作用－深熔作用”三个发展阶段模式，从岩石学演化角度上讲，花岗质岩石系列与类型和三个发展阶段密切相关。基于这种对花岗岩成因的认识，并结合本区典型金矿的地质地球化学特征，进一步提出了构造－岩浆控制模型。

1.3.2 脉岩

胶北地体内各类脉岩十分发育，许多金矿床在空间上与脉岩的关系比花岗质岩体更为密切。本区脉岩具有成岩期次多、成分复杂、密度大的特征。据统

计，在玲珑矿田岩脉的密度最大达到 10 条 / km。胶东地区的脉岩种类多，主要有：①中酸性脉岩，包括伟晶岩、霏细岩、花岗斑岩等；②中性－中酸性脉岩，包括角闪正长斑岩、正长斑岩、闪长玢岩等，③基性－超基性脉岩，包括云煌岩、拉辉煌斑岩、闪斜煌斑岩、云斜煌斑岩、辉绿岩及辉绿玢岩等。从时间上看，这些脉岩有的是成矿前形成的，有大体与成矿同时形成的，大量则是成矿后的。已测得这些脉岩的同位素年龄范围多在 80～135Ma 左右[9,40,41]，这些测年值在时间上涵盖了金矿化和胶莱盆地青山群火山岩的形成年龄。矿区脉岩集中发育是胶北地体上金矿床的重要特征之一，一度被视为石英脉型金矿在宏观上的找矿标志。如玲珑矿田的含金石英脉与中基性脉岩常常赋存在同一构造空间[42]。

1.4 金矿床

招远地区金矿床(点)丰富，是我国第一大产金市。这些矿床(点)的分布，主要受几条区域性深大断裂控制，前人将这些矿床划分为几个矿田[1]，自西向东有：受三山岛断裂控制的三山岛－苍上矿田；受黄掖弧形断裂控制的新城－焦家矿田；受招平断裂的控制的玲南九曲玲珑矿田、尹格庄－夏甸矿田；另外，在黄掖弧形断裂和招平断裂之间还发育有次一级灵山沟断裂、草头沟的断裂，它们分别控制着灵北－双目顶矿田和金翅岭－草头沟矿田。

上述主干断裂控制着大、特大型矿床，其下盘次级断裂控制着中、小型矿床。从已知矿床(点)分布来看，由西至东矿床(点)分布由稀到密，在玲珑—九曲一带最为集中，其原因主要是与断裂构造的密集程度有关。玲珑东山处于穹隆背斜的倾伏端，断裂构造相对发育，深部有隐伏带花岗闪长岩侵入，为热液活动造成了良好的空间，因此在玲珑地区形成多处中、大型矿床。而次一级断裂控制着中、小型矿床。

第二章 金翅岭矿区地质特征

2.1 地层

本区地层比较简单，除广泛分布掉第四系外，主要有胶东群斜长角闪片麻岩、黑云角闪斜长片麻岩、斜长黑云角闪片麻岩、黑云角闪石英斜长变粒岩、角闪石英斜长变粒岩、黑云母石英片岩等，它们呈大小不等的残留体分布于玲珑混合花岗岩体中。

2.1.1 第四系

主要分布于界河两岸、冲沟两侧、和山坡前缘平坦地带。主要构成坡积层、洪积层和冲积层，淡黄色至灰褐色，主要由砂土及含砂亚粘土、砂砾、石英砂及次棱角状砾石构成，厚度 8 m ～10m 不等。

2.1.2 胶东群

胶东群在本区主要呈残留体形式产出，岩性主要为斜长角闪片麻岩、黑云角闪斜长片麻岩、斜长黑云角闪片麻岩、黑云角闪石英斜长变粒岩、角闪石英斜长变粒岩、黑云母石英片岩等。残留体的形态多样、规模相差悬殊。这些残留体的形态大多为扁平的透镜体状和不规则状；规模大小不等，一般长 1 m～10 m，宽 0.5 m～5 m，大的长达十余米，甚至数十米，最小的以毫米计。如在金翅岭金矿原疃矿区下部中段的北大巷坑道内发育大量胶东群残留体，且残留体规模均较大，使整个探矿坑道发黑。组成残留体主要矿物有斜长石、角闪石、石英、黑云母等，副矿物有绿帘石、磷灰石、锆石、磁铁矿等，岩石结构主要为粒状变晶、鳞片变晶结构，具有条纹状、条带状、片麻状构造等。

这些残留体条带具有明显的方向性，其走向以北东 30°～50°，倾向北西，倾角 40°～70°，残留体的长轴方向与其本身的片理、片麻理方向基本一致，均为 NNE－NE 向，另外，这些残留体的片理方向与玲珑岩体的片麻理方向基本一致，残留体中不同程度地发育有混合岩化。有些残留体，甚至和玲珑花岗岩一起呈现小褶曲构造产出，这就说明玲珑岩体在混合岩化过程中经历了塑性流动的特点。

2.2 构造

矿区位于黄掖断裂和招平大断裂所挟持的中间地段，在栖霞东西向基底复式褶皱北部。区内褶皱构造不发育。黄掖断裂和招平大断裂这两条断裂，长度均有

百余公里，宽百余米至数百米，断裂带下盘发育厚数米的糜棱岩，糜棱岩之下又发育断层泥，上盘既发育有挤压形成的塑性变形岩又有张扭性的碎裂岩、角砾岩。碎裂岩带多被后期的含矿热液胶结，经后期活动而形成矿化角砾。断裂带走向均为NE45°左右，倾角中等，但倾向相反，它们共同控制了招掖金成矿带。区域上许多大型、特大型金矿都赋存于这两条区域性大断裂的下盘。本区刚好位于成矿带的中间部位。

张星一大秦家断裂是本区的北西向区域断裂，目前认为主要是成矿期后构造，对北东向构造或矿脉有破坏作用，断裂面在延伸方向上呈舒缓波状，断裂带内发育一层断层泥，构造破碎带宽数米一数十米，其规模要次于上述两条北东向断裂。该断裂在本区控制了界河的展布，主要由4条相互平行的断裂构成，断裂带宽度超过10m。

矿区内断裂构造发育，按走向大致可分为北东向、近南北向、北北东、南东东向及北西五组。

2.2.1 北东向断裂

北东向断裂在本区最发育，同时也是矿区内重要的控矿断裂构造，如P4、P19、P24、P25、P3号等矿化蚀变带均受对应的断裂控制。该组断裂规模相对较大，长一般500～1200m，宽0.5～8m，延深一般超过500m。断裂走向北东30°～65°，以北东50°最常见，倾向北西，倾角60°～82°，局部处向南东倾。沿倾斜方向和走向方向，构造面呈舒缓波状，表现为压扭性特征；构造带内构造角砾岩和碎裂岩发育，显示张扭特征；即力学性质为先压扭后扭张的复合特性。该组断裂为多期次活动断裂，成矿后亦有活动，导致矿石破碎。该组断裂也是大郝家探矿区最主要的控矿断裂。

2.2.2 近南北向断裂

近南北向断裂在矿床内数量少，其规模大小不一，且沿断裂带也多有脉岩充填，主要为角闪正长斑岩、晚期煌斑岩等脉岩，其中角闪正长斑岩脉发育处，往往发育富的金矿体，是本区重要的找矿标志之一。如原疃矿区-190～-340米的坑道均揭露到该组断裂，其走向350°～15°，倾角大，倾向可东可西。但该组断裂与北东向断裂相交时，其一般不超过北东向断裂。

2.2.3 北北东向断裂

北北东向断裂是本区主要的控岩、控矿断裂，其中往往充填有各类中基性一中酸性脉岩。其走向20°，倾向北西，倾角较陡，长度数千米，宽几米至数十米，是本区的成矿前断裂。该组断裂中的脉岩与围岩界限清楚，外接触带可见明显的烘烤褪色现象。由于成矿期的构造活动，使该组断裂再次活动，在脉岩转弯处，处于拉张环境，使含矿流体沿这些裂隙充填而形成矿脉，脉岩起到屏蔽控制成矿

热液扩散的作用。该组断裂在成矿后仍有活动，在金翅岭采区－170m 中段，10#矿体被错断，断裂带宽 85cm，其中发育金矿石英脉矿石的角砾和晶洞，晶洞内方解石呈晶形好呈板状。

2.2.4 南东东向断裂

南东东向断裂在矿区中数量较少，主要有 F12、F13 、F14 断裂。断裂带内岩石破碎，裂隙之间沟通性好，多呈强滴水，局部呈水量较大。P24、P25、P4、P19 等矿化蚀变带也都被近南东东向断裂错断，故为成矿后断裂。该组断裂在金翅岭采区最发育，如 F12 断裂在金翅岭采区三级竖井以南不远处，从-170m 中段开始揭露到，向下至-380m 中段，其断裂带宽度达 3m，走向 95°～105°，倾向南西，倾角 82°～88°，将北北西向矿体右行错断达 2.4m。再如－80m 中段的西大巷，主要施工于该组断裂带中。

2.2.5 北西向断裂

北西向断裂主要在界河附近集中发育，主要有 F1、F2、F3、F5、F6，其中 F1、F2 等断裂构成界河断裂带；其规模较大，长度一般在百余米至数千米，单条断裂宽 0.5m～3m 不等，走向 320°左右，倾向南西，倾角 65°～80°。断裂沿走向和倾斜均呈舒缓波状起伏，并可见糜棱岩，显示强烈压扭性特征；同时，断裂带内角砾岩、碎裂岩和碳酸盐脉发育，显示一定的张扭特征，明显表现出多期次活动的特点。该组断裂在本区往往切割北东向断裂构造，其形成较晚，具有破矿特征。在金翅岭采区－80m 中段西大巷，反映 F10 断裂，其走向 329°，倾向南西，倾角 75 °，断裂带控制长度 200 m，宽度 3.2m，发育花岗质角砾和碳酸盐脉，十分破碎，掘进易塌方。

2.3 岩浆岩

本区与金成矿有关的花岗质岩异常发育，呈大面积分布，主要有玲珑混合花岗岩和郭家岭似斑状花岗闪长岩，两者呈侵入接触。另外，本区还发育大量脉岩，本次研究将本区发育的脉岩划分为：角闪正长斑岩类、似斑状花岗闪长岩、正长斑岩类、闪长玢岩类、煌斑岩类、花岗斑岩、辉长岩和矿化花岗闪长斑岩等。

为了说明问题，论文在此处一并论述玲珑混合花岗岩和郭家岭似斑状花岗闪长岩特征。

2.3.1 玲珑混合花岗岩基

本次研究从地质体的宏观构造、与围岩接触关系、以及本区地质事件入手，认为玲珑岩体是强烈混合岩化的混合花岗岩，是胶东群及太古代形成的富金的海底基性火山岩，在晚太古代－早元古代的胶东运动过程中，这些岩层发生了广泛

的区域变质作用，形成了区域变质岩，在元古代南北挤压条件下，形成了近东西向展布的栖霞复背斜，并在栖霞背斜的核部发生强烈混合岩化，形成了混合花岗岩，在深部韧性断裂活动的带动下，金向背斜空间和断裂中迁移富集。之后，特别是，中生代受到了强烈的岩浆及其热液的改造，形成了本区的金矿床，正式由于强烈的岩浆和热液活动，以及不同学者对样品的取舍，才使本区的同位素测年得出：玲珑岩体的年龄从古生代至晚中生代均有。

本区玲珑岩体的主要岩性有：浅肉红色微片麻状中粗粒混合花岗岩，浅灰白色微片麻状中粗粒混合花岗岩，暗灰色微片麻状中细粒混合花岗岩、变斑状混合片麻岩等。其主要矿物成分为：斜长石(含量 10%～45%)、正长石(含量 50～15%)、石英(含量 28%～32%)，暗色矿物为黑云母和角闪石，暗色矿物含量 1～7%，副矿物磷灰石、榍石、磁铁矿、锆石和石榴石等。

本区玲珑混合花岗岩具有 SiO_2 相当高的特征，特别是浅色花岗岩和片麻状花岗岩明显高于深色花岗岩，而深色花岗岩的铁、镁、钛含量明显高于前者，这与深色花岗岩含有相对较多的暗色铁镁质相一致。另外，这些岩石的碱金属含量均较高；而绢英岩化花岗岩 FeO 含量明显高于未蚀变的岩石，这与绢英岩化与黄铁矿化有密切关系。

2.3.2 郭家岭似斑状花岗闪长岩

郭家岭似斑状花岗闪长岩主要产于玲珑混合岩体的北部，以含有巨大的微斜长石斑晶为特征；是燕山期岩浆沿东西向基底大断裂上侵，并受东西向的蓬莱—玲珑穹窿状背斜控制形成的，自西向东发育有上庄岩体、北截岩体、南围山岩体。其中，在研究区一带，玲珑混合花岗岩体上覆在郭家岭似斑状花岗闪长岩之上，在玲珑跑马岗一带出露了大小 7 个小岩枝，且在玲珑西山 206m 中段坑道中均揭露到了似斑状花岗闪长岩，而至龙口田家一带，似斑状花岗闪长岩又呈岩株出露，在双目顶一带，玲珑混合花岗岩明显呈残留顶盖的形式，残留在似斑状花岗闪长岩之上（图 2－1）。

在本研究区，郭家岭似斑状花岗闪长岩主要在坑道和钻孔中揭露到，主要呈细小岩枝状发育于原疃采区-110m 中段以下和金翅岭采区-130m 中段以下。岩石为浅肉红色，呈岩枝状侵入玲珑岩体中，似斑状花岗结构，斑晶呈

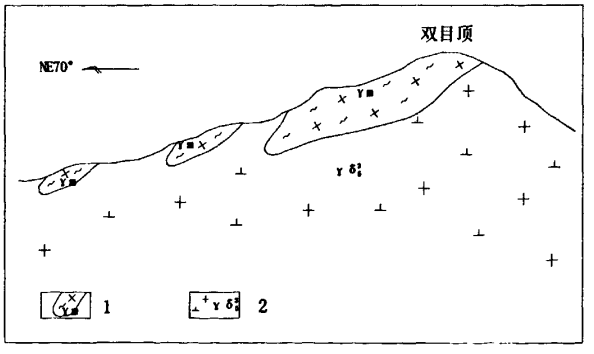


图 2－1　郭家岭岩体上的玲珑岩体残留顶盖

1－玲珑混合花岗岩　2－郭家岭似斑状花岗闪长岩

巨斑状，由 20～30mm 的自形微斜长石构成，部分地段斑晶达 40mm 大小，斑晶含量变化也较大，含量 20%～45%；基质主要由斜长石、碱性长石、石英构成，暗色矿物主要为角闪石和少量黑云母，副矿物为磷灰石、磁铁矿、榍石、锆石等。在显微镜下，可见各种交代现象，如：交代残留结构、交代条文长石、包含结构和蠕石英结构等。

研究得出，郭家岭似斑状花岗闪长岩的 SiO_2 含量明显低于玲珑混合花岗岩，具有中酸性岩的特征，而郭家岭似斑状花岗闪长岩的铁、镁、钛含量明显高于玲珑混合花岗岩，与玲珑深色花岗岩的相当，其它指标也与玲珑混合花岗岩基本一致。

2.3.3 脉岩

本区的脉岩主要呈北东－北北东向产出，往往与矿化蚀变带同时产于同一构造带中，部分脉岩局部呈近南北向产出。其中，晚期的石英闪长玢岩，往往沿北东东向断裂产出，早期的脉岩和成矿期脉岩往往发育有弱的矿化特征。

区内脉岩异常发育，分布密度大，种类多，主要为浅成或超浅成的中酸性脉岩，少量基性岩脉。如原疃采区-190m 中段北大巷，从北到南，发育的脉岩主要有云煌岩、含石英正长斑岩、正长斑岩、角闪正长斑岩、霏细岩、闪长玢岩等。从浅部（-190m 中段）至深部（-270m 中段），各类脉岩从 8 条增多到 10 条。新出现的脉岩往往呈致密隐晶质结构。再如，金翅岭采区在-80m 中段的西大巷也揭露到一个脉岩密集段，主要有似斑状花岗闪长岩、角闪正长斑岩、正长斑岩、煌斑岩、花岗斑岩、闪长玢岩等。

本区脉岩可归纳为八大类：①角闪正长斑岩（λo）类，其特征是岩石中基本不含斜长石；②似斑状花岗闪长岩(γδ)；③正长斑岩(λ)类，其特征是岩石中往往含有少量斜长石斑晶；④闪长玢岩(δμ)类，以斑晶斜长石为主；⑤煌斑岩(X)类；⑥花岗斑岩(γπ)，其特征斑晶中斜长石、正长石各半；⑦辉长岩（τ）；⑧矿化花岗闪长斑岩(γδπ)。

（1）角闪正长斑岩类

角闪正长斑岩类脉岩是本区最发育的脉岩之一，主要包括：角闪正长斑岩、含石英角闪正长斑岩、少斑晶角闪正长斑岩等。其发育宽度一般在 0.8m～2.5m 之间；颜色为暗红色－浅灰红色，具有斑状结构，块状构造。斑晶为角闪石和正长石，基质多为隐晶质。该类脉岩局部处含有少量石英斑晶；该类脉岩的斑晶含量变化较大，角闪石斑晶 8%～2%，正长石斑晶 6～2%，石英斑晶少于 1%。斑晶大小一般 1mm～2.4mm 大小，角闪石斑晶一般较大，在 2mm 以上，角闪石发育强烈绿泥石化特征。基质主要为微晶正长石、角闪石，少量含微晶石英，副矿物黄铁矿、磁铁矿、磷灰石、屑石等。另外，在这类脉岩的尖灭部位，脉体变

细，往往呈现霏细岩特征，为少斑晶角闪正长斑岩，其基质中的微晶正长石具有定向排列特征，显示岩浆流动特点。这类脉岩与本区其它脉岩的区别是岩石中基本不含斜长石。

（2）似斑状花岗闪长岩

似斑状花岗闪长岩也是本区最发育的脉岩之一。特别是，在张华山一带，该类脉岩的规模较大，宽的可达十米以上。脉岩颜色为灰白－浅肉红色，具似斑状结构、斑状结构，块状构造。斑晶为斜长石、正长石，少量角闪石和石英，其斑晶斜长石含量 30%～45%，正长石含量 10%～15%，角闪石 6%左右、石英 4%左右；其基质以正长石为主，少量绢云母、斜长石和石英，副矿物磁铁矿、磷灰石等。该类脉岩的中部具似斑状结构，边部其矿物颗粒明显的细化，基质为隐晶质。该类脉岩的正长石斑晶 1～2cm 大小，明显小于郭家岭似斑状花岗闪长斑岩中的斑晶；且该类脉岩中往往发育有暗色矿物包体，可与郭家岭似斑状花岗闪长岩相区别。

