中南大学

硕士学位论文

河北省石湖金矿矿床地质特征及控矿因素分析

姓名：黄颖洲

申请学位级别：硕士

专业：构造地质学

指导教师：胡斌

20080519

摘 要

石湖金矿地处河北省石家庄市灵寿县，是河北省大型金矿之一。矿区位于北冶-麻棚-杨家庄断裂带、麻棚岩体外接触带上，受区域构造及麻棚岩体影响，成矿条件优越。

在区域成矿地质背景及矿床地质特征研究的基础上，着重研究地层、构造、岩浆岩与成矿的关系；阐述了矿田构造的性质及其演化；分析了成矿物质来源及成矿流体来源；提出矿床成因新观点；建立了石湖金矿成矿模式；总结了成矿规律。

研究认为；

1、石湖金矿经历前地槽、地台、地洼三个大的构造发展演化阶段。

2、矿床的形成与赋矿地层、岩浆岩、断裂破碎带等因素密切相关。

3、成矿物质主要来源于矿体周边地层阜平群团泊口组。

4、成矿流体主要是岩浆热液和地层流体（或天然雨水）的混合流体。

5、石湖金矿床的类型为具有多因素控制、多矿质来源、多矿化阶段、以岩浆热液为主导的多因复成改造型金矿。

关键词：岩体、控矿因素、成矿模式、元素地球化学、石湖金矿

ABSTRACT

Lying in Lingshou county,Shijiazhuang City,Hebei province, Shihu gold deposits is a large-scale one in this area, which is located in the contact zone of Beiye-Mapeng-Yangjiazhuang fracture and Mapeng rock mass, and controlled by the regional structures and Mapeng rock mass. Thus, there exist useful ore-forming conditions.

Through the researches of regional mineralization geology background and deposit geological features ,the author emphatically studies the relations between mineralization and strata, structures or magamatites, explains the evolutional properties of the ore fields and structures, analyzes the origin of the ore-forming matters and fluids, presents the new origin viewpoints of the deposits, sets up the metallogenic model of the gold deposits, and summarizes the mineralization enrichmental regulations.

On the basis of the above-mentioned studies, the following conclusions are drawn.

(1)Shihu mining area has undergone three larger evolutional stages,that is Pregeosyncline, Platfoum and Diwa.

(2)The origin of gold deposits in Shihu ore field is mainly controlled by the factors of strata, magamatites as well as structures.

(3)The origin of the metallogenic matters comes from the

Tuanbokou formation.

(4)The origin of ore-forming fluids comes from the mixtures of the magmatic hydrothermal and stratigraphic or atmospheric fluids.

(5)The type of Shihu gold ore deposits belongs to a polygenetic compound ore deposit, which is mainly controlled by the magmatic hydrothermal fluids and characterized by the multi-factors, the multi-origins and the multi-stages.

Keywords: rock mass; ore-controlling factrs; metallogenic model; element geochemistry; Shihu gold deposits

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在论文中作了明确的说明。

作者签名：黄锁洲　　日期：2008年5月19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：黄锁洲　导师签名　　日期：2008年5月19日

第一章 前言

1.1 选题来源

论文的选题来源于河北省灵寿县石湖金矿委托中南大学地学与环境工程学院进行的横向科研项目，承担“河北石湖金矿成矿规律及深边部找矿预测研究”任务。本论文是在此项目研究的基础上完成的，主要数据均来自于该课题。

1.2 研究的目的与意义

金作为贵金属一员，从古到今就受到人类的青睐，在当今世界是国际金融贸易的硬通货，随着社会科学技术的发展，黄金广泛应用在工业上、军事上、高科技上……，其用途日趋重要。黄金既有交换价值，又有使用价值，当前，国内外需求量急剧增长，国际上黄金价格连创新高。世界各国十分重视黄金的生产，各产金大国加强黄金资源的地质普查勘探、开发利用。中国是世界上最早发现和利用黄金的国家之一，其金资源十分丰富，为我国的黄金工业的发展提供良好的物质基础。我国历来重视黄金的地质普查和开发利用。近几十年来，取得多项成果，黄金的产量持续增长[1-5]。

河北省是我国重要的产金省之一，建国以来，不仅探明数以百吨计的黄金储量，而且还获的了丰富而宝贵的地质资料。其中石湖金矿是上世纪 80-90 年代勘探的冀西地区唯一的一个大型金矿床。经过十余年的开采，原勘探储量已基本上消耗殆尽，矿山面临严峻的资源危机[6]。要使矿山企业持续发展，在已知矿区深边部开展地质找矿工作已成当务之急。通过研究石湖金矿床的地质构造背景、成矿地球化学特征、矿床成因及控矿构造，总结成矿规律，为生产区深边部找矿预测提供地质依据和作出远景评价。

为了寻找新的接替资源，确保石湖金矿能持续生产，延长矿山寿命，石湖金矿决定在矿区深边部开展地质找矿工作，要求在综合分析前人资料的基础，对金矿段进行地质调查，查明金矿控制因素，总结成矿规律，预测找矿靶区，为布置

探矿工程提供地质资料。

1.3 研究的内容

本论文研究工作是结合“河北石湖金矿成矿规律及深边部找矿预测研究”课题研究基础上完成的。论文在广泛收集整理分析前人的资料基础上，结合矿区现场地质调查和采样分析，旨在查明矿区地层、构造、岩浆岩对成矿的控制作用，研究矿床成因，分析控矿因素，总结成矿规律。为了达到这个目的，本次研究工作主要从以下几个方面进行。

1、分析矿区构造活动演化，研究构造对成矿的控制作用。

2、对矿区地层的含矿性进行全面分析，查明原岩沉积环境与岩石特征，研究地层与成矿的关系。

3、通过研究已知矿床矿体地质特征和矿液运移方向，探讨矿床成因，建立成矿模式。

4、系统观察分析 101 矿带在各中段的矿体赋存特征，采集岩矿石标本，从中找出矿体厚度，矿化强度以及微量元素在空间上的变化规律。

5、通过系统观测井下三条穿脉剖面，分岩性采集标本和微量元素分析样品，从中找出 Au 与其它微量元素的变化规律。

6、通过编图分析，从矿体厚度、矿体品位在空间上的变化规律及两者之间的关系。

1.4 研究的基本思路与方法

正确的思路对于找矿极其重要，而这个思路来源于广泛收集的地质资料、深入的地质调查以及合适的方法，虽然前人在矿区做过大量的地质工作，工作程度较高，但研究程度较低，现在矿山经过十余年的开采，已深入矿体内部，因此，有必要解决矿床成因及控矿因素等问题。

本次的研究基本思路与方法可概括如下：

1、遵循从已知到未知的原则，广泛收集前人研究资料和生产现场资料。对这些资料进行第二次开发，总结成矿规律。

2、深入现场进行地质调查，采集相关的岩矿石标本和样品，从宏观和微观两

方面来总结矿体的矿化富集规律。

3、在井下选择几条代表性穿脉进行观察，系统采集岩石标本和化学样品，从宏观和微观两方面来分析矿体与近矿围岩的特征，并分析其内在的原因。

4、在井下各中段系统采集包体测温样品，编制主矿体等温线图，根据等温线形态，来判断矿液运移的主要通道，预测已知矿床深部找矿前景。

5、通过对控矿因素分析，研究矿床成因和建立与矿床实际相符合的成矿模式。

1.5 研究区位置与范围

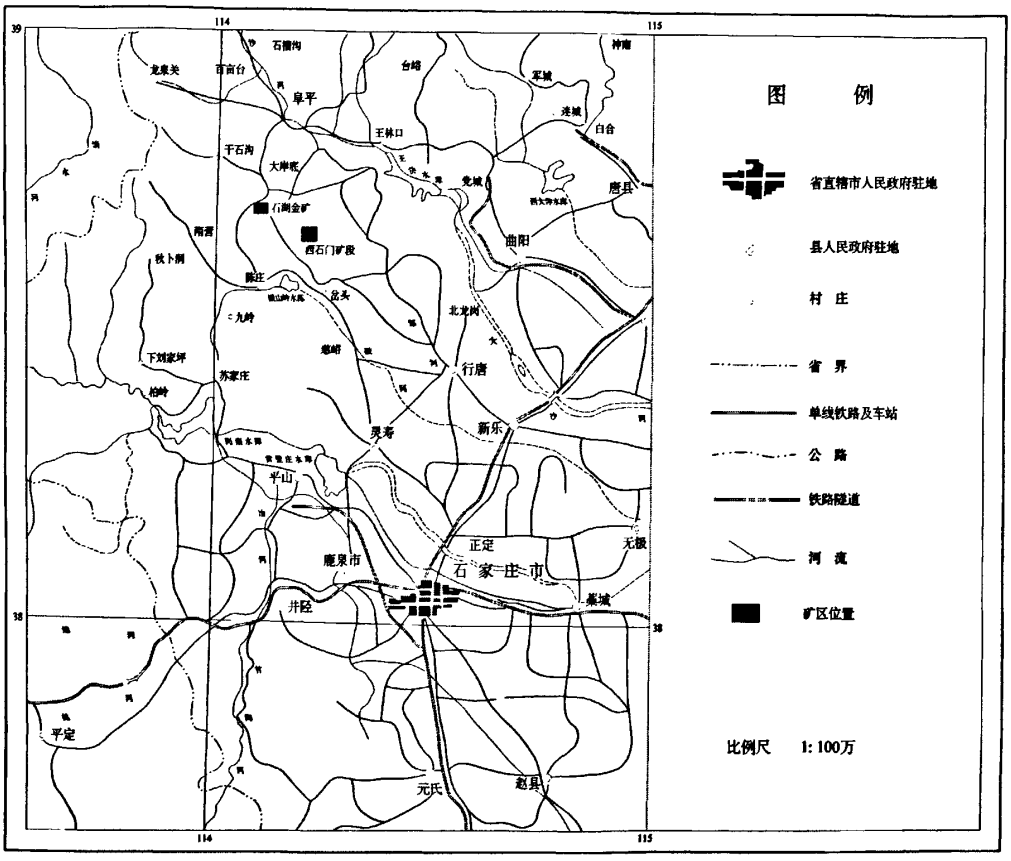
研究区位于河北省石家庄市灵寿县境内，距离县城北西方向66Km处。研究区地理坐标为：东经114° 03′ 15″～114° 04′ 21″，北纬坐标38° 39′ 04″～38° 40′ 19″，矿区面积4.1229K㎡。行政区划隶属河北省石家庄市灵寿县，矿区东南96Km为京广线石家庄火车站，石家庄-大同、石家庄-阜平公路从矿区通过，矿段-阜线新开站直线距离5Km,有简易工路相连，交通条件较好。见图1-1《交通位置图》。

1.6 自然地理与经济

研究区位于太行山中段偏东侧，海拔高度600-995m，相对高度100-325m,属中低山区，区内地形切割强烈，山势陡峻，坡角较大，一般在10° -30° 。矿区附近除陈庄有较大河流慈河外，主要为溪流，水量随季节变化较大，基本上长年有水。

本区属于典型的大陆性半干旱气候，据灵寿县20年资料统计，年最高气温41.1℃，最低温度-24.4℃，夏季炎热，四季分明，年平均降雨量505.9mm，年最大降雨量1005.5mm. 降雨量三分之二在七、八月份。冰冻期12月18日，解冻期2月4日，最大冻结深度51cm。区内为基岩裸露区，土壤较少，植被不发育。当地居民多从事农林牧多种产业，经济不发达，区内地下水不发育，民用水基本上靠少量山泉水，工业用水需从大庄水库引水。

图 1-1 河北省灵寿县石湖金矿区交通位置图



1.7 研究区以往地质工作评述

1.7.1 以往的研究工作

石湖金矿矿区早在古代就有采金历史，据调查在 116 号脉 51-57 号线间发现四个深度不等的古采坑，年代不详[7]。

石湖金矿从发现到勘探经历了一个漫长的过程，早在 1960 至 1961 年河北省地质矿产局区测队在本区进行 1：20 万地质测量时，首次发现区内金矿化，并进行了大量的工作，肯定了该区的工作价值。1975 年至 1976 年，河北省磷矿队在矿区进行普查工作时，共查明矿化石英脉 40 余条，概算黄金金属储量 482.39Kg，并提交了普查报告。1980 年至 1993 年，冶金工业部第一冶金勘探公司 520 队在矿田内外进行普查、勘探工作，不仅查明了土岭矿区为一小型金矿床，更重要的

是由此发现了达中型规模的 101 和 116 矿带。其间一些科研院校曾到矿区作过专题研究，如中国地质大学、中国地质科学院、中南矿冶学院、长春地质学院等单位到矿区作过许多有价值的研究工作[8]。为矿田进一步开展成矿预测研究积累了丰富的地质资料。

前人地质工作涉及的金矿床地质、控矿构造，矿床成因、成矿规律及金的矿物学研究等方面[9-15]。归纳起来如下。

1、认为金矿带的分布严格受断裂的破碎带控制，断裂破碎带以 SN 向为主，NW 向次之，断裂性质为压扭性，矿带北部撒开，南部收敛。

2、对石湖金矿的成因有多种看法：①中温岩浆热液充填-交代型金矿床；②变质热液型金矿床；③岩浆改造-复生金矿床；④中偏高温岩浆期后热液含金石英脉型。

3、对矿田构造进行较详细的研究，认为成矿是构造-岩浆综合作用的结果，成矿作用主要在燕山期。

4、对成矿阶段的划分，基本一致认为分四个阶段，即中-高温热液阶段，中温热液阶段，中低热液阶段，成矿期后热液阶段。

5、对麻棚岩体特征和成因以及容矿地层阜平群的含金性进行了研究，并采集了较多的化学样，分析表明麻棚岩体和阜平群地层皆为金质的主要来源，甚至有人提出麻棚岩体为成矿母岩的观点。

6、认为矿区围岩蚀变分带性明显，由矿化中心向两盘围岩，与矿化有关的围岩蚀变为：黄铁绢英岩化带→强硅化绢云母化→硅化绢云母化→弱硅化（绿泥石）钾化带。

7、对区内岩矿作过较详细的研究，如金的赋存状态、黄铁矿的标型特征、石英的找矿信息研究等。

8、对矿液流动方向作过一些探讨，认为矿液是从矿区深部由南向北斜向向上运移。

1.7.2 以往的研究工作存在的主要问题

前人的认识与看法都是对矿床地质规律的总结，但由于当时工程揭露面小，测试手段有限，对矿床和矿体地质特征没有条件作全面的分析，因而存在一些不

足点，具体来说有以下几个方面：

1、对矿区的形成与发展未作系统的研究，矿区自元古代末阜平运动以来经历多次构造活动，所产生的构造形迹对控岩控矿具有重要的影响，只有查明矿区构造的分布和演化规律，正确认识构造与成矿的关系，才能正确指导找矿工作。

2、前人虽然认识到矿体产在断裂破碎带中，但有的断裂破碎带含工业矿体，有的不含或含矿性不好，未作出合理的解释。

3、在矿床成因方面，大多数只强调成矿作用的某一方面，如岩浆热液成因观点只强调岩浆作用对成矿的控制作用，忽略变质作用的影响；变质成因的观点只强调矿体产在变质岩这样一个事实，忽略岩浆热液作用的影响。

4、前人大多数认为成矿物质来源主要来自于阜平群团泊口组和麻棚岩体，特别是对麻棚岩体提供主要金质来源持一致观点，但根据区域地质资料近三百个采样分析，麻棚岩体的金背景值较低，与该区其他岩体相近，甚至低于我国其他地区中酸性及基性侵入岩。

5、矿床投入开发后，未进行过专门的成矿规律和找矿研究。随着井下开采揭露面的增多，原来对成矿和矿化富集规律的认识明显不能解释矿床地质特征的一些现象，需进一步去研究。

1.8 本次研究工作情况

1.8.1 完成主要工作量

1、现场地质调查

①本次完成井下矿体地质调查 11 个中段，路线总长约 7Km，重点调查 101-2，101-4 矿体，采集岩矿标本 138 块，在不同中段对 110-4 矿体作了包体测温，采集测温样品 53 个。

②完成井下 3 条穿脉实测剖面及采样，剖面总长 303m。

③对井下典型地质现象，如矿体与围岩的接触关系，钾化带、闪长玢岩与矿体的空间依存关系等进行了特征观察和分析，共照相 18 张。

2、室内测试分析

室内对采集的标本和样品进行了加工。共加工包体测温样 53 个，稀土元素样

9个，硫同位素样5个，岩矿石全分析样8个，微量元素样68个，包体气液相成分分析5个，均一法测温薄片6块，岩矿鉴定、矿相光薄片60块。

①包体测温53个，挑取与成矿有关的单矿物烟灰色石英，送北京中科院地质研究所测试。均一测温6个，由中国科学院贵阳地化所测试。

②硫同位素分析样5个，由国土资源部中南矿产资源监督检测中心测试。

③石英包裹体气、液相成分分析样 5 个。由中南大学地质研究所包体分析室测试。

④岩矿石全分析8个，由长沙矿冶研究院分析检测中心测试。

⑤岩矿鉴定60片，显微照相120张。

⑥主矿元素分析样品68个，分析元素为Au；微量元素分析样品68个，分析元素有Ag、Cu、Pb、Zn、Hg、Ni、Co、Cr、As、Sb、Bi、Sn，稀土元素分析9个，由中南大学地质研究所ICP-MS实验室测试。

1.8.2 取得的主要成果与认识

1、较系统地分析了区域和矿区构造及运动演化，认为区域上至少经历了三次大的构造运动，即阜平运动、吕梁运动和燕山运动。

2、据稀土元素分析和测年分析，石英闪长玢岩应是麻棚岩体入侵后岩浆分异作用的产物，其选择性地沿一些断裂入侵，使101等断裂带又经历了一次构造活动，并成为构造薄弱带，因此与矿体在空间上紧密相伴，

3、麻棚岩体Au背景值与该区其他岩体相比，大致相当，前人在靠近工业矿体的接触带上采集的样品Au含量较高的原因，可能是含矿热液同化混染作用造成的。

4、矿区范围内太古界阜平群团泊口组是金的矿源层，在这一层位中，金的背景值较高。

5、根据包体汽液相成分分析，成矿流体应是岩浆热液和层间流体或天然水的混合流体。

6、根据101-4矿体温度等值线图分析，101矿带成矿流体应是从矿区北部向南部运移，运移的主要通道位于200m～300m标高之间，携带矿的流体从主要通道向上下低压区扩散，低温区是矿化富集的部位。

7、根据稀土元素特征参数和配分曲线分析，矿石稀土元素配分曲线大致平行，一致向右倾。

8、矿区金矿床的形成经历了三个主要成矿期，即同生沉积→区域变质期→改造迁移＋循环聚集期。

9、对成矿的物理化学条件进行了分析和总结，得出石湖金矿的成矿温度为294℃～378℃，属中高温成矿环境，成矿压力为200bar。属超浅成条件。

10、矿体严格受断裂破碎带控制。

11、通过对石湖金矿矿区成矿地质条件、矿床地质特征、矿床成因、控矿因素等分析，总结成矿规律。

第二章 区域地质特征

2.1 研究区大地构造背景

石湖金矿位于华北地洼区，翼晋地穹系、山西地穹列、阜平地穹中。在区域范围内出露的地层为太古代阜平群的中高级变质岩系，区域构造以早期 EW 向复式褶皱和晚期的 NW、SE、NE 和少量的 EW 向断层为格架。燕山期的构造-岩浆活动强烈，在区域内主要形成了赤瓦屋、麻棚两个花岗岩体和一系列与岩体有关的不同岩性的岩脉[11]。研究区区域地质图见图 2-1

2.2 区域地层

区内广泛出露的地层为太古界阜平群索家庄组、团泊口组、南营组、漫山组、木厂组、四道河组中深度变质和中高级混合岩化的变质岩系，局部低洼处见有少量第四系，由老至新分述如下：

（一） 索家庄组（Arsj）

索家庄组只出露于阜平小区，为分区内最老的地层。本组岩石主要为黑云斜长片麻岩、角闪斜长片麻岩，夹浅粒岩、白云质大理岩及斜长角闪岩，局部夹有磁铁紫苏角闪石英岩，并在片麻岩中出现紫苏辉石及二辉中长麻粒岩，顶部以斜长角闪岩夹大理岩为标志层与团泊口组分界。本组厚 1204m[12]。

（二） 团泊口组（Art）

本组分布广泛，为金矿床的主要容矿围岩，根据岩性组合特征，可分三段。下段（$Arft_1$）：未见底，总厚 414m，以黑云斜长片麻岩，角闪黑云斜长片麻岩为主，夹斜长角闪岩和透镜状含石榴石斜长角闪岩，局部见有肉红色厚层含磁铁钾长石浅粒岩，产状平缓（10°～20°）顶部以灰绿色中粗粒斜长角闪岩与中段分界，整合接触，分布于盘道沟以南，碾子沟掌和小白沟一带。中段（$Arft_2$）：厚大于 400m，出露于三棱尖以北和玉泉庄村北。根据岩性特征又分为下亚段和上亚

段。下亚段（$Arft_2^1$）：黑云斜长片麻岩、钾长浅粒岩为主，夹似砾状含矽线石钾长浅粒岩及斜长角闪透镜体，厚 244m。上亚段（$Arft_2^2$）：灰白色-灰绿色黑云

