

分 类 号: P611.1+3
研究生学号: 2007612002

单位代码: 10183
密 级: 公 开



吉 林 大 学

硕士学位论文

延边地区浅成低温低硫化型金矿床的成矿模式研究

Metallogenic model of epithermal and low-sulfidation
gold deposit, Yanbian Area

作者姓名: 逢 伟

专 业: 地球化学

研究方向: 矿床地球化学

指导教师: 孙景贵 教授

培养单位: 吉林大学地球科学学院

2009 年 6 月

延边地区浅成低温低硫化型金矿床的成矿模式研究

Metallogenic model of epithermal and low-sulfidation
gold deposit, Yanbian Area

作者姓名：逢 伟

专业名称：地球化学

指导教师：孙景贵 教授

学位类别：理学硕士

答辩日期： 年 月 日

未经本论文作者的书面授权，依法收存和保管本论文书面版本、电子版本的任何单位和个人，均不得对本论文的全部或部分内容进行任何形式的复制、修改、发行、出租、改编等有碍作者著作权的商业性使用（但纯学术性使用不在此限）。否则，应承担侵权的法律责任。

吉林大学博士(或硕士)学位论文原创性声明

本人郑重声明：所呈交学位论文，是本人在指导教师的指导下，独立进行研究工作所取得的成果。除文中已经注明引用的内容外，本论文不包含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的作品成果。对本文的研究做出重要贡献的个人和集体，均已在文中以明确方式标明。本人完全意识到本声明的法律结果由本人承担。

学位论文作者签名：

日期： 年 月 日

《中国优秀博硕士学位论文全文数据库》投稿声明

研究生院：

本人同意《中国优秀博硕士学位论文全文数据库》出版章程的内容，愿意将本人的学位论文委托研究生院向中国学术期刊（光盘版）电子杂志社的《中国优秀博硕士学位论文全文数据库》投稿，希望《中国优秀博硕士学位论文全文数据库》给予出版，并同意在《中国博硕士学位论文评价数据库》和 CNKI 系列数据库中使用，同意按章程规定享受相关权益。

论文级别：■硕士 □博士

学科专业：地球化学

论文题目：延边地区浅成低温低硫化型金矿床的成矿模式研究

作者签名：

指导教师签名：

年 月 日

作者联系地址（邮编）：长春市建设街 2199 号

作者联系电话：13756046903

内容提要

延边地区是我国东部陆缘浅成热液金矿床发育的地区之一，长期以来备受国内外学者的关注，但系统的成矿对比研究较少，本文选择五凤、五星山金矿床和刺猬沟金矿床进行了矿床地质、地球化学特征，矿物流体包裹体特征以及成矿年代学研究，并结合与成矿密切火山岩的研究，初步得到以下几点认识：

通过对矿床地质特征的研究得知，五凤、五星山金矿床可大致划分为 4 个矿化阶段，其中五星山矿段的主成矿阶段为玉髓状石英脉阶段，方解石石英脉阶段是五凤矿段主要的成矿阶段；刺猬沟金矿床主要成矿阶段为石英方解石阶段和含多金属硫化物-中细粒石英方解石脉阶段；通过对比可以得知五凤矿段和刺猬沟矿床的成矿阶段均为大量出现方解石和石英的阶段。

通过对流体包裹体的研究得知，五凤、五星山金矿床中，五凤矿段主成矿温度为 170~230℃；五星山矿段主成矿温度为 230~280℃；刺猬沟金矿床主成矿温度为 150~230℃。通过流体包裹体的均一温度、盐度、压力、密度的计算，五凤矿段的成矿深度为 150-320m，五星山矿段的成矿深度为 200-670m，刺猬沟矿床的成矿深度为 150-450m，均为浅成环境，但是五星山矿段交五凤矿段和刺猬沟矿床的形成深度要深一些。

利用精确的 Ar-Ar 法对五凤、五星山金矿床中方解石石英脉中石英内部包裹体进行测试，得出其成矿年龄为 $123 \pm 7\text{Ma}$ ，其成矿时代应为早白垩世。

五凤、五星山金矿床产在金沟岭组火山岩以及火山岩与侵入岩的接触带中，刺猬沟金矿床的围岩主要为屯田营组火山岩，通过对与矿床关系密切的火山岩形成的构造背景的判别，成矿环境应为活动陆缘环境。