（3）正长斑岩类

本区发育的正长斑岩类脉岩，主要包括白云母正长斑岩、石英正长细晶岩等，这类脉岩在本区规模较大，如原疃采区北大巷中揭露的脉岩宽度在 20m 左右。其颜色为浅灰色－浅肉红色，具有斑状结构，块状构造。斑晶主要为正长石，少量斜长石、石英；其斑晶正长石含量 15%～20%，斜长石含量 3%～5%，石英 5%左右，白云母 2%～4%；基质为细小的正长石、石英、白云母，少量角闪石，副矿物黄铁矿、磷灰石、磁铁矿等。本区的该类脉岩，由于正长石为其主要斑晶，且正长石斑晶一般只有 1mm～2mm 大小，故在岩石标本中不甚明显，而岩石呈现细晶岩特征。而含石英的正长斑岩由于正长石在肉眼观察时，往往不明显，一般会被误认为是石英斑岩。这类脉岩的岩石中往往只含有少量斜长石斑晶而与本区其它脉岩相区别。

（4）闪长玢岩类

闪长玢岩类脉岩也是本区最发育的脉岩之一，主要包括闪长玢岩、石英闪长玢岩、安山质闪长玢岩等。这类脉岩在本区发育数量较多，除个别规模较大，一般规模较小，宽度小于 0.5m～1m。

闪长玢岩为青灰色－灰绿色，具块状构造，斑状结构。斑晶为斜长石、角闪石，斜长石斑晶含量 10%～20%、角闪石斑晶含量 6%左右；角闪石斑晶较大，一般为 2mm～3mm，斜长石 1mm 大小；基质为微晶斜长石、正长石和角闪石，副矿物磁铁矿、磷灰石等。岩石中往往发育绿泥石化、碳酸盐化和浸染状黄铁矿化。本区该类脉岩主要形成于成矿期。

本区石英闪长玢岩主要形成于成矿后期，岩石为青灰色－灰绿色，具块状构

造，斑状结构。斑晶为石英、斜长石、角闪石，斜长石斑晶含量 10%～20%、角闪石斑晶含量6%左右、石英斑晶含量6%；其中石英斑晶最明显，粒度较大，2mm～5mm，其次为角闪石斑晶，一般为2mm～3mm，斜长石1mm大小。其基质为微晶斜长石、正长石和角闪石，副矿物磷灰石、磁铁矿等。岩石中发育较强烈的绿泥石化、白云石化。

本区的安山质闪长玢岩形成早于成矿期；岩石为浅红色—暗红色，岩石具似斑状结构、斑状结构，块状构造。斑晶为斜长石、正长石、角闪石；斜长石斑晶含量25%左右、正长石斑晶含量8%左右、角闪石斑晶含量4%左右；其中斜长石斑晶最明显，白色，粒度较大，2mm～4mm，其次为角闪石斑晶，一般为2mm～3mm。其基质主要为微晶正长石，少量斜长石和角闪石，副矿物磷灰石、磁铁矿等。角闪石斑晶发育强烈的绿泥石化、碳酸盐化。

（5）煌斑岩类

本区煌斑岩类脉岩的种类较多，主要包括云煌岩（钾质煌斑岩）、闪辉正煌岩、角闪正煌岩、闪斜煌斑岩、辉石正煌岩等。其中以云煌岩最发育，在金翅岭金矿的各采区均有发育，这些云煌岩的规模相对较大，最宽度达8m左右。

云煌岩中心为暗红色，两侧为深灰黑色，具斑状结构，块状构造。斑晶为黑云母和少量角闪石，基质为微晶正长石、微晶黑云母，副矿物有磷灰石、磁铁矿、锆石等。岩石的主要矿物成分及含量：正长石含量68%左右，黑云母含量25%左右，角闪石含量6%左右。此外，岩石发育强烈的碳酸盐化，角闪石发育强烈的绿泥石化。此外，在金翅岭采区-30m中段北大巷，发育一条0.80m宽的含辉石正煌岩脉，其中辉石构成斑晶，辉石含量2%左右。

辉闪正煌岩，主要发育于金翅岭-30m～-80m中段的北部，走向北东，宽1m左右，其延伸稳定；颜色为深灰黑色，具块状构造，斑状结构。斑晶为辉石、角闪石、黑云母，斑晶中辉石含量3%左右，角闪石3%左右，黑云母2%左右。其基质为微晶正长石、少量黑云母和斜长石，副矿物磁铁矿、磷灰石等。该类脉岩未发育蚀变现象，也应属成矿期后的脉岩，其形成时间最晚。

角闪正煌岩中心为深暗绿色，具斑状结构，块状构造。斑晶为角闪石、正长石、黑云母；其中，角闪石含量10%左右，正长石含量8%左右，黑云母含量5%左右；其基质为微晶正长石、微晶角闪石，副矿物磁铁矿、磷灰石等。岩石的主要矿物成分及含量：正长石含量74%左右，角闪石含量20%左右，黑云母含量6%左右；此外，岩石发育强烈的碳酸盐化和绿泥石化，其中的角闪石强烈绿泥石化，析出了大量浸染状分布的微细粒磁铁矿。

辉石正煌岩发育于金翅岭-30m～-80m中段的北部，走向北东，宽1.5m左右，延伸稳定；颜色为深灰黑色，具斑状结构，块状构造。斑晶为辉石含量25%左

右，黑云母含量 5%左右，绿帘石含量 2%左右，角闪石含量少于 1%，其基质为微晶正长石、微晶黑云母，副矿物磁铁矿、磷灰石等。本区揭露到底这脉岩相当新鲜，蚀变不发育，为成矿期后的脉岩。

（6）花岗斑岩

本区发育的花岗斑岩与上述的正长斑岩的特征相似，肉眼不易区别。主要包括花岗斑岩、含角闪花岗斑岩等。其颜色为浅灰色－浅肉红色，具有斑状结构，块状构造。斑晶主要为正长石、斜长石和石英，基质为细小的正长石、斜长石、石英、白云母，副矿物磁铁矿、磷灰石等。这类脉岩以其斑晶中等正长石含量和斜长石含量基本相当与本区其它脉岩相区别。该类脉岩也往往发育有碳酸盐化、硅化等。

（7）辉长岩

本区仅在勘探钻孔中揭露到了辉长岩脉，根据矿山已有勘探资料显示，该辉长岩脉走向为北东 35°方向，由于地表未出露，仅有一个钻孔揭露了该脉岩，故其具体产状和规模不清。岩石的颜色为深黑色，具有典型的辉长结构，块状构造。主要由基性斜长石、紫苏辉石和少量角闪石构成，副矿物磁黄铁矿、磷灰石、榍石和锆石等。斜长石为 1mm－2mm 大小的自形板状，含量 70%左右，辉石 1mm 大小的短柱状，含量 15%左右，角闪石为 1.2mm×0.6mm 大小的长柱状，含量 10%左右，黑云母为 0.5mm 大小的片状，含量 5%左右。该脉岩的节理裂隙较发育，沿节理裂隙发育有磁黄铁矿化、黄铁矿化和钾化微细脉。

（8）矿化花岗闪长斑岩

本次研究工作，在本区北部坡子一带首次鉴定出矿化花岗闪长斑岩，该花岗闪长岩呈脉状产出，其颜色为浅灰色，具有斑状结构，块状构造。斑晶主要为斜长石，正长石、石英和少量角闪石；其中斜长石斑晶较大达 2mm～5mm，正长石 0.5mm 大小，石英 0.5mm 大小，其中石英斑晶发育明显的熔蚀现象，角闪石 0.5mm～1mm 大小；基质为细小的长英质，副矿物磁铁矿、磷灰石等。岩石中，发育较强烈的金属矿化特征，金属矿物主要为黄铁矿，黄铁矿呈细粒浸染状均匀分布于花岗斑岩中。这是研究区内发现的与矿化最直接相关的岩浆岩。

另外，本区脉岩的岩石化学特征表明：这些脉岩主要为钙碱性，其钾含量明显多于钠，脉岩的分异指数较高，说明这些脉岩经过了强烈的分异。岩石中钾含量明显多于钠，且在 Na_2O+K_2O 与 SiO_2 投影图中主要投影在高钾系列岩石区，这些脉岩基质的电子探针分析结果也显示其基质主要是钾长石，这可能反映了本区深部发生过强烈的去钾作用。深部的去钾作用，有利于各类岩石的净化，会使岩石中的杂质元素离子被剔除，从而使本区的成矿元素被置换出来，在后期的成矿流体中富集，有利于本区金矿化的发育。

第三章 金翅岭矿床地质特征

3.1 矿体地质特征

原疃矿床内已累计查明20余条矿脉，主要有P83、P125、P24、P3、P4、P1、P19。矿体严格受断裂构造控制，金矿体主要为北东向和近南北向；金矿体具有脉幅窄、长度短、规模小、数量多、产状变化大、陡倾斜、品位高等特点。矿体赋存在矿化蚀变带内，围岩为混合花岗岩，由黄铁矿石英脉及蚀变岩组成。在上述七条矿脉中共圈定有十一个矿体，即P24-2、P125-1、P4-3、P4-4 、P4-5、P4-6、P83-1、P3-3、P1-9、P1-Ⅲ、 P19-x，全部为盲矿体。其中，P4号矿化蚀变带为原疃采区最主要的含矿蚀变带。

P4号矿化蚀变带已探明储量占原疃矿区总储量的64.28%，其分布在矿区的中部，走向北东45°～60°，倾向北西，倾角63°，局部有反倾现象。矿化蚀变带中发育P4-4、P4-3、P4-5、P4-6四个金矿体。矿体主要呈脉状产出，矿石类型为黄铁矿石英脉型，次为黄铁绢英岩化花岗质碎裂岩。

表3-1 原疃矿区矿体地质特征一览表

矿体编号	蚀变带编号	矿体形态	矿体产状		矿体规模(m)		平均水平厚度(m)	厚度变化系数(%)	平均品位($\times10^{-6}$)	品位变化系数(%)
			走向	倾角	长	斜深				
P83-1	83	透镜状	55°	68	50	180	0.41	112.7	10.20	146.9
P3-3	3	透镜状	60°	65	50	100	0.46	98.1	11.37	102.6
P4-4	4	脉状	50°	63	120	300	1.15	41.8	7.63	159.4
P4-3	4	脉状	50°	63	28	100	1.34	58.8	4.39	207.8
P4-5	4	脉状	55°	62	83	220	1.16	59	8.18	102
P4-6	4	脉状	56°	60	83	/	1.58	55	25.52	107
P19-X	19	透镜状	55°	85	35	120	0.58	66.6	10.26	272.3
P1-9	1	帚 状	20°	77	60	170	0.56	78.4	14.92	143.4
P1-Ⅲ	1	透镜状	28°	77	50	30	0.45		14.18	
P24-2	24	脉状	55°	78	100	150	0.55	66.6	11.29	237.4

据矿山生产资料

P4-4矿体产在4号矿化蚀变带东段的3B～13勘探线之间，沿走向长度约120 m，水平厚度0.65 m～1.26 m，平均真厚度0.90 m，平均品位6.72×10^{-6}，控制的赋存深度自-260m 到-380m。矿体品位变化系数 159.4%，厚度变化系数 41.8 %。矿体形态呈脉状，往深部分为两部分，有厚度变薄和品位变贫的趋势。金矿化特点：以脉状、块状黄铁矿化为主，有时发育细脉浸染状黄铁矿和星点状黄铜矿化。该矿体是本区矿化较稳定、厚度稳定的金矿体。

P4-3矿体产在4号矿化蚀变带西段的1～5勘探线之间，离P4-4矿体10m～30m，矿体沿走向长20 m左右，水平厚度1.21 m～1.31 m，平均真厚度1.26 m，平均品位 4.39×10^{-6}，控制的赋存深度自-265 m 到-400 m。矿体品位变化系数 207.8%，厚度变化系数 58.8%。矿体主要呈脉状，有向南西方向明显的侧伏特征。矿化特点：以细脉浸染状黄铁矿化为主，其次是脉状、条带状黄铁矿石英脉。矿体品位沿走向及倾向变化均很大，矿体厚度变化不大，是矿化不太稳定、厚度稳定的金矿体。

其余矿体地质特征见表3－1。

3.2 矿石特征

3.2.1 矿石类型

本区金矿体的矿石类型主要为含金石英脉型和少量蚀变岩型。不同矿体中，根据组成矿石的主要金属矿物和蚀变矿物组合特征可分为四种类型：黄铁矿型、褐铁矿型、黄铁矿石英脉型、多金属硫化物石英脉型等四种。

主要矿石矿物有黄铁矿、磁铁矿、纤铁矿、针铁矿、含银自然金，其次有方铅矿、闪锌矿、黄铜矿，少量磁黄铁矿、辉锑矿、斜方辉铜铋矿、辉铜矿、毒砂等；主要脉石矿物有石英、绢云母、方解石、绿泥石、正长石、斜长石、粘土矿物等。主要矿物特征如下：

黄铁矿为本矿床的最主要大金属矿物，呈淡黄色，中—细粒结构，以浸染状、细脉状或团块状分布于金矿石中。据黄铁矿晶形统计，以立方体与五角十二面体的聚形为主，其次为立方体晶形、五角十二面体、六面体与八面体的聚形、八面体。黄铁矿晶形简单，则金品位低；晶形复杂，则金品位高。富矿部位以细粒黄铁矿和聚形黄铁矿为主。

黄铜矿、方铅矿、黄铜矿含量较少，常呈半自形－它形的矿物集合体分布于多金属硫化物的矿石中。

石英主要以硅化石英脉动形式出现。以灰白色或烟灰色石英与黄铁矿等多金属硫化物构成含金矿石。

方解石常呈白色－灰白色，半自形菱面体，主要呈脉状分布，有时与石英共生形成脉。

3.2.2 矿石结构、构造

本区矿石的结构具有典型充填交代结构的特征，主要有交代自形晶结构、交代残余结构、固熔体分离结构、它形粒状结构、碎裂结构等。矿石构造主要有脉状构造、角砾状构造、浸染状构造、块状构造、晶洞构造等。

3.2.3 成矿阶段划分

根据本区矿石中矿物共生组合、矿石结构构造、围岩蚀变和测温结果，本矿床从早到晚热液期可划分为如下四个阶段：I(黄铁矿)绢云母-石英脉阶段→II黄铁矿-石英阶段→III多金属硫化物石英→IV石英－碳酸盐阶段。其中，II黄铁矿-石英阶段和III多金属硫化物石英是金的主要成矿阶段。

3.3 金的赋存状态

3.3.1 金矿物分布特征

本次研究工作，在矿区主要施工坑道中，有选择地采集了各类样品100余件，重点选择磨制光片13件、光薄片17件用于研究金的赋存状态。其中，4件光片和4件光薄片见金矿物，仅有27%的发现金矿物颗粒，金矿物颗粒总粒数为269粒。见金颗粒最多的光薄片为J49，见金粒数高达96粒，且这些金颗粒集中分布于不足2cm^{2}的面积内，由此可见金颗分布极不均一。

3.3.2 形态及粒度统计特征

在显微镜观测，经电子探针验证的金颗粒多呈不规则状、浑圆状、片状、乳虫状等形态。对269粒金矿物粒数统计(表3－2)表明：不规则状金占78.44%，乳虫状金占10.04%、浑圆状占4.46%、片状占7.06%。

表3－2　金翅岭金矿床金矿物形态统计分析

金颗粒形态	浑圆状	乳虫状	片状	不规则状
粒数	12	27	19	211
占百分数(%)	4.46	10.04	7.06	78.44

金的赋存形式主要为显微金，少量明金和次显微金，金矿物的粒度分布特征如表3－3。金矿物主要粒径分布于0.01mm～0.074mm之间。

表 3-3　金翅岭金矿床金矿物的粒度分布特征

粒径范围	>0.30	0.30 — 0.074	0.074 — 0.037	0.037 — 0.010	0.010 — 0.001	<0.001
粒数	1	9	58	134	46	21
占百分数(%)	0.37	3.35	21.56	49.81	17.10	7.81

3.3.3 赋存状态及嵌布特征

根据显微镜下鉴定统计，本区的载金矿物种类较多，主要有黄铁矿、褐铁矿、石英、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿等。其中，以黄铁矿、石英、褐铁矿石含金性最好，是本区最主要的载金矿物。金矿物在显微镜下多呈金黄色—亮黄白色。

表 3-4　金翅岭金矿床金的赋存状态统计

金颗粒形态	包裹体金	粒间金	裂隙金
粒数	39	47	183
占百分数(%)	14.50	17.47	68.03

从表 3—4 中可以看出，本区单体金矿物的嵌布关系，以裂隙金为主，占 68.03%，粒间金、包裹体金相当，分别占 17.47%和 14.50%。这些单体金矿物的主要产出形式有：

①黄铁矿中的裂隙金（照片 1、2）；

②石英中的裂隙金（照片 3）；

③黄铁矿中的包裹体金（照片 4、5）；

④石英中的包裹体金（照片 6）；

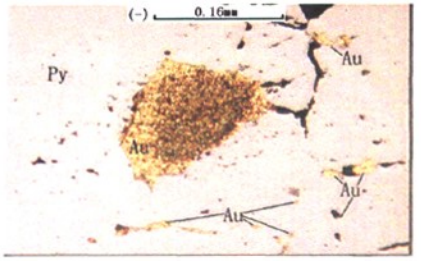
⑤金属硫化物与石英之间的粒间金（照片 2、6、7）；

⑥方铅矿等金属硫化物中的包裹体金（照片 8）；

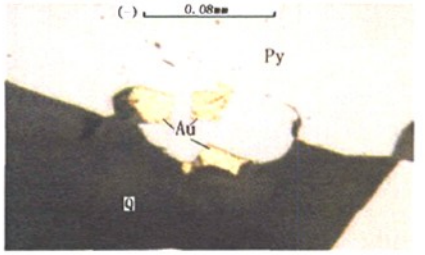
⑦褐铁矿中的裂隙金等。

金矿物的嵌布形式表明，包裹体金主要嵌布于黄铁矿中占 82%，特别是细粒黄铁矿中；少量嵌布于石英和方铅矿等其它金属硫化物中；裂隙金也主要嵌布于黄铁矿微裂隙中，少量在石英裂隙中；粒间金主要嵌布于黄铁矿粒间及黄铁矿与石英粒间。本区次生氧化带中的褐铁矿与金关系密切，也是黄铁矿氧化的结果。

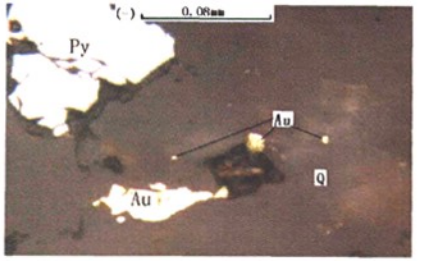
由此可见，本区金矿化与黄铁矿化关系十分密切，与金矿物与黄铁矿的嵌布关系是有关；而金矿物与多金属硫化物关系也相当密切，所以叠加了多金属硫化物矿化的金矿体，其品位往往也较高。