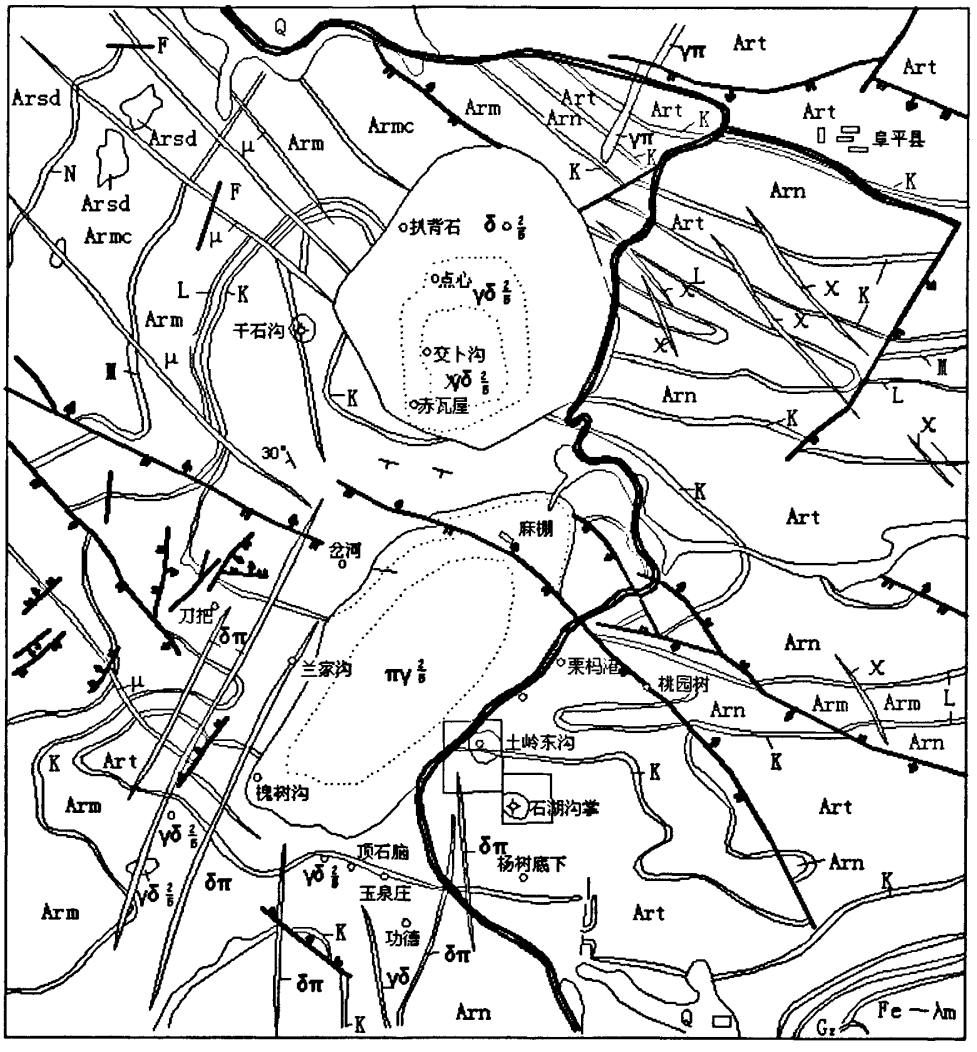


图 2－1　石湖金矿区域地质图

1－第四系；2－阜平群四道河组；3－木厂组；4－漫山组；5－南营组；6－团泊口组；7－索家庄组；8－石英闪长岩；9－花岗闪长岩；10－斑状花岗闪长岩；11－斑状花岗岩；12－花岗岩脉，闪长岩脉；13－断层；14－金矿点；15－金矿区；16－地层产状

斜长片麻岩夹薄层钾长浅粒岩，在三棱尖以北一带，岩层受构造作用改造作用明

显，碎裂化，绢云母化，绿泥石化较为强烈，厚 202m。上段（$Arft_3$）：以黑云斜长片麻岩为主，夹断续分布的斜长角闪岩透镜体，分布于龙堂个、沟口一带。顶部以大理岩层与南营组分界，整合接触，厚约 137m～162m[13]。

（三） 南营组（Arn）

本组分布广泛，遍及阜平小区，在麻棚岩体与赤瓦屋岩体的东南侧广泛分布。主要由黑云斜长片麻岩、角闪斜长片麻岩、斜长角闪岩、浅粒岩、磁铁石英岩和薄层大理岩组成。黑云斜长片麻岩主要分布在该组上部层位，而中部以斜长角闪岩和角闪斜长片麻岩占优势。该组顶部的大理岩多为厚层状，延伸稳定。本组总厚度＞1300m[14]。

（四） 漫山组（Arm）

漫山组主要分布在阜平小区西南部。其上部为标志层，由大理岩、透辉（或透辉方柱石、金云母橄榄石）大理岩、斜长角闪岩组成。厚度变化较大。中下部主要为黑云斜长片麻岩，夹斜长角闪岩、角闪斜长片麻岩，局部有浅粒岩、钙质岩。其中片麻岩中常含透辉石，浅粒岩中见含刚玉矽线石石英球集合体。厚 168～1233m。

（五） 木厂组（Armc）

木厂组主要分布在阜平小区西南部。其主要为黑云（角闪）斜长片麻岩、角闪斜长片麻岩夹斜长角闪岩。底部为不稳定的变粒岩、含磁铁石英岩等，其上部为大理岩、斜长角闪岩、透辉大理岩、透闪透辉岩和透辉变粒岩组成的标志层。厚 316～820m。

（六） 四道河组（Arsd）

四道河组主要分布在阜平小区的西南部的阜平西望庄、八里庄、平山四道河等地。

下部：一般以浅粒岩、黑云斜长片麻岩、斜长角闪岩为主。

上部：主要由各种大理岩（透辉大理岩、长石石英条带大理岩、透闪大理岩

及金云大理岩）和黑云斜长片麻岩及透辉变粒岩互层，浅粒岩夹片麻岩。其顶部为钙质岩标志，标志层由透辉透闪岩、透辉变粒岩夹金云蛇纹大理岩、透闪透辉大理岩组成，厚一般 10～40m，最厚 110m。

本组厚 1150～2350m。

（七）新生界第四系（Q_4）

第四系主要分布在沟谷和缓的山坡上，为松散的残坡积和冲、洪积物，厚 1～5m。

2.3 区域构造及运动演化

太行山区位于大兴安岭-武陵山重力梯级带的中段，深部莫霍面为一呈 NNE 向延伸，向西倾斜的幔坎。在垂向上，岩石圈存在着一系列不同尺度的低强度滑脱面，除了中地壳的高导低速层之外，不同构造-地层单元之间，以及同一构造层中不同强度岩层之间，也多发育滑脱面或拆离面[14]。

本区位于太行山中段，在漫长的地质演化过程中，经历了多期次的构造运动，形成一系列的褶皱和断裂构造，但对本区起主导作用有太古代阜平期及中生代燕山期。阜平运动以褶皱构造为主，同时伴随基性岩浆活动；燕山运动以发育脆性断裂为主，伴随酸性岩浆活动[15-18]。

褶皱构造：主要为陈庄复向斜的 NE 翼，其轴向自东向西由近 EW 向逐渐变为 NW 向，尤其在赤瓦屋-麻棚一带褶皱轴弯曲向西南突出，并被后期的 NW 向断裂斜切，成为后期岩浆和成矿热源活动的有利区域构造组合。

断裂构造：除阜平期及吕梁运动形成的与上述褶皱轴向一致或 NE 向斜切少数韧性断层外，区域主要的与成岩成矿关系密切的是燕山期通过赤瓦屋和麻棚两大岩体的北冶-麻棚-杨家庄 NE 向中酸性岩浆带所构成的断裂带，其长数百 Km，宽数十 Km，为区域上最重要的控岩控矿断裂带构造。

在区域上，本区上晚太古代为前地槽时期，形成一套以浅海相为主的碎屑岩建造，夹有碳酸盐岩，并伴随有中基性火山熔岩喷发和与此有关的硬砂岩沉积。阜平群有多个沉积旋回，表明地壳震荡运动频繁。

太古代末期阜平造山运动结束了本区的沉积历史，在南北向区域应力的挤压

作用下，地层强烈褶皱，形成了近 EW 向的复式褶皱构造。随着岩层被进一步挤压，形成一系列与褶皱轴平行的大型逆断层[19]。由于此时区域热值较高，在褶皱构造的倒转翼部和轴部形成了一系列与褶皱轴向一致的韧性剪切带。同时还伴随较强烈的区域变质作用，使区域上的沉积建造成为一套以角闪岩相为主的变质岩系，并有一定的长英质岩脉侵入各种片麻岩中，形成露头上具长英质条带的片麻岩。吕梁运动使整个区域隆起固化，形成了较为稳定的地台。但太古代末期的变质-构造作用所奠定的区域构造基本格局，虽然在此以后又经历了多期构造活动的影响，但对总体格局的改造不明显[20-24]。中生代燕山期，区域地壳演化进入地洼阶段。整个区域的构造-岩浆活化作用强烈，形成了一系列叠加于早期断裂之上的 NNE 向、近 NNW～SN 向的脆性断裂。此时的岩浆活动沿断裂带灌入形成了一系列 NNE 向展布为主，大小不等的花岗质岩体和岩脉[25]。

2.4 岩浆岩

规模宏大的太行山深断裂带，在剧烈的变形断块活动中，导致大规模的岩浆侵入，自北而南形成王安镇、司各庄、赤瓦屋、麻棚等花岗岩类侵入体，构成了瞩目的北北东向构造岩浆带。岩体的长轴方向多呈北东或北北东向展布，岩体规模较大（面积约 100～500Km^2）和较大的岩株（10～60Km^2）。这些岩体大多为复式岩体，通常有 2～4 次的侵入活动，形成相带明显的杂岩体[26]。

在本区域上出露的岩浆岩以中酸性花岗岩、花岗闪长岩类为主，形成时代为燕山期（γ_5^2），其中以麻棚岩体和赤瓦屋岩体出露面积最大，麻棚岩体达到 64.5Km，岩体的产状受北冶-麻棚-杨家庄深大断裂控制明显[27]。麻棚岩体和赤瓦屋岩体与围岩阜平群地层呈侵入接触，侵入接触关系明显。根据 520 队钾氩同位素年龄测定，岩体的生成年龄为 145Ma，为晚侏罗世岩浆活动产物。两岩体具有明显的分带现象，由岩体中心向外依次为中心相似斑状花岗岩、过度相的花岗闪长岩、边缘相石英闪长岩。同时区域内脉岩相当发育，主要为花岗闪长斑岩、闪长岩、细晶岩、煌斑岩和石英脉，这些脉岩多呈 SN 向产出。区域上还发育有 NNE、NNW 和近 SN 向的不同岩性的脉岩，以二长斑岩、石英闪长玢岩等最发育，脉宽可达 5～30m，多产于岩体周围，应为燕山期岩浆活动的派生产物，石英闪长玢岩脉与金矿体在空间上紧密相伴，两者应具有密切关系。

2.5 区域矿产

由于本区处于太行山东麓，东临华北平原，位于大兴安岭-武陵山重力带的中段，区域内构造发育，燕山期北西向、北东向断裂构造十分发育，燕山期岩浆活动强烈，为矿产的形成提供有利的地质条件。目前区域内已发现的矿种有铜、金、银、钼、铅、锌、大理石、矽线石等[28-33]。具有较大工业意义的有金、银、铜、大理石，尤其是金矿床点更是星罗棋布，遍及全区，其中石湖金矿为一大型金矿。

第三章 矿区地质特征

3.1 矿区地层

矿区内出露的地层主要为阜平群团泊口组、南营组，局部低洼处见有少量第四系。团泊口组是矿区最主要的赋矿地层，分布最广，为中高级变质岩系，变质相为角闪岩相。该组地层是由一套中基性火山岩、粘土质碎屑岩及碳酸盐岩组成，其中斜长角闪岩是基性火山岩变质而成，黑云斜长片麻岩、角闪斜长片麻岩是由中偏基性的凝灰质砂岩变质而成，浅粒岩是长石砂岩、杂砂岩和粘土质岩石变质而成[34-36]。

3.1.1 团泊口组

团泊口组根据岩性组合特征分为三段。

1、下段以黑云斜长片麻岩，角闪黑云斜长片麻岩为主，夹斜长角闪岩和透镜状含石榴石斜长角闪岩，局部见有肉红色厚层含磁铁钾长浅粒岩其顶，部以灰绿色中粗粒斜长角闪岩与中段分界，整合接触。

2、中段根据岩性可分为下亚段和上亚段。

（1）下亚段以黑云斜长片麻岩、钾长浅粒岩为主，夹似砾状含矽线石钾长浅粒岩及斜长角闪岩透镜体。

（2）上亚段为灰白色-灰绿色黑云斜长片麻岩夹薄层钾长浅粒岩，受构造改造作用明显，碎裂化，绢云母化，绿泥石化较为强烈。

3、上段以黑云斜长片麻岩为主，夹断续分布的斜长角闪岩透镜体，顶部以大理岩层与南营组分界，整合接触。

3.1.2 南营组

矿区南营组仅出露下段，根据岩性组合特征分为上下两个段。

1.下亚段主要由黑云斜长片麻岩夹薄层浅粒岩、斜长角闪岩组成，底部未见底。

2.上亚段主要为黑云斜长片麻岩、夹斜长角闪岩，黑白相间的韵律明显。

3.2 矿区构造

石湖金矿位于太行山中段，太行山处于地壳厚度陡变带，经历多次构造运动，构造十分复杂，不同期次、不同方向的构造相互叠加[37-41]。矿区以南为陈庄复向斜轴部，本区为其 NW 翼，主要的构造特征为向东倾伏的背斜构造以及 SN 向、NW 向、EW 相的断裂。

3.2.1 褶皱

矿区褶皱构造很发育，主要有石湖向斜、土岭东沟背斜、熊沟向斜、燕口倒转背斜。其中土岭东沟背斜、石湖向斜、燕口倒转背斜规模较大，形成矿区构造的主体格架。

土岭东沟背斜：该背斜轴向近 NW300°，向西延伸至麻棚岩体，部分被岩体吞蚀，向 SE 延至银洞以东。背斜的南翼地层向南西倾，北翼的地层向北东倾。两翼地层倾角较缓。其核部地层由团泊口组下段黑云斜长片麻岩组成。在北东翼有团泊口组中段的含团块状的矽线石的钾长浅粒岩。背斜轴向近 NW-SE 向，穿越土岭-石湖两矿区。被后期的 NW、NE、SN 向的多组断裂严重破坏。

石湖向斜：西起百草沟北部，经碾子沟至东破梁尖以东。石湖向斜枢纽近 NW-SE 走向，北东翼在矿区明显向北偏转，这是因为受到东西向大断裂的影响。北西端扬起是由于受到麻棚岩体侵入作用的影响。石湖向斜总体向南东倾伏，团泊口组厚层钾长浅粒岩及黑云斜长片麻岩组成向斜核部。近转折部位的南东翼被东西向的断裂所切割。南西翼地层出露比较完整，其产状平缓，黑云斜长片麻岩大面积出露。

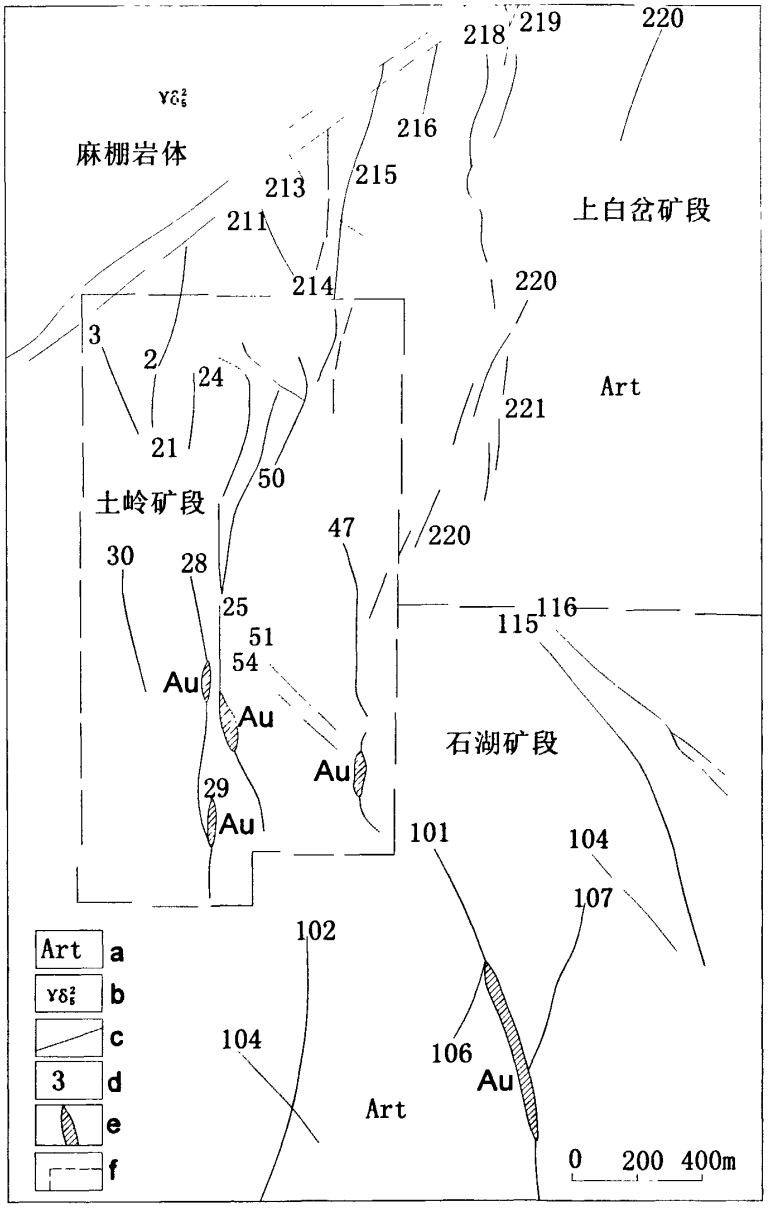


图 3-1　土岭-石湖金矿地质略图

（据 520 队，1986）

a-太古界阜平群团泊口组片麻岩；　b-燕山期花岗闪长岩体

c-压扭性断裂带；d-含金石英脉充填的张-压扭性断裂带及编号；e-金矿体；f-土-石矿区各矿段边界

3.2.2 断裂

矿区内断裂非常发育，断裂沿走向和倾向产状有不同程度的变化，根据其规模、产状、形态及分布的不同分为三组：近东西向、近南北向和北西向。

1、近南北向断裂：该组断裂在矿区极其发育，多形成密集的断裂带，在走向上常有一定的变化，向两边摆动。它们大多是矿区直接的控矿构造，在土岭、石湖矿区主要有116、101、102、24、47和28矿带。根据以往的资料表明，它们的断面产状无论是沿走向还是倾向均呈舒缓波状，断裂带内构造岩、构造透镜体、断层泥等构造作用产物较丰富，主断裂两盘的次级裂隙常可见，经常构成断裂破碎带，有些断裂的下段面紧贴石英闪长玢岩，各断裂矿化、蚀变现象均较为明显。通过各种构造、蚀变、矿化的特征反映出断裂具有多期次脉冲性活动的特点。而且每次活动的性质均不一样，往往随局部构造应力场的变化，两盘相对运动的方向有所改变[42]。

2、近东西向断裂：这组断裂主要分布在石湖矿段的北部及土岭矿段南部，断裂走向近东西向，向北倾，倾角70°左右，与区域总体构造线方向一致，横贯矿区。在石湖矿区错断了走向近南北的101和102矿带，向西到土岭矿区。使一些近南北向的矿脉发生错位，由于断裂的多期次活动，断裂内岩石破碎厉害。地表因风化作用，使其构造特征表现不明显，根据区域构造组合分析，该断裂可能形成于晚太古代区域褶皱后期，而且到燕山期仍有复活[42]。

3、北西向断裂：该组断裂多呈单一形式出现，仅在局部地段分布，发育程度远不于前两种方向展布的断裂，目前规模较大的有115、116、223号矿脉，其余多呈零星分布。矿脉及脉岩的产出形态即有薄层状，也有复脉状，并且复脉中膨胀收缩现象明显。其中石湖矿区的116号矿带，该断裂带走向NW300°～320°，倾向北东，倾角60°～75°，其上盘为黑云斜长片麻岩，下盘直接与石英闪长玢岩脉接触，断裂中构造碎裂岩、透镜体发育，已查明为工业矿体。

3.3 矿区岩浆岩

矿区及附近出露的岩浆岩，以中酸性花岗岩类为主，时代主要为燕山期，以麻棚岩体为主体。

3.3.1 岩体产状特征

矿区西北部出露有麻棚岩体，整体呈北东向展布，岩体长 14Km，宽 6Km，呈南北长，东西短的椭圆形，长轴方向北东 40°，出露面积有 64.5Km^2。岩体沿 NNE 向深大断裂侵入，在空间上呈岩株状，与阜平群地层成侵入接触关系，接触带外倾。自内向外岩相分带明显，从岩体中心向两侧可分为内部相为斑状花岗岩，过度相为花岗闪长岩，边缘相为石英闪长岩，中心相岩石结构以花岗结构和似斑状结构为主，块状构造[43]。斑晶主要为正长石（具卡式双晶）、斜长石（有绢云母化）、石英、黑云母（有绿泥石化）基质主要为细粒长石、石英（照片 1）。

3.3.2 岩体岩石学特征

本次研究在靠近土岭矿床的中心相带上采集了三个样品，用于作微量元素分析、稀土元素以及化学全分析，由于其中一个样品风化程度高，未作测试。麻棚岩体化学成分全分析和微量元素分析结果见表 3-1 与表 3-2。

表 3-1 麻棚岩体化学成分分析结果

岩石全分析检测值（10^{-2}）												
样号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	烧失量
Z7	68.86	0.36	15.33	1.63	1.38	0.083	0.94	2.15	3.98	3.35	0.92	0.92
Z8	68.46	0.37	15.33	1.93	1.25	0.058	1.03	2.05	4	3.76	0.14	0.83
中国花岗岩化学平均值	71.27	0.26	14.25	1.24	1.62	0.08	0.8	1.62	3.79	4.03	0.16	
世界花岗岩化学平均值	71.3	0.31	14.32	1.21	1.64	0.05	0.71	1.84	3.68	4.07	0.07	

分析岩石学特征如下：

1、该岩体的 SiO_2 含量平均值为 68.73，而世界的花岗岩 SiO_2 平均值为 71.30，中国的花岗岩 SiO_2 平均值为 71.27[44]，低于世界与中国花岗岩 SiO_2 平均值。世界花岗岩与中国花岗岩的 AL_2O_3 平均含量分别为 14.32、14.25，麻棚岩体 AL_2O_3 含量为 15.33，明显偏高。该岩体的（K_2O+Na_2O）为 7.545，略低于世界平均值（7.74）及中国平均值（7.82）。该岩体（FeO+MgO+CaO）为 4.4，高于世界与中国的平均值。

2、里特曼指数（σ）

$\sigma = (Na_2O+K_2O)^2/(SiO_2-43)$

式中氧化物为质量百分数，σ值越大，表示碱性程度越强，σ＜1 者为过钙性岩，σ＝1-1.8 者称钙性岩，σ＝1.8-3 者称为钙碱性岩，σ＝3-4 者称之为次钙碱性岩[45]。本区麻棚岩体其σ=2.037，为钙碱性系列岩石。

3、赖特指数（AR）

$AR=(Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O)/[Al_2O_3+CaO-(Na_2O+K_2O)]$

当岩石中 $1<K_2O/Na_2O<2.5$ 时，上式中的（Na_2O+K_2O）用 $2Na_2O$ 代替。在 SiO_2 相同的条件下，AR 值越大，则表示岩石或岩系越碱性[46]。本区麻棚岩石碱度指数 A．R=2.527，属钙碱性系列岩石，岩石的化学类型属铝过饱和、SiO_2过饱和型。

4、固结指数（SI）

$SI=MgO\times100/(MgO+FeO+Fe_2O_3+Na_2O+K_2O)$

SI 值越小，岩性酸度越高，岩石分异程度就越高，反之，若分异程度越差，则 SI 值就越大，岩石的基性程度就越高。本区麻棚岩体 SI 平均值为 8.505，比较低。