综合以上可以得知，五凤、五星山金矿床和刺猬沟金矿床均属于典型的低硫化型浅成低温热液金矿床。其成矿模式为：中生代晚期，依泽纳奇板块的俯冲作用，本区处于伸展构造体系，火山活动强烈，形成了一系列的火山岩、次火山岩，火山活动晚期，含有岩浆热液但是后期加入大量大气降水的成矿热液，通过充填交代等方式，形成了与火山、次火山活动有关的一系列矿床。

关键词：五凤、五星山金矿床 刺猬沟金矿床 年代学 流体包裹体 成矿模式

目 录	
第 1 章 前言	1
1.1 研究现状	1
1.1.1 浅成低温热液矿床的研究现状	1
1.1.2 延边地区浅成低温型金矿床的研究现状	3
1.2 选题依据及研究意义	3
1.3 研究思路及方法	4
1.4 完成的工作量	5
第 2 章 区域地质概况	6
2.1 区域地层	6
2.2 区域构造	8
2.3 区域岩浆岩	8
2.4 区域矿产资源概况	10
第 3 章 矿床地质特征	11
3.1 五凤、五星山金矿床	11
3.1.1 矿区地质特征	11
3.1.2 矿体地质特征	13
3.1.3 矿石特征	15
3.1.4 矿化阶段	17
3.1.5 矿石的微量元素特征和矿石矿物的同位素特征	17
3.2 刺猬沟金矿床	18
3.2.1 矿区地质特征	18
3.2.2 矿体地质特征	19
3.2.3 矿石特征	21
3.2.4 成矿阶段	22
3.2.5 矿石的微量元素特征和矿石矿物的同位素特征	23
第 4 章 矿床的成矿流体性质和成矿时代	24

4.1 五凤、五星山矿床.....	24
4.1.1 流体包裹体岩相学特征	24
4.1.2 流体包裹体物理化学特征	25
4.1.3 流体包裹体成分.....	28
4.2 刺猬沟金矿床.....	29
4.2.1 流体包裹体特征.....	29
4.2.2 流体包裹体物理化学特征	30
4.2.3 氢氧同位素特征.....	32
4.3 成矿年代学研究.....	34
第 5 章 与成矿密切的火山岩成因与形成环境	37
5.1 地质特征.....	37
5.2 地球化学特征.....	37
5.3 形成时代.....	40
5.4 成岩环境.....	40
第 6 章 矿床成因与成矿模式.....	45
6.1 矿床成因.....	45
6.2 成矿模式.....	49
结 论.....	52
参考文献.....	53
图 版.....	56
致 谢.....	59
中文摘要.....	1
Abstract	3

第1章 前言

1.1 研究现状

1.1.1 浅成低温热液矿床的研究现状

浅成低温热液金矿床是内生金矿床中重要的类型之一，长期以来倍受世界各国地质学家的关注，有关其成因与成矿模式研究一直是该领域的热点内容之一。

浅成低温热液型矿床最初是由林格伦于 1933 年提出的，是指在地壳浅部（一般小于 1.5km）较低温度（一般为 100~300°C，少数情况下可以大于 350°C）和较低压力（一般为 $n \times 10^6 \text{Pa}$ ）条件下形成的热液金矿床，主要指产于陆相火山岩中的浅成低温金矿床，部分浅成低温热液金矿床可能产于非火山岩中。

浅成低温热液矿床系统的研究始于 20 世纪 80 年代，近年来在环太平洋、古特提斯地区均有大量的该类型矿床发现，尤其是 20 世纪的 80、90 年代发现的一系列大型、超大型金矿中，近一半是浅成低温热液型金矿床，如日本的菱刈金矿、菲律宾的碧瑶、巴布新几内亚的利希尔、波尔盖拉，台湾的金瓜石及我国的紫金山金矿等。

浅成低温金矿床主要分布于环太平洋地区、地中海-喜马拉雅带和蒙古-鄂霍次克带。已发现的浅成热液金矿床绝大部分是中生代白垩世特别是新生代以来形成的。浅成低温热液金矿床成矿时代集中偏新的原因主要可能是矿床形成深度较浅，而且主要形成于隆起地区，形成时间早的矿床容易被剥蚀，所以浅成低温热液金矿床的形成时代均比较新。

20 世纪 80 年代，Bonham（1986）将浅成低温型金矿床划分为低硫化型、和碱性岩型；Heald 等（1987）将其划分为明矾石-高岭石型（酸性硫酸盐型）和冰长石-绢云母型；J.W.Hedenquist 提出了高硫化型和低硫化型的分类方案，其中高硫化型相当于 Heald 划分的明矾石-高岭石型，由酸性、氧化的热流体形成；低硫化型相当于冰长石-绢云母型，有近中性、还原的热流体形成。