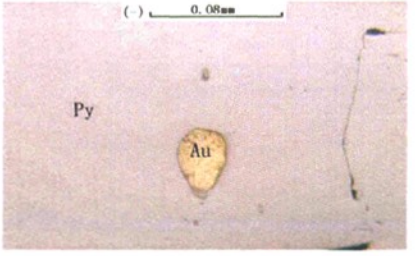
照片 1：J49 黄铁矿中的裂隙金



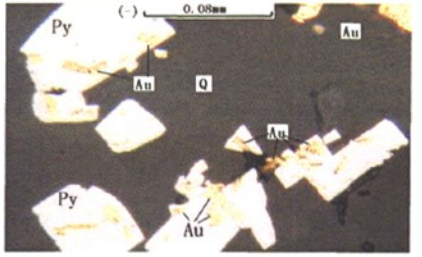
照片 2：J37 黄铁矿中的裂隙金及黄铁矿与石英之间的粒间金



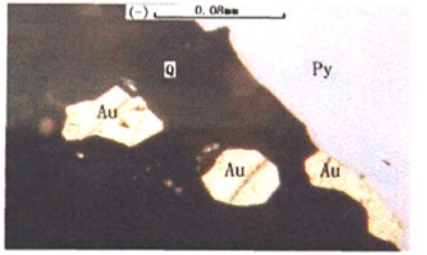
照片 3：J49 石英中的裂隙金和包裹体金



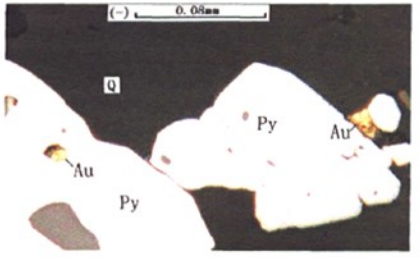
照片 4：Y61 黄铁矿中的包裹体金。



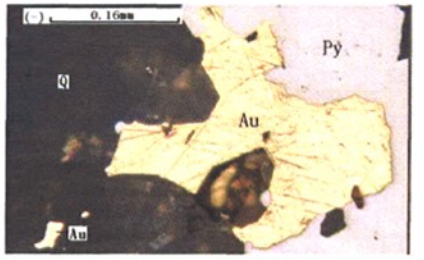
照片 5：Y56 黄铁矿中的乳虫状包裹体金与石英中的裂隙金。



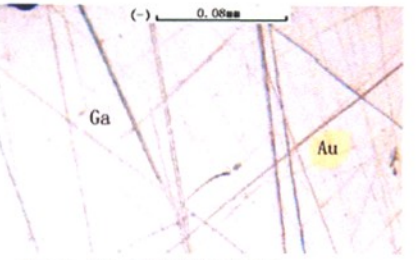
照片 6：J36 石英中的包体金，和石英与黄铁矿之间的粒间金。



照片 8：Y67 黄铁矿中的包裹体金和黄铁矿之间的粒间金。



照片 7：Y27 黄铁矿与石英之间的粒间金（明金），和石英中的裂隙金与石英中的裂隙金。



照片 9：Y32 方铅矿中的包裹体金。

3.3.4 金的成色特征

对显微镜下找到的金颗粒，根据其表面特征、颜色色调和嵌布特征及载体矿物类型进行分类，选择有代表性的金矿物颗粒进行了电子探针分析，其结果如表3—5，金翅岭金矿的金矿物主要为独立的银金矿[43]。

表 3－5 金翅岭金矿床金矿物探针分析

载体矿物	金颗粒类型（测试数量）	Au(%)	Ag(%)	金成色平均值(‰)	
黄铁矿	裂隙金(3)	81.16～84.23	18.84～15.77	827.8	矿区金矿物金成色平均值在：803.4～850.9之间。
	包裹体金(2)	83.45～88.36	16.55～11.64	850.9	
	粒间金(2)	81.37～85.55	18.63～14.45	834.6	
石英	裂隙金(2)	80.38～83.62	19.62～16.38	820	
	包裹体金(2)	82.34～87.42	17.66～12.58	848.8	
	粒间金(1)	83.46	16.54	834. 6	
黄铜矿	裂隙金(1)	82.46	17.54	824. 6	
	包裹体金(1)	82.74	17.26	827. 4	
	粒间金(1)	82.15	17.75	821. 5	
方铅矿	包裹体金(1)	80.34	19.76	803. 4	
褐铁矿	裂隙金(1)	84.73	15.27	847. 3	

中南大学测试中心电镜室

金翅岭金矿的II黄铁矿—石英阶段和III多金属硫化物石英是金的主要成矿阶段，从早期到晚期，金的成色逐步降低，银的含量逐步增高，反映出银较金的亲硫性相对较强，在热液中相对稳定，多在热液演化的晚期阶段相对富集，使金的成色降低。

据 Shikazono 等[44]对日本脉状金矿中的金矿物的 Ag/Au 比率研究，认为相同温度下，热液中硫的活度值越大，形成的金矿物的 Ag/Au 比率越大，易形成银金矿；而相同硫活度条件下，温度越高，则形成的金矿物 Ag/Au 比率越小，易形成自然金。这与金翅岭金矿中的金矿物成色随硫活度增高、温度降低而降低的特征相一致。

另外，Ag、Au 在成矿流体中最主要的存在形式是与硫、氯等形成络合物，因而金的成色还与氯活度有关，而本金矿成矿流体的氯离子含量低(详见第五章)；同时，成矿流体的稳定同位素资料表明，本区成矿流体属岩浆残余热液与地下循环水相混合的产物，到晚期，成矿流体的氧逸度增高明显，成矿流体中的硫酸根离子浓度必然增高，使 Ag、Au 与硫的络合物稳定性快速下降，形成 Ag/Au 比率较小的银金矿。

3.4 围岩蚀变特征

金翅岭金矿的矿化蚀变带均受复合断裂构造控制，其矿化强度一般与围岩蚀变的发育程度相一致。由于本区蚀变带的宽度一般较窄，各种蚀变的分带性不明显，存在明显的蚀变叠加现象，这样就呈现出本类矿床矿化蚀变带的蚀变组合分带特征：

1、内带：黄铁矿化－硅化－绢英岩化蚀变组合；黄铁矿化发育是本带的最重要特征，其中，在含金石英脉型金矿体处硅化非常强烈，而在蚀变岩型金矿体处，硅化相对较弱，岩石中的暗色矿物和长石等矿物几乎被完全蚀变，特别是，暗色矿物已彻底消失；蚀变产物绢云母片较大。这是构成本区主要工业矿体蚀变组合。

2、中带：硅化－绢英岩化；该带黄铁矿化相对较弱，硅化和绢英岩化基本同上，如果内带发育，本带往往可与内带一起构成具有工业意义的金矿体，否则无工业意义。

3、外带：绢英岩化－钾化－碳酸盐化等；主要发育于碎裂岩内及外侧一定范围内，该带内的长石保持着残余核，绢云母呈细微片状，碳酸盐细脉发育。该蚀变是一种远矿蚀变组合，在生产实践中具有很好的指示意义。

第四章 金翅岭矿区地球化学特征

4.1 微量元素地球化学特征

本项目的平行子题，对各地质体的微量元素作了详细分析，这里主要引用其结论。从上述标准化微量元素含量曲线图可以看出：本区各类岩石明显富集 Bi、Pb、Ba、Ag，相对富集 Sn、Zn、Co 等元素，微量元素中明显亏损 Hg、As、Ti、Cu、Mo、Ni、V 等元素。其中，玲珑混合岩体中浅色花岗岩与片麻状肉红色花岗岩的微量元素特征相似，而与深色花岗岩的区别主要表现在 Mn—Co 元素之间，前者明显低于后者。采集分析的 15 件玲珑混合花岗岩的微量元素分析样品，剔除 3 件明显有微矿化的样品外，12 件样品的金含量平均值为 0.978×10^{-9}，与徐金方[43]胶东地区玲珑型花岗岩的金丰度值为 1.24×10^{-9} 相当。郭家岭似斑状花岗闪长斑岩的微量元素含量见表 4—1，样品之间微量元素含量具有明显的相似性，只有 Pb、Bi 明显高于中酸性岩的含量[44]，而 Cu、Mo、Sn、B、As、Hg、Au 明显低于中酸性岩的含量；其它元素则与中酸性岩的含量相当。2 件似斑状花岗闪长斑岩的金含量平均值为 1.015×10^{-9}，与徐金方[43]测得的郭家岭型花岗岩的金丰度值为 1.15×10^{-9} 相当。本区 6 件老变质岩的样品金含量平均值为 0.533×10^{-9}，它们的金含量均非常低。上述三个地质体的金含量与本地区发生金矿化富集前地质体的金背景值相差很大，说明它们在经历了长期的地质作用后，金等成矿元素发生了迁移和强烈富集，对本区的金成矿贡献非常大，在变质作用、混合岩化和中生代重熔作用岩浆过程，成矿元素 Au、Ag、Pb、As、Bi、Zn、Cu 被大量萃取进入到断裂带中，经过多次富集、叠加而富集成矿。而金矿石的微量元素特征与钾化脉和绢英岩化蚀变岩等的特征，相似程度高，明显富集 Au、Ag、As、Zn、Cu 等元素。

4.2 稀土元素特征

稀土元素的地球化学特征，在最近几十年内得到了巨大发展与广泛应用，通过研究稀土元素的地球化学特征，可示踪有关的地质作用过程、判别地质体的成因、探讨有关地球与天体的演化等，这些已成为稀土元素地球化学发展的重要方向，目前稀土元素地球化学的研究与应用几乎涉及了地球科学的各个领域及一些相关学科的众多领域，国内外所积累的这方面的素材极为丰富[45-51]。

本次研究工作，详细地对本区主要地质体进行了稀土元素分析，分析样品 43 件，分析结果见表 4—1。由表 4—1 可知其稀土元素的总量（ΣREE）在 20.64～827.17 μg/g 之间，轻重稀土比值均在 11.72～31.22 之间。δEu 主要在 0.44～1.26 之间，只有

一个矿石样品的δEu值大于1。δCe值在0.77～0.97之间。

4.2.1 玲珑混合岩体的稀土元素组成特征

本次研究采集玲珑混合岩体中的片麻状花岗岩、深色花岗岩、绢英岩化花岗岩，还有其中产出的伟晶岩脉和残留体等7件样品进行了稀土元素分析。由表4－1可知：其稀土元素的总量ΣREE在54.85～161.37μg/g之间，其中伟晶岩脉稀土总量最高，其次为片麻状花岗岩，暗色花岗岩和蚀变花岗岩的稀土总量含量相当，这些岩石的稀土总量均明显高于老地层残留体。

这些岩石的轻重稀土比值在11.72～31.22之间，其中片麻状花岗岩与蚀变花岗岩和伟晶岩的轻重稀土比值在23～31之间，轻稀土明显富集。而深色花岗岩与老地层的轻重稀土比值在12左右，可能显示两者的亲缘关系。δEu在0.44～0.94之间，均具负铕异常，其中深色花岗岩和老地层的铕异常最不明显。δCe值在0.85～0.93之间，铈异常不明显。玲珑混合岩体中各种岩石的稀土配分型式如图4－1；从图4－1可知，这些岩石的稀土配分曲线基本一致，表明了这些岩石具有一定的成因联系。

本次研究还分析了一件郭家岭似斑状花岗闪长斑岩样品，编号J21－1，其稀土配分型式如图4－19，它与玲珑混合岩体中各岩石的稀土配分型式也基本一致，只是稀土总量明显高于玲珑混合岩体岩石的稀土总量，这一特征符合稀土元素易于富集于熔浆的特点。

玲珑混合岩体中片麻岩残留体，样品编号Y32－1，其稀土配分型式如图4－1，它与玲珑混合岩体中各岩石的稀土配分型式也基本一致，只是稀土总量低于前者，且轻重稀土比值明显低于前者，这一特征与片麻岩为胶东群中的基性－超基性岩石变质而来相一致，符合轻稀土元素相对易富集于酸性岩，而重稀土元素相对易富集在超基性－基性岩中的特点。

4.2.2 角闪正长斑岩的稀土元素组成特征

本次研究采集角闪正长斑岩9件样品进行了稀土元素分析，其中2件为边缘相，1件为含石英斑晶的。由表表4－1可知：

角闪正长斑岩的稀土元素的总量均较高，ΣREE在198.82～416.83μg/g之间。δEu在0.61～0.88之间，均具较弱负铕异常。δCe值在0.77～0.90之间，铈异常不明显。

其稀土配分型式如图4－2所示；其中6件角闪正长斑岩的稀土配分曲线基本完全一致，而2件为边缘相，1件为含石英斑晶角的闪正长斑岩的稀土配分型式与上述6件样品具有一定的差异性，可能反映它们在形成环境的差异性。

4.2.3 正长斑岩的稀土元素组成特征

本研究中采集分析了2件正长斑岩和2件石英正长斑岩样品，其稀土元素分析结果见表4－1。由表可知：

表 4-1　　埃子王家—原瞳地区各类岩、矿石的稀土元素含量和特征值表

样号	样品名称	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	REE	L/G	δ Eu	Eu/Sm	δ Ce
J46-3	肉红色花岗岩	30.94	51.61	4.68	14.63	2.47	0.32	1.73	0.24	1.08	0.22	0.53	0.09	0.45	0.09	109.07	23.70	0.46	0.13	0.91
Y9-2	片麻状花岗岩	28.49	48.94	4.57	14.39	2.41	0.48	1.58	0.19	0.71	0.13	0.29	0.04	0.21	0.04	102.45	31.22	0.70	0.20	0.92
Y16-6	深色花岗岩	18.29	34.23	4.31	16.62	3.27	0.95	2.81	0.38	1.52	0.32	0.66	0.11	0.58	0.09	84.14	12.02	0.94	0.29	0.88
J5-2	伟晶岩	45.12	77.04	7.18	22.22	3.64	0.45	2.43	0.31	1.32	0.26	0.63	0.11	0.55	0.10	161.37	27.18	0.44	0.12	0.92
Z2-2	蚀变花岗岩	22.78	39.66	3.70	11.91	2.27	0.32	1.47	0.21	0.85	0.15	0.36	0.06	0.30	0.06	84.08	23.37	0.50	0.14	0.93
J56-2	蚀变花岗岩	25.00	41.31	4.60	14.92	2.29	0.45	2.01	0.22	0.73	0.15	0.32	0.05	0.29	0.05	92.38	23.18	0.62	0.20	0.85
Y32-1	片麻岩	13.03	22.83	2.70	9.74	1.80	0.44	1.60	0.22	1.01	0.23	0.52	0.09	0.56	0.09	54.85	11.72	0.78	0.24	0.86
J21-1	似斑状花岗闪长岩	63.82	101.10	10.60	34.16	5.06	1.21	4.81	0.51	1.89	0.41	1.00	0.18	1.09	0.18	226.04	21.41	0.74	0.24	0.84
J43	角闪正长斑岩	81.43	133.30	14.77	48.55	7.22	1.70	6.68	0.71	2.65	0.58	1.42	0.25	1.48	0.24	300.97	20.50	0.74	0.24	0.84
Y31-1	角闪正长斑岩	52.25	87.27	9.90	32.85	4.96	1.27	4.45	0.54	2.12	0.50	1.14	0.20	1.20	0.19	198.82	18.25	0.81	0.26	0.85
J42-1	角闪正长斑岩	65.75	117.70	13.84	47.39	7.08	1.31	5.87	0.71	2.63	0.59	1.46	0.22	1.32	0.21	266.08	19.46	0.61	0.19	0.88
Y48	角闪正长斑岩	61.51	104.00	11.42	38.90	6.01	1.56	5.32	0.60	2.32	0.52	1.17	0.20	1.20	0.20	234.93	19.38	0.83	0.26	0.87
Y44	角闪正长斑岩	95.73	155.30	17.03	55.71	7.87	1.88	6.66	0.72	2.61	0.58	1.38	0.26	1.52	0.26	347.52	23.84	0.78	0.24	0.84
J61	角闪正长斑岩	71.17	99.62	10.66	31.65	4.79	1.02	3.32	0.42	1.82	0.38	1.02	0.19	1.01	0.21	227.28	26.15	0.74	0.21	0.77
Y28-2	角闪正长斑岩	96.29	185.90	23.20	79.49	11.25	2.07	9.61	1.00	3.48	0.75	1.67	0.28	1.58	0.25	416.83	21.38	0.59	0.18	0.90
Y45-2	角闪正长斑岩	92.88	152.00	16.96	57.73	8.52	1.86	7.43	0.79	2.87	0.60	1.47	0.25	1.52	0.26	345.14	21.72	0.70	0.22	0.84
J32-1	角闪正长斑岩	61.21	94.32	9.64	28.10	3.45	1.03	3.62	0.36	1.28	0.30	0.79	0.14	0.92	0.16	205.32	26.12	0.88	0.30	0.83
J3	花岗闪长斑岩	57.44	97.47	9.19	28.76	4.87	1.05	3.28	0.45	2.00	0.38	0.96	0.16	0.86	0.17	207.04	24.07	0.76	0.22	0.91
Y67-1	正长斑岩	51.53	86.71	8.04	24.93	4.19	0.69	2.91	0.41	1.91	0.40	1.04	0.19	1.03	0.22	184.19	21.75	0.57	0.16	0.91
Y26-1	正长斑岩	36.29	58.83	6.34	20.09	2.96	0.56	2.73	0.31	1.30	0.30	0.72	0.13	0.85	0.14	131.56	19.29	0.59	0.19	0.85
Y66-1	石英正长斑岩	46.02	74.91	8.01	25.99	3.98	1.00	4.03	0.39	1.43	0.30	0.68	0.13	0.76	0.12	167.74	20.41	0.76	0.25	0.85
Y25-2	石英正长斑岩	58.08	95.21	10.54	34.28	5.08	1.33	4.41	0.48	1.68	0.35	0.81	0.13	0.71	0.11	213.19	23.57	0.84	0.26	0.85
J30-2	花岗斑岩	54.92	92.29	8.69	27.43	4.55	0.82	2.99	0.40	1.73	0.33	0.84	0.14	0.77	0.15	196.04	25.66	0.64	0.18	0.91