5、分异指数（DI）

分异指数用下式表示：

$$DI=Q+Ar+Ab$$

其中 Q、Or、Ab 分别是标准矿物石英、钾长石、钠长石的质量百分数。DI 越大，说明岩浆岩的分异指数越高，岩浆演化程度越高。

本区麻棚岩体分异指数 DI=81.6。

通过岩体固结指数 SI 与分异指数 DI 反映出麻棚岩体结晶分异作用良好，经历了长时间的演化，是岩浆演化至晚期阶段的产物。

6、通过 QAPF 图解，岩石定名为二长花岗岩。

7、氧化度（OX°）与氧化率（OX）

岩石的氧化度（OX°）表达式为：$OX^\circ=Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+}+Mn)$

岩石的氧化率（OX）表达式为[47]：$OX=FeO/(FeO+Fe_2O_3)$

该岩体的氧化度 OX°=53.659，氧化率 OX=42.58。反映出岩体遭受的氧化和剥

蚀程度很轻。

3.3.3 微量元素特征

表 3-2 麻棚岩体分析检测值（10^{-6}）

微量元素分析检测值（PPm）													
样号	Au	Ag	As	Sb	Hg	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Sn	Pb	Bi
Z7	0.062	1.54	1.5	0.56	0.3	3.48	2.4	5.83	16.69	191.1	8.65	28.95	0.14
Z8	0.05	1.35	1.17	0.43	0.34	13.96	5.88	12.49	18.94	247.5	3.22	28.61	0.57

1、岩体中 Au 元素含量高，其平均含量为 56PPb，地壳中金的丰度为 4PPb[48]，富集系数为 14。

2、岩体中 Co、Ni、Cr 值含量分别为 5.88、12.49、13.96PPm，高于世界酸性花岗岩平均值，说明麻棚岩体是来源于深部岩浆，由其上升结晶而成。

3、样品中成矿元素 Zn、Cu、Pb 含量分别为 247.52、18.94、28.61PPm，高出世界酸性花岗岩平均值数倍，成矿元素相对富集，可能来源于地壳。

3.3.4 稀土元素特征

本次测试了一个分析样品，分析结果见表 3-3。稀土元素总量为 153.807PPm，低于世界花岗岩的平均值。ΣLREE/ΣHREE 平均为 15.6，显著富集轻稀土。δEu=0.92，铕为轻度亏损。显示出中心相岩体来源较深，岩体的结晶分异作用不太强。稀土配分图为一左高右低的曲线，与同熔型花岗岩的稀土配分曲线很相似。

表 3-3 石湖金矿区稀土元素分析结果（10^{-6}）

						X8 分析结果				标准值：Wakiat 等（1971）				
元素	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
分析值	40.62	68.67	7.871	21.55	4.499	1.331	4.205	0.484	1.603	0.391	1.162	0.172	1.095	0.154
标准值	0.34	0.91	0.121	0.64	0.195	0.073	0.26	0.047	0.3	0.078	0.2	0.032	0.22	0.034

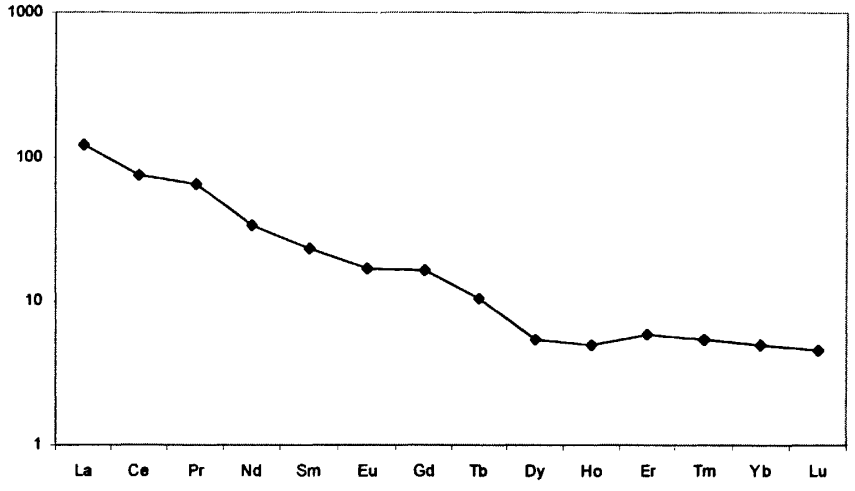


图 3-2 稀土配分模式图

通过以上分析，认为麻棚岩体相当于怀特及徐克勤所划分的同熔型（I 型）花岗岩，其成岩物质来源于上地幔或下地壳物质。

3.4 脉岩类

矿区内出露的脉岩主要展布方向为近 SN 和 NW 向，根据其岩性可分为基性脉岩和酸性脉岩。中酸性脉岩在空间上与花岗岩体关系很密切，岩体附近常密集成群出现，离岩体远，岩体逐渐变少。根据其岩性特征可分为：辉绿岩、闪长岩、正长斑岩、闪长玢岩、花岗闪长斑岩脉及花岗斑岩、伟晶岩脉。

3.4.1 辉绿岩脉

辉绿岩脉主要走向为南北向，倾向西，倾角多在 70° 以上，与围岩接触面平直，脉岩呈黑绿色，具有典型的辉绿结构，块状构造。主要矿物成分为透辉石及斜长石，并见其中有浸染状分布的黄铁矿，岩石具有绿泥石化和绢云母化蚀变。

3.4.2 闪长岩脉

闪长岩脉主要走向为南北向，倾向西，倾角多在 70° 左右，与围岩接触面平直，宽 30～80m 不等，延长达 1000 以上。一般呈灰绿-灰黑色，半自形粒状结构，块状构造，主要矿物成分有斜长石、角闪石、黑云母、石英、钾长石及磷灰石、

榍石等。

3.3.3 花岗闪长斑岩脉

花岗闪长斑岩脉呈浅粉红-灰白色，斑状结构，块状构造，斑晶主要为钾长石、石英、少量为斜长石；基质则为钾长石、斜长石、石英、及角闪石、黑云母。脉岩中多见浸染状黄铁矿，而且在矿区内，与含金石英脉在空间上常表现出正相关，甚至作为矿体顶底板产出[49]。

3.3.4 石英闪长玢岩

石英闪长玢岩为矿区出露最广泛的脉岩之一，主要分布在矿区西南部及土岭、石湖矿区内，常成群成带出现。颜色为灰白色，全晶质斑状结构，块状构造，斑晶为斜长石（12%）、角闪石（7%）、石英（1%），基质有斜长石（36%）、角闪石（24%）、钾长石（11%）、石英及黑云母（6%），并见有磷灰石、榍石。（照片 2）

据前人对石英闪长玢岩脉所作的微量元素分析，其化学成分与中国石英闪长岩大体相当，含金量则高三倍。脉岩与金矿化带空间关系密切，自身有稠密浸染状黄铁矿化和绢云母化，绿泥石化蚀变。综合分析，其形成时代应晚于麻棚岩体，而早于矿体。

矿区除了上述主要脉岩外，还有花岗细晶岩脉和花岗伟晶脉岩出露。

第四章 矿床地质特征

石湖金矿的金矿带严格受断裂控制，一般产于岩体外接触带上的断裂破碎带中。矿区的岩浆岩、赋矿地层、断裂破碎带共同影响矿床的形成，在长期的地质演化过程中，从原生沉积到改造迁移，最后在断裂破碎带中富集成矿，经历了多期的地质作用。

4.1 赋矿地层特征

矿区赋矿地层只有一套，为太古界团泊口组，根据岩性组合特征，团泊口组分为三段。下段以黑云斜长片麻岩（照片 3），角闪黑云斜长片麻岩（照片 4）为主，夹斜长角闪岩和透镜状含石榴石斜长角闪岩，局部见有肉红色厚层含磁铁钾长浅粒岩，其顶部以灰绿色中粗粒斜长角闪岩与中段分界，整合接触。中段按岩性又可分为下亚段和上亚段。下亚段以黑云斜长片麻岩、钾长浅粒岩为主，夹似砾状含矽线石钾长浅粒岩及斜长角闪透镜体；上亚段为灰白色-灰绿色黑云斜长片麻岩夹薄层钾长浅粒岩，岩层受构造作用改造明显，碎裂化，绢云母化，绿泥石化较为强烈。上段岩性以黑云斜长片麻岩为主，夹断续分布的斜长角闪岩透镜体，顶部以大理岩与南营组分界，整合接触。

团泊口组地层含金在各类岩性中含量普遍较高，平均含量达到 53.8PPb，为地壳丰度的 17.9 倍，为区域背景值的 1.7 倍，银含量也高于地壳丰度，平均值为 0.17PPm，为地壳丰度的 1.7 倍，而且工业矿体又都产在这一地层中，表明团泊口组是石湖金矿区的矿源层。另外，在矿区北端分布有太古界南营组下部层位，该组地层岩性与团泊口组大致相同，并有少数方向不同的含金矿化断裂破碎带分布，但根据前人资料，该组地层含矿性较差，与其它地层相当，目前未发现工业矿体[50]。

4.2 控矿构造特征

土岭-石湖金矿田处在太古代末形成的复式褶皱的次一级背斜转折端，这非常有利于热液矿床停积，聚集成矿。北北西向和南北向断裂控制矿床的形成就位。其中南北向断裂在矿区极其发育，在走向上常有一定程度的变化，向两边北北东

和北北西向略有摆动，他们直接控制矿床的形成，为控矿构造。在土岭-石湖矿区主要有24、28、47、101、102、和116矿带。

根据以往的资料表明，这些含矿的南北向断裂面无论是沿走向还是倾向均呈舒缓波状，断裂带内构造岩、构造透镜体、断层泥等构造作用的产物比较丰富，主断裂两盘的次级裂隙亦可见，常构成断裂破碎带，而且有些断裂如101、116、47矿带的下段面紧贴石英闪长玢岩或花岗闪长斑岩脉。同时各断裂矿化、蚀变现象均较明显。断裂的每次活动的性质不完全相同，局部构造应力场往往引起两盘相对运动的方向发生改变，断裂一般具有多期次脉冲性活动特征，这通过各种构造、蚀变、矿化的特征反映出来。

矿田内的北西向断裂远不如南北向断裂发育，目前可见规模较大的仅石湖矿区的116号脉，该断裂带走向北向300～320°，顷向北东，倾角60～75°其上盘为黑云斜长片麻岩，下盘直接与石英闪长玢岩接触，断裂中构造破碎岩、透镜体发育，并有矿化蚀变现象。经520队和矿山近年来的生产勘探查明，已成为赋存具有工业意义的断裂构造破碎带。

已有的工作表明，北西向的116号，近南北的101、102矿带均已成为具有中～大型规模的金矿床（体），另外近南北向的24、28号也发现已成为具有工业意义的金矿体。

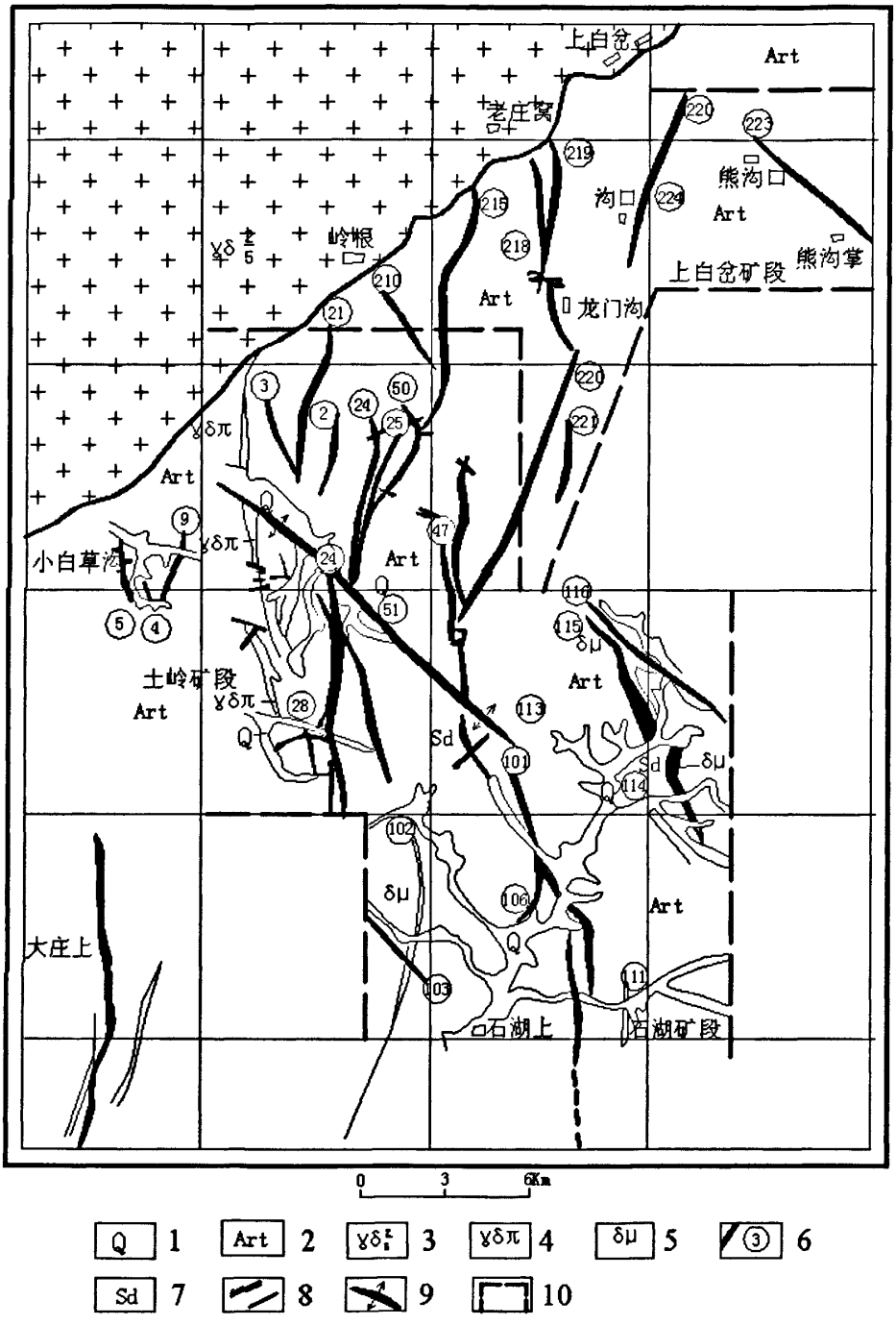


图 4-1 土岭-石湖金矿区地质略图

1—第四系；2—太古界阜平群团泊口组片麻岩；3—花岗闪长岩；4—闪长斑岩；5—闪长玢岩；6—金矿脉及编号；7—蚀变带；8—断层；9—背斜；10—矿区及矿段界

4.3 矿体的形态特征

矿体受断裂破碎蚀变带控制，控矿断裂组合形式又有差异，导致矿体在平面上、剖面上无论是沿走向还是倾向均有膨大尖灭、分枝复合、尖灭再现、尖灭侧现等现象。但矿体在地质图上总体形态是脉状、扁豆状、似层状。

1、脉状矿体：厚度变化大，常沿走向和倾向出现膨大尖灭、分枝复合、尖灭再现、尖灭侧现等现象。脉状矿体形式多样，有单脉式、复脉式、网脉状、人字形等。

（1）单脉式：单个矿体总体上沿两向延伸，沿走向数米至数百米，沿倾斜延伸与走向长度有一定的关系，一般沿走向长度大，沿倾斜延伸也较深，也比较稳定，与围岩界线清楚。如土岭金矿床 600m 中段掌子面上 28 号脉（图 4-2）

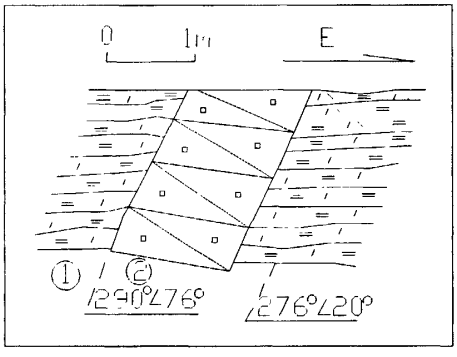


图 4-2 土岭金矿 600m 中段 28 号脉实测剖面 ①硅化黑云角闪斜长片麻岩；②黄铁矿-石英脉

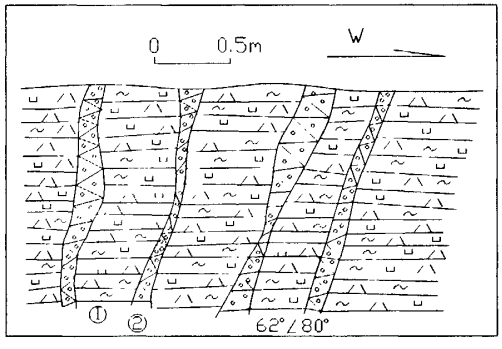


图 4-3 石湖金矿 560m 中段 5-7 川南壁 II-阶段矿脉特征 ①黄铁矿-硅化绿泥石化黑云角闪二长片麻岩；②黄铁矿-石英脉

（2）复脉式：矿脉之间延某方向近乎平行，与围岩界线也较清楚，此种矿脉宽度一般不大，只有 1 厘米至数厘米，多数情况下不超过 5cm，常有成群出现。如石湖金矿 560m 中段 5-川南壁的 I-阶段-含金-黄铁矿-石英脉（图 4-3）

（3）网脉状：矿脉之间沿不同方向相互穿插，形成网状或菱格状。如镜下晚阶段的方铅矿、闪锌矿沿早阶段晶出的黄铁矿显微裂隙充填，形成不规则的蛛网状矿脉或显微金属硫化物网脉，如图 4-4。

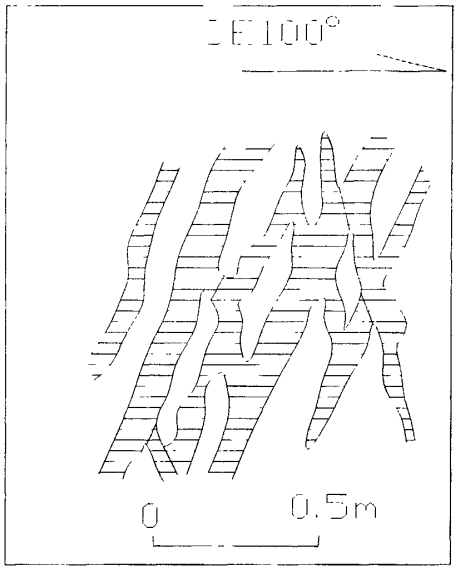


图 4-4 土岭金矿 560 中段 24 号矿脉特征

（4）人字形：矿体在平面上或剖面上出现分枝现象，即在主脉的上盘或下盘出现小的分枝，形成似人字形交叉的矿脉。

2、不规则扁豆状矿体：矿体形态介于脉状矿体和囊状矿体之间，矿体虽作两向延伸，但矿体的顶底板形态变化大，一般是矿体中间厚大，向两端急剧变薄。

3、似层状矿体：矿体沿走向延伸较大，一般在 100m 以上，矿体厚度变化不大，仅局部出现膨大收缩现象。

4.4 矿体中的构造

矿体中有许多内部构造，这些构造包括断层、夹石、岩脉等。

1、断层：多为成矿后断层，一般位于矿体的底板或顶板，产状与矿体产状大体相同，断层面上有擦痕、泥质充填物、未胶结。

2、夹石：夹石一般为单一矿体中所夹的厚度大于 2m 的黄铁绢英岩、硅化岩和石英闪长玢岩脉等。夹石主要表现在 101-2 和 101-4 矿体，由于两矿体时而平行，时而汇合，造成中间夹石厚度不等。

3、脉岩：在矿体顶板，常见有石英闪长玢岩脉，其产状基本上与矿体一致，另外见有少数石英闪长玢岩穿插矿体，从以上关系判断，石英闪长玢岩有两期，与矿体平行的形成时代早于矿体，穿插矿体的侵位于矿体形成之后。

4.5 矿石的矿物组分

矿石中金属矿物主要有：黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、黄铜矿、斑铜矿、磁铁矿；次生氧化矿物有：褐铁矿、黄钾铁矾、赤铁矿、铜蓝、灰铜矿、白铅矿、孔雀石等；金银矿物有：自然金、银金矿、金银矿、自然银、辉银矿。脉石矿物主要有；石英、绢云母、绿泥石、方解石、白云石、重晶石、高岭石等。

矿石中主要金属矿物和脉石描述如下：

自然金：金黄色-浅黄色，呈星点状、不规则状（照片 5）和椭圆粒状（照片 6）。据王守一、张步升研究[51-53]，石湖金矿金的赋存状态有两种，一种以独立的金矿物存在，如自然金、银金矿；另外一种是显微金和次显微金，赋存于硫化物矿物的晶格和晶格缺陷中。其中独立的金矿物又可以分为裂隙金、粒间金和包体金，其中粒间金占 40%，裂隙金占 40%，包体金占 20%。粒间金主要分布在金属硫化物的粒间，与方铅矿、闪锌矿、黄铁矿、黄铜矿关系密切。裂隙金主要分布于黄铁矿的裂隙中，与方铅矿、黄铜矿矿连生；包体金在黄铜矿、黄铁矿及方铅矿中占优势。通过对黄铁矿的物相分析，黄铁矿中存在晶格金，主要以 Au^{+}和 Au^{-}的形式出现，晶格金目前不能利用。

黄铁矿：是矿石中的主要金属硫化物，为主要载金矿物之一，以半自形-他形晶为主，部分为自形晶粒状，多呈细脉浸染状产出。黄铁矿的晶形多为五角十二面体、立方体、五角十二面与立方体的聚形以及八面体的聚形。

方铅矿：方铅矿为载金矿物之一，在矿石中分布不均匀，局部可见致密块状和条带状分布，具有立方体晶形，解理发育。矿相镜下观察，可见方铅矿交代闪锌矿和黄铁矿，其形成较晚（照片 7）。

闪锌矿：在矿石分布不均匀，局部呈致密块状，闪锌矿常与方铅矿、黄铁矿共生，其结晶晚于黄铁矿，早于方铅矿。据分析，闪锌矿与金含量呈正相关。

黄铜矿：他形晶粒状，集合体呈块状，细脉状、网脉状。常呈细脉状、网脉状穿插在石英和黄铁矿裂隙中（照片 8）。氧化矿物中见有蓝铜矿、斑铜矿、孔雀石。

石英：石英是矿石中常见的一种非金属矿物，按其颜色分为三种，各颜色石英形成时代不同。纯白色石英，颗粒粗大，晶形好，质纯不含其他矿物，多呈透镜状分布于破碎蚀变带中，碎裂现象多见，形成时代较早，一般不含矿；烟灰色