Corrbett(2002) 在研究了环太平洋地区，尤其是西南太平洋地区岩浆弧环境中浅成低温热液型金矿床和斑岩型 Cu-Au 矿床的关系后，对低硫化型浅成低温热液型金矿床提出了进一步分为岩浆弧型和裂谷型。其中岩浆弧形进一步划分为石英-硫化物 Au±Cu 型、多金属 Au-Ag 型、碳酸盐-贱金属 Au 型、浅成低温石英 Au-Ag 型 4 类；而裂谷低硫化型主要指冰长石-绢云母型 Au-Ag 型。

从目前的的研究现状来看，全球范围的浅成低温热液矿床的成矿动力学模式主要有三种：①环太平洋岛弧、弧后及大陆边缘成矿模式；②陆-陆拼贴造山作用以及后续的岩石圈

拆沉成矿模式；③地幔热柱或深断裂系统的成矿模式。第一种观点强调大洋板块俯冲引起的板片部分熔融或地幔楔部分熔融的岩浆提供热动源和含矿流体，第二种认为成矿与上地幔或下地壳的部分熔融或深熔作用形成的岩浆有关；而第三种成矿多归结为以 CO_2 为主的流体交代地幔以及由此产生的碱性岩浆作用。上述成矿动力学模式的建立，一定程度地揭示了不同构造环境下的大型、超大型浅成低温热液金矿床的成因；但仔细推敲，它们均存在尚未被示和亟待解决的科学问题，仅就岛弧、大陆边缘构造背景下发育的浅成低温热液金矿床而论，至少存在以下几点缺陷：

1) 热动力源和矿质源：一般认为岛弧、大陆边缘背景下的浅成低温热液金矿床的成矿动力源为大洋板块的俯冲作用，其矿质源来自俯冲的大洋板片或大洋性质的富集地幔，成矿元素以部分熔融的岩浆、超临界流体、流体以及蒸汽等形式被携带到地壳浅部，但对其提供全部铜、金等成矿物质以及地壳对成矿的贡献多大，尚有争议；特别是低硫化型，其矿质普遍具有来自地壳源特征，即：矿质为深部地下水循环与地壳岩石发生水/岩交换反应过程而萃取的。

2) 流体性质和演化机理：低硫化型和高硫化型的流体性质均具有岩浆热流体与大气水混合特征，其流体性质的差异与流体演化机理以及地下水的性质和参与程度有关；强调LSD的含矿流体来自高氧化的岩浆体，流体沸腾去气作用、去硫化作用(贱金属与 H_2S 反应)而成矿，有的矿床还被解释为富硫含盐还原性流体与还原的亏硫稀流体等温混合作用以及围岩硫化作用而成矿；高硫化型通常被解释为来自岩浆体的 SO_2 分解作用、并产生大量的硫酸和少量的 H_2S 而成矿。但是，在研究中，我们以及相关研究者已经注意到：虽然两者都具有来自高氧化岩浆体的流体性质，但它们是否均来自同一岩浆体仍然值得怀疑，至少存在岩浆体的酸、碱度差异；另外，已有研究提到：它们的含矿流体性质差异与区域构造环境密切相关，即：与区域构造环境转化或板块俯冲作用的方式密切相关。

3) 含矿流体体系：目前的研究已经得出，在低硫化型和高硫化型的矿集区通常还发育斑岩型铜矿床，特别是富金斑岩铜矿床，甚至在某些典型矿集区可以见到从斑岩型矿体到浅成低温热液型矿体在流体中的岩浆组份、温度、盐度、深度逐渐降低或变浅，发育一系列逐渐过渡的矿化蚀变带。但是，上述成矿规律：是单一岩浆流体库的流体以瑞利作用而成矿的？还是流体库的流体以批式作用上升演化而成矿的？或者仅是简单的成矿深度关系，各自热流体库相对独立；尚待进一步研究认证。

4) 成矿与岩浆作用的关系：岛弧、大陆边缘体系的浅成低温热液金矿床成矿与火山岩、浅成中酸性斑岩以及脉岩的岩浆作用最为密切，其地球化学特征多具 adakitic rocks 性质，为

镁铁质岩石在高温、高压条件下发生部分熔融作用产生的岩浆属性；但是，对于这类岩石的岩浆来源是大洋板片部分熔融产生，还是地幔楔、下地壳的部分熔融产生，软流圈地幔是否也有贡献？均在探索之中，特别是这类岩浆在成矿过程中扮演何种角色，还不是十分清楚。

上述有关岛弧、大陆边缘体系产出的浅成低温热液金矿床