续表 4-1　　埃子王家—原瞳地区各类岩、矿石的稀土元素含量和特征值表

Z3-3	花岗斑岩	75.09	114.90	11.64	33.79	4.22	0.89	4.07	0.41	1.36	0.33	0.77	0.14	1.16	0.15	248.94	28.64	0.65	0.21	0.83
D22-2	花岗斑岩	62.42	96.34	9.65	28.04	3.51	0.74	3.33	0.34	1.16	0.25	0.62	0.12	0.72	0.12	207.36	30.14	0.66	0.21	0.84
Y46-2	成矿期闪长玢岩	223.6	355.30	43.10	147.00	22.26	4.85	16.77	1.76	5.69	1.14	2.58	0.41	2.36	0.35	827.17	25.63	0.74	0.22	0.80
J16-1	闪长玢岩	74.10	120.30	10.85	31.99	4.87	1.03	3.44	0.44	1.87	0.38	1.00	0.18	0.96	0.19	251.60	28.73	0.73	0.21	0.89
J41	石英闪长玢岩	96.53	174.10	18.47	61.68	10.61	2.28	6.66	0.90	3.82	0.72	1.69	0.26	1.30	0.26	379.29	23.30	0.78	0.22	0.91
J48	石英闪长玢岩	61.11	107.90	12.91	43.88	6.46	1.37	5.42	0.65	2.36	0.55	1.28	0.20	1.15	0.18	245.43	19.81	0.69	0.21	0.86
J1-1	早期煌斑岩	70.04	127.60	13.47	47.41	8.98	1.85	5.76	0.90	4.36	0.90	2.21	0.39	1.94	0.39	286.19	15.99	0.74	0.21	0.92
D35	早期煌斑岩	75.25	125.50	14.59	49.57	7.80	1.93	7.19	0.84	3.39	0.77	1.81	0.32	1.98	0.32	291.27	16.52	0.78	0.25	0.84
Y23-3	煌斑岩	88.12	181.10	20.65	72.78	13.78	3.12	8.62	1.25	5.30	0.96	2.18	0.35	1.61	0.31	400.12	18.45	0.82	0.23	0.97
Y33-3	煌斑岩	83.66	147.60	18.72	67.12	11.05	2.87	9.28	1.10	4.08	0.84	1.85	0.28	1.53	0.25	350.23	17.24	0.85	0.26	0.85
Y23-5	煌斑岩	92.54	172.00	19.13	67.17	12.85	2.92	8.03	1.19	5.17	0.96	2.21	0.36	1.79	0.35	386.66	18.29	0.82	0.23	0.92
J7-1	晚期煌斑岩	52.18	95.90	12.45	47.45	9.26	2.02	7.85	1.10	4.28	0.89	1.81	0.29	1.55	0.24	237.26	12.18	0.70	0.22	0.86
J25-3	闪云煌岩	69.77	131.50	14.73	54.04	11.86	2.51	7.55	1.21	5.34	0.96	2.12	0.34	1.67	0.33	303.94	14.57	0.76	0.21	0.92
D28-1	辉长岩	50.90	88.01	10.28	35.88	5.70	1.30	4.71	0.57	2.18	0.49	1.13	0.20	1.16	0.18	202.69	18.08	0.74	0.23	0.86
D23-1	花岗闪长斑岩	56.21	83.32	9.16	28.36	4.28	0.91	2.85	0.33	1.33	0.25	0.64	0.11	0.60	0.12	188.47	29.23	0.75	0.21	0.79
D23-2	花岗闪长斑岩	50.82	84.61	9.24	29.19	3.91	0.75	3.62	0.36	1.09	0.24	0.58	0.10	0.64	0.09	185.24	26.61	0.60	0.19	0.86
Yk190	矿石	13.82	22.77	2.55	8.74	1.58	0.39	1.79	0.11	0.49	0.09	0.24	0.04	0.29	0.05	52.96	16.06	0.71	0.25	0.85
Jk170	矿石	5.46	9.02	0.99	3.35	0.53	0.22	0.49	0.06	0.21	0.05	0.12	0.02	0.12	0.02	20.64	18.13	1.26	0.40	0.85
Jk210	矿石	6.69	11.13	1.20	3.73	0.52	0.15	0.47	0.05	0.18	0.04	0.10	0.02	0.09	0.02	24.37	24.59	0.88	0.28	0.86
Zk25	矿石	11.54	17.56	1.86	5.80	0.98	0.26	1.56	0.11	0.50	0.12	0.32	0.07	0.44	0.08	41.19	11.87	0.63	0.26	0.81
	基性岩	0.37	0.96	0.14	0.71	0.23	0.09	0.31	0.06	0.38	0.09	0.25	0.04	0.25	0.04					

测试单位：中南大学地学院地质实验室 CIP—MS 分析室

正长斑岩稀土元素的总量在本区各类岩石中属中等，ΣREE 在 131.56～213.19μg/g 之间。轻重稀土比值在 20.41～23.57 之间，其轻重分异程度与片麻状花岗岩具有明显的一致性。δEu 在 0.57～0.84 之间，均为较弱负铕异常。δCe 值在 0.85～0.91 之间，铈异常不明显。其稀土配分型式如图 4－3 所示；这些正长斑岩的稀土配分曲线基本一致，表明它们具有相同的物质来源和相近的成岩环境。

4.2.4 花岗斑岩的稀土元素组成特征

本次研究对 3 件花岗斑岩样品进行了稀土元素分析。由表 4－1 可知：

花岗斑岩的稀土元素的总量在本区各类岩石中属中等，ΣREE 在 196.04～248.94μg/g 之间。轻重稀土比值在 25.66～30.14 之间，其轻重稀土分异程度明显高于本区的其它岩石类型，是轻重稀土分异最强烈的脉岩。δEu 在 0.64～0.66 之间，均具有明显的负铕异常。δCe 值在 0.83～0.91 之间，铈异常不明显。其稀土配分型式如图 4－4 所示；这 3 件花岗斑岩的稀土配分曲线基本一致，仅在重稀土元素部分出现了一定的分异，也表明它们具有相同的物质来源和相近的成岩环境。

4.2.5 闪长玢岩的稀土元素组成特征

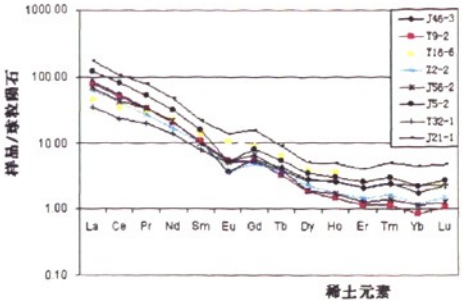
本研究中采集分析了 1 件成矿期的青灰色闪长玢岩、1 件闪长玢岩和 2 件石英闪长玢岩样品。由表 4－1 可知：

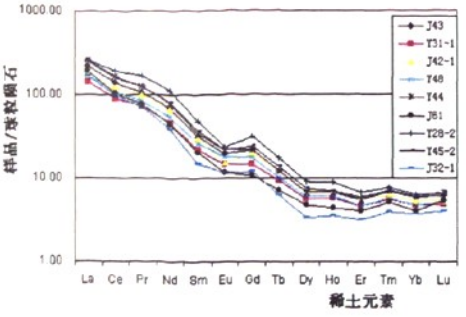
闪长玢岩的稀土元素的总量较高，特别是，成矿期的青灰色闪长玢岩是本区各类岩石中稀土总量最高的，其 ΣREE 为 827.17μg/g，其它 3 件在 245.43～397.29μg/g 之间；轻重稀土比值在 19.81～28.73 之间，其轻重分异程度在本研究区属中等。δEu 在 0.69～0.78 之间，均为较明显的负铕异常。δCe 值在 0.80～0.91 之间，铈异常不太明显。其稀土配分型式如图 4－5 所示；这些闪长玢岩的稀土配分曲线相互平行，只是在稀土总量上存在明显的差异性，结合本区实际，表明它们是同一的物质来源，在不同成岩演化条件下形成的。

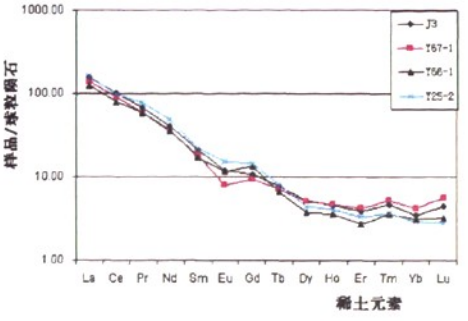
4.2.6 煌斑岩的稀土元素组成特征

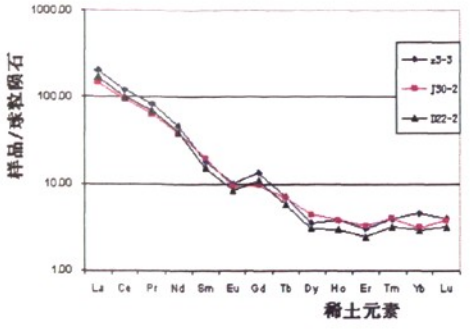
在金翅岭金矿范围内，煌斑岩脉非常发育，成岩期次多，故采集分析了 7 件样品，其稀土元素分析结果见表 4－1。由表可知：

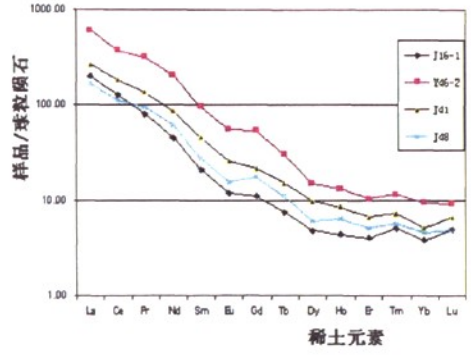
各类煌斑岩的稀土元素的总量比较高，ΣREE 在 237.26～400.12μg/g 之间。其中，中期煌斑岩的稀土总量明显高于早期和晚期的煌斑岩。轻重稀土比值在 12.18～18.29 之间，其轻重分异程度与本区其它岩石相比，属中等。煌斑岩 δEu 在 0.70～0.85 之间，具有较明显的负铕异常。δCe 值在 0.84～0.97 之间，铈异常非常不太明显。如稀土配分型式如图 4－6 所示，这些样品的稀土配分曲线密集的分布，且基本一致，但在成岩期次上表现有一定的差异性，表明它们具有相同的物质来源，和相似的成岩演化过程。

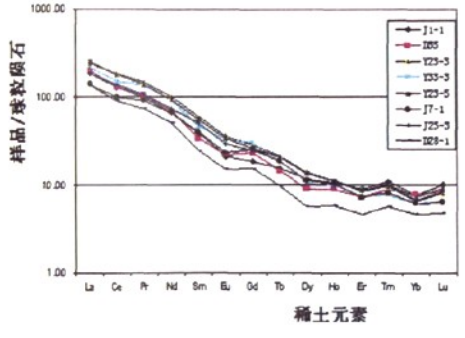












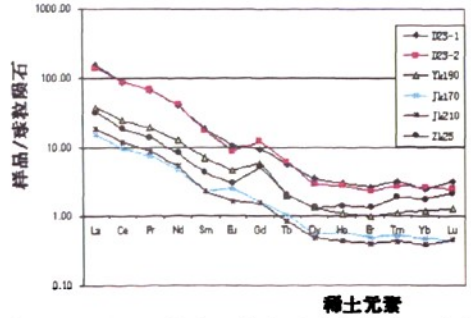


图 4－1	图 4－2
图 4－3	图 4－4
图 4－5	图 4－6
图 4－7	

图 4－1 玲珑混合岩、郭家岭岩体和角闪斜长片麻岩的稀土配分型式图
图 4－2 角闪正长斑岩的稀土配分型式图
图 4－3 正长斑岩的稀土配分型式图
图 4－4 花岗斑岩的稀土配分型式图
图 4－5 闪长斑岩的稀土配分型式图
图 4－6 煌斑岩的稀土配分型式图
图 4－7 矿石及矿化花岗闪长斑岩的稀土配分型式图

另外，本次研究还分析了1件辉长岩样品的稀土特征，其稀土元素分析结果见表4－2。从稀土配分图4－6可知，辉长岩的稀土配分曲线基本与煌斑岩的稀土配分曲线群相平行；这可能与它们在岩性上的相似性有关。

4.2.7 矿化花岗斑岩及矿石的稀土元素组成特征

本研究中采集分析了2件矿化花岗斑岩和4件矿石样品，它们的稀土元素分析分析结果见表4－2。由表4－2可知：

矿化花岗斑岩的稀土元素的总量为ΣREE在185.24～188.47μg/g之间；轻重稀土比值在26.61～29.23之间，其轻重分异程度与玲珑混合岩体中的片麻状花岗岩具有明显的一致性。δEu在0.60～0.75之间，均具有明显负铕异常。δCe值在0.79～0.86之间，具有较明显负铈异常。

本区各种矿石样品的稀土元素的总量为ΣREE在20.64～52.96μg/g之间。轻重稀土比值在11.87～24.59之间，表明矿石类型不同其轻重分异程度不一。除Jk170样品的δEu=1.26，为铕正异常外，其它矿石样品的δEu在0.63～0.88之间，具有明显的负铕异常。δCe值在0.81～0.86之间，具有较明显负铈异常。

这些岩矿石的稀土配分型式如图4－7所示；矿化花岗斑岩和矿石样品的稀土配分曲线基本一致，只是总含量存在明显差别，可能表明它们具有相同的物质来源。

4.3 同位素特征

4.3.1 硫同位素特征

硫同位素组成是判定成矿物质硫来源的最有效手段之一。不同的$\delta^{34}S$值代表了不同硫的来源，一般认为，$\delta^{34}S$(CDT)值集中在零值附近者多为地幔来源的硫，$\delta^{34}S$(CDT)值在20‰左右代表海水硫酸盐中的硫来源，而$\delta^{34}S$值为较大负值时表示开放条件下细菌还原成因的硫来源，$\delta^{34}S$值为5‰～15‰者，代表硫的来源较复杂[52-54]。

硫化物作为金的重要矿化剂之一，其地球化学行为与金的迁移、沉淀之间有着密不可分的联系，因此，依据矿床的硫同位素组成与变异规律，可以确定矿化剂的来源与成矿作用发生的物理化学条件。

冶金部天津地质研究院的杨敏之（1998）教授[31]，对金翅岭金矿和附近的十里铺银矿的主要金属硫化物，进行了硫同位素研究，结果如表4－2。

从表4－2可知，2件金翅岭金矿石中黄铁矿的硫同位素组成δS^{34}在+4.7‰～+4.8‰之间，它们之间的极差仅为0.1‰，而闪锌矿硫同位素组成δS^{34}在+2.6‰～+3.0‰之间，极差达0.4‰。

十里铺银矿的黄铁矿和闪锌矿硫同位素组成δS^{34}分别为-4.7‰和-4.6‰。

表 4-2　金翅岭金矿和十里铺银矿硫同位素组成

样　号	矿　物	δS^{34}(CDT)（‰）	采样位置
J-19-2	黄铁矿	+4.7	金翅岭
J-17-2	黄铁矿	+4.8	金翅岭
J-19-2	闪锌矿	+3.0	金翅岭
J-17-2	闪锌矿	+2.6	金翅岭
S-6	黄铁矿	-4.7	十里铺
S-6	闪锌矿	-4.6	十里铺

引自杨敏之（1998）

另外，王义文[55]在金翅岭金矿采集了 4 件黄铁矿和 2 件闪锌矿，进行了硫同位素分析，这 6 件样品的硫同位素组成 δS^{34} 在+2.6‰～+5.3‰，极差为 2.7‰，平均硫同位素组成 δS^{34} 在 4‰。

金翅岭金矿的硫同位素组成与招莱金矿集中区的硫同位素组成特征相一致，即矿床的平均硫同位素组成与矿床所在的位置有关[1]。招莱金矿集中区最西部，位于三山岛断裂的三山岛金矿的平均硫同位素组成 δS^{34}=+11.8‰；往东到玲珑混合岩体与胶东群地层接触带，沿焦家断裂带主带分布的新城、龙埠、焦家、马塘金矿的平均硫同位素组成 δS^{34} 在+9.5‰～+10.3‰之间；其东侧沿望儿山－上庄次级断裂分布的望儿山、河东、上庄、王家沟、界河等金矿的平均硫同位素组成 δS^{34} 在+7.8‰～+10.3‰之间；由此往东沿黄埠岭－北截断裂分布的黄埠岭、灵山沟、北截等金矿的平均硫同位素组成 δS^{34} 在+7.8‰～+9.1‰之间；而在本区的原疃、草头沟、东曲家金矿的平均硫同位素组成 δS^{34} 在+4.9‰～+6.3‰之间，到玲珑金矿田 δS^{34} 平均为+6.8‰。

金翅岭矿床中闪锌矿的硫同位素组成 δS^{34} 明显低于黄铁矿的 δS^{34}，这与闪锌矿的形成明显晚于黄铁矿有关，闪锌矿主要形成于成矿的晚期阶段，成矿流体在演化过程中，其氧逸度 fO_2 会明显增高，而成矿流体的氧逸度升高，必然会导致成矿流体中的 SO_4^{2-} 增多，SO_4^{2-} 增多加剧了硫同位素的分馏，而使重硫富集于 SO_4^{2-} 中，从而使闪锌矿硫同位素组成 δS^{34} 值明显降低。

十里铺银矿的主成矿阶段，要明显晚于金翅岭金矿的主成矿阶段，所以，其金属硫化物的硫同位素组成 δS^{34} 均明显低于金翅岭金矿的金属硫化物的硫同位素组成 δS^{34} 值。

金翅岭金矿的硫同位素组成特征表明，成矿物质主要来源于深部，并有大量壳源物质介入，表现出多来源特征，特别是，十里铺银矿的浅部物质加入相对更多。

4.3.2 铅同位素特征

铅的同位素演化与时间、地质构造环境、源区物质等密切相关。B.R.Doe, et al[56]通过研究世界上不同地质环境中的铅同位素组成，提出了“铅构造演化模式”。该模式认为，地球上的铅同位素是从上地壳、下地壳和上地幔（<500km）三个储库中演

化而来等，基于大陆增生发生于 4.0Ga 以前，由于频繁的造山作用，使地幔、下地壳和上地壳的铀、钍、铅得到充分混合，形成造山带铅，并模拟得到了铅的平均增长曲线，因不同地质环境铀、钍、铅含量的差异，使得铅同位素组成千差万别。

表 4-3 研究区各类岩、矿石的铅同位素组成

样号	岩石名称	Pb^{206}/Pb^{204}	Pb^{207}/Pb^{204}	Pb^{208}/Pb^{204}
Y12-2	浅色花岗岩	17.531	15.853	38.400
Y16-6	深色花岗岩	16.932	15.289	37.188
Z2-2	绢英岩化花岗岩	17.210	16.437	36.929
Y32-1	黑云角闪石英斜长片麻岩	17.559	15.941	38.090
J21-1	似斑状花岗闪长斑岩	16.531	15.359	36.586
Y28-2	少斑晶角闪正长斑岩	17.477	16.889	39.552
Y45-2	少斑晶角闪正长斑岩	17.445	16.390	39.078
J43	角闪正长斑岩	17.024	15.454	37.876
Y31-1	角闪正长斑岩	17.024	15.637	37.576
J42-1	角闪正长斑岩	16.927	15.845	37.627
Y48	角闪正长斑岩	17.937	16.346	39.987
Y44	角闪正长斑岩	18.015	16.567	39.427
Y25-2	含石英角闪正长斑岩	17.001	15.603	37.974
J32-1	含石英角闪正长斑岩	17.726	16.077	38.559
Y67-1	正长斑岩	16.942	15.624	37.508
Y66-1	石英正长斑岩	17.436	16.081	38.523
J30-2	花岗斑岩	17.163	15.741	37.772
D22-2	花岗斑岩	17.493	16.251	39.266
D22-2	花岗斑岩	17.780	16.447	39.460
Y46-2	闪长玢岩(kb)	17.868	16.119	39.676
J48	石英闪长玢岩	17.266	15.865	37.946
D35	早期煌斑岩	18.034	16.370	38.845
Y23-3	煌斑岩	17.001	16.139	38.379
Y23-5	煌斑岩	17.227	15.599	37.877
J7-1	晚期煌斑岩	17.689	15.930	38.761
D28-1	辉长岩	17.062	15.560	37.320
D23-1	花岗闪长斑岩	16.785	15.180	36.848
Y190	矿石	17.435	16.269	38.402
J190	矿石	17.524	16.239	38.392
J210	矿石	17.008	16.100	38.750
Z3	矿石	16.217	15.863	38.394