石英，颗粒粗大，晶形不好，多呈致密状，与矿化关系密切，形成时代稍晚；乳白色石英，晶形较好，多呈粒状集合体，形成时代较晚，为成矿后产物。

4.6 矿石的化学成分

根据以往资料（表 4-1），矿石中 SiO_2 含量较低，而 Pb、Zn、Fe 含量较高，采样部位可能为硅化蚀变岩型多金属矿石。

表 4-1 矿石多元素化学分析结果（10^{-2}）

元素	SiO_2	AI_2O_3	TiO_2	MgO	CaO	Cu	Pb	Zn	V
含量	62.13	9.29	0.002	0.65	0.48	0.058	0.493	1.13	0.007
元素	Fe	S	Mn	Ni	Co	Cr	As	Au	Ag
含量	5.08	3.84	0.08	0.005	0.01	0.009	0.027	0.0005	0.0029

此外，矿石中还含有许多微量元素，如 Cu、Mn、Ni、Co、Cr、Ag、V，这些微量元素的含量也大于矿区背景许多倍。

4.7 矿石结构与构造

1、常见的矿石结构有：自形晶粒状结构、半自形-他形晶粒状结构、侵蚀结构、交代残余结构、压碎结构、包含结构、乳滴状结构等。

自形晶粒状结构：主要是早阶段的黄铁矿，以自形立方体晶粒所构成的结构（照片 9），一般呈星散状或浸染状分布于蚀变岩或石英脉中，并常受后期构造影响而破碎。

半自形-他形晶粒状结构：黄铁矿呈半自形-他形不规则晶粒，随机分布在石英脉中（照片 10），或与他形的方铅矿、闪锌矿构成金属硫化物阶段的矿化，矿石中所见的方铅矿、闪锌矿多呈他形不规则粒状，或充填在黄铁矿、石英裂隙中，或分布在早期较自形的黄铁矿粒间。

侵蚀结构：早期形成的黄铁矿被晚期的闪锌矿、方铅矿交代、闪锌矿又被方铅矿交代，即早期形成的矿物边界呈不规则港湾状或侵蚀凹陷，后形成的矿物溶蚀并侵入早形成的矿物之中（照片 11）。

交代残余结构：早期形成的方铅矿被后期形成的闪锌矿交代，然后又共同被

后期黄铁矿溶蚀交代成残留体（照片 12）。稍晚的方铅矿沿闪锌矿裂隙或碎粒边界交代闪锌矿，然后方铅矿、闪锌矿又被黄铁矿交代，使黄铁矿中出现一些方铅矿和闪锌矿的残余（照片 13）。

压碎结构：早期形成的黄铁矿被压碎后又被石英充填胶结（照片 14）。

包含结构：黄铁矿、方铅矿、闪锌矿或黄铜矿中包含有石英或自然金颗粒，石英中包含有黄铁矿或自然金（照片 15）。

乳滴状结构：黄铜矿在闪锌矿中成细小的乳滴状颗粒，并沿闪锌矿的解理有规律的分布（照片 16）

2、矿石常见的构造有：块状构造、浸染状构造、角砾状构造、斑点状构造、细脉状构造、多孔状构造。

块状构造：黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、黄铜矿与石英组成致密块状矿物集合体，形成块状矿石。

浸染状构造：矿石中以石英为主，或半自形-他形不规则状黄铁矿、方铅矿、闪锌矿等分散在石英中。

角砾状构造：有两种形式，一是围岩破碎的角砾被黄铁矿-石英胶结形成角砾状构造；另一种是早阶段的黄铁矿-石英脉被破碎成角砾并被随后的多金属硫化物所胶结。

斑点状构造：自形程度较高、晶形较好的黄铁矿呈星散状弥散于石英脉中，推测可能为成矿早期的黄铁矿。

细脉状构造：黄铁矿细脉贯入石英中，或方铅矿、闪锌矿、黄铜矿呈细脉状充填于黄铁矿之显微裂隙中。

此外还有多孔状或蜂窝状构造，主要见于近地表氧化矿石。

4.8 围岩蚀变

4.8.1 矿体围岩

本次研究在井下观测了三条穿脉剖面，分别为 400 中段 13 线、300 中段 11 线 180 中段 11 线。现已 180 中段 11 线穿脉为例说明矿体与围岩的关系（图 4-5），从西往东，0～20m 为条带状混合岩化片麻岩，20m～24m 为 101-4 矿体，24m～28m

为花岗质片麻岩，28m～30m 为 101—2 矿体，30m～38m 为绿泥石化片麻岩，38m～41m 为石英脉（矿体），41m～46m 为钾化片麻岩，46m～51m 为石英闪长玢岩。

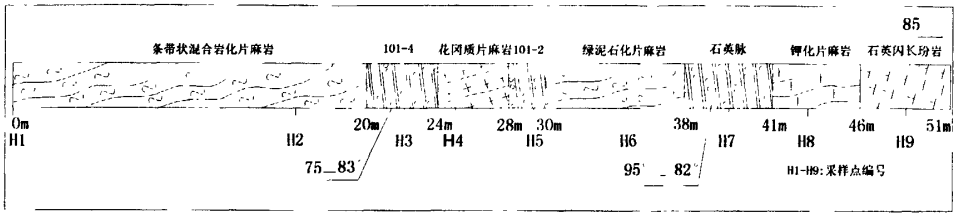


图4-5　180中段11线剖面图

该穿脉 101-4 和 101-2 矿体矿化差，金品位只出 0.038g/t（H3）和 0.553g/t（H5），东侧石英脉（H7）金品位 0.199g/t. 据现场观察，矿体与围岩的界线清楚，以断面接触。

4.8.2 围岩蚀变

与金矿化密切相关的矿区围岩蚀变的类型十分广泛，主要有硅化、黄铁矿化、绢云母化、绢英岩化、钾长石化、绿泥石化及局部的碳酸盐化、高岭土化等。

1、硅化：是矿区最重要的热液蚀变，通常是硅化的强弱与金品位高低呈正相关，硅化后的岩石呈深灰-灰白色，风化后呈黄褐-黄白色，主要发育于断裂破碎带内，由微小的糖粒状石英或细脉状石英组成，其产状与断裂破碎带产状近于一致，一般呈条带状与矿体平行产出，或矿体就产在硅化带内。

2、黄铁矿化：发育于矿体的上下盘，多呈浸染状、星点状、细脉状散布于矿体边缘或附近的围岩中，矿体中大多数黄铁矿尤其是致密状的黄铁矿是成矿热液充填的产物，不属围岩蚀变的范畴。黄铁矿化的出现，标志着有可能存在金的矿化。

3、绢云母化：分布范围较广，分布在矿脉两侧蚀变带的外带，早期和晚期热液活动都可能出现绢云母化。

4、绢英岩化：是硅化和绢云母共同交代原岩的产物，常分布于矿体的两侧。

5、钾长石化：宏观上表现为围岩中“红长石”含量的增加，颜色鲜艳，所以有人称之为“红化”经镜下鉴定表明“红长石”仍为岩石中的斜长石和少量钾长石残晶（照片 14），可能是早期蚀变的铁质被氧化使岩石染成红色所至。钾长石与成矿的关系十分密切，越靠近矿体其蚀变越强，关于其成因，可能是含金富碱、

硅的热液进入断裂破碎带时，发生碱交代的结果。

6、绿泥石化：矿化富集的部位常可见到，与成矿关系密切，应为成矿热液蚀变的产物。

7、碳酸盐化：主要为晚期方解石脉，常见其穿插矿体和围岩蚀变，如400中段9线101-4矿体，可明显见到方解石脉穿插101-4矿体和围岩（钾化片麻岩夹角闪岩），并且可见含有围岩角砾，角砾棱角分明，反映矿体形成后矿体又经历了一次张性活动。碳酸盐化应是热液活动最晚期的产物。

各类型的蚀变带往往在矿体（脉）的两盘成大致对称的带状分布，但带与带之间无明显界线，一般成渐变过渡关系，而且各种蚀变在空间上常有空间叠加现象，可常见到出矿体（脉）中心向两盘出现：黄铁绢英岩化-强硅化绢云母化-硅化绢云母（绿泥石）化-弱硅化（绿泥石）钾长石化等蚀变分带。其中黄铁绢英岩带本身往往是矿体的组成部分，但不是说所有的矿体围岩蚀变带发育都很齐全，常常缺少一种或几种类型蚀变，或蚀变分带性不清楚，如图4-5，180中段11线穿脉围岩蚀变基本上无分带性。

4.9 成矿期与成矿阶段

前人根据已掌握的资料对该矿区的成矿期和成矿阶段作了划分，共划分出三个成矿期，即高中温热液期、中低温热液期、表生期。其中中低温热液期又划分出三个成矿阶段：石英-黄铁矿阶段、金银多金属硫化物阶段、碳酸盐阶段。

石湖金矿床的形成，经历了漫长的地质年代，具有多期次、多阶段、多因素叠加作用的特点。在本次研究中，基于整个成矿过程来来考虑，对成矿期和阶段作了重新划分，共分为三个成矿期，四个成矿阶段。

1、同生沉积期：也可称之为矿源层形成期。次期的主体矿石为石英、长石、角闪石等造岩矿物及岩石中的副矿物，少量的Au、Ag、Cu、Pb、Zn、As、Sb、Bi等微量元素呈原始胶状，与主体矿物一起沉淀，经同生沉积后，又经历了多次区域变质和混合岩化作用，最后构成本区金的矿源层，该时期可以作为成矿期的开始。

2、改造成矿期：在区域构造应力场和岩浆的侵入作用下，在热水体系中，成矿元素及相关元素的活动迁移、沉淀，这种含矿流体在控矿构造中不断循环聚集，

到最终形成成矿期矿物组合。根据改造成矿期矿物间的关系就共生组合关系，可进一步划分四个阶段：①自形立方体晶形的黄铁矿-硅质集中带（或纯白色石英脉）阶段，有时见自形的黄铁矿呈星散状分布于围岩蚀变带中：②金-半自形-他形黄铁矿阶段；③金-多金属硫化物-烟灰色石英阶段；④乳白色石英-方解石阶段。其中②③阶段是金的主要矿化阶段，特别是③阶段矿石中含金量最高。

3、表生期（成矿期末阶段）：主要是形成各种氧化矿物，如铜蓝、褐铁矿、高岭石等。

第五章 控矿因素与成矿规律

多种地质因素共同控制石湖金矿床的形成，最佳地质条件组合才能形成矿体或矿床。由于石湖金矿具有多期次成矿的特点，每次构造变形与当时的成矿作用关系密切，岩浆活动也与成矿作用有关。

5.1 控矿因素分析

矿床的形成有三大基本要素，一是要有成矿物质来源，二是要有成矿空间，三是要有适当的物理化学条件。矿床地质研究，成矿物质来源于赋矿地层和岩浆热液，成矿空间主要与构造有关，而成矿时的物理化学条件与矿液本身的物理化学条件和边界条件有关。

5.1.1 矿区地层与成矿的关系

1、矿源层：阜平群团泊口组是矿区的矿源层。团泊口组为一套变质岩系，其原岩属阜平期地槽构造层，由一套含金量较高的中基性火山岩、粘土质碎屑岩及碳酸盐岩组成。区域资料表明，团泊口组地层含金在各类地层中含金量普遍较高，平均达到53.8PPb，为地壳丰度的17.9倍，为区域背景值的1.7倍，银含量也高于地壳丰度，平均含量为0.17PPm，为地壳丰度的1.7倍。石湖金矿区几乎所有的矿体都产于这套地层中。

2、矿源层中的金，在经历区域变质、混合岩化、断裂变质作用以及岩浆热液蚀变作用之后迁移富集，最终形成矿体。

区域变质作用其中一种是以重结晶为主的成岩作用，也是一种逐步脱水作用。在这一过程中除了层间建造水外，还有矿物中部分结晶水析出，这些析出的水与其它成因的水在流动过程中溶入Cl^-、S^{2-}等离子，可以降低金的活化电位，形成易活化金而迁移。另外，实验证明，黄铁矿、石英中呈超显微粒状存在包体金，在温度250～600℃时发生使金粒变大的重结晶作用。当这些矿物被溶解时，金也排出成为“活化金”，由碳质、粘土矿物产生脱水作用而被释放出来。

断裂变质作用所产生的热力也可使金迁移、活化，迁移的方向常常是应力集中部位，也就是在应力释放区集中。同样岩浆热液蚀变作用是使金从矿源层中萃取出来，并发生迁移的一种重要因素。

总之由于矿源层中存在较多的金，经历各种变质作用会使金产生活化、迁移，并在各种地质因素作用下而富集成矿。

5.1.2 构造与金成矿的关系

构造与成矿的关系表现在两个方面：一是使成矿物质活化迁移，二是为成矿提供赋存空间。

断裂与成矿的关系十分密切，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，矿液通过不同渠道向低压区聚集。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，当这些具矢量特征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。如果这种具有矢量能量的流体沿封闭的断裂或裂隙运移，便对断裂或裂隙产生强压，使之裂隙成具有一定空间和一定宽度的裂隙，成为容矿空间。

5.1.3 岩浆岩与成矿的关系

岩浆岩与成矿的关系表现在两个方面。一是为成矿提供热源和矿化剂，另一方面也为成矿提供了部分成矿物质。麻棚岩体的侵入带来了大量的热和流体，热可以激发矿质活动，使之发生迁移，热可以改变成矿界质的物理化学条件，促使矿质的活化、迁移和沉淀。流体则不断从矿源层萃取成矿物质，形成含矿流体，参与成矿作用。岩浆本身也携带有成矿物质，微量元素、稀土元素、硫同位素及包体气液相成分分析表明，麻棚岩体为成矿提供了部分矿物质。

岩浆活动对成矿的作用，是驱动成矿流体运移的不断动力，当矿液从靠近岩体向外运移时需要很大的能量来驱动，只有岩浆活动才能提供这样的能量场。

5.1.4 脉岩与成矿的关系

矿区内脉岩十分发育，主要以石英闪长玢岩为主。石英闪长玢岩脉的产出严

格受SN和NW向断裂控制，多呈脉状产出，含金石英脉均与石英闪长玢岩相伴产出。前人在矿区采集了7个全岩Rb-Sr等时线年龄样品，其Rb-Sr等时线年龄为129Ma。据此推测该区的石英闪长玢岩脉为麻棚岩体晚期结晶分异作用派生脉体。石英闪长玢岩脉中的Au、Ag丰度值较高，可能为成矿提供了部分成矿物质来源，在显微镜下观测，石英闪长玢岩见有黄铁矿细脉穿插，因此推断也可能是成矿热液对脉体同化混染作用的结果。但是，不管石英闪长玢岩提供成矿物质与否，脉体的侵入促使了成矿断裂的张开，使之成为构造薄弱带，为后来矿液的进入创造了有利的条件。

5.2 找矿标志

本次研究着重矿床方面，结合前人的一些工作成果，将矿区找矿标志总结如下：

1、地层标志：阜平群团泊口组为矿区主要矿源层，几乎所有工业矿体产在该层位中，因此产在该层位中的断裂破碎带形成工业矿体的可能性更大。

2、构造标志：在区域上，NE向深大断裂构造-岩浆岩带两侧的次级脆性断裂发育的部位，特别是阜平期已发育，以后多期次活动，燕山期又进一步复活的强烈构造破碎带，往往是有利的成矿带。在矿区的范围内，具有一定规模（沿走向大于1000m）的NNW-SN向断裂破碎带即是导矿构造，也是容矿构造，应是形成工业矿体的最有利构造。在断裂破碎带中，往往超碎裂岩发育的部位，一般是矿体发育发育较好的部位。

3、岩浆岩标志：处在麻棚岩体周围的外接触带上以及石英闪长玢岩，花岗闪长玢岩成群发育的地段，一般是矿区矿化的有利地段。

4、蚀变标志：发育环状或条带状分布的围岩蚀变，由矿体中心向围岩依次为黄铁绢英岩化-强硅化绢云母化-硅化绢云母（绿泥石）化-弱硅化（绿泥石）钾长石化。其中黄铁绢英岩本身就可能是工业矿体的组成部分。

5、矿物标型特征标志：黄铁矿呈黄绿色、暗黄色它形晶细粒状、细脉浸染状，金的含量高，而立方体晶形、结晶颗粒粗大或呈黄白色薄膜状的黄铁矿，一般无金矿化或含金量低。

石英有多种颜色，如石英呈烟灰色，颗粒细小，晶形不完整，交代结构发育，

波状消光明显，具油脂光泽，含金性好。石英呈亮白色-乳白色，颗粒粗，晶形好，无交代压碎结构，波状消光不明显，其含矿性差或不含矿。

金属硫化物矿物组合越复杂，特别是烟灰色石英含有黄铁矿、方铅矿、闪锌矿等多金属硫化物时常是出现特高品位的矿化地段。

6、地球化学标志

经井下穿脉和岩脉微量元素采样分析，在近矿围岩中，Au 的含量高，Au 与 Ag、As、Sb、Cu、Zn、Pb、Bi 等 7 个元素呈显著相关。因此可以把 Ag、As、Sb、Cu、Zn、Pb、Bi 这些元素的组合异常作为在地表找矿的间接标志。而矿石中 Au 的富集与 Ag、Sb、Zn、Pb、Bi 等元素的组合异常作为寻找盲矿体的间接标志。

7、氧化矿物标志：矿体中含有大量的硫化物，经风化，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红色的“锈水”流出。这些可以作为找矿的直接标志。

8、民采标志：老硐是找矿的直接标志，在矿区、采坑、民窿是古代采矿留下的痕迹，利用这些痕迹，可发现新的矿化地段或直接找到工业矿体。

5.3 矿化富集规律

通过本次研究，认为石湖金矿富集有如下规律：

1、主要工业矿体赋存在断裂破碎带中，断裂破碎带的围岩为阜平群团泊口组，据对 101 断裂破碎带研究，其特征是：⑴断裂破碎带规模大，沿走向地表延伸达 3000m，井下揭露已达 1100m 以上，沿倾向已揭露至+180m 标高，未有尖灭迹象；⑵断裂破碎带与北部或深部岩体有沟通的可能；⑶断裂破碎带经历过多期次多阶段的活动，并有石英闪长玢岩脉的侵入；⑷应围绕在麻棚岩体的周围，断裂破碎带的走向应为 NNW 至 SN 走向；⑸断面波浪起伏的波谷与波谷相对部位往往是有利的矿化富集部位，矿体在此明显增厚。

2、平、剖面上，断裂的“人” 或“Y”字形交叉部位矿化富集。因为从各方向来的成矿流体运移到三岔裂隙处，都有分流的趋势，而这种分流导致含矿流体卸载成矿。如 260 中段 29 线南 20m 掌子面（图 5-1），反“Y”字形特征十分明显。

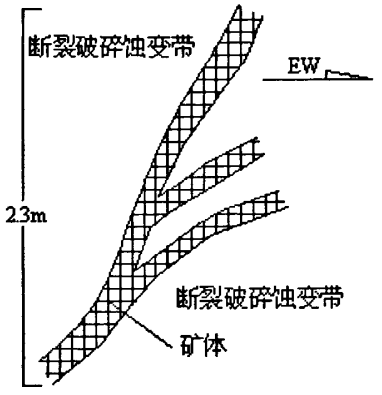


图 5-1 260 中段 29 线南 20m 掌子面特征素描

3、不同性质，不同方向或不同期次的断裂沿走向，倾向上的复合或联合部位。如 101 矿带南段由 NNW 向转为 SN 向的变化部位矿体膨大。

4、断裂多期次活动、多阶段，不同级别的断裂裂隙的发育部位，特别是成矿前已存在，成矿期多次脉冲性活动过程中多组方向的裂隙发育处。往往易于形成多阶段矿化叠加，成为有利的矿化富集部位。

5、成矿构造活动过程中围岩强烈破碎的部位。如 101 矿带 560 中段 3 线穿脉的超碎裂岩中的矿化明显比两侧的碎裂岩矿化好，因为围岩愈破碎，他与含矿流体的接触面积愈大，含矿流体与围岩的成分交换愈强烈，也就越容易使含矿流体的成分改变，络合物分解而使矿质沉淀。

6、顶板或底板出现强烈钾化的部位，矿化富集。如 440 中段 7 线，101-4 矿体下盘钾化蚀变强烈。此处矿体品味达 20g/t 以上。

7、石英闪长玢岩脉的膨大变宽，由于断层局部膨大而形成矿化富集地段。这是由于脉岩的膨大部位相对是构造薄弱的部位，含矿流体易于进入沉淀成矿。

8、金属硫化物组合越复杂，特别是烟灰色石英含有黄铁矿、方铅矿、闪锌矿等多金属硫化物时常出现特高品位的矿化地段。

9、矿体厚度变化大。从 101-4 和 101-2 矿体等值线图（图 5-2 图 5-3），显示两矿体厚度变化较大，但 101-4 矿体厚度变化具有一定的规律，高值区总体呈线性分布，并向 NE 方向延伸，与矿体的侧伏方向基本一致，而 101-2 矿体没有变化的规律。