中南大学地学院地质实验室 ICP-MS 测试室测试

本区主要岩、矿石铅同位素组成如表 4－3，它们的铅同位素组成：$^{206}Pb/^{204}Pb$ 在 16.217～18.034 之间；$^{207}Pb/^{204}Pb$ 在 15.180～16.889 之间，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 在 36.586～39.987 之间。

玲珑混合花岗岩的铅同位素组成为：$^{206}Pb/^{204}Pb$=16.932 ～ 17.531；$^{207}Pb/^{204}Pb$=15.289～16.437，$^{208}Pb/^{204}Pb$=36.929～38.400；这些岩石样品的铅同位素组成在（$^{206}Pb/^{204}Pb$）－（$^{208}Pb/^{204}Pb$）图（图 4-26）中分布相对集中，主要分布于下

地壳来源与造山带来源之间。而玲珑混合花岗岩中的残留体黑云角闪石英斜长片麻岩的铅同位素组成 $^{206}Pb/^{204}Pb$=17.559，$^{207}Pb/^{204}Pb$=15.941，$^{208}Pb/^{204}Pb$=38.090；该残留体样品与上述三个混合花岗岩样品的铅同位素组成，在（$^{206}Pb/^{204}Pb$）－（$^{208}Pb/^{204}Pb$）图中的投影点，基本在一条直线上，说明它们的铅来源具有一致性。

9 件角闪正长斑岩的铅同位素组成为：$^{206}Pb/^{204}Pb$=16.927～18.015，$^{207}Pb/^{204}Pb$=15.454～16.889，$^{208}Pb/^{204}Pb$=37.576～39.987；这些样品的铅同位素组成在（$^{206}Pb/^{204}Pb$）－（$^{208}Pb/^{204}Pb$）图（图 4-8）中分布相对较集中，主要分布于下地壳来源线上下附近，投影点基本构成一条与下地壳来源线小角度斜交的直线上，说明角闪正长斑岩的铅主要来源于下地壳。

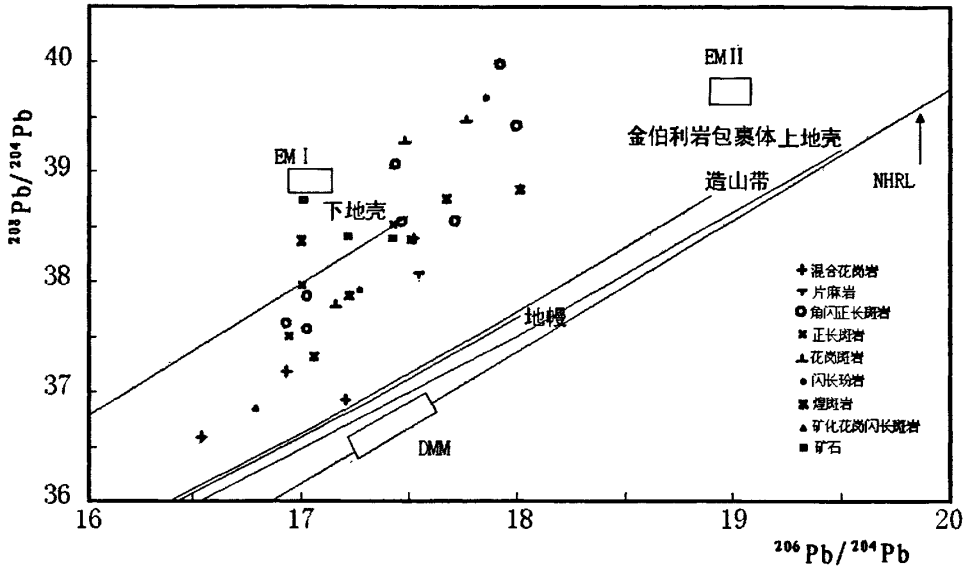


图 4－8　金翅岭金矿主要地质体的（$^{206}Pb/^{204}Pb$）－（$^{208}Pb/^{204}Pb$）相关图
（据 Zartman R.E. and Doe B.R. 1981）[57]

2 件正长斑岩的铅同位素组成为：$^{206}Pb/^{204}Pb$ 分别为 16.942 和 17.436；$^{207}Pb/^{204}Pb$ 为 15.624 和 16.081，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 为 37.508 和 38.523；这些样品的铅同位素组成在（$^{206}Pb/^{204}Pb$）－（$^{208}Pb/^{204}Pb$）图（图 4-8）中分布于下地壳来源附近。

3 件花岗斑岩的铅同位素组成为：$^{206}Pb/^{204}Pb$ 在 17.163～17.780 之间，$^{207}Pb/^{204}Pb$ 在 15.741～16.447 之间，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 在 37.772～39.460 之间；这些样品的铅同位素组成在（$^{206}Pb/^{204}Pb$）－（$^{208}Pb/^{204}Pb$）图（图 4-8）中也分布在下地壳来源线上下附近。

1 件成矿期闪长玢岩的铅同位素组成为：$^{206}Pb/^{204}Pb$=17.868；$^{207}Pb/^{204}Pb$=16.119，$^{208}Pb/^{204}Pb$=39.676；该样品的铅同位素组成在（$^{206}Pb/^{204}Pb$）－（$^{208}Pb/^{204}Pb$）图（图 4-26）中分布于下地壳来源线上方。而成矿期后的石英闪长玢岩的铅同位素组成为：$^{206}Pb/^{204}Pb$=17.266；$^{207}Pb/^{204}Pb$=15.865，$^{208}Pb/^{204}Pb$=37.946；该样品的铅同位素组成

在（$^{206}Pb/^{204}Pb$）－（$^{208}Pb/^{204}Pb$）图（图 4-8）中分布于下地壳来源线与造山带来源线之间的靠近下地壳来源线。说明这两者一个是成矿期，一个是成矿期后，它们两者的铅同位素组成存在明显的差异性。

4 件煌斑岩的铅同位素组成为：$^{206}Pb/^{204}Pb$ 在 17.004～18.034 之间，$^{207}Pb/^{204}Pb$ 在 15.599～16.370 之间，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 在 37.877～38.845 之间；这 4 个样品的铅同位素组成在（$^{206}Pb/^{204}Pb$）－（$^{208}Pb/^{204}Pb$）图（图 4-8）中的投影点分布于下地壳来源线的上下，大致构成线状排列，说明它们的铅主要来源基本一致。

1 件辉长岩的铅同位素组成为：$^{206}Pb/^{204}Pb$=17.062；$^{207}Pb/^{204}Pb$=15.560，$^{208}Pb/^{204}Pb$=37.320；其在（$^{206}Pb/^{204}Pb$）－（$^{208}Pb/^{204}Pb$）图（图 4-8）中的投影点分布于下地壳来源线与造山带来源线之间的中部。

4 件矿石样品的铅同位素组成为：$^{206}Pb/^{204}Pb$ 在 16.217～17.524 之间，$^{207}Pb/^{204}Pb$ 在 15.863～16.269 之间，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 在 38.392～38.750 之间；一件矿化花岗闪长斑岩样品的铅同位素组成为：$^{206}Pb/^{204}Pb$=16.785，$^{207}Pb/^{204}Pb$ =15.180，$^{208}Pb/^{204}Pb$=36.848。上述 4 件矿石样品的铅同位素组成在（$^{206}Pb/^{204}Pb$）－（$^{208}Pb/^{204}Pb$）图（图 4-8）中的投影点分布于下地壳来源线的上下附近，构成线状排列，说明它们的铅主要来源一致，而它们与矿化花岗闪长斑岩的铅同位素组成有较大区别，说明它们可能不是同一来源。

综上所述，本区主要地质体的铅同位素组成表明，各类地质体之间铅同位素组成具有很大的相关性，所有岩矿石样品的铅同位素组成在（$^{206}Pb/^{204}Pb$）－（$^{208}Pb/^{204}Pb$）图（图 4-8）中的投影点集中分布于下地壳来源线的上下附近，并大致呈现线性排列，该直线基本与下地壳来源线平行，说明这些地质体的铅主要来源于下地壳，可能有深部铅的带入。

4.3.3 矿区的氢、氧同位素特征

氢、氧同位素可以用于探讨成矿流体来源与形成物理化学条件，众多地质学家在这方面作了大量研究[57-64]。

本区矿石和蚀变带蚀变矿物的氢、氧同位素组成如表 4－4 所示。从表 4－4 可知，金翅岭金矿的绢云母的氧同位素组成 $\delta^{18}O$ 分别为+10.64‰和+11.78‰，变化不大，平均为+11.41‰，氢同位素组成 δD 分别为-74.80‰和-75.50‰，变化也不大，平均为-75.15‰。结合本区的成矿温度，绢英岩化蚀变岩的成矿温度在 450℃左右，利用水岩反应的同位素平衡公式 $\delta^{18}O_{水}-\delta^{18}O_{岩}=-3.89+2.38\times10^{6}/T^{2}$ [63]，可计算出，成矿流体的氧同位素组成，J-101 和 J-102 样品的成矿流体的氧同位素组成 $\delta^{18}O$ 值分别为+9.78‰和+11.12‰。

表 4-4　本区氢氧同位素组成

样号	矿　物	岩石类型	$\delta^{18}O$（‰）	δD（‰）	采样位置
J-101	绢云母	绢云母蚀变岩	+10.64	-74.80	金翅岭
J-102	绢云母	黄铁绢英岩	+11.78	-75.50	金翅岭
J-001	石英包体水	黄铁矿石英脉	+5.92	-80.83	金翅岭
J-002	石英包体水	黄铁黄铜石英脉	+2.94	-83.59	金翅岭
J-006	石英包体水	多金属石英脉	-3.27	-72.93	十里铺

引白杨敏之[31]

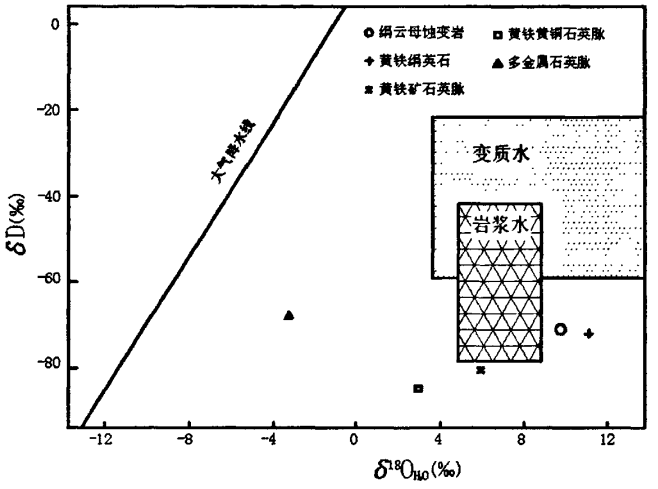


图 4-9　研究区成矿流体氢氧同位素组成图

石英包体溶液是石英从成矿流体中晶出时保存的成矿流体，其氢、氧同位素组成就是成矿流体同位素组成。本区各矿床的成矿流体的氢、氧同位素组成明显相差较大，金翅岭金矿的 4 件样品的成矿流体氧同位素组成 $\delta^{18}O$ 值变化于+2.94‰～+11.12‰之间，极差为 8.18‰，$\delta^{18}O$ 平均值为+7.47‰。氢同位素组成 $\delta^{18}D$ 值变化于-74.80‰～-83.59‰之间，极差为 8.89‰，$\delta^{18}D$ 平均值-78.68‰；而本区十里铺银矿的氢、氧同位素组成-72.93‰和-3.27‰，它与金翅岭金矿的氢氧同位素组成存在较大差异，说明成矿流体来源存在明显差异。

把上述各对氢氧同位素组成投影到成矿流体来源图中（图 4－9），可以看出本区成矿流体的氢氧同位素组成主要落于靠近岩浆水区与变质水区下方的近处，说明成矿流体主要来源于岩浆热液和变质热液，同时有部分天水加入。而十里铺多金属石英脉石英包体水的氢氧同位素组成则落于岩浆水和变质水与大气降水之间，说明十里铺银矿成矿流体有大量天水加入。氧同位素的特征则进一步说明岩浆期后成矿流体中有地壳物质的加入。

4.3.4 钾氩同位素特征

本次研究重点对本区主要的脉岩进行了 ^{38}Ar 同位素稀释法 K－Ar 测年，测试在

桂林矿产地质研究院测试中心进行。其测试条件为稀释剂比例 $^{40}Ar/^{38}Ar=0.0001454$，$^{36}Ar/^{38}Ar=0.0000241$，稀释剂总值$=7.952\times10^{-11}$mol，稀释剂分号$=0$；采用衰变常数 $^{40}K/K=0.001167$，$Ke=0.5811\times10^{-10}$/年，$K_\beta=4.962\times10^{-10}$/年。测试数据和各类脉岩的 K－Ar 法年龄见表 4－5。

从表 4－5 的测试年龄来看：

1、郭家岭似斑状花岗闪长斑岩（J21）的成岩年龄为 133.25±2.67Ma，该年龄数据基本反映了郭家岭似斑状花岗闪长岩的成岩年龄，与罗镇宽（2002）采用 SHRIMP U-Pb 测定的 129±3 Ma 基本相一致。

2、角闪正长斑岩（Y65、J32-2）的成岩年龄在 116.62±2.33Ma 至 129.76±2.60Ma 之间，结合现场宏观地质特征，认为 116.62±2.33Ma 基本能反映角闪正长斑岩的成岩年龄，而 129.76±2.60Ma 可能有所偏大。

3、正长斑岩（Y26-2）的成岩年龄为 191.61±3.83Ma，该年龄值应该说肯定是偏大了，明显与该类脉岩的产出特征不符。

4、花岗闪长斑岩（D23-1）的年龄为 128.60±2.57Ma，结合该脉岩产出的地质特征，其成岩年龄也略有偏大。

5、青灰色闪长玢岩（Y46）的年龄为 112.78±2.26Ma，结合现场宏观地质特征，该脉岩与金矿脉相并产出，其应该为成矿期的脉岩，应与本区金成矿时代相当，前人测得的胶东地区的金成矿年龄多数集中在 105 至 135Ma 之间（张振海等，1994；骆万成等，1987）。故年龄值应该是该类青灰色闪长玢岩的成岩年龄。

6、煌斑岩类（Y33-2、Y8-1）的年龄在 104.38±2.09Ma 至 117.00±2.34Ma 之间。本区煌斑岩类脉岩的成岩时域很宽，从成矿期前到有成矿期后均有发育。Y33-2 的云煌岩的野外产出特征，表明其成岩明显早于成矿期的，其年龄值 104.38±2.09Ma 应该是偏小的。而 Y8-1 闪斜煌斑岩的 117.00±2.34 基本能反映该脉岩的成岩年龄。

7、青灰色石英闪长玢岩（J48）的年龄为 104.35±2.09Ma，现场宏观地质特征表明其为成矿期后的脉岩，故年龄值应该是该类青灰色石英闪长玢岩的成岩年龄。

8、辉长岩（D28）的年龄为 71.40±1.43Ma，该脉岩在显微镜下的特征表明，岩石蚀变不发育，非常新鲜，说明受后期地质热事件不明显，其成岩年龄应该很小，应该与胶莱盆地晚白垩世的玄武岩是同一时期的产物[66]。故该年龄值可代表其成岩年龄。

表 4-5　　研究区各类脉岩的^{38}Ar同位素稀释法K-Ar 测年数据表

样号	脉岩名称	K%	$(^{40}Ar/^{38}Ar)_{总}$	$(^{38}Ar/^{36}Ar)_{总}$	$(^{40}Ar/^{36}Ar)_{总}$	$^{40}K(\times10^{-9}mol)/g$	$^{40}Ar_{放}(\times10^{-9}mol)/g$	$^{40}Ar_{放}/^{40}K$	$^{40}Ar_{放}/Ar_{总}$	年龄（Ma）
Y26-2	正长斑岩	2.72	1.6458	1587.73	2613.07	81.183	0.95361	0.011746	89.12%	191.61±3.83
J21	似斑状花岗闪长斑岩	2.65	1.1777	21.3514	2514.57	79.093	0.63557	0.008036	88.85%	133.25±2.67
J32-2	角闪正长斑岩	3.74	1.4946	1711.86	2558.59	111.626	0.87261	0.007817	88.92%	129.76±2.60
D23-1	花岗闪长斑岩	3.26	0.7119	817.75	582.18	97.300	0.75358	0.007745	50.22%	128.60±2.57
Y8-1	闪斜煌斑岩	1.88	1.3682	2406.31	3292.29	56.112	0.39410	0.07023	91.54%	117.00±2.34
Y65	角闪正长斑岩	2.41	1.1046	3022.44	3338.53	71.930	0.50351	0.007000	91.78%	116.62±2.33
Y46	闪长玢岩	4.56	1.1826	3319.66	3925.99	136.100	0.92036	0.006762	93.07%	112.78±2.26
Y33-2	云煌岩	3.53	1.3547	2173.47	2944.42	105.358	065782	0.007745	90.48%	104.38±2.09
J48	石英闪长玢岩	2.75	1.4842	804.38	1193.83	82.078	0.51234	0.006242	75.73%	104.35±2.09
D28	辉长岩	2.77	1.1559	2635.59	3046.36	82.675	0.34985	0.004232	90.91%	71.40±1.43

桂林矿产地质研究院测试中心

第五章　金矿床的成因和成矿模式探讨

5.1 成矿物理化学条件

流体包裹体是成矿流体遗留下来的唯一直接证据,记录了成矿时地质流体的物理化学信息，它能最真实、最直接地提供原始成矿时的信息，反映成矿时的物理化学条件，也是解开成矿流体以及成矿作用的密码。流体包裹体类型,实际上反映了成矿流体的性质，许多地质学家都对成矿流体进行了大量研究[66-72]。论文通过金翅岭金矿床流体包裹体显微岩相学、均一温度、盐度和成分等方法研究,旨在进一步探讨金翅岭金矿床的成矿机理。

5.1.1 成矿温度及包体特征

金翅岭金矿床的矿石矿物组合、结构构造等特征均表明金矿床为中低温矿床，石英、黄铁矿基本贯穿了整个热液成矿期，绢云母主要在早期热液成矿阶段，多金属硫化物方铅矿、闪锌矿、黄铜矿等主要集中在中期成矿阶段，而方解石则集中在晚期成矿阶段。故本次研究重点对石英进行了包体法测温，同时收集了前人的爆裂法测温资料。

一、爆裂法温度

爆裂温度是测定矿物内部包体在加热条件下产生爆裂的温度，它一般高于矿物结晶温度，往往能代表矿物结晶温度的上限。

从表 5－1 可以看出，本矿区石英爆裂温度明显高于对应矿体中的黄铁矿的爆裂温度，说明黄铁矿结晶晚于石英。黄铁矿爆裂温度平均值为 271℃，石英爆裂温度平均值为 355℃。

表 5－1　本区主要矿石单矿物爆裂温度测定结果

矿 体	中 段（m）	爆裂温度℃		金品位×10^{-6}
		黄铁矿	石 英	
P1－1	-70	260	320	
P25－1	-190	250	320	
P24－2	-240	300	360	5.30
P19－3	-270	280	360	193.90
P19－3	-300	280	400	227.15
P4－3	-300	240	380	
P4－4	-240	300	400	110.42
ZK100P6	-80	260	300	

据石连汉教授在冶金部天津地质研究院中心实验室测试资料

二、包裹体均一法温度

本区金矿中石英的包体较多，但包体微小，测定结果见表 5－2，包体一般 3－8m，少数大于 10m，最大达 45m。包体形态多为不规则状、条状、椭圆状、圆形等（图 5－1）。这些包体主要为气液包体，气液比在 1:2～2:3 之间，纯气体包体和纯液相包体少见。

根据包裹体均一法温度结果（表 5－2），结合爆裂法测温结果，可以得出本矿床从早到晚各热液成矿阶段的温度为：

第 I 成矿阶段 (黄铁矿)绢云母-石英脉阶段成矿温度在 350℃～250℃之间；

第 II 成矿阶段黄铁矿-石英阶段成矿温度在 290℃～180℃之间；

第III成矿阶段多金属硫化物－石英阶段成矿温度在 250℃～160℃之间；

第Ⅳ成矿阶段石英－碳酸盐阶段成矿温度在 180℃～120℃之间。

综上所述，热液成矿期的成矿温度主要变化于 120℃～350℃之间，由早到晚，成矿温度递减，金的主成矿阶段 II 黄铁矿-石英阶段和III多金属硫化物－石英的成矿温度在 290℃～160℃之间，相当于中低温成矿。

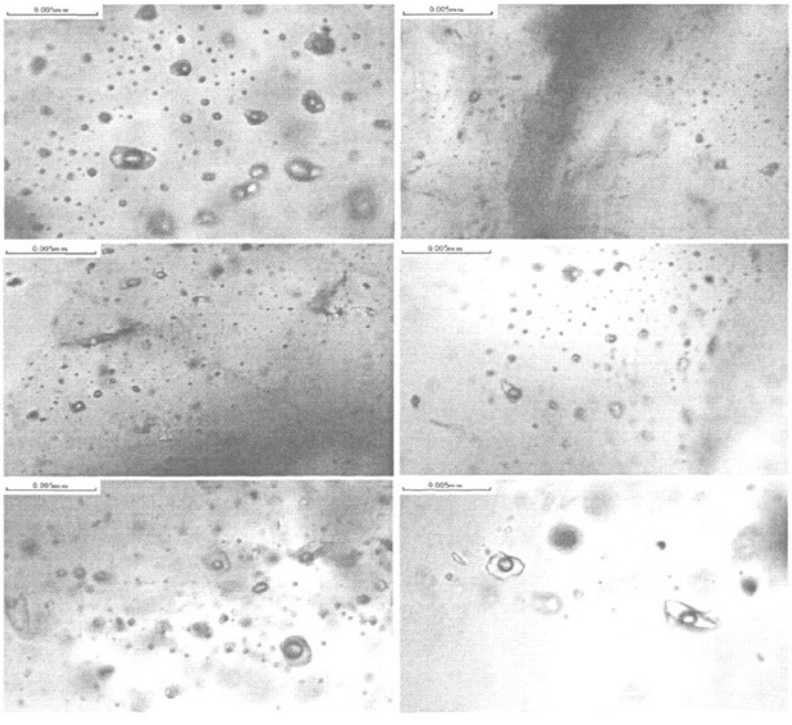


图 5－1 本研究区主要包体特征图片

本次研究工作还测得的包体的冰点温度 Tm－ice 在-2.2℃～-7.4℃之间，通过查表计算得出本区成矿流体的盐度在4.26%～8.66%之间，说明成矿热液是一种低盐度流体。

表 5-2　金翅岭金矿金矿石和蚀变岩中石英包体特征表

样号	类型	包体类型	大小(μm)	V/T(%)	T_mCO_2(℃)	T_kCO_2(℃)	T_mCla(℃)		盐度（wt.% NaCl）		T_k(℃)		
						范围	范围	平均	范围	平均	范围	平均	采用值
D10-1	trail	aq-c	3-27	35-95	-58.2	30.9-30.4	6.4-7.8	7.4(5)	4.26-6.71	5.03(5)	222->300		330
	trail	c	5	100	-58.8	30.9							
J5-3			6-23	15-95		29.6-30.9	6.8-7.0	6.9(2)	5.68-6.03	5.86(2)	255->300		255
	trail	aq-c	3-8	16-35	-59.3		5.4-5.5	5.45(2)	8.19-8.35	8.27(2)	324-362	341(9)	341
J26-1	trail	aq-c	3-18	18-38				5.4(2)	8.03-8.66	8.35(2)	289-350	317(9)	317
	trail	aq-c	3-9	20-30			5.2-5.5	5.35(2)	8.19-8.66	8.43(2)	317-355	340(8)	340
	trail	aq-c	2-18	15-95	-58.6	22.5	5-8.4	5.9(5)	3.15-8.98	7.50(5)	201-375		201
	trail	aq-c	4-17	12-40	-58.8	24.60-30.8	5-5.7	5.35(2)	7.87-8.98	8.42(2)	276->300		276
J49-2	trail	aq	9-18	5-6							121-143	132(2)	132
	trail	aq-c	5-12	7-45	-59.2	29.4-30.4		6.8		6.03	148->300		148
	trail	aq	3-18	4-5							94-122	111.6(8)	112
	trail	aq-c	6-20	30-90	-59	21.6		6.2		7.04	180->300		180
	trail	aq-c	4-25	3-30		31.0-27.6					154->300		154
J64-1	trail	aq-c	7-15	8-95	-58.1	30.7-31.2		6.85(2)	5.86-6.03	5.95(2)	146->300		146
	trail	aq-d	4-9	15					30.81-32.76	31.76(4)	196-215	204.5(4)	205
	trail	aq-d	7-12	15-20					31.97-33.6	33.01(6)	253-265	257.9(7)	258
	trail	aq-c	5-25	15-80	-58.9	28.8-29.2		5.6		8.03	247->300		247
J67-1	trail	aq-c	13-17	40-80	-58.4	21.6-27.7		5.8		7.7	>300		320
	trail	aq-c	6-29	5-30							151-293	214.8(4)	151

续表 5-2　　金翅岭金矿金矿石和蚀变岩中石英包体特征表

	trail	aq	5-34	20-40					6.37-6.67	6.47(3)	302-316	307(10)	307
Y22-1	trail	aq	3-11	10-15					5.47	5.47(2)	159-205	181.4(11)	159
	trail	aq-c	46	35	-58.6	31.1		6.3		6.88	>300		
	trail	aq-c	7-18	20-50	-59.3	30	6.9-7.4	7.15(4)	4.98-5.86	5.42(4)	>300		
	trail	aq-c	7-18	25-85	-59.5	27.7-28.4	6.4-6.6	6.5(2)	6.37-6.71	6.54(2)	282->300		282
		c	18	100		31							
Y64		aq-c	7-17	15-60		28.6-25.6					>300		
	trail	aq-c	8-11	8-75		24.8					>300		
		c	14	100		24.8-29.8							
	trail	aq	6-15	3-8							116-120	118(20)	118
	trail	aq-c	4-49	4-70							120->300		120
	trail	aq-c	4-18	14-90		20.7-24.9	6.8-7.0	6.9(2)	5.68-6.03	5.86(2)	>300		
Y65-2	trail	aq-c	5-19	8-85	-59.7	29.7-30.2	6.2-6.6	6.4(2)	6.37-7.04	6.71(2)	230->300		230
		aq	7	10						4.07	248		248
	trail	aq	4-8	8-14						3.6	139-172	152(7)	152
	trail	aq-c	7-18	12-90	-58.6	29.4-29.1	6.5-6.7	6.6(3)	6.2-6.54	6.37(3)	240->300		240
Z2-6		aq	15	13						4.86	194		194
	trail	aq	7-13	4-5							111-124	117.5(2)	118
	trail	aq	4-8	12-28					4.86-7.54	5.75(3)	267-286	277(6)	277

注：Cla—二氧化碳笼合物；Hal—石盐；V/T 气相或二氧化碳相占全包裹体的体积比。包裹体类型：aq—水溶液型 c—二氧化碳型；aq-c 水溶液二氧化碳混合型。　　测试单位：加拿大里贾纳大学地质系地质流体实验室

另外，在样品 J64-1 中还测得两个含石盐子晶的包体的均一化温度 Tm-hal 在 178～252℃之间，计算得到包体的盐度为 30.81%～32.76%之间，该样品为钾化脉，该盐度值可能代表发生钾化时热液盐度，为一种高盐度流体。

5.1.2 成矿流体的压力

E.N.Amagat 依据 H_2O-CO_2 体系相图，认为 H_2O 和 CO_2 是部分混溶的，其混溶程度与温度和压力有关，据此，他提出了计算成矿时 CO_2 密度 DCO_2 的公式，即：

$$D_{CO_2} = \frac{L_2}{L_1 + L_2} \times d_{CO_2}$$

式中：DCO_2 为成矿时 CO_2 的密度。

L_1、L_2 分别为部分均一温度下包体中 H_2O 和 CO_2 的体积百分数。

dCO_2 为部分均一温度时液态的 CO_2 密度。

本次研究工作测得的 CO_2 包体的均一化温度资料如表 5－3 所示。利用部分均一化温度 $ThCO_2$ 可查得 dCO_2 值，把 dCO_2 值代入上式，可计算出成矿时 CO_2 的密度。进一步利用 DCO_2 和均一温度 T，查 P—V—T 图解，得成矿时的压力（见表 5－3）。从表 5－3 可知，本区成矿流体的压力在 385～460bar 之间。在成矿时，矿化流体是在相对封闭系统中活动，因此，可假设流体压力与围岩压力达到近平衡状态，在本区该深度范围内主要为混合花岗岩，其密度为 2.6g/cm^3，深度每增加 1000 米，压力对应增加 254.8bar, 这样可得出本区成矿深度在 1511m～1805m 之间。

表 5－3　金翅岭矿区矿石 CO_2 包体测温资料计算成矿流体压力数据表

$Thco_2$	dco_2（g/cm^3）	$L_2/(L_1+L_2)$	Dco_2（g/cm^3）	均一温度	压力（bar）
21.6℃	0.7478	0.65	0.486	180℃	385
22.5℃	0.737	0.62	0.479	210℃	390
27.7℃	0.6584	0.62	0.408	320℃	460
28.8℃	0.6346	0.68	0.432	247℃	400
30.8℃	0.5626	0.70	0.394	255℃	395

测试单位：加拿大里贾纳大学地质系地质流体实验室

5.1.3 成矿流体化学特征

前面，我们已经得出本区成矿流体的盐度在 4.26%～8.66%之间，是一种低盐度的成矿热液。

本次工作分析了本区矿石中的石英、方解石、黄铁矿的包体中气相、液相成分各 9 件，分析结果见表 5－4。从表中数据可以看出：本区金矿石中矿物包体在成分上具有富 CO_2 和 SO_4^{2-}的特征。

（1）包体液相成分中阳离子主要为 K^+、Na^+ 、Ca^{2+} 、Mg^{2+}，且明显具有 K^+ 含量大于 Na^+的特征，金的主要成矿阶段具有 $K^+ + Na^+$ 明显多于 $Ca^{2+} + Mg^{2+}$，而在成矿晚期 Ca^{2+}和 Mg^{2+}的含量明显增高，使 $Ca^{2+} + Mg^{2+}$ 明显多于 $K^+ + Na^+$ 。

（2）阴离子主要有 SO_4^{2-}、Cl^-、F^-等，其中 SO_4^{2-}离子含量最高，这可能与硫化物含量有关，成矿早期硫化物含量高，S^{-2}在热液中会被氧化为 SO_4^{2-}；而成矿晚期硫化物含量低，SO_4^{2-}含量也低。成矿流体明显具有 Cl^-含量大于 F^-的特征，且随着成矿的进行，Cl^-/F^-逐渐降低。

（3）包体气相成分主要为 H_2O、CO_2、CH_4和少量 H_2；其中以 H_2O 占绝对优势，说明成矿流体为热水溶液，其中富含 CO_2。气相组分中有较多 CH_4和少量 H_2；说明成矿环境是一种还原环境，且 $(H_2+CH_4)/CO_2$ 比值说明从成矿早期到成矿晚期的还原性降低。

（4）结合矿床矿石矿物组合特征，成矿流体中同时还存在有 H_2S 等气体；阳离子还有 Fe^{2+} 、Cu^{2+} 、Pb^{2+}、 Zn^{2+}等金属离子；阴离子还有 HS^- 、HCO_3^-及络阴离子团等。从本区矿脉中大量产出的石英可判断成矿流体中应该富含 SiO_2。金在成矿流体中以 $[AuCl_2]^-$形式为主，部分以 $[Au(HS)_2]^-$形式存在。

（5）本区成矿流体的类型为：中低盐度的 $Ca^{2+}-Na^+-K^+-F^--Cl^--SO_4^{2-}$型热水溶液。

5.2 金成矿与主要地质因素关系探讨

5.2.1 矿区地层与金成矿的关系

在前面已经探讨了矿区地层对金成矿的作用。胶东群及太古代以前的地层中，由于当时地壳形成厚度不大，海底火山活动强烈，沉积了大量具有地幔成分的火山岩，形成了一套以基性喷发岩为主、夹超基性熔岩流——科马提岩的一套类似绿岩的建造，其金的丰度大大高于地壳的克拉克值，构成本区的矿源层。本研究区和招远金矿集中区几乎所有的金矿床（体）都产于由这套地层演变而来的花岗岩类岩体及其接触带中。矿源层中的金，是在经历了区域变质、混合岩化、以及燕山期岩浆活动，在以岩浆水为主混合大气降水形成的含矿流体作用下，不断激活和萃取矿源层中的金、硫等成矿物质，构成含金的成矿热盐水，之后而迁移富集到有利的成矿空间，最终形成矿体。总之，由于矿源层中存在丰富的金等成矿物质，经历各种成矿作用后会使金产生活化、迁移，并在各种地质因素联合作用下而富集成矿。

表 5-4　　金翅岭金矿矿物包体气液相成分分析结果表　　(μg/g)

样品编号	矿物名称	K^+	Na^+	Ca^+	Mg^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	F^-	H_2	CH_4	CO_2	H_2O
Y65-1	石英	10.407	7.467	4.673	0.435	1.596	8.988	0.389	4.368	22.164	78.511	896
J49-1	石英	11.303	7.246	4.930	0.467	1.591	9.328	0.407	5.234	22.584	82.290	887
Y16-4	石英	39.418	6.728	4.385	3.052	1.959	23.836	0.641	3.603	22.882	44.895	964
Y16-1	石英	36.954	10.986	6.066	1.031	2.007	29.295	0.523	3.315	22.781	45.070	982
J50-2	石英	10.197	3.835	14.758	8.810	1.403	17.362	0.351	2.727	20.731	209.300	1108
J49-2	黄铁矿	15.662	2.138	10.950	0.289	0.671	108.087	0.293	0.895	3.658	105.417	1038
Y16-5	黄铁矿	10.176	2.442	8.449	0.910	0.781	149.889	0.358	1.187	1.937	145.214	1193
Y5-2	方解石	0.347	0.641	8.717	5.895	1.021	4.752	0.302	1.527	14.157	130.604	1164
Y6-2	方解石	0.664	1.075	9.156	6.709	0.992	5.243	0.345	1.124	12.263	152.409	1183

样品编号	矿物名称	液相	气相	总量	K^+/Na^+	Ca^{2+}/Mg^{2+}	Cl^-/F^-	$(K^++Na^+)/(Ca^{2+}+Mg^{2+})$	$(H_2+CH_4)/CO_2$
Y65-1	石英	33.954	1001.044	1035	1.394	10.753	4.101	3.499	0.338
J49-1	石英	35.272	997.107	1032	1.560	10.561	3.907	3.437	0.338
Y16-4	石英	80.019	1035.380	1115	5.859	1.437	3.057	6.205	0.590
Y16-1	石英	86.862	1053.165	1140	3.364	5.884	3.837	6.755	0.579
J50-2	石英	56.716	1340.758	1397	2.659	1.675	4.003	0.595	0.112
J49-2	黄铁矿	138.091	1147.970	1286	6.414	37.872	2.292	1.584	0.043
Y16-5	黄铁矿	173.006	1341.337	1514	4.168	9.282	2.182	1.384	0.022
Y5-2	方解石	21.674	1310.288	1332	0.541	1.479	3.383	0.068	0.120
Y6-2	方解石	24.183	1348.796	1373	0.618	1.365	2.876	0.110	0.088

中南大学地学与环境工程学院包体测试室，测试仪器：美国 DX-120 Ion Chromtograph 离子色谱仪

5.2.2 构造与金成矿的关系

构造与金成矿的关系主要表现在：一是岩石渗透性增强为成矿流体提供渗流场，有利于成矿物质活化迁移；二是为成矿提供赋存空间。断裂与成矿的关系十分密切，成矿流体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，矿液可通过不同方式向低压区聚集。另一方面，成矿流体具有一定的能量，在构造应力或热动力的驱使下，流体会沿一定方向运移，产生压裂作用，即液压致裂。如果成矿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。

5.2.3 混合岩化与金成矿的关系

矿区混合岩化作用大致发生在胶东运动之后。在经历了区域变质作用之后，由于热流值升高所产生的深部变质流体含有一些新的活动组分，如 K^+、Na^+、SiO_2和 H_2O 等组分，在运动过程中与已变质的岩层发生交代或贯入而形成混合岩。变质岩的混合岩化作用是岩石的酸性化和碱性化过程，即长英质矿物增加和铁镁质矿物减少的过程，而由于变质岩中铁镁质矿物的减少，势必造成金的活化、迁移，使岩体周边和岩体构造断裂及周边岩石中的金含量增高，成为具更高背景值的初步富集区。本区混合岩化作用得比较彻底，形成了混合花岗岩，只残留了相当少的一部分老地层的变质铁镁质残留体。混合岩化作用通过金的活化、迁移富集及提供一定量的热能而参与了本区的成矿作用。