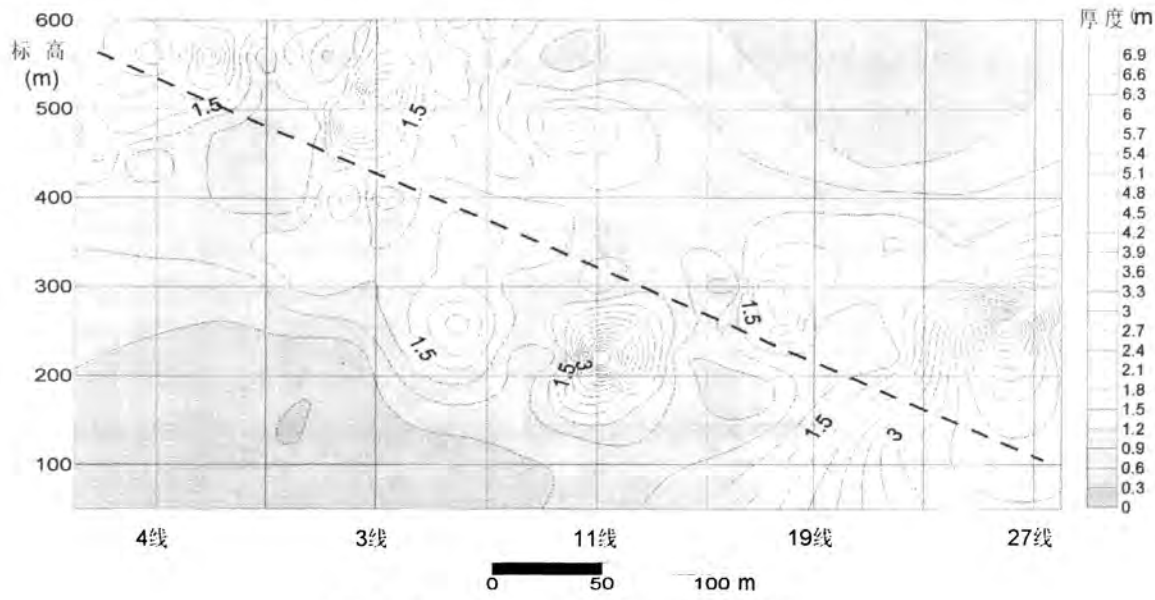


图 5-2　101-4 矿体厚度等值线图

（图中虚线为矿体侧伏方向）

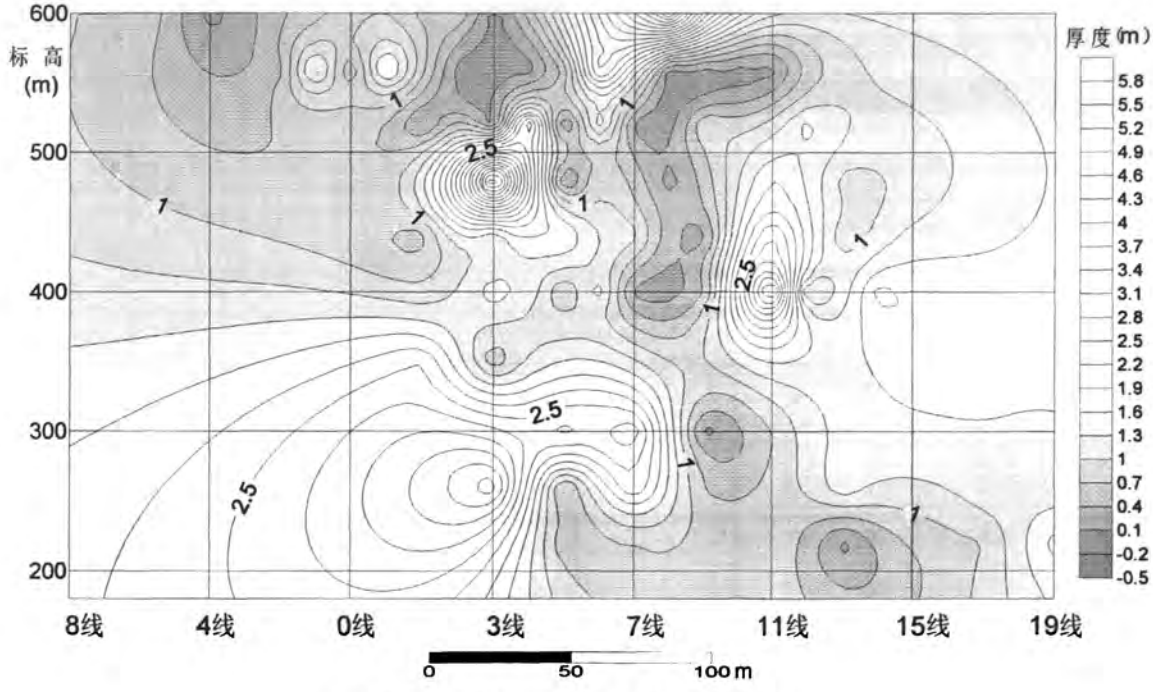


图 5-3　101-2 矿体厚度等值线图

10、在同一断裂破碎带中，矿体可平行但不一定并列产出，部分矿体呈平行侧伏状产出。在主矿体的上下盘，可有与其平行的小矿体产出。

11、矿体具有向南侧伏的规律。矿体的侧伏与成矿时的矿液流动方向有关。本次在 101-4 矿体进行了包裹体测温采样。采集的样品均为烟灰色石英，破碎至 40-60 目提纯，纯度达 98%，送中科院地质研究所测试，测试方法为爆裂法，仪器为 DT-4 型爆裂仪，精度±2℃。根据测试结果编制 101-4 矿体垂直等温线图（图

5-4)。从图上显示出高温的连线呈一条曲线，自矿区北端浅部往南深部蜿蜒，矿液运移的方向一般都是从高温到低温，因此推断图中虚线为 101-4 矿体可能的矿液运移主干通道，矿液运移的方向可能是北端浅部向南端深部运移，当矿液流经该通道时，然后向断裂带上下扩散。结合其他资料分析对比，低温区是矿化较好的地段，这表明，当矿液向两侧扩散石其温度、压力条件改变，矿液中的金等成矿物质才会沉淀。

12、据李存有对河北张全庄金矿研究，利用石英包裹体爆裂法参数可以作为一种找矿指示信息，由于石英的不同，有些石英具有α-β转变峰，有些不具α-β转变峰。根据以作出来的包裹体统计分析，石湖金矿主矿体 101-4 也存在明显的规律，见表 6-2，480m～600m 标高有峰频率为 57%, 300m～480m 标高有峰频率为 40%，220m～300m 有峰频率为 13%，180m 有峰频率为 50%，通过与矿化的对应关系相对比，有峰频率高的区段矿化相对较差，有峰频率的区段矿化相对较好。

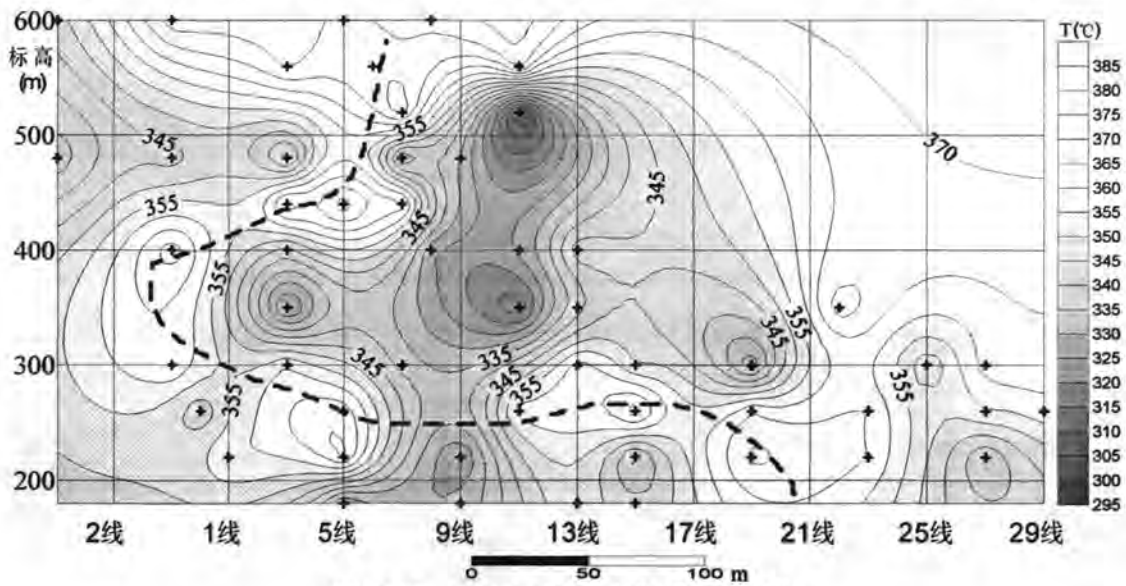


图 5-4　101-4 矿体垂直等温线图

（图中“+”表示数据采集点；虚线表示矿液运移的可能通道）

表 5-2　101 矿体石英包裹体α-β转变峰出现率统计表

标高（m）	α－β峰有+	α－β峰无-	总数	有峰频率	备注
480～600	8	6	14	57%	矿化较差
300～480	8	12	20	40%	矿化一般
220～300	2	13	15	13%	矿化较好
180	2	2	4	50%	矿化较差

第六章 矿床成因及成矿模式

成矿物质来源是矿床形成的物质条件和先决条件，也是探讨矿床成因和模式首先要解决的问题。石湖金矿的成因一直存在争论，有岩浆改造型-复生型，有岩浆热液充填-交代型，有变质热液型。关键就在于对于成矿物质来源有不同的认识，因此本次研究首先探寻石湖金矿床的成矿物质来源。

6.1 成矿物质来源

通过从宏观上和微观上进行地质研究来探索石湖金矿成矿物质来源：

6.1.1 石湖金矿宏观特征

1、石湖金矿的工业矿体产在特定的层位中，为太古界阜平群团泊口组，而其他的层位如南营组矿化十分微弱，基本上无工业矿体的存在。

2、矿体有一定的侧伏规律，侧伏方向向南。

3、矿区围岩蚀变发育，呈线性分布，具有分带性，由矿体中心向两侧一般依次为黄铁绢英岩化-强硅化绢云母化-硅化绢云母化（绿泥石）-弱硅化（绿泥石）红化。

4、矿体与石英闪长玢岩脉在空间上紧密相伴，矿石中常见围岩角砾和石英—硫化物矿石角砾，反映了101断裂破碎带的多次活动性和成矿过程的多阶段性。

5、101等断裂破碎带位于麻棚岩体的外接触带上，据麻棚岩体稀土元素和微量元素分析，其提供了一部份成矿物质，更主要的是提供了成矿所不可缺少的流体和热动力。

上述矿体特征表明，石湖金矿的形成经历了一个漫长的地质时期，其过程是复杂的，成矿物质来源也是多样的，即有含矿层位提供成矿物质，也有含矿岩浆热液参与了成矿作用。

6.1.2 微量元素特征

本次研究观测了三条穿脉剖面，分别为 400 中段 13 线剖面，300 中段 11 线剖面和 180 中段 11 线剖面，各剖面信息见表 6-1 表。取样分析表 6-2，表 6-3，表 6-4，分析元素有 Au、Ag、Cu、Pb、Zn、Hg、Ni、Co、Cr、As、Sb、Bi、Sn。通过编制微量元素自然分布曲线图和相关系数计算（表 6-5），矿体近矿围岩微量元素具有以下特征：

表 6-1 各穿脉剖面相关信息表

剖面号	中段	线号	方位	长度	采样号	矿体样号
CM1	400	13	75°	177m	C1～C9	C6、C8
CM2	300	11	85°	125m	D1～D15	D6、D11、D13
CM3	180	11	70°	51m	H1～H9	H3、H5、H7

1、通过图 6-1，图 6-2，图 6-3 可明显的显示出近矿围岩中 Au 与 Ag、As、Sb、Cu、Zn、Pb、Bi 等 7 个元素呈显著相关。

2、根据图 6-4，图 6-5，图 6-6 及以上图表分析，矿体的远近与微量元素的含量变化基本上无显著的相关性。微量元素的变化曲线表现较为平缓或者呈锯子型，各样品的曲线图极为相似。

3、通过图 6-7，Ag/Au 比值曲线变化图分析，300 中段 11 线穿脉呈锯齿形变化，矿体的样品比值比周围的样品值低，形成凹点。180 中段 11 线穿脉比值曲线变化较大，但矿体样品 Ag/Au 比值比相邻的样品值低，尤其 H5 样品变化更为剧烈，成为图上最低点。总的趋势是向矿体接近时变低。

4、矿区的赋矿地层为太古界的老地层，通过分析近矿围岩蚀变 Ni/Co 比值，300 中段 11 线穿脉矿体 Ni/Co 的比值呈波浪形，矿体多处于波峰，比值高于围岩。而 180 中段 11 线与 400 中段 13 线的 Ni/Co 比值低于围岩的比值。总体来看，矿体不是处于波峰就是处于波谷，Ni/Co 比值与围岩有差异。

6.1.3 稀土元素特征

稀土元素（REE）是一个连续的地球化学元素组，位于周期表中 IIIB 族，包括从La到Lu的镧系元素和第39号元素[54]。由于稀土元素有相似的晶体化学性质，使的他们在各种地质作用和造岩过程中表现出相似的地球化学习性，而作为一个整体运移，常以痕量元素加入到各种造岩矿物中，但每一个具体的稀土元素自己毕竟存在微小的差别以及反映地质环境的物理化学条件不同，造成这些元素迁移的方式和聚集的程度有所不同，表现在同一地质体和地质相中则有其不同的组成。因此，利用稀土元素组成特征可以用于探讨各种地质体的形成环境、演化机理以及成岩成矿物质来源等问题[55-59]。

为了研究成矿元素来源，本次在矿区内不同的地点采集不同的岩性的岩（矿）石样品，岩性和采集样品的地点见表 6-6。样品加工至 200 目，由中南大学地质所分析室测试，测试元素有：La、Ce、Pr、Nd、Sm、Eu、Gd、Tb、Dy、Ho、Er、Tm、Yb、Lu，分析结果见表6-6，根据分析的结果求的稀土元素特征参数见表6-6（球粒陨石平均丰度引自 Wakita 等，1971）[60]。编制的稀土配分模式图见图 6-9，图 6-10。

根据稀土配分图模式图与稀土元素特征参数，矿区金矿石、各种岩性围岩、脉岩和岩体的稀土元素具有如下特征：

1、由稀土元素特征参数反映出矿区的斜长角闪岩、片麻岩、石英闪长玢岩和斑状花岗岩（麻棚岩体）稀土总量高，均在100ppm以上，其中石英闪长玢岩稀土元素总量达到 179.447ppm。金矿石（X5，X6，X7）稀土总量低，为 17.335ppm，4.217ppm，8.097ppm，钾化片麻岩稀土总量大大低于其他岩石，也低于片麻岩，为 69.73ppm。

2、根据稀土配分模式图，其曲线都具有向右倾的特征，$\Sigma L/\Sigma H$ 介于 6.892～15.962 之间，属轻稀土富集型。反映轻重稀土分离程度的 $(La/Yb)_N$ 比值介于6.601～41.036之间，应属轻重稀土弱-中等分离型。

3、特征参数钾化片麻岩与石英闪长玢岩 $\delta Eu>1$，具有铕正异常，为铕富集型；斑状花岗岩中 $1>\delta Eu>0.84$，铕出现弱亏损；片麻岩与三个金矿石样品 δEu 分别为 0.838、0.592、0.824、0.748，介于 0.46 和 0.84 之间，铕出现中等亏损；斜长角闪岩 δEu 为 0.368，介于 0.46 和 0.3 之间，铕亏损较严重。

4、在稀土元素总量、轻稀土富集程度和轻重稀土分离程度方面相似，石英闪长玢岩与斑状花岗岩（麻棚岩体）具有相似性，这表明两者在源区特征和成因方面具有同源性。而矿石与围岩、岩体、脉岩之间都表现明显的差异性，反映成矿物质来源的复杂性。

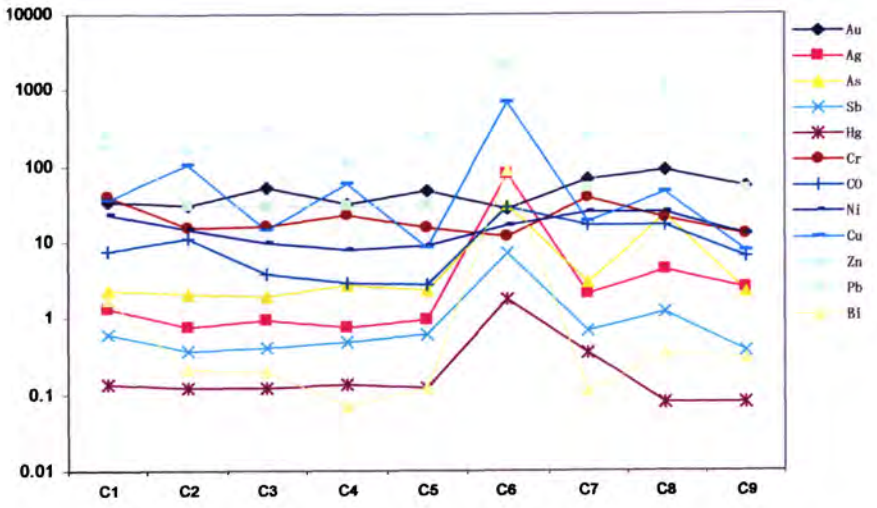


图 6-1 400 中段 13 线穿脉微量元素变化曲线图

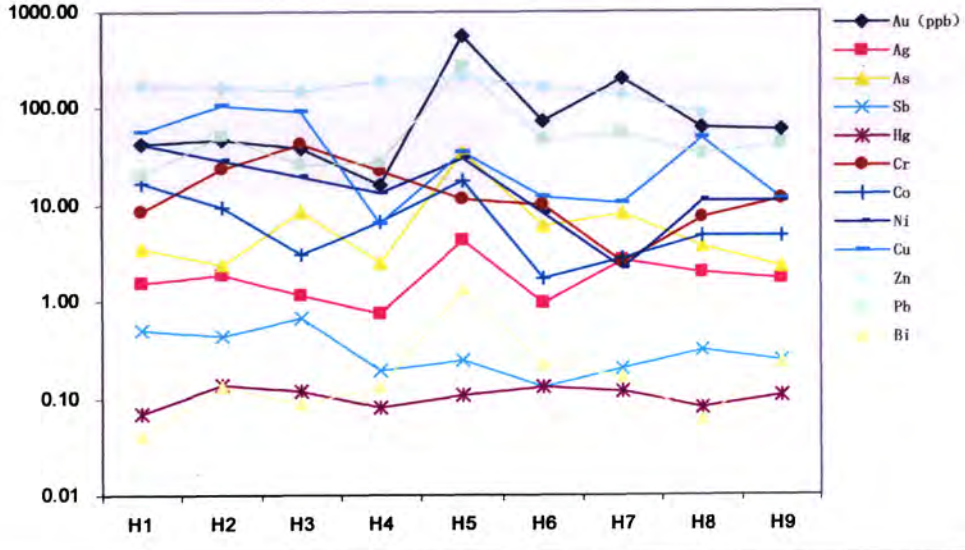


图 6-2 180 中段 11 线穿脉微量元素变化曲线图

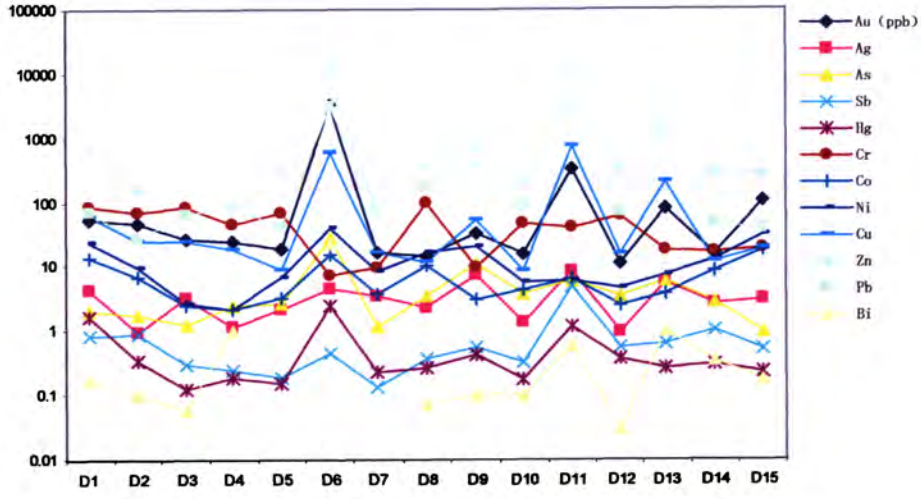


图 6-3 300 中段 11 线穿脉微量元素变化曲线图

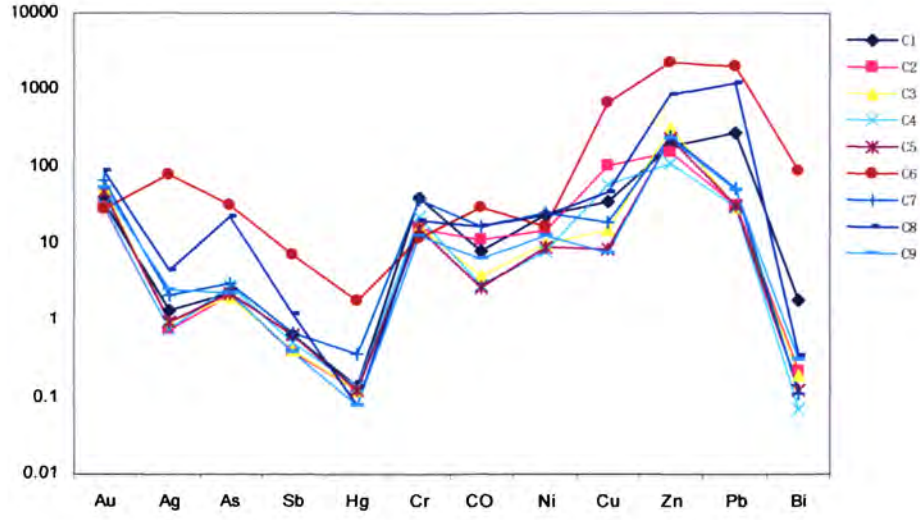


图 6-4　400 中段 13 线穿脉微量元素变化曲线图

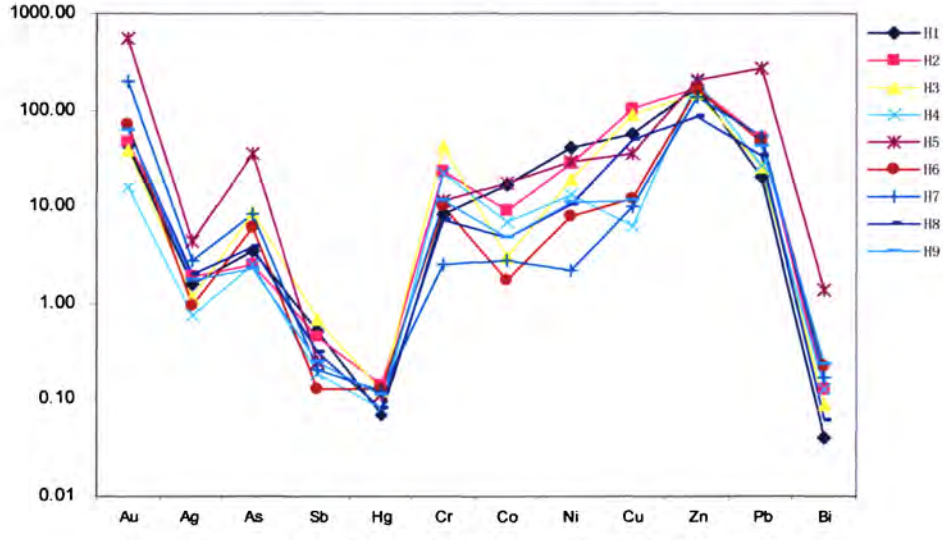


图 6-5　180 中段 11 线穿脉微量元素变化曲线图

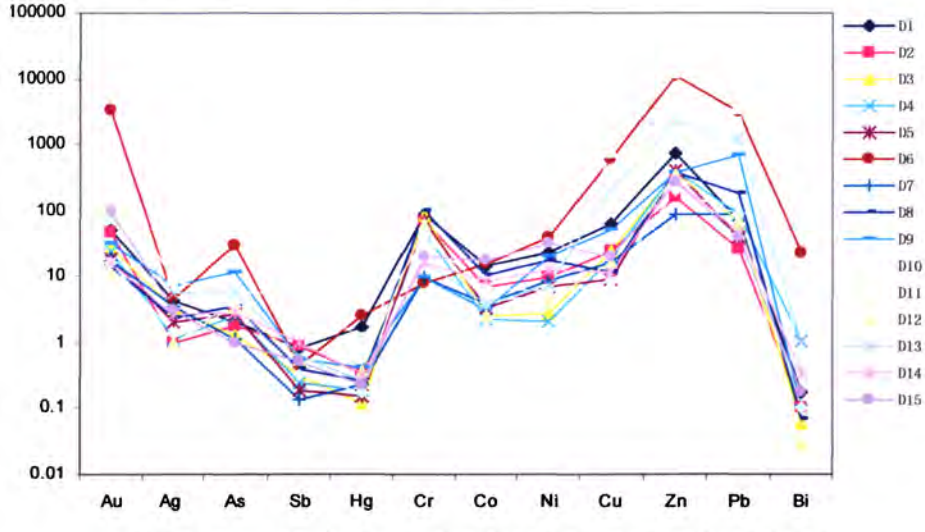


图 6-6　300 中段 11 线穿脉微量元素变化曲线图

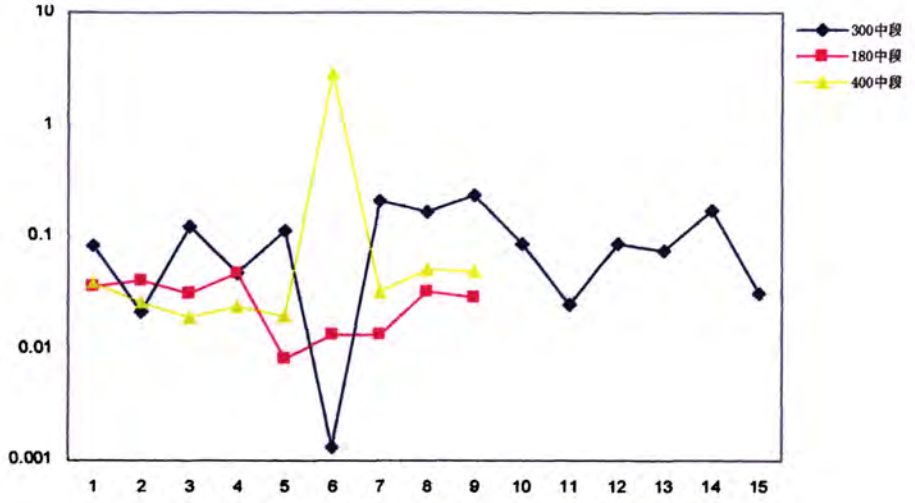


图 6-7 不同中段 Ag/Au 比值变化曲线图

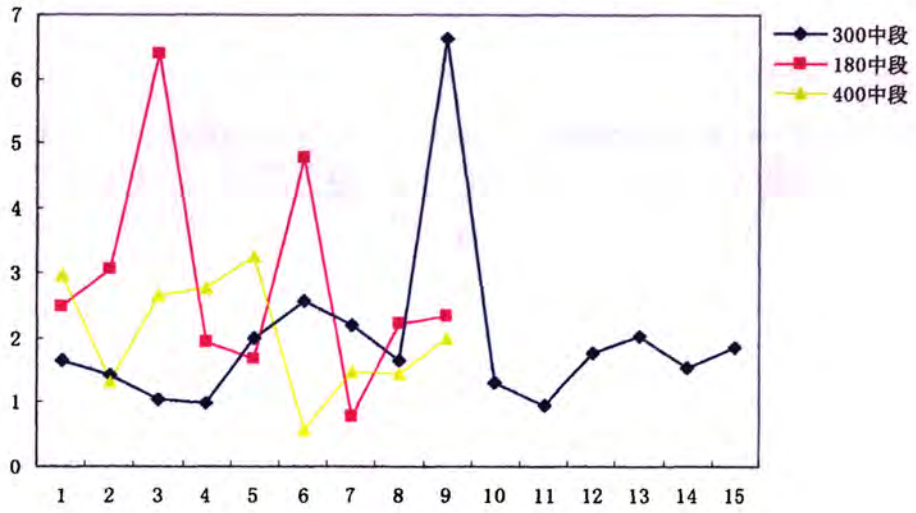


图 6-8 不同中段 Ni/Co 比值变化曲线图

表 6-2　400 中段 13 线穿脉微量元素取样分析表（10^{-6}）

	Au	Ag	As	Sb	Hg	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	Bi
C1	35	1.35	2.33	0.630	0.14	39.36	7.78	23.06	35.17	179.40	266.50	1.78
C2	30	0.77	2.12	0.380	0.12	16.03	11.17	14.73	103.60	158.90	30.67	0.22
C3	52	0.96	2.04	0.420	0.12	16.47	3.84	10.21	15.10	322.90	30.34	0.20
C4	32	0.76	2.79	0.500	0.14	22.65	2.93	8.11	58.39	110.70	30.11	0.07
C5	48	0.95	2.33	0.630	0.12	15.44	2.74	8.92	8.24	235.90	31.01	0.12
C6	28	79.23	30.82	7.000	1.81	12.06	29.57	16.69	702.20	2204.00	2060.00	88.43
C7	67	2.11	3.00	0.680	0.36	37.91	16.95	24.80	18.81	241.50	51.30	0.11
C8	88	4.42	22.50	1.190	0.08	20.36	16.43	23.77	45.46	870.60	1230.00	0.35
C9	52	2.50	2.21	0.380	0.08	12.22	6.27	12.40	7.61	237.70	48.40	0.30

表 6-3　180 中段 11 线穿脉微量元素取样分析表（10^{-6}）

	Au	Ag	As	Sb	Hg	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	Bi
H1	43.00	1.54	3.50	0.510	0.07	8.49	16.86	41.56	57.11	170.10	20.58	0.04
H2	47.00	1.92	2.46	0.440	0.14	23.60	9.27	28.29	104.60	169.00	50.96	0.13
H3	38.00	1.15	8.63	0.690	0.12	43.23	3.08	19.67	91.13	148.00	25.72	0.09
H4	16.00	0.76	2.50	0.190	0.08	22.34	6.83	13.14	6.38	193.50	26.86	0.13
H5	553.00	4.42	35.21	0.250	0.11	11.47	17.81	29.70	34.75	211.00	275.40	1.37
H6	71.00	0.95	6.13	0.130	0.13	9.89	1.70	8.13	12.10	167.40	45.85	0.22
H7	199.00	2.69	8.33	0.200	0.12	2,51	2.80	2.20	10.22	139.00	53.95	0.17
H8	62.00	1.95	3.84	0.310	0.08	7.26	4.80	10.71	48.25	86.73	33.13	0.06
H9	61.00	1.73	2.29	0.250	0.11	11.51	4.72	10.95	11.41	30.6.00	42.51	0.23

表 6-4　300 中段 11 线穿脉微量元素取样分析表（10^{-6}）

	Au	Ag	As	Sb	Hg	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	Bi
D1	51	4.23	2.08	0.810	1.65	85.35	13.84	22.86	61.93	740.8	70.06	0.17
D2	46	0.96	1.75	0.880	0.35	68.22	6.8	9.62	24.56	155.3	26.66	0.1
D3	27	3.27	1.29	0.310	0.12	85.08	2.54	2.63	24.48	374.4	64.15	0.06
D4	25	1.15	2.54	0.250	0.19	46.08	2.16	2.1	19.16	400	88.19	1.05
D5	19	2.12	2.71	0.190	0.15	69.77	3.33	6.64	9.03	384.5	39.06	0
D6	3407	4.44	28.83	0.440	2.5	7.56	15.35	39.41	612.1	11450	3086	22.72
D7	17	3.46	1.13	0.130	0.23	9.45	3.77	8.26	16.5	84.31	85.48	0
D8	14	2.31	3.46	0.380	0.27	95.29	10.35	16.97	11.82	371.2	179.7	0.07
D9	32	7.5	11.38	0.560	0.42	9.84	3.08	20.44	51.74	379.2	676.8	0.1
D10	16	1.35	3.63	0.320	0.18	46.75	4.14	5.41	8.33	204	83.6	0.1
D11	341	8.23	6.04	4.930	1.15	39.31	6.3	5.92	731.5	12150	3436	0.58
D12	11	0.96	3.42	0.560	0.36	60.41	2.51	4.42	15.86	346.4	68.32	0.03
D13	79	5.77	5.88	0.630	0.26	17.89	3.72	7.52	198.5	2210	1239	1
D14	16	2.69	2.79	1.000	0.31	16.05	8.21	12.52	11.82	280.7	46.47	0.35
D15	101	3.08	0.96	0.500	0.23	19.51	17.21	31.53	19.56	267.1	37.71	0.18

表6－5　石湖金矿穿脉中微量元素相关系数矩阵表

	Au	Ag	As	Sb	Hg	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Sn	Pb	Bi
Au	1												
Ag	0.488(**)	1											
As	0.744(**)	0.374(*)	1										
Sb	0.391(*)	0.635(**)	0.059	1									
Hg	0.159	0.531(**)	-0.097	0.571(**)	1								
Cr	-0.225	-0.038	-0.237	0.093	0.425(*)	1							
Co	0.338	0.140	0.371(*)	0.081	0.161	-0.025	1						
Ni	0.178	0.075	0.308	-0.056	0.020	-0.168	0.831(**)	1					
Cu	0.434(*)	0.663(**)	0.05	0.929(**)	0.510(**)	0.013	-0.008	-0.087	1				
Zn	0.446(*)	0.680(**)	0.044	0.954(**)	0.536(**)	0.066	-0.030	-0.171	.971(**)	1			
Sn	-0.101	.385(*)	0.103	-0.036	0.046	-0.165	-0.165	0.149	-0.033	-0.059	1		
Pb	0.456(*)	0.797(**)	0.245	0.902(**)	0.446(*)	-0.021	0.034	-0.09	0.916(**)	0.935(**)	0.085	1	
Bi	0.456(**)	0.203	0.392(*)	0.131	-0.012	-0.102	0.140	0.117	0.180	0.171	0.110	0.27	1

$N=31$，$R_{0.05}=0.355$；$R_{0.01}=0.456$

(*)代表在 $\alpha=0.05$ 的水平下显著相关，(**)代表在 $\alpha=0.01$ 的水平下显著相关

表 6-6　石湖金矿区稀土元素特征参数 （10^{-6}）

样号	X1	X2	X3	X4	X5	X6	X7	X8
岩性	斜长角闪岩	片麻岩	钾化片麻岩	石英闪长玢岩	金矿体	金矿石	金矿石	斑状花岗岩
采样位置	400 中段 13 线穿脉 C1	300 中段 11 线穿脉 D1	300 中段 11 线穿脉 D1	300 中段 11 线穿脉 D5	300 中段 11 线穿脉	300 中段 11 线穿脉 D13	116 矿带	麻棚岩体中心相
La	63.88	28.4	16.8	42.11	4.208	0.959	2.071	40.62
Ce	11.88	56.79	32.19	81.14	8.208	1.838	3.264	68.67
Pr	14.53	7.359	3.828	9.9	0.909	0.195	0.371	7.871
Nd	40.47	22.21	10.61	28.25	2.464	0.548	1.113	21.55
Sm	9.929	5.201	2.191	5.54	0.51	0.146	0.252	4.499
Eu	1.229	1.399	0.816	4.588	0.099	0.042	0.065	1.331
Gd	9.031	4.189	1.809	4.208	0.434	0.145	0.243	4.205
Tb	1.187	0.578	0.191	0.469	0.052	0.022	0.047	0.484
Dy	3.798	2.084	0.51	1.254	0.155	0.092	0.205	1.603
Ho	0.826	0.52	0.109	0.297	0.042	0.028	0.062	0.391
Er	2.073	1.427	0.318	0.812	0.123	0.075	0.178	1.162
Tm	0.262	0.224	0.04	0.107	0.017	0.015	0.028	0.172
Yb	1.657	1.433	0.277	0.664	0.095	0.094	0.169	1.095
Lu	0.245	0.22	0.041	0.11	0.019	0.018	0.029	0.154
∑REE	160.997	132.034	69.73	179.449	17.335	4.217	8.097	153.807
∑LREE	140.689	119.96	65.619	166.94	16.299	3.686	7.071	143.21
∑HREE	20.308	12.074	4.111	12.509	1.036	0.531	1.026	10.597
∑L/∑H	6.928	9.935	15.962	13.346	15.733	6.942	6.892	13.514
$(La/Yb)_N$	24.945	12.824	39.244	41.036	28.661	6.601	7.929	24.003
δEu	0.36792	0.83845	1.15003	2.63799	0.59246	0.82434	0.74842	0.86962

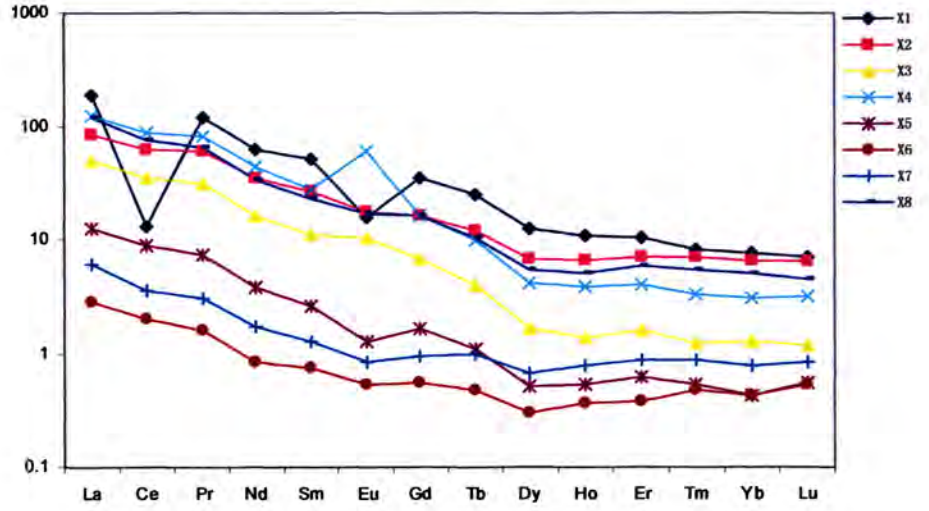


图 6-9　X1 X2 X3 X4 X5 X6 X7 X8 稀土配分模式图

X1-斜长角闪岩；X2-片麻岩；X3-钾化片麻岩；X4-石英闪长玢岩；X5-金矿石；X6-金矿石；X7-金矿石；X8-斑状花岗岩

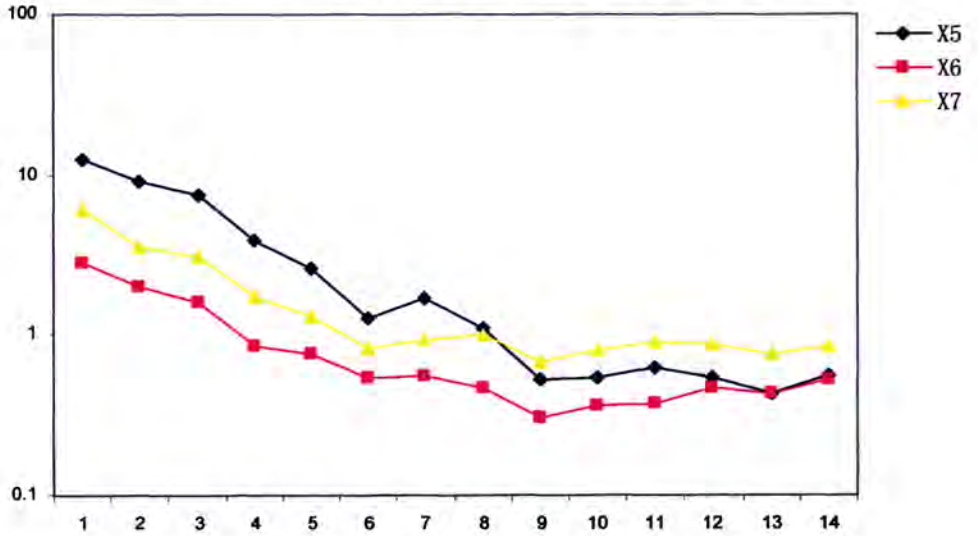


图 6-10　X5 X6 X7 稀土配分模式图

X5-金矿体；　X6-金矿体；　X7-金矿体

6.1.4 硫同位素特征

硫的原子序数为 16，位于周期表第 VI 主族，介于氧和硒之间。根据黎彤（1976）计算，地球中硫占 3.79%，集中分布于地幔，地壳中的硫的克拉克值仅为 0.04%。硫广泛分布于岩石圈、水圈和气圈中。硫以不同的价态和形式存在于自然界，导致硫在地质过程中出现较大的同位素分馏，因此硫同位素分析对于认识自然界各种硫物质的演化历史十分有用[61, 62]。

石湖金矿矿体中含有大量的金属硫化物，主要以黄铁矿为主，次为黄铜矿、方铅矿、闪锌矿，少量的斑铜矿、磁黄铁矿等。金的富集与黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿关系密切。分析硫化物中的硫源对判断金质的来源有重要意义，前人在全矿区矿石和围岩中作了较多的硫同位素测定，本次在101矿带补作了5个黄铁矿和方铅矿的硫同位素（表6-7）

根据表6-7可得知，101矿体硫同位素有如下特征：

1、硫同位素变化范围较窄，$\delta^{34}S$（‰）变化范围为-2.15～+2.36之间，平均值为1.40，极差为4.51，标准差为1.99。

2、黄铁矿$\delta^{34}S$（‰）变化范围很小，相对于陨石硫略富δS（‰），属正向偏离。

3、与前人所作结论基本一致，说明成矿溶液中硫同位素组成具有相当均一性，硫的来源有可能来自于地壳深部或地幔。

表6-7　石湖金矿101矿带硫同位素组成

实验室编号	样号	采样位置	测定矿物	$\delta^{34}S$（‰）	附注
405358	R1	101-4矿体480中段2线	黄铁矿	+2.21	
405359	R2	101-4矿体300中段0-1线	黄铁矿	+2.20	平均值：1.40
405360	R3	101-2矿体260中段17线	黄铁矿	+2.36	极差：4.51
405361	R4	101-4矿体220中段27线	黄铁矿	+2.36	标准差：1.99
405362	R5	101-4矿体220中段7线	黄铁矿	-2.15	

6.1.5 碳氧同位素特征

碳是宇宙中最丰富的元素之一，但在地球上是一种微量元素，地球丰度为0.03%，地壳丰度为0.28%（黎彤，1990）。碳以各种价态存在于地球中，其存在形式有自然碳（金刚石、石墨）氧化碳（CO^{2-}_3、HCO^{2-}_3、CO_2和CO等）和还原碳（煤、甲烷、石油等有机化合物），因此有利于碳的同位素分馏。氧是地球上丰度最大的元素，其化合物以气、液、固三态出现，一般都较稳定，所以在地球化学中有特殊重要性。

前人对石湖金矿矿化蚀变破碎带中的碳酸盐矿物作过碳、氧同位素的测定，研究成果表明，$\delta^{13}C$（‰）值变化范围在-4.29～-5.90，平均值-4.91，接近于初生碳（-5～-5.8‰，泰勒），与自然界某些已知地质体中的 $\delta^{13}C$（‰）值相比，本区的 $\delta^{13}C$（‰）值落在岩浆氧化态碳和岩浆成因的碳酸盐的碳同位素组成的范围之内，表明矿区的碳酸盐岩为岩浆热源成因[63]。

碳酸盐中的氧同位素 $\delta^{18}O$（‰）值变化范围较窄，一般在+4.56～+5.18，平均值 4.98。这表明了成矿热液中的氧同位素具有相当的均一性质，其来源与碳同位素都出自岩浆热液源。

6.1.6 矿物包裹体气液相成分特征

通过前人对石湖金矿区包裹体的研究，石湖金矿石英包裹体主要为气相包裹体与液相包裹体，其中气相包裹体主要为 CO_2，平均占包裹体的 38%，为 5～15 μm 不等，平均 7 μm。为了更好的研究石湖金矿区石英包裹体气液相成分，本次采集 101 矿中的含金石英脉进行了测试，采样位置见表 6-8。

表 6-8 采样位置表

样号	K45	K59	K65	K90	K100
采样位置	400 中段 7-9 线	300 中段 0 线	300 中段 7 线	220 中段 9 线	180 中段 9 线

将本次测试的样品加工至 40～60 目，每一个样品选取单矿物重量 10g，由中南大学地质研究所测试室分析，分析结果见表 6-9。

表 6-9 石英脉中包裹体气液相成分分析结果（10^{-6}）

送样号	矿物名称	气相成分（10^{-6}）								
		H_2	O_2	N_2	CH_4	Co	C_2H_2	CO_2	C_2H_6	H_2O
K45	石英	1.156	无	痕	14.453	无	无	316.681	5.3	4782
K59	石英	3.338	无	痕	12.328	无	无	423.857	无	1698
K65	石英	1.459	无	痕	13.865	无	无	381.575	10.8	2778
K90	石英	1.448	无	0.053	4.134	无	无	210.575	26	2362
K200	石英	2.935	无	痕	5.809	无	无	131.421	12.1	3720

液相成分（10^{-6}）

F^-	Cl^-	NO_3^-	PO_4^{2-}	SO_4^{2-}	Li^+	Na^+	NH_4^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}
无	18.588	30.971	无	124.235	无	37.573	痕	52.103	痕	10.279
无	8.729	23.805	无	21.403	无	25.813	痕	31.917	1.094	15.740
无	8.774	28.952	无	98.678	无	31.143	痕	41.333	3.143	17.059
无	4.503	21.940	无	184.703	无	26.627	痕	45.125	5.117	13.746
无	5.831	32.648	无	130.225	无	30.366	痕	33.887	2.718	15.592

根据表 6-9 可知，石湖金矿矿物包裹体气液相成分具有以下特征：

1、气相成分中，H_2O 含量高，反映当时成矿流体中富含水，成矿以热液充填为主，而不是以气液充填交代占主导。

2、气相成分中富含 CO_2 和 CH_4，O_2 却没有，表明当时成矿环境应为还原环境。

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

4、经计算，上述 Na^+/K^+的值分别是 0.721、0.809、0.753、0.590、0.896。其比值在 0.59～0.896 之间，平均值为 0.754。成矿流体的 Na^+/K^+可作为判断成矿流体来源的一个标志，岩浆热液 Na^+/K^+的值一般小于 1，因此上述样品具有岩浆热液的特点。而 Cl^-/F^-大于 1 反映地层流体或天然水的特点。以上样品均不含 F^-，表明有地层流体加入，因此推论，成矿流体是岩浆热液和地层流体的或天然雨水的混合流体。