5.2.4 金矿与玲珑、郭家岭岩体的关系

招莱地区的金矿床，从空间位置来看，主要产于玲珑、滦家河和郭家岭三大岩体内及其之间的接触带内。曾经有一段时间，人们普遍认为玲珑岩体中产出的金矿床最多，储量最多，但随着勘探实践工作的不断深化，在郭家岭型上庄岩体的接触带相继发现了界河、上庄、河东、河西等金矿床；在新城、焦家、三山岛金矿床也部分产于郭家岭型岩体内及其接触带附近，这些金矿床规模巨大，属蚀变岩型和细脉浸染型。因此郭家岭型花岗岩的含矿性并不比玲珑型岩体逊色。而滦家河型花岗岩含金性稍差，只有大尹格庄特大型金矿、夏甸大型金矿和姜家窑、曹家洼、旧店等中小型金矿产于郭家店岩体内和与胶东群的接触带内，毕郭岩体内到目前为止未发现成型金矿床。

本区主要发育玲珑混合花岗岩，郭家岭似斑状花岗闪长岩在本区主要呈细小的岩枝产出。金矿体虽均产于玲珑混合花岗岩，与岩性无明显关系，但金矿体均严格受断裂蚀变带控制；金矿体的规模、产状等特征与断裂构造的性质和规模有关。从本次研究资料来看，玲珑岩体内的 12 件玲珑混合花岗岩的微量元素分析样品金含量平均值为 0.978×10^{-9}，而其前身胶东群原岩主要为海底火山活动强烈条件下，发育以基性喷发岩为主、夹超基性熔岩流——科马提岩的一套类似绿岩的建造，其金的

丰度大大高于地壳的克拉克值，是本区的矿源层。这充分说明其在区域超变质作用及面型混合岩化作用的作用下，使原岩中的金等成矿组分发生了较充分的活化迁移，所以玲珑混合花岗岩的形成对本区金等成矿元素的活化迁移具有重要意义，也就说，玲珑混合花岗岩对本区形成大型金矿集中区来说是必不可少的条件。

郭家岭似斑状花岗闪长岩的原岩也应该含有较多属于胶东群的铁镁质岩石，王炳成等[34]认为郭家岭岩体固结晚期有一次富钾流体的自交代作用，形成了钾长石巨斑晶，他们研究得出这种巨斑晶钾长石是造岩矿物中金含量最高的，达 34×10^{-9}，表明富钾的流体中已有了金的初步富集，而钾长石又是胶东地区金矿床热液蚀变的前锋，钾长石化后紧随着是金矿化。从金翅岭金矿的地质特征来看，由于目前未揭露到规模较大的岩体，而且未在其中揭露到工业金矿化体，所能得出的结论是：郭家岭似斑状花岗闪长岩能为本区金矿化带来成矿所必需的巨大热能，和成矿流体，不断激活和萃取围岩中的金、硫等成矿物质，使原本相对富集金及硫、铅等元素转入新生成的岩浆－热液体系中，在有利的构造部位富集成矿。这次热运动是本区金成矿作用的最主要时期。

5.2.5 金矿与脉岩的关系

脉岩是一定地质条件下岩浆活动的产物，在诸多地区，花岗岩形成之后，往往有大量脉岩侵入。由于大量中酸性脉岩与基性脉岩在同一地区几乎同时产生，这使得地质学家们推测它们可能是同源岩浆的分异产物，这就是二分脉岩假说。

在所有的金矿集中区均大量发育煌斑岩，金矿化在时、空上密切共生的现象，受到国内外找金工作者的广泛重视和矿床成因研究学者的普遍关注，有的学者甚至还提到“煌斑岩型金矿”述语。Rock 等根据煌斑岩的金含量明显高于其它岩石类型，金的高密性和亲硫性，并结合煌斑岩富含 CO_2、H_2O、Cl、Rb、Ba 等组分，以及常与其它斑岩共生的特点，而强调煌斑岩在中温热液金矿成矿作用中的重要性，认为金来自与之共生的煌斑岩，并提出了“煌斑岩中温热液金矿成因模式”[73-75]。但随着研究的不断深入,国内外一些学者认为 Rock 等人提出的模式在理论上和实际上都存在明显的问题，地幔柱不可能从地核提取并富集金，原生地幔岩浆的金富集是有限的，通常为 5×10^{-9}，未蚀变的新鲜煌斑岩的金含量一般小于 3×10^{-9},而后期的变质、蚀变作用既可能使煌斑岩次生金富集，也可以使煌斑岩的金活化迁出而亏损。

脉岩与含金石英脉密切的时空关系早就引起了国内研究者的注意。刘连登等很早就注意到胶东玲珑矿田岩脉与金矿脉的关系。与此同时刘辅臣[42]对玲珑矿田脉岩与含金石英脉进行研究后得出结论：区内的中基性岩脉与含金石英脉具有同源、同时、同构造的三同关系，强调了金矿床与岩脉的成因联系。在区域上，脉岩与金矿体往往相伴产出，脉岩密集区往往是矿体的出露部位。如胶东地区西北部的特大型、大型和中型金矿床，主要位于滦家河花岗岩北侧外接触带的 0.5 到 6km 的范围内，

其中 60%矿床在 0.6 到 3km 的范围内。刘连登和姚凤良[9]认为判断蚀变带和脉岩是否同源的主要地质准则之一是：蚀变带和脉岩密集带空间上的相伴产出，蚀变带往往平行同源岩体缓倾斜一侧的外接触带分布，距离接触带的最佳距离是 0.5 到 6km。脉岩与蚀变带不仅空间关系密切，而且有些脉岩直接控制了蚀变带的产出部位和矿体的分布。

本研究区与金矿关系较密切的脉岩有：成矿期的角闪正长斑岩、青灰色闪长玢岩、成矿期前的煌斑岩等。

（1）角闪正长斑岩在本区很发育。通过对探采坑道的系统观测得出：本区内与金矿脉有着密切时空关系的脉岩是角闪正长斑岩，无论平面上还是垂向上，矿脉的产出位置或矿脉变富位置都与角闪正长斑岩有着密切的联系，一般在角闪正长斑岩产状变化处发生。当角闪正长斑岩走向由近南北向转变为北东向的地段和由北东转向近南北向的地段，分别在脉岩的下盘和上盘均有矿脉产出，这些地段是矿脉形成的有利部位，具有金品位高，金成色好的特点；在局部地段甚至其上下盘均成矿（杨晋升，2007）。如原疃采区-340m 中段 5B 勘探线 YM14 南侧和 9B 勘探线 YM125 支内，以及-240m 中段 9B～11B 勘探线附近。这些角闪正长斑岩的转弯处的发育金矿体，其金品位均较高，矿脉中的黄铁矿主要为细粒自形晶，这种细粒黄铁矿中的包体金发育，同时该脉岩中的角闪石绿泥石化发育，伴随有黄铁矿析出。

（2）青灰色闪长玢岩在本区较发育，根据对探采坑道的系统编录观测，发现本区金矿脉发育处附近往往发育有该类青灰色闪长玢岩，如在金翅岭采区-30 米中段南部 YM124 西段，金翅岭采区 10#矿脉的采场，以及大郝家矿区的-35m 沿脉巷道中等处均发育该类青灰色闪长玢岩脉；特别是在原疃采区-270 米中段 7B～9B 勘探线 YM4 与北大巷交叉处及北部，该处闪长玢岩就发育在 4#矿体中，其两侧均为富矿体，矿体规模大。近矿处，该类脉岩中的角闪石等矿物发育较强烈的绿泥石化、碳酸盐化和浸染状黄铁矿化，该类脉岩可作为本区较好的找矿标志。

（3）煌斑岩类脉岩在本区内相当发育，岩石类型主要包括云煌岩、闪辉正煌岩、角闪正煌岩、辉石正煌岩、闪斜煌斑岩等。其中以云煌岩最发育，在各采区均有发育，这些云煌岩的规模相对较大，最宽度达 8m 左右。早期主要为云煌岩，晚期为辉闪正煌岩。其中早期云煌岩与金成矿关系较密切，这主要与该类早期煌斑岩片理较发育，发育碳酸盐化有关，其与混合花岗岩的接触带本身是构造薄弱部位，在后期容易产生构造活化，其片理化发育，往往能为后期成矿提供断裂空间，有利于成矿流体与煌斑岩相互作用，而岩石中发育碳酸盐化能使其成为地球化学障，有利于金的沉淀富集，如大郝家探矿区-35m 中段的北东东向金矿体，是在与早期煌斑岩接触处，破碎的煌斑岩中发育浸染状黄铁矿化和黄铜矿化，破碎蚀变煌斑岩的金品位高，一般在 21.26g/t～42.61g/t 之间，厚度 1m 左右。

5.3 矿床成因及成矿模式

金翅岭金矿产于玲珑混合花岗岩中，与韧性断裂带关系十分密切，其物质成分复杂，矿石矿物成分与围岩成分没有太大差别。结合矿床地质特征、包体成分、稀土元素特征、同位素组成、微量元素等资料，可推测金翅岭金矿的成矿物质主要来自含矿围岩和深部变质岩，其中,中生代岩浆活动对本区金成矿具有非常重要的意义。成矿流体主要来源于岩浆水和深部变质水演化而成的成矿流体——中低盐度的 $Ca^{2+}-Na^{+}-K^{+}-F^{-}-Cl^{-}-SO_4^{2-}$型热水溶液，成矿温度 120℃～350℃之间，成矿压力在 385～460bar 之间，成矿环境为低氧逸度的还原环境，金矿体主要受北东－近南北向方向断裂及其派生断裂控制。据此，我们认为金翅岭金矿是产于古老混合花岗岩受中生代岩浆作用形成的中低温热液矿床。

金翅岭金矿的成矿作用过程可以归纳为：

（1）胶北地体招莱地区在距今 2800～2500Ma 期间的太古代，由于当时地壳形成厚度不大，海底火山活动强烈，沉积了大量具有地幔成分的火山岩，形成了一套以基性喷发岩为主、夹超基性熔岩流——科马提岩的一套类似绿岩的建造，其金的丰度大大高于地壳的克拉克值；构成本区的矿源层，为本区金成矿打下了丰富的物质基础。

（2）之后，大约从 1330Ma 开始，早期形成的沉积地层遭受变质作用，每一次的构造运动都有少量的岩浆岩形成。胶东地区经历了区域超变质作用及面型混合岩化作用的作用，在元古宙南北挤压形成了东西向栖霞复背斜，其核部发生花岗岩化形成混合花岗岩，以钠、钾交代作用为主的混合岩化作用使金等成矿组分活化迁移至混合岩体边部及岩体断裂带破碎带等部位富集，对本区金成矿具有重要意义，在该阶段可能在某些断裂带就形成了金矿床。

（3）到燕山期，大约在 120～80Ma 期间，该区转变为强烈的造山带，原来的岩石在构造挤压过程中发生重新熔融，形成了大规模发育的燕山期各类花岗岩。金及硫、铅等元素从地层中游离出来，转入新生成的岩浆－热液体系中，这次热运动是本区金成矿作用的最主要时期，岩浆残余热液为主，与变质流体进一步演化为以水为主要成分的 $Ca^{2+}-Na^{+}-K^{+}-F^{-}-Cl^{-}-SO_4^{2-}$型成矿流体，在岩浆带来的巨大热能作用下，不断激活和萃取矿源层中的金、硫等成矿物质，构成含金的成矿热盐水，金主要以 $[AuCl_2]^{-}$和 $[Au(HS)_2]^{-}$形式存在于成矿流体中。

（4）在随后的区域性伸展构造环境下，含金成矿流体沿伸展断裂上升，并在有利的构造部位成矿。在该时期，先期的压扭性韧性剪切带逐步转变为伸展的拉张断裂，在成矿早期阶段，成矿流体沿断裂向两侧渗透、交代、溶蚀改造岩石中的先成含金黄铁矿，激活金、硫等成矿元素，使成矿流体中的金含量不断增高；同时形成

蚀变带和早期黄铁矿－石英脉，由于此时环境温度较高，故金往往不随黄铁矿、石英等一起沉淀，金仍然以络合物的形式存在于成矿流体中，故本阶段金矿化往往不发育，或金矿化极弱。

（5）受构造动力和脉岩岩浆热能的影响，以及下渗雨水补给，逐步破坏了地下热水的平衡体系，在各主要断裂带之间形成了地下热水循环体系，它们从较大范围内不断激活和萃取混合岩体中的成矿元素，由于地下水的加入和成矿流体上升，运移过程中压力降低，温度下降，将明显使上述络合物和络离子的稳定性下降，分解而使金沉淀晶出，另外，沿裂隙下渗的天然水与成矿流体混合，将进一步提高介质的氧化还原电位，在这种条件下，部分 H_2S 会被氧化为 SO_4^{2-}，而使成矿流体的 pH 值降低，这也是造成金的络离子和金的硫氢络合物分解沉淀、聚集成矿的主要原因之一。由于温度下降 H_2S 溶解度增大，其电离出的 S^{2-}增多，S^{2-}与成矿流体中的铁、铜、铅、锌等离子结合形成金属硫化物沉淀晶出，此时金主要以独立次显微金形式赋存于上述金属硫化物中，其次还可以出现少量显微包体金，这主要是由于此时金在成矿流体中的浓度很低，难以长大。随着成矿流体中大量石英和金属硫化物的晶出，氧逸度的进一步提高，pH 值的进一步下降，金的络合物大量分解，金的浓度大幅度提高，金颗粒明显增大，显微金比例明显增高。此阶段为本矿床的主矿化阶段，形成的载金矿物数量多且含金量高，往往构成金翅岭金矿的主要金矿体。

（6）随着温度的逐渐降低，氧逸度的增大，矿化进入晚期，在大量沉淀晶出石英、方解石脉的同时，晶出少量黄铁矿，其含金均不高，随之结束热液成矿阶段。

第六章 金翅岭金矿的成矿规律

6.1 矿床、矿体定位的构造条件

6.1.1 矿床定位的构造条件

矿床的空间定位，构造是必不可少的条件，岩浆侵入与构造活动有关，成矿物质聚集成矿的空间受控于构造裂隙。下面重点讨论构造对矿床定位的影响。

本研究区位于区域性北东向黄掖断裂和招平断裂所挟持的中间地段，栖霞东西向基底复式褶皱北部。区内褶皱构造不发育；上述两条断裂规模大，长百余公里，宽百余米至数百米，断裂带下盘发育厚数米的糜棱岩，糜棱岩之下又发育断层泥，上盘既有挤压形成的塑性变形岩又有张扭性的构造角砾岩、碎裂岩。碎裂岩带多被后期的含矿热液胶结，经后期活动而形成矿化角砾。断裂带走向均为45°左右，倾角中等，但倾向相反。它们共同控制了招掖成矿带；许多大型、特大型金矿都赋存于这两条区域性大断裂的下盘。本区刚好位于成矿带的中间部位。

6.1.2 矿体定位的构造条件

金翅岭金矿有数十条断裂破碎蚀变带显示有金矿化，通过对主要的赋存工业矿体的断裂蚀变带的成矿特点的总结，初步提出断裂蚀变带赋存工业矿体的条件有：

①发育于胶东群及其下部的老地层的经混合岩化形成的花岗岩类岩体中；②具有一定的规模，沿走向一般应在 1000m 以上；倾向延伸应大于 500m，规模太小导矿和容矿空间不发育，成矿流体难以循环富集成矿，否则只能作为次级构造与主构造联合成矿；③须经历多期次多阶段的活动，力学性质显示先压扭，后扭张的复合特性，活动次数多往往易形成多阶段矿化叠加；④成矿期脉岩发育，特别是青灰色闪长玢岩、角闪正长斑岩地段，岩脉的侵入使断裂破碎带活动成为构造薄弱地带，有利于成矿流体的进入和沉淀；⑤位于郭家岭似斑状花岗闪长岩体外接触带，断裂破碎带走向为北东向，或北东向近南北向转变的部位最有利成矿。

6.2 矿体赋存规律特征

通过在矿区大量的现场地质观测、综合编图分析等，总结出矿体赋存有以下规律：

6.2.1 矿体的侧伏规律

矿体的侧伏是许多脉状金矿床中普遍存在的现象。认为矿体的侧伏是由侧伏构造引起的，侧伏构造一般由两组交叉构造形成，可以是不同时期或不同阶段形成的不同方向两组构造叠加，在交汇部位形成，也可以是同一时期或同一阶段在同一应力场形成的共轭断裂。金翅岭金矿床的主矿体受构造影响，均具有向南西侧伏，侧伏角为 60° 的规律。

6.2.2 矿脉成群出现的侧列规律

侧列分布也叫侧幕式分布，该现象具有普遍性，不仅表现在矿床与矿床之间，在矿床的内部各矿体之间也可呈侧列分布，侧列是断裂在剪切过程中产生的张裂形成的雁列式组合，这是很多矿床常见的现象。金翅岭金矿床各矿脉具有走向短、延深浅、厚度小的“缺点”，但同时也具有品位高且成群出现的“优点”。针对矿脉有成群出现的规律，如，在原疃采区-240m 中段 P1-9 沿脉处，用坑内钻向南东勘探，发现 33、35、36 号脉等是一组成群出现，且相距仅 5m 的北东走向的矿脉，探矿增储效果显著。矿脉成群出现的组合方式有：上、下盘平行脉、尖灭侧现、入字状、似帚状、反 Z 状等。

6.2.3 同一矿脉的矿体之间等距分布

如原疃采区-190m 中段 4 号脉的沿脉巷道，在揭露出两个矿包时，矿体之间有 90 米的无矿带。于是，以王新勇为首的生产科人员从纵投影图和平面图上对 4 号脉进行了矿体定位预测，设计了勘探工程。经验证，越过 88 米的无矿间隔，果然存在第三个矿包。该矿包长达 102 米，其地质储量十分可观，开采了多年。

6.2.4 尖灭再现的规律

P1-9、P24、P5 矿体的尖灭再现规律与 4 号脉非常相似，表现为平面上一个矿体尖灭，在其左侧有另一个矿体出现。

6.2.5 上下盘有次级脉的规律

在较大规模的主脉的上、下盘 10 米范围内，常出现与主脉产状一致或斜交但规模较小的次级脉，属同序次低级别的矿脉。

6.3 找矿标志

6.3.1 围岩标志

从区域来看大矿床多集中在混合花岗岩与郭家岭花岗闪长岩外接触带上，金翅岭金矿正处于混合花岗岩与郭家岭花岗闪长岩外接触带，对金成矿非常有利。

6.3.2 构造标志

招远地区断裂发育，方向上以北东向和北北西向断裂对成矿最有利；性质上

以早期为压性－压扭性断裂，后期转化为张－性张扭性的断裂对成矿有利；断裂的组合形式，以追踪断裂、断裂交汇部位、帚状断裂收敛部位等对成矿有利。

6.3.3 围岩蚀变标志

主要的围岩蚀变有硅化、绢英岩化、黄铁矿化、碳酸盐化、钾化等，其中，黄铁绢英岩和黄铁石英脉本身就是工业矿体的组成部分。而钾化和碳酸盐化往往是远程蚀变。

6.3.4 矿物共生组合方面

金矿化与多金属硫化物关系最为密切，一般来讲，硫化物成分越复杂，矿化越好，特别是烟灰色石英含有细粒黄铁矿、方铅矿、闪锌矿以及黄铜矿等多金属硫化物时是出现特高品位的矿化地段。

6.3.5 地球化学标志

根据近矿围岩微量元素特征，按富集系数大小，近矿围岩微量元素排列顺序前 5 位为 Ag、Au、Zn、Pb、As 等，这些元素可作为是否接近矿体的找矿指示元素。而矿石中 Au 的富集与 Au 与 Ag、Sb、Hg、Pb、Bi 等显著相关，因此可以把 Ag、Sb、Hg、Pb、Bi 等元素的组合异常作为寻找盲矿体的标志。

6.3.6 脉岩标志

脉岩发育地段是构造的薄弱地段，矿体产出的空间位置往往与脉岩相伴生在，尤其以角闪正长斑岩、青灰色闪长玢岩和早期发育片理化的煌斑岩与金矿体关系更为密切。

6.3.7 地球物理标志

由于本区各类岩石的物性不同，断裂蚀变带内岩石的磁性降低；利用矿山综合物探、地质资料(图 6－1、2)，可划分胶东群、玲珑混合花岗岩及郭家岭闪长玢岩分布的区域，和推断规模较大的断裂构造、岩脉及断裂蚀变带。郭家岭似斑状花岗闪长岩、玲珑混合花岗岩及金矿石属高阻地质体；碎裂岩为低阻岩石，明显低于围岩的电阻率。金属硫化物含量越高值就越大，矿体所对应的高极化率。



图 6－1 金翅岭金矿大郝家地区 ΔT 平面图

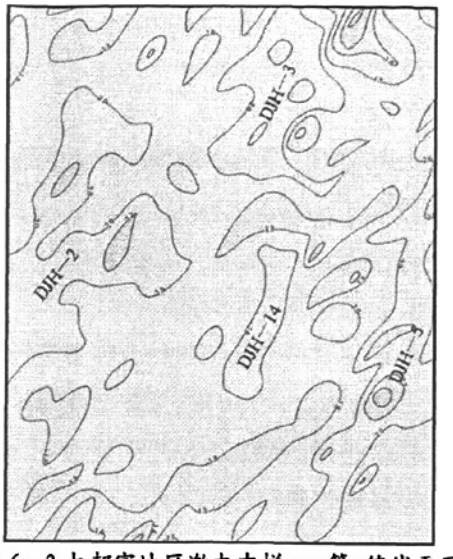


图 6－2 大郝家地区激电中梯 ηa 等 值线平面图

6.3.8 氧化矿物标志

矿体中含有大量的金属硫化物，风化后在矿体天然露头上可形成铁帽，或形成褐色氧化物，在井下可见到孔雀石和坑道顶板红色的“锈水”流出。这些可以作为找矿的直接标志。

6.3.9 民采标志

民采包括古代老窿是找矿的直接标志，纵观矿产勘查历史，有相当一部分大型、甚至超大型矿床都是依据当地百姓报矿发现，所以民采矿区和古代老窿是十分好的找矿标志，可直接发现新的矿化地段或找到工业矿体。

找矿工作中不应过分强调某一标志，应该合理地利用地质、地球化学、地球物理等多元信息进行找矿才能达到最佳的效果。

第七章 结 论

通过本次研究构造，取得如下认识和成果：

1、矿区内主要发育断裂构造，按断裂走向可划分为北东向、近南北向、北东东向、北西向和北西西向五组。其中，以北东向构造裂隙最发育，且含矿性较好，构成了矿区的基本构造格架，否定了北西向断裂是本区的含矿断裂的结论。

2、进一步总结出本区断裂蚀变带赋存工业矿体的特征：①发育于胶东群及其下部的老地层的经混合岩化形成的花岗岩类岩体中；②具有一定的规模；③须经历多期次多阶段的活动，力学性质显示先压扭，后扭张的复合特性，活动次数多往往易形成多阶段矿化叠加；④成矿期脉岩发育处；⑤位于郭家岭似斑状花岗闪长岩体外接触带，断裂破碎带走向为北东向，或北东向近南北向转变的部位最有利成矿。

3、总结了本区矿化蚀变带的蚀变组合分带特征：a 内带：黄铁矿化－硅化－绢英岩化蚀变组合；b 中带：硅化－绢英岩化；c 外带：绢英岩化－钾化－碳酸盐化等。值得一提的是，内带往往叠加有多金属硫化物，这对金成矿具有非常重要的意义。

4、根据显微镜、电子探针等研究，金矿物主要为独立银金矿，赋存形式有包体金、粒间金、裂隙金，以裂隙金为主；主要载金矿物有：黄铁矿、褐铁矿、方铅矿和石英，其次为闪锌矿、黄铜矿等。

5、通过包体测温和包体成分研究结果，成矿流体主要来源于岩浆水和深部变质水演化而成的成矿流体——中低盐度的 $Ca^{2+}-Na^{+}-K^{+}-F^{-}-Cl^{-}-SO_4^{2-}$型热水溶液，成矿温度 120℃～350℃之间，成矿压力在 385～460bar 之间，成矿环境为低氧逸度的还原环境。

6、硫同位素组成结果表明，成矿物质主要来源于深部，并有大量壳源物质参与，表现出多来源特征，特别是，十里铺银矿的浅部物质加入相对更多。铅同位素结果表明，各类地质体之间铅同位素组成具有很大的相关性，铅主要来源于下地壳，可能有深部铅的带入。氢氧同位素结果表明，本区成矿流体主要来源于岩浆热液和变质溶液，同时有部分天水加入；而十里铺银矿成矿流体有大量天水加入，氢氧同位素的特征则进一步说明岩浆期后成矿流体中有地壳物质加入。

7、建立了金翅岭金矿的矿床成因模式：金翅岭金矿为中低温岩浆期后热水成因，成矿物质主要来源于胶东群及更老地层中的基性－超基性火山岩，通过后期变质、混合岩化和燕山期岩浆活动，被活化、萃取逐步在有利构造部位富集成矿，矿体主要受北东－北北东方向断裂及其派生断裂控制；金翅岭金矿是产于古

老混合花岗岩中的受中生代岩浆作用形成的中低温热液矿床，主成矿期在燕山晚期。进一步，归纳总结了金翅岭金矿的控矿因素和成矿规律。

参考文献

[1] 山东招金集团公司. 招远金矿集中区地质与找矿.北京：地震出版社，2002.

[2] 黄汲清, 李春昱. 中国及其邻区大地构造论文集. 北京：地质出版社，1981.

[3] 黄汲清. 中国主要地质构造单位. 北京：地质出版社，1994.

[4] 陈国达,等. 地洼构造与金成矿. 北京：地质出版社，1997.

[5] 游长江，肖禧砥, 陈国达. 地貌生演论: 壳体构造的地貌理论与实践初探：以长江三峡及邻区壳体构造的地貌生演为例. 长沙：中南工业大学，1996.

[6] 陈国达. 地洼学说. 湖南：中南工业大学出版社, 1996.

[7] 曹国权, 王致本, 张成基. 山东胶南地质体及其边界断裂五莲－荣成断裂的构造意义[J]. 山东地质，1990，vol.6(1)：1～15.

[8] 安郁宏. 胶东地区变质地层新划分－新厘定的胶东群、荆山群介绍. 山东国土资源. 1990，(01)：101～107.

[9] 罗镇宽, 苗来成. 胶东招莱地区花岗岩和金矿床. 北京：冶金工业出版社, 2002.

[10] 山东地质矿产局. 山东区域地质志. 北京：地质出版社，1991.

[11]裘有守. 山东招远-掖县地区金矿区域成矿条件. 沈阳：辽宁科学技术出版社, 1988.

[12]杨士望 胶东半岛东部金矿地质. 青岛：青岛海洋大学出版社, 1993.

[13]赵懿英，胡受奚，徐兵，卢冰，季海章. 山东胶北地体的前寒武纪地层问题. 中国区域地质, 1995，3：272～279.

[14]安家桐. 山东牟平邓格庄金矿床金及相关矿物的研究. 山东地质, 1994,(1).

[15]王义文. 我国主要类型金矿床同位素地质学研究[J]. 地质论评, 1982,(02).

[16] 张增奇等. 鲁东前寒武纪岩石地层清理意见. 山东地质，1994（增刊）.

[17]徐嘉炜，马国锋. 郯庐断裂带研究的十年回顾. 地质论评，1992，vol.38(4)：316～324.

[18]马文璞. 郯庐断裂系研究的最新总结－介绍英文版《郯庐平移断裂系统》. 地质论评，1995，vol.41(5)：480～481.

[19] 吴根耀，梁兴，陈焕疆.试论郯城-庐江断裂带的形成、演化及其性质[J]. 地质科学，2007，42(1)：160-175.

[20] 侯明金，朱光，Jacques Mercier.郯庐断裂带（安徽段）及邻区的动力学分析与区域构造演化[J]. 地质科学,2007，42(2)：362-381.

[21] 裴荣富，邱小平，尹冰川,等.成矿作用爆发异常及巨量金属堆积[J].矿床地质，

1999, 18(4):333-340.

[22]邱小平, 王少怀, 邹 强. 郯庐断裂在胶东金矿聚集区的成矿效应[J]. 安徽地质,2008,18(1):16-19.

[23] 曹国权，王致本，张成基. 山东胶南地质体及其边界断裂五莲－荣成断裂的构造意义[J]，山东地质，1990，vol.6（1）：1－15.

[24]徐金方. 胶北地块与金矿有关的花岗岩类的研究. 山东地质, 1989,(5)：5.

[25] 邓军，徐守礼，等. 胶东西北部构造体系及金矿动力学.北京：地质出版社，1996.

[26] 张家声. 郯庐剪切带的性质和意义[J]. 地球科学-中国地质大学学报, 1992,(04).

[27] 乔秀夫, 张安棣. 华北块体、胶辽朝块体与郯庐断裂[J]. 中国地质, 2002,(04).

[28]朱奉三. 混合岩化热液金矿床成矿作用初步研究——以招掖地区的金矿床为例[J].地质与勘探, 1980,(7).

[29] 桑隆康. 玲珑花岗岩的成因和演化[J]. 地球科学, 1984, (1)：101～114.

[30] 杨忠芳，徐景奎，赵伦山等. 胶东区域地壳演化与金成矿作用地球化学. 北京：地质出版社，1998.

[31] 杨敏之. 金矿床围岩蚀变带地球化学——以胶东金矿床为例. 北京：地质出版社，1998.

[32] 姚凤良，刘连登，孔庆存，宫润潭. 胶东西北部脉状金矿. 长春：吉林科学技术出版社，1990.

[33] 王炳成. 玲珑花岗岩的岩石化学与地球化学特征. 山东地质，1986. vol.2(1)：54～73.

[34] 王炳成. 山东招掖地区郭家岭斑状花岗岩的地质地球化学特征及成因探讨.山东地质,1988, vol.4(1)：45～63.

[35] Rock N M S,G roves D I. Do lamprophyres carry gold as well as diamonds? [J] . Nature, 1988, 332：253～255.

[36] 卢作祥, 范永香, 孙丰月. 山东招掖金矿带的构造-岩浆控制. 地球科学-中国地质大学学报, 1987,(06).

[37] Ramsay J G, Graham R H. Strain variation in shear belts . Canadian Journal of Earth Sciences. 1970, 7：786～813.

[38] Koljonen T.et al.Rare earth elements in granitic rocks. Lithos, 1974, Vol.7. No4：249～261.

[39] Emermann R.et al. Petrologic significance of rare earths distribution in granites. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1975, Vol.52. No4：207～283.

[40] 李兆龙，杨敏之, 等. 胶东金矿床地质地球化学. 天津：天津科技出版社[M]，1993.

[41] 李俊建, 罗镇宽, 等. 胶东中生代花岗岩及大型_超大型金矿床形成的地球动力学环境. 矿床地质, 2005, (04).

[42] 刘辅臣，卢作祥，范永香等．玲珑金矿中基性脉岩与矿化关系探讨．地球科学[J]，1984，vol.9(4)：354～361.

[43] 张振儒，陈梦熊. 金的成色研究在地质学中的应用. 北京：黄金科学技术[M]. 1995，21－24.

[44] Shikazono N, Shimizu. The Ag/Au ratio of native gold and the geochemical environment of gold vein deposits in Japan. Mineralium Deposit[J], 1987,22(4):309－314.

[45] 徐金方. 胶北地块与金矿有关的花岗岩类的研究. 山东地质[J], 1989, (5)：5.

[46] 邱家骧. 岩浆岩岩石学. 北京：地质出版社[M]，1980.

[47] 陈德潜. 稀土元素地球化学的若干问题. 地球学报[J], 1993,(Z1).

[48] Caggianelli A, Fiore S,Mongelli G, et al. REE distribution inthe clay fraction of pelites from the southern Apennines,Italy.Chemical Geology，1992，99:253～263.

[49] Byrne R H,Sholkovitz E R. The Marine Chemistry and Geo-chemistry of the Lanthanides The Handbook of the Physics and Chemistry of Rare Earths[M].Elsevier, 1996, 56:497～593.

[50] Nesbitt H W. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite.Nature, 279：206～210.

[51] 毛光周,华仁民,高剑峰等. 江西金山含金黄铁矿的稀土元素赋存状态研究. 矿物学报[J],2006,26(4):409-418.

[52] 陈懋弘,吴六灵,PhillipJ.等. 贵州锦丰(烂泥沟)金矿床含砷黄铁矿和脉石英及其包裹体的稀土元素特征. 岩石学报[J]，2007，23(10)：2423-2433.

[53] 徐九华, 谢玉玲, 刘建明,等. 玲珑-焦家式金矿床流体包裹体的稀土和微量元素特征. 岩石学报[J].2005，21(5):1389-1394.

[54] Ohmoto H. Geochemistry of Hydrothmal Ore deposits. 2nd edition.H.l Barneseds, fohewiley.New York，1979.

[55] Ohmoto H. Stable geochemistry of ore deposits.Rev. Mineral.1986，491～559.

[56] Ohmoto H. Systematics of sulphur and carbon isotones in hydrothmal ore deposits. Econ.Geol，1972，V67.

[57] 王义文,朱奉三,宫润谭. 构造同位素地球化学—胶东金矿集中区硫同位素再研究. 黄金. 2002, vol.23(4)：1～13.

[58] Doe B R, Zartman R E. Plumbotectonics 1, the Phanerozoic. In:Barnes H L.ed., Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 2nd Ed., Holt, Rinehart and Winston, New York，1979:22-70.

[59] Zartman R E, Doe B R. Plumbotectonics themodel [J].Tectono-Physics. 1981, 75 (1-2): 135-162.

[60] Ohmoto H. Geochemistry of hydrothmal ore deposits. 2nd edition.H.I. Barneseds, fohewiley.New York，1979.

[61] Ohmoto H. Stable geochemistry of ore deposits.Rev.Mineral.1986，491～559.

[62] 姚凤良, 刘连登， 孔庆存, 宫润谭. 招掖金矿带的稳定同位素地质及金矿床成因[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 1983, (03)

[63] Ohmoto , H. Stable isotope geochemistry of ore deposits , in Valley , J. W., Taylor , H. P. And O`neil, J.R., ed., Stable isotopes in high temperature geological processes [J]. Review in mineralogy v.16, Mineralogical society of America ,1986,491～ 559.

[64] O`Neil J.R , Taylor Jr HP. Oxygen isotope equilibrium between muscovite and water [J]. Geophys. Res.,74: 6012～6022.

[65] Taylor H P. Oxygen isotope relationships. In: Barnes H Led. Geochemistry of hydrothermal ore deposits (2nd edition). New York: Wiley, 1979.236～277.

[66] Clayton RNJ，Neil RO.，Mayeda TK. Oxygen isotope exchange between quartz and water[J]. Geophys. Res., 1972, 77:3057～3067.

[67] 孟繁聪, 李天福, 薛怀民,等. 胶莱盆地晚白垩世不同地幔源区的两种基性岩浆——诸城玄武岩和胶州玄武岩的对比.岩石学报，2006，vol.22(6)：1644～1656.

[68] Bodnar RJ. A method of calculating fluid inclusion volumes based on vapor bubble diameters and PVTX properties of inclusion fluids [J]. Econ Geol,1983,78: 535～542.

[69] Hall DL, Sterner SM, Bodnar RJ.Freezing point depression of NaCl-KCl-H_2O solutions [J].Econ Geol,1988,83:197～202.

[70] 郑永飞，陈江峰. 稳定同位素地球化学[M].北京：科学出版社, 2000.

[71] 续颜，孙丰月，蒋函. 北京万庄金矿床流体包裹体研究[J].地质科技情报, 2004, 23(3): 47～511.

[72] 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 等. 流体包裹体[M].北京：科学出版社,2004.

[73] 朱文戈等. 成矿流体研究内容和方法[J].甘肃科技，2006，22(9):135-137.

[74] 舒斌，王平安，董法先，李中坚.海南西南部抱伦金矿床流体包裹体及稳定

同位素特征[J].地质通报，2006，25(7):881～893。

[75] Rock N M S. Groves D I. Can lamprophyres resolve the genetic con -troversy over mesothermat gold deposit?[J]. Geology. 1988，16：538-541.

[76] Rock N M S，Groves D L. Do lamprophyres carry gold as well as diamonds? [J]. Nature，1998，332(6161)；253—255.

[77] Rock N M S. lamprophyres [M]. U K Blackie：Glasgow，1991.

致 谢

在整个研究生学习、工作及论文撰写的过程中，自始至终得到了导师邹海洋副教授和刘悟辉博士的亲切关怀、辛勤培育和悉心指导，导师渊博的学识、严谨的治学态度、开拓创新的思维方式，将激励我在今后的工作中为祖国的地质事业贡献自己的一生；在此，首先向尊敬的导师们表示衷心的感谢。

在野外现场工作期间，得到了金翅岭金矿同志们的大力支持和帮助，特别是配合我们工作的生产的孙杰副矿长、王新勇科长、李宏伟等同志，任劳任怨，积极配合我们的工作，使得本次研究工作能够顺利进行；在此，我表示深深的谢意。

深切感谢院、所领导，特别是胡祥昭教授、杨牧副教授、邵拥军教授在学习工作期间给予各方面的热情关怀；感谢师兄杜高峰、杨柳、韦继康等诸位学友的无私帮助；感谢所有曾经在学习工作期间给过我帮助的同仁们。

攻读学位期间的主要成果

参与科研的项目：

埃子王家－原疃地区岩浆岩与金矿成矿关系研究

衡东县大岭上钨矿普查项目

马来西亚吉兰丹 Ulu Sokor 地区金矿找矿研究

发表学术论文：

刘艳萍，刘悟辉，张永忠，刘旭，李海金. 黄沙坪地区地壳演化特征. 矿物岩石地球化学通报. 2009 年增刊

刘艳萍，邹海洋，杨涛. 原疃金矿床中金的赋存状态. 贵州地质与勘察. 2009 第 1 期