5、CO_2 和 H_2O 的比值是反映成矿构造环境的一个重要参数，CO_2 在水中的溶解度随压力的增加而增加，经计算，CO_2/H_2O 的比值在 0.035～0.250，比值变化大，表明成矿环境具有较大的差异性。

6.2 金的迁移与沉淀

金在元素周期表中位于第六周期第一副族（IB），与铜、银构成铜族元素。金的原子序数为 79，原子量 196.976，熔点 1063℃。金的电子壳层构型为 $[He]4f^{14}5d^{10}6s^1$。价电子层为 $5d^{10}6s^1$，最外层电子是一个，次外层电子是 10 个（铜、银也相同）。在元素周期表中金的左边为 Fe、Ni、Co、Pt 族等亲铁元素；

右边为 Zn、Cd、Hg、Pb、As、Sb、Bi、S、Te 等亲硫元素；因此，金既有亲硫性，又有一定的亲铁性，但金的亲铁性大于亲硫性。尽管在元素周期表中位于镧系元素之后（元素序数 57-71，充填 4f 层），金原子内部 $4f^{14}$ 电子亚层全部充满，引起镧系收缩。随着核电荷的增加很多，而原子半径增加不大，导致核电荷对外层价电子吸引力增强，因而金的外层价电子不易失掉。因此，金具有高电离势(Au^{+}=9.18ev，Au^{3+}=31ev)，高电负性（2.3）及高氧化-还原电位（$Au^{+}+e \rightarrow Au^{0}$ 1.68v，$Au^{+3}+3e \rightarrow Au^{0}$ +1.498v）的化学性质，不易形成离子，常以原子状态存在。

金具有稳定性和不稳定性双重化学性质。金在热水中，当存在氧化剂的条件下，能形成多种络合物，常以 Au-Cl、Au-S、Au-Te、Au-As、Au-Sb、Au-Te-S、Au-As-S、Au-Sb-S 等络合物运移。石湖金矿成矿前期区内成矿流体中金主要以 $[AuCl_2]^{-}$ 的形式存在，并随流体迁移，黄铁矿-石英阶段与成矿前相比温度降低，以 $[AuCl_2]^{-}$ 形式迁移的金氯络合物稳定性降低，而 $Au(HS)^{2-}$ 及 AuH_3SiO_4 稳定性增加，使溶液中出现 $Au(HS)^{2-}$、AuH_3SiO_4 和 $[AuCl_2]^{-}$ 共存的现象。石英-黄铁矿-多金属硫化物阶段是区内金矿的主要成矿阶段，以石英-黄铁矿-多金属硫化物脉及黄铁绢英岩为代表，由于成矿温度的降低和 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，使的热液中 $Au(HS)^{2-}$ 迁移具有重要意义。

断裂蚀变带的构造演化特征和金的迁移与沉淀有着密切相关性。断裂蚀变带中硫化物石英脉的破损变形导致单位体积内石英等矿物的总表面积增加，使的含金流体岩石的热交换加强。因此，强变形部位有利于温度的急剧降低，温度下降促使金沉淀下来。由于含矿流体温度的降低，流速下降，导致流体的压力也跟着下降，压力的降低，氯分的减少可促进金的沉淀，其化学反应式如下：

$$[AuCl_4]^{-} \rightarrow Cl + AuCl_3$$

$$2AuCl_3 \rightarrow 2AuCl_2 + Cl_2$$

$$AuCl_2 \rightarrow Au + Cl_2$$

断裂蚀变带中硫化物石英脉的强烈破碎促使含金流体中杂质元素增加。从而有利于金的沉淀析出，特别是 Fe^{2+}、Cu^{2+}、Pb^{2+}、Zn^{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沉淀，反应式如下：

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

由此可以解释 Au 矿物常赋存在黄铁矿、方铅矿等硫化物颗粒中的原因。

上述分析表明，断裂蚀变带的多期次活动以及硫化物石英脉的强烈破碎，使含矿流体的流速、温度、压力下降，吸附作用加强，杂质元素增多，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的区段金富集成矿。

6.3 成矿物质富集的物理化学条件

成矿物质富集的物理化学条件包括成矿时的温度、压力、酸碱度、氧逸度等。

6.3.1 成矿温度

通过矿物包裹体可直接测出成矿温度。本次研究采用均一法和破裂法对矿石中的石英进行了包裹体测温采样，均一法温度由中科院贵阳地化所测试，30 个典型包裹体测试平均温度为 310℃。爆裂法温度样品送中国科学院地质研究所测试，测试仪器为 DT-4 型破裂仪，精度误差±2℃，测试结果见表 6-10。

表 6-10　石湖金矿 101-4 矿体石英包裹体爆裂法测温结果

样品号	中段	勘探线	爆裂温度(℃)	α—β峰有+无-	样品号	中段	勘探线	爆裂温度(℃)	a—b峰有+无-
T1	600	5-9	376	-	T28	300	3	360	-
T2	600	5	373	+	T29	300	7	338	+
T3	600	0	378	-	T30	300	13	362	+
T4	600	4	348	-	T31	300	15	350	+
T5	560	3	376	+	T32	300	19	326	-
T6	560	5-7	373	-	T33	300	25	346	-
T7	560	11	378	+	T34	300	27	362	+
T8	520	7	378	+	T35	260	0-1	346	-
T9	520	11	294	-	T36	260	5	368	-
T10	480	4	332	+	T37	260	11	362	-
T11	480	0	343	+	T38	260	15	373	-
T12	480	3	332	+	T39	260	19	365	-
T13	480	7	330	-	T40	260	23	365	-
T14	480	9	330	+	T41	260	27	355	-
T15	440	3	373	-	T42	260	29	358	-
T16	440	7	368	-	T43	220	1	360	-

T17	440	5	378	+	T44	220	5	371	-
T18	400	0	373	-	T45	220	9	324	-
T19	400	3	343	+	T46	220	15	338	-
T20	400	7—9	326	-	T47	220	19	371	+
T21	400	11	326	-	T48	220	23	365	-
T22	400	13	348	-	T49	220	27	335	+
T23	350	3	318	+	T50	180	5	324	-
T24	350	11	311	+	T51	180	9	332	-
T25	350		338	-	T52	180	13	355	+
T26	350		373	-	T53	180	15	346	+
T27	300		365	-					

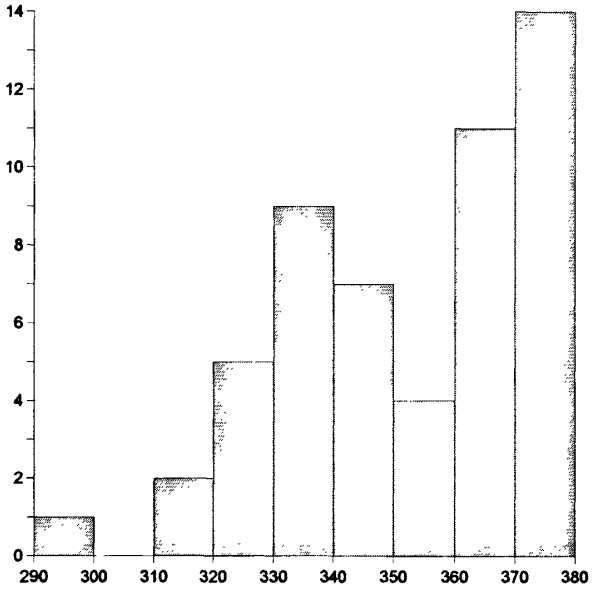


图 6—11　石湖金矿石英包裹体爆裂温度频数直方图 T(℃)

由表 6-10 可知，101-4 矿体石英包裹体的爆裂温度范围为 294℃-378℃，平均温度 352℃，用均一法测的 101-4 含金石英包裹体的温度平均 310℃，两者平均温度相差 42℃，这可能与测试的方法不同有关，一般爆裂温度要高于均一温度，代表矿物结晶温度的上限。据测温结果作温度频数直方图 6-11，从图中可以看出，数据集中在 2 个范围，即 320～350℃和 360～380℃，分布集中，由此反映石湖金矿 101 矿带主成矿阶段大致为两个阶段。

6.3.2 成矿压力与氧逸度、酸碱度

根据陈锦荣利用邻区的测压结果，推测石湖金矿区的成矿压力为200bar,黄钦在研究麻棚岩体的成岩物理化学条件时，利用热力学参数计算，成矿深度为5.2～5.95Km,因此成矿属于中浅成条件

氧逸度可根据包裹体中CH_4、CO_2含量来计算，前人根据包裹体气相成分含量，运用相关公式求的石湖金矿成矿时的氧逸度$logfo_2$=39.95,属中等氧逸度。

具前人所作测试资料，成矿时pH值为5.94～6.44，属于弱碱性（成矿温度大于100℃）。

6.4 矿床成因模式

本次通过对矿床地质和有关成矿基本要素研究，认为石湖金矿具有多因素控制、多矿质来源、多矿化阶段、以岩浆热液为主导的多因复成改造型金矿。

6.4.1 成矿基本特征

石湖金矿床地质特征显示，该矿床有如下特点：

1、具有多因素成矿。石湖金矿至少经历了同生沉积期（阶段）、区域变质期（阶段）、改造迁移期（阶段）、表生期（成矿期末阶段）。各阶段的产物在矿床和矿体中都有表现，如矿源层的存在与原生沉积有关，赋矿地层中的Au含量高于区域背景值达几十倍，麻棚岩体的侵入也为成矿带来了大量的成矿流体，也提供了部分成矿物质。

2、成矿物质多来源。区域地质背景、包体气液相成分、硫同位素、铅同位素、稀土元素等分析表明，主要矿物Au主要来自于太古代阜平群团泊口组地层，地层流体或大气降水、岩浆热液共同参与了成矿作用，也为成矿提供了部分物质来源。

3、成矿构造多次活动。控矿构造经历了多期次活动，在太古代末期阜平造山运动开始，101断裂破碎带的雏形开始形成，后来吕梁运动，该组断裂进一步发展，到燕山期，由于左行剪切力的作用，101等NNW-SN向断裂完全形成，至燕山晚期，由于麻棚岩体的入侵，其产生的上拱力作用使101断裂带张开，岩浆热

液进入，最终在断裂破碎带的有利地段聚集沉淀成矿，该过程经历了一个很长的阶段，根据矿物形成的共生组合关系又可以分为 4 个成矿阶段。

4、矿体侧伏明显，具有热液活动的特点。101 矿带两个主要矿体 101-2 和 101-4 矿体均向南侧伏，侧伏角 35° 左右，造成矿体侧伏的根本原因与成矿时矿液流动方向有关，据包裹体测温资料分析显示，矿液流动方向是从北向南运移。

6.4.2 矿床成因模式

根据上述成矿特征，可把矿床归纳为如下成矿模式，并建立起相应的成矿模式图（图 6-12）。即同生沉积期区→区域变质期→改造迁移+循环聚集期。

1、同生沉积期（阶段）：时间相当于太古代中、早期，阜平运动之前。本阶段处于地槽沉积期，在太古代，石湖矿区处于浅海，以浅海相碳酸盐-碎屑岩沉积为主，夹中基性火山岩及硬砂岩。由于地壳运动，海盆地不断下降，古陆地不断隆起抬升，含 Au 等成矿物质的岩石经过风化剥蚀后，以机械搬运形式或呈吸附状态随地表水搬运到海盆，同时部分深源成矿物质沿同生断裂以热泉或海底喷流形式涌出，与陆源碎屑一起沉积于海底，形成含金矿源层。这一沉积作用一直持续到太古代末期。

2、区域变质期（阶段）：时间相当于阜平期-吕梁期。地槽沉积结束后，区域经历了一次大的构造运动-阜平造山运动，构造应力主要来自 SN 方向的挤压，受其影响，地层褶皱强烈，主要在区域上形成一系列 EW 向的褶皱，同时，101 等断裂破碎带的雏形开始形成，表现为由一系列不连续破裂面组成，该期还伴有较强烈的区域变质作用，使前地层沉积变质为一套以角闪岩相为主的变质岩系，期间还伴有混合岩化作用，地层中的金等成矿物质开始活化迁移，使团泊口组成为含矿背景更高的矿源层。吕梁期，区域地壳上升，地壳刚性增强，期间发生了辉绿岩墙有选择性地沿 NW 向断裂侵入。

3、改造迁移期+循环聚集期：时间相当于燕山期，由于燕山期在本区经历的时间很长，分为早晚两期。

燕山早期：区域地壳演化进入地洼阶段，由于受到区域性 NE 向北冶-麻棚-杨家庄深大断裂活动所派生的左行剪切力的作用，产生的 SN 向压扭性断裂叠加在 101 号等断裂破碎带上，使 101 等断裂破碎带产状变陡，沿倾向变深。至燕山

晚期，大规模岩浆活动开始，典型的即为麻棚岩体侵入，由于岩浆上拱力的作用，使 101 断裂带等 SN 向断裂张开，麻棚岩体岩浆分异的产物-石英闪长玢岩脉沿 NNW～SN 向断裂带有选择性的侵入，101 断裂带内的石英闪长玢岩脉为该期形成，石英闪长玢岩脉的侵入一方面促使101等成矿构造进一步活动，成为构造薄弱带，同时也为金等成矿物质从围岩向断裂带迁移、富集提供了条件。

麻棚岩体具有明显的分带性，表明麻棚岩体经历了多次侵入作用，其产生的岩浆热液沿 101 断裂破碎带进入，并和两侧的矿源层发生渗滤和交代作用，在构造推动力作用下，在 101 断裂破碎带的有利部位和合适的物理化学条件下反复循环聚集成矿。

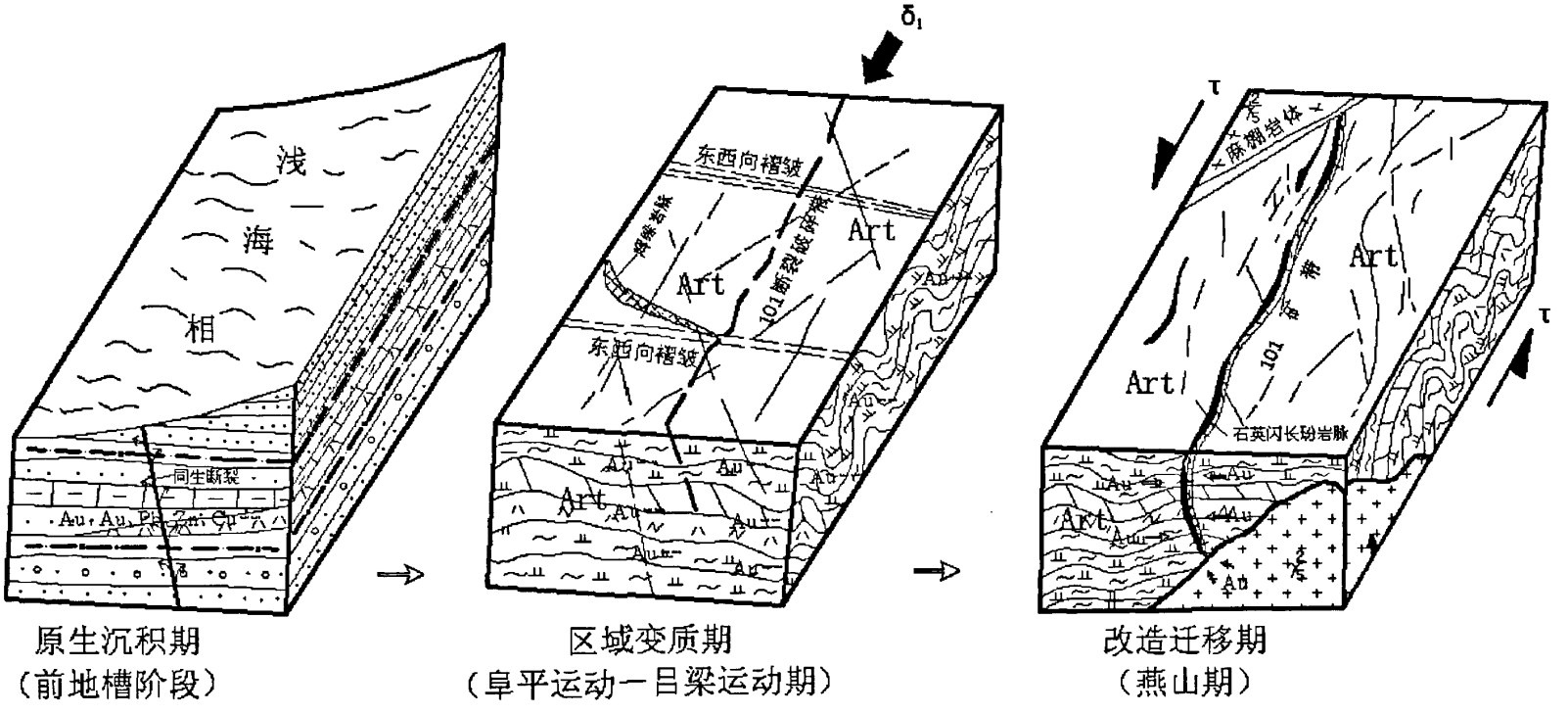


图 6-12　石湖金矿成矿模式图

第七章 结论

综上所述，本论文所获得主要结论和认识如下：

1、通过对区域和矿区构造演化作了较系统的分析，经分析表明区域上至少经历了三次大的构造运动，即阜平运动、吕梁运动和燕山运动，控制矿体形成的SN向断裂在阜平运动开始形成雏形，后经燕山运动叠加改造和麻棚岩体的侵入作用，又先后经历了从压剪性到张性的变化过程。

2、石英闪长玢岩与矿体在空间上紧密相关，根据稀土元素分析和测年分析，应是麻棚岩体入侵后岩浆分异作用的产物，其选择性的沿一些断裂入侵，使101等断裂带又经历了一次构造活动，并成为构造薄弱带。

3、矿区范围内太古界阜平群团泊口组是金的矿源层，在这一层位中，金的背景值较高。麻棚岩体Au背景值与该区其它岩体相比，大致相当，前人在靠近工业矿体的接触带上采集的样品Au含量较高的原因，可能是含矿热液同化混染作用造成的。

4、根据包体气液相成分分析，成矿流体应是岩浆热液和层间流体或天然水的混合流体。

5、根据101-4矿体温度等值线图分析，101矿带成矿流体应是从矿区北部向南部运移，运移的通道位于200m～300m标高之间，携带矿质的流体从主要通道向上下低压扩散，低温区是矿化富集的部位。

6、矿区金矿床的形成经历了三个主要成矿期，即同生沉积期→区域变质期→改造迁移+循环聚集期。在分析矿床地质特征和成矿物理化学条件的基础上，建立了新的成矿模式，并提出石湖金矿床的成因类型为多因素控制，多矿质来源、多矿化阶段、以岩浆热液为主导的多因复成改造型金矿。

7、通过对成矿的物理化学条件进行了分析和总结，得出石湖金矿的成矿温度为294℃～378℃，属中高温成矿环境。

8、通过成矿元素的相关性分析表明，矿石中Au与Ag、Sb、Pb、Zn、Bi共五个元素相关，而近矿围岩中Au与Ag、As、Sb、Cu、Pb、Zn、Bi共7个元素显著相关。

主要参考文献

[1] 王淑玲，刘树车，崔荣国. 近年世界黄金勘查开发的进展与动向，地质与勘探，2006，4（2）：83～85.

[2] 闫卫东.外商投资中国金矿勘查开发进展，国土资源情报，2005 年第 9 期.

[3]候宗林. 中国黄金资源潜力与可持续发展，地质找矿论丛，2006，21(3)：151～155.

[4]杨遇春.世界黄金与白银的生产的历史沿革，有色金属再生与利用，2004 年第 7 期.

[5] 赵爱林，李景春，王力，金成洙.金矿床的回顾与进展，地质与资源，2003，12（2）：125～128.

[6] 刘伟，戴塔根，傅文杰，孙磊墩，胡斌.冀西石湖金矿矿体赋存规律及深边部找矿前景，地质与勘探，2007，43（3）：25～30.

[7] 王永祯，王景书，吴子良.河北省灵寿县新开乡土石金矿区石湖矿段中间勘探地质报告，冶金工业部第一地质勘查局 520 队，1990.

[8] 王景书，高银仓，王印申.河北省灵寿县石湖金矿资源潜力调查报告，2005.

[9]牛树银.构造变形对金矿成矿作用的控制，黄金科学技术，1994，2(2).

[10] 张亚雄，朱慧超，陈松龄，胡祥昭.石湖金矿成矿规律与找矿预测，中南工业大学学报，1995，26（5）：570～574.

[11] 高银苍，郭翠庚.石湖金矿控矿因素分析及矿体富集规律，河北地质，2006 年第 4， 8～13

[12] 河北省地质矿产局.河北省北京市天津市区域地质志.，北京：地质出版社,1991，17～22.

[13] 陈锦荣.太行山北段土岭-石湖金矿床地质特征及成因，黄金地质科技 1993 年第 4 期：10～16

[14] 喻学惠，任学业，张俊霞.太行山中段铜-金成矿条件及找矿方向，北

京：地质出版社，1996，3～65

[15] 牛树银，孙爱群，许传诗.太行山北段金矿成矿规律研究，华北地质矿产杂志，1998，13（1）：1～22

[16] 牛树银，董国润，许传诗.论太行山构造岩浆带岩浆来源及其成因，地质论评，1995，41（4）：301～310

[17] 李友柱.中国东部新生代火山岩的地质特征及火山作用发育的某些共同规律，矿物岩石，1995，15（3）：1～7

[18] 崔文亚，耿洪，赵志龙.太行山中段综合信息找矿模式研究，黄金地质，1998，4（4）:44～49

[19] 韩进朝.河北土岭-石湖金矿区构造控矿条件分析,黄金,1997,18（8）

[20] Zhao GC，Wilde S A，Cawood P A，et.Archean blocks and their boundaries in the North China craton; Lithological,geochemical,structural and P-T path constrainta and tectonic evolution.Prccambrian Research ,2001,107;45～73

[21] Wilde SA,Zhao GC,Sun Min.Development of the North China craton during the Late Archean and its final amalgamation at 1.8Ga; Some apeculation on its position within a global Paleoproterozoic Supercontinent.Gondwana Research, 2002, 5; 85 -94

[22] Kusky TM,LiJH. Paleoproterozoic tectonic evolution of the North China Craton .Journal of Asian Earth Sciences,2003,22; 383～397

[23] LiJH,Kusky TM,Huang XN.Necarchaean podiform chromitites and mantle tectonites in ophiolitic mlange,North china craton;A record of early oceanic mantle processes ,GSA Today, 2002,12;4～11

[24] Zhai MG,Liu WL,paleoproterozoic tectonic history of the North China Craton; A review.Precambrian Research.2003,122; 183～199

[25]牛树银,孙爱群,李红阳等.河淮地幔亚热柱的演化及其对华北地区成矿的控制作用,地球学报,1996,17（4）:413～423

[26] 宋瑞先,王有志.河北金矿地质,北京:地质出版社,1994,206～219

[27] 刘伟,戴塔根,傅文杰,孙磊墩,胡斌.冀西石湖金矿成矿流体特征,中国地质,2007,34（2）.

[28] 石准立, 刘凤山, 北太行山-燕山区中生代金属矿床成矿系统地学前沿, 1999, 6 (2) :297～303

[29] 邓晋福, 苏尚国, 刘翠. 北太行山-燕山-辽西地区燕山期 (J-K) 造山过程与成矿作用, 现代地质, 2007, 21 (2) :232～240

[30] 王启超, 马俊良, 张建中. 河北省灵寿平接壤地带麻棚金矿田的地球化学特征及矿床成因, 地球化学, 1995, 24 (1) :56～67.

[31] 刘光鼎, 郝天珧. 中国地质环境与隐伏矿床. 地球物理学报, 1998, 41 (2) :183～188.

[32] 徐杰, 高战武, 宋长青等. 太行山山前断裂带的构造特征, 地震地质, 2000, 22: (2) 111～121

[33] 刘占坡, 高祥林, 黎益仕, 太行山重力梯级带的密度结构及其地质解释, 地震地质, 2003, 25 (2) :267～272.

[34] 邓俊国, 王亚欣, 张振威等. 保定地区阜平群变质岩特征及原岩分析, 保定师专学报, 2000, 13 (2) :31～35.

[35] 王启超, 肖文遢, 张少卿. 太行山阜平超群的地质时代及地层划分, 华北地质矿产杂志, 1996, 11 (3) :443～446.

[36] 程裕淇, 杨崇辉等. 太行山中北段早前寒武纪地质和深荣作用对地壳岩石的改造, 北京:地质出版社, 2004, 7～14.

[37] 李江海, 钱祥麟, 侯贵廷等. “吕梁运动”新认识, 地球科学-中国地质大学报, 2000:25 (1) .

[38] 李江海, 牛向龙, 陈素华等, 大陆克拉通早期构造演化历史探讨-以华北为例, 地球科学-中国地质大学报, 2006, 31 (3) :285～293.

[39] 毕伏科, 肖文遢, 河北省成矿区带和找矿远景区, 地质调查与研究, 2006, 29 (2); 107～113.

[40] 吴智平, 候旭波, 李伟. 华北东部地区中生代盆地格局及演化过程探讨大地构造与成矿学, 2007, 31 (4) :385～396

[41] 邵济安, 牟保磊, 张履桥. 华北东部中生代构造格局转换过程中深部作用与浅部响应, 地质论评, 2000, 46 (1) :32～39

[42] 张亚雄, 陈松岭, 彭省临. 河北灵寿县土岭-石湖金矿田控矿构造研究, 大地构造与成矿学, 1996, 20 (1) :71～80.

[43] 韩进朝,河北省灵寿县-石湖金矿区成矿模式探讨,黄金,1996,17（5）

[44] 武汉地质学院岩石教研室,岩浆岩岩石学,北京,地质出社,1980,下册210-213.

[45] 南京大学地质系矿物岩石教研室,火成岩岩石学,北京:地质出版社,1980,269～273.

[46] 邱家骧,应有岩浆岩石学,武汉,中国地质大学出版社,1991,04,159～166.

[47] 邱家骧,林景仟,岩石化学,北京:地质出版 1991,64～75.

[48] 张振儒,金矿研究,长沙:中南工业大学出版社,1989,13～27.

[49] 张亚雄,胡祥昭.麻棚岩体特征及其与金矿成因关系的研究,1994,25（3）.

[50]刘荣访.河北省灵寿县石湖金矿的构造地球化学特征,2001,13(4):13～19.

[51]王守一,张步升,李金海等.石湖金矿床中金的赋存特征及微观机理的研究,河北师范大学学报,1998,22（2）:276～279.

[52] 张步升,王守一,李金海.石湖金矿矿床特征及金的赋存机理研究,贵金属地质,1997,6（3）:183～187.

[53] 张步升,王守一,李金海.石湖金矿金的赋存状态及其微观机理研究,华北地质矿产杂志,1998,13（2）:155～157.

[54] 韩吟文,马振东.地球化学,北京:地质出版社 2003.

[55]Pang Jiangli. Geochemistry of rare earth elements in hydrothermal ore deposit in Heishan area,Shanxi Province,Journal of Rare Earths, 1999 19（1）;53.

[56] Huang Zhilong,Xiao Huayun,Xu Cheng,et al. Geochemistry of rare earth elements in lamprophyres in Laowang zhai gold orefield,Yunnan Province. Journal of Rare Earths,2000,18（1）;62.

[56] Chen Tianhu,Yang Xueming,Yue Shucang,et al. Geochemistry of rare elements in Xikeng Ag Pb Zn ore deposit ,South Anhui,China. Journal of Rare Earths ,2000,18（3）;169.

[57] Condie K C. Chemical composition and evolution of the upper

continental crust;contrasting results from surface samples and shales. Chemical Geology, 1993, 104:1-37.

[58] Gruaua G, Diaa A, Olieie-Lauqueta G , et al. Contrls on the distribution of rare earth elements in shallow groundwaters. Water Research, 2004, 38:3576-3586.

[59] Liu Y, mish M R U , Schmitt R A, Cerium: A chemical tracer for paleo-oceanic redox conditions Geochim Cosmochim. Acta , 1988, 52:1361-1371.

[60] P·亨德森编, 稀土元素地球化学, 地质出版社, 1989:57.

[61] 黎彤, 化学元素的地球丰度, 地球化学, 1976, 5 (3), 167～174.

[62] 郑永飞, 陈江峰等, 稳定同位素地球化学, 科学出版社, 2000, 218～258.

[63]戴塔根, 龚玲兰, 张起钻, 应用地球化学, 中南大学出版社, 2005 , 95～109.

致 谢

本论文从选题开始到最终成文，均离不开导师胡斌副教授的悉心指导和细心关怀。在研究生在读阶段，导师无论在学习上还是生活上，都给了我莫大的帮助。在我学习有疑问的时候，导师总是不厌其烦的给我讲解、演示；在谈论工作态度的时候，导师总是语重心长的教导我要脚踏实地、认认真真；导师严谨治学、孜孜不倦的敬业精神，为人谦和、处世豁达的高贵品质，因势利导，循循善诱的教学方法值得我永远的敬佩，值得我用一生去学习。天高有际，海深有底，导师的教育之恩却让我受益无穷。导师将是我今后工作、生活中的典范，是我人生航程里那盏最璀璨耀眼的明灯。

攻读硕士研究生期间，戴塔根教授、胡祥昭教授、吴堑虹教授、高光明副教授、朱余德教授、刘继顺教授、奚小双教授、刘亮明教授、黄满湘副教授、吴湘滨教授、邹海洋副教授、邵拥军副教授、杨斌副教授、宋宏邦副教授、樊钟恒副教授等老师授业解惑。

在三年的研究生学习生涯中，有幸结识了许多良师益友，我的师兄弟、师妹和同学与我一起学习和生活，结下深厚的友谊。特别是刘伟博士、张德贤博士以及地质所的同学们等给予了无私的帮助，在此深表谢意！

特别感谢远在家乡的父母、爱人与儿子！多年来，他们一直给予我莫大的支持和理解，尤其近几年来对我生活上的支助和精神上的鼓励，使我能够在今天顺利完成学业。在此深表感谢！

最后，我对所有在我成长道路上关心和帮助我的老师、同学、朋友说声：谢谢！

攻读学位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：

【一】 项目名称： 长株潭城市区域生态地球化学评价

时　　间：2005.8～2006.7

【二】 项目名称： 河北省石湖金矿深边部找矿预测研究

时　　间：2005.7～2006.7

【三】 项目名称： 湖南省沅陵县蜈蚣垭金矿区地质填图及找矿

时　　间：2006.9～10

【四】 项目名称： 福建连城余地钨多金属矿预查

时　　间：2007.1～2

【五】 项目名称： 内蒙古阿鲁克尔沁旗宝力格煤区地质普查

时　　间：2007.5～6

【六】 项目名称： 内蒙古太仆寺旗沙子沟钨钼矿详查

时　　间：2007.6～9

【七】 项目名称： 河南省卢氏县小南沟 1：5000 成矿预测

时　　间：2008.4～至今

公开发表的学术论文；

[1] 胡斌，黄颖洲等：湖南省沅陵县蜈蚣垭金矿控矿因素分析，湖南矿物岩石地球化学，2007.4

[2] 胡斌，龙露珍，黄颖洲等，矿物材料的应用及研究前景，湖南矿物岩石地球化学，2007.4

图版说明及图版

照片一：麻棚岩体中心相似斑状花岗岩：斑晶主要为斜长石、石英、黑云母，基质主要为细粒石英。

照片二：180 中段 11 线穿脉石英闪长玢岩：斑状构造，斑晶主要为斜长石，基质为长英质。

照片三：300 中段 11 线穿脉黑云斜长片麻岩：主要成分为斜长石（聚片双晶，有绢云母化）、黑云母（有绿泥石化，具微定向排列），石英。

照片四：180 中段 11 线角闪斜长片麻岩：主要成分为斜长石（有绢云母化）、黑云母（有绿泥石化，具微定向排列），角闪石、石英。

照片五：220 中段 17 线 101-4 矿体，自然金（金黄色）分布在脉石矿物石英（灰黑色）中。

照片六：440 中段 3 线 101-2 矿体，自然金（金黄色）分布在脉石矿物石英（灰黑色）和黄铁矿（黄白色）颗粒间。

照片七：260 中段 9 线 101-4 矿体，方铅矿（白色）交代闪锌矿（灰色）和黄铁矿（黄白色），其形成时代教晚。

照片八：260 中段 27 线 101-4 矿体，网脉状黄铜矿（铜黄色）细脉分布在黄铁矿（黄白色）裂隙中。

照片九：480 中段 101-2 矿体，黄铁矿（黄白色）呈自形晶粒状分布在脉石矿物石英（灰黑色）中。

照片十：220 中段 27 线 101-4 矿体，星散状黄铁矿（黄白色）呈自形晶粒状分布在脉石矿物石英（灰黑色）中。

照片十一：220 中段 7 线 101-4 矿体，黄铜矿（铜黄色）、闪锌矿（灰色）、方铅矿（白色）、黄铁矿（黄白色）、侵蚀分布在脉石矿物石英（灰黑色）中。

照片十二；400 中段 9 线 101-4 矿体，方铅矿（白色）被黄铁矿（黄白色）交代后呈条带状残留于黄铁矿中。

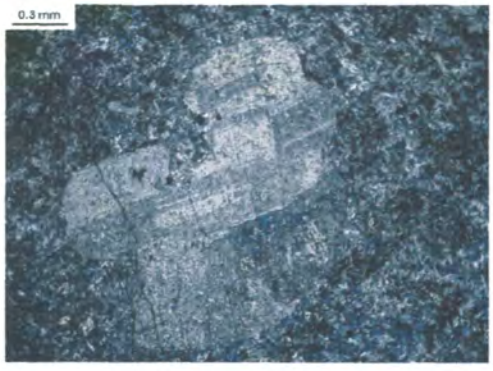
照片十三：300 中段 19 线 101-4 矿体，方铅矿交代闪锌矿，然后又被黄铁矿交代，黄铁矿中分布有方铅矿和闪锌矿的残留体。

照片十四：600 中段 1 线 101-2 矿体，黄铁矿（黄白色）被压碎后分布在脉石矿物石英（灰黑色）中。

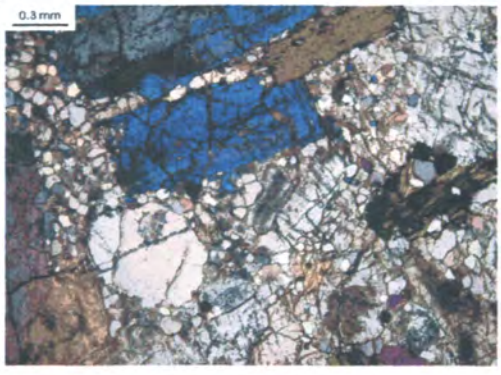
照片十五：220 中段 27 线 101-2 矿体，方铅矿呈乳滴状分布在闪锌矿中。

照片十六：300 中段 11 线穿脉，钾化片麻岩；主要成分为斜长石（聚片双晶，有绢云母化）、微斜长石（具格子双晶，绢云母化）、石英、黑云母。

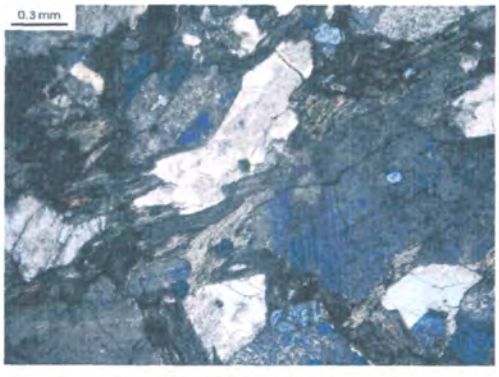
图 版



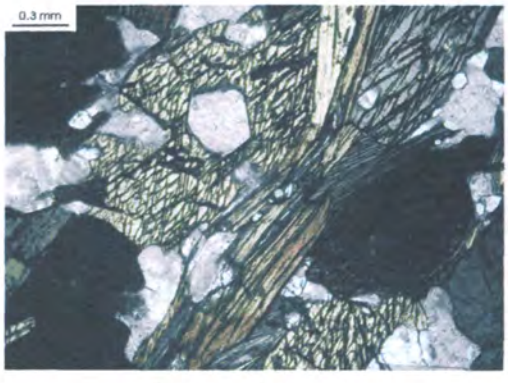
照片 1 透光（+）



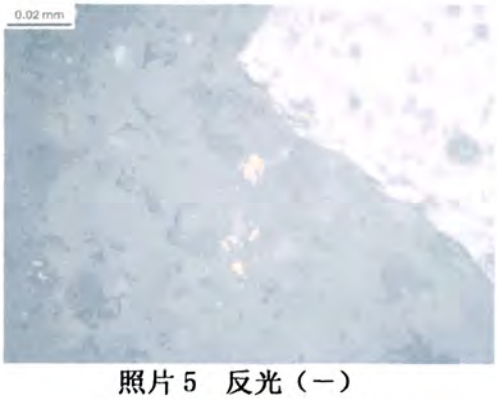
照片 2 透光（+）



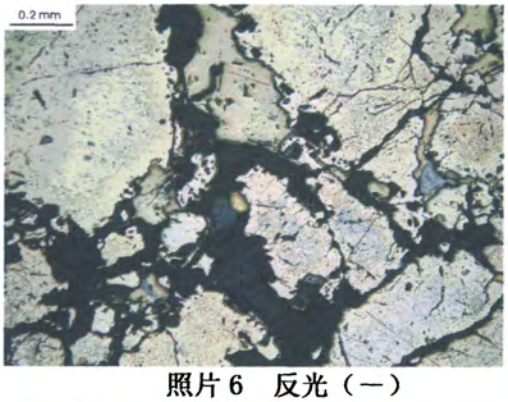
照片3 透光（+）



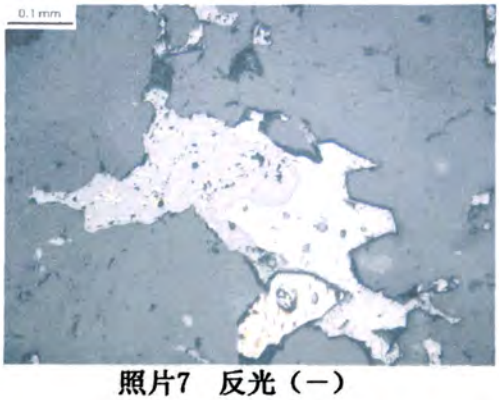
照片4 透光（+）



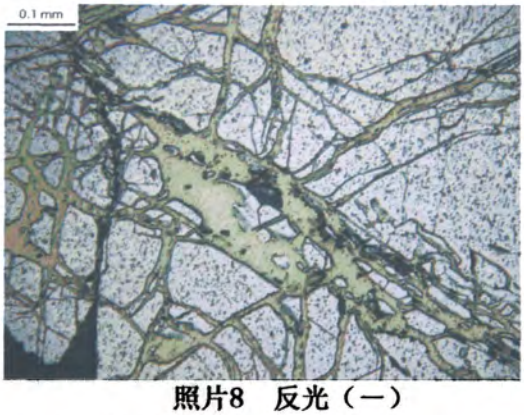
照片 5 反光（一）



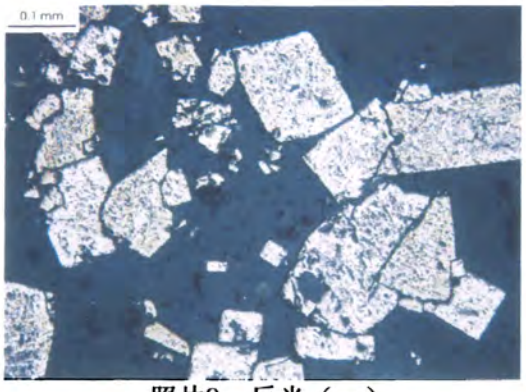
照片 6 反光（一）



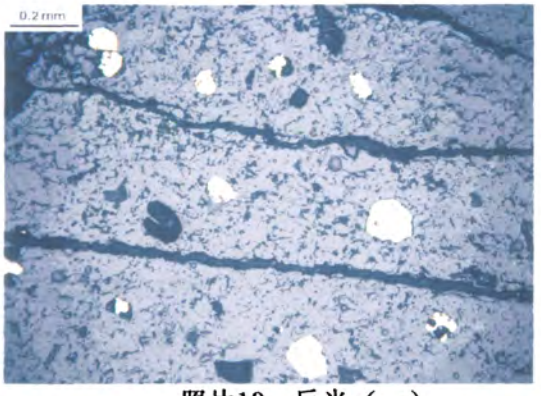
照片7 反光（一）



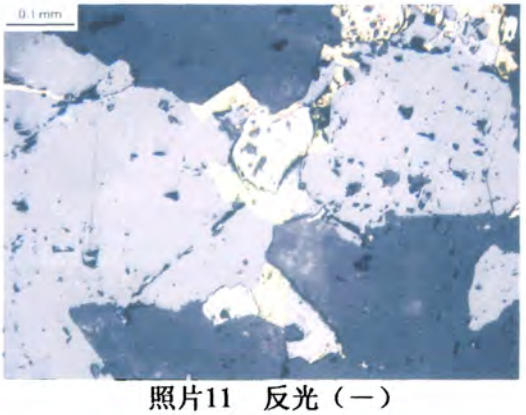
照片8 反光（一）



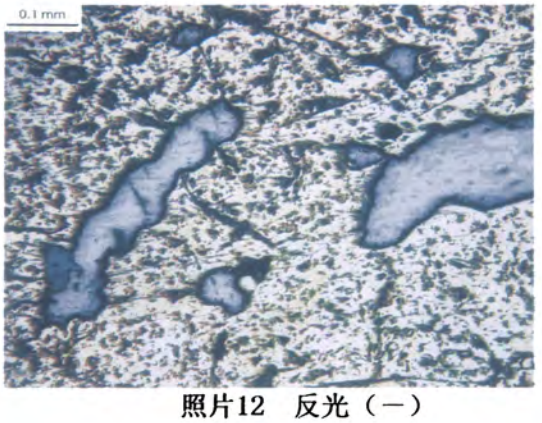
照片9 反光（一）



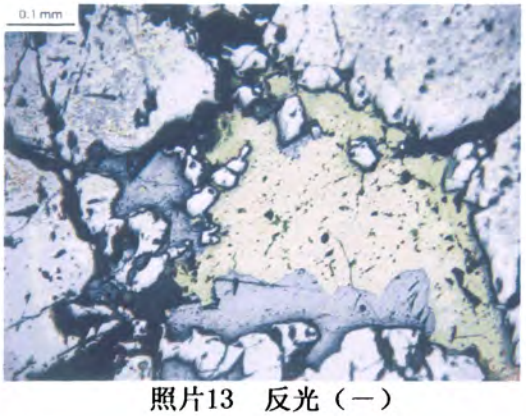
照片10 反光（一）



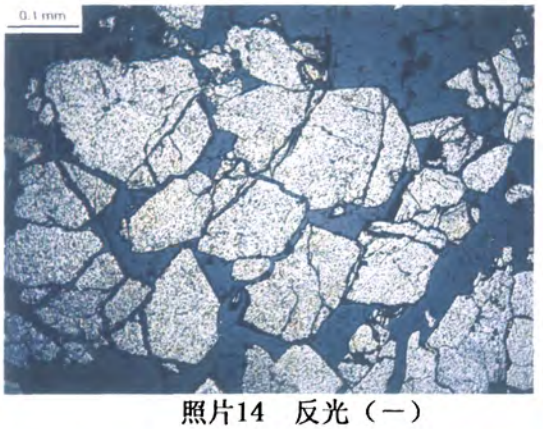
照片11 反光（一）



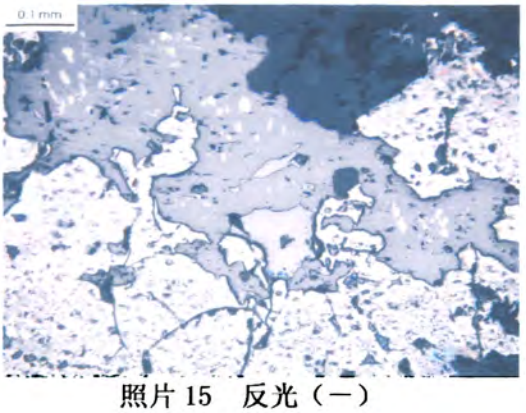
照片12 反光（一）



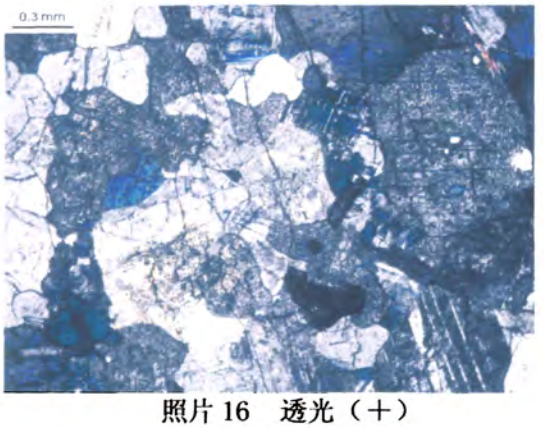
照片13 反光（一）



照片14 反光（一）



照片 15 反光（一）



照片 16 透光（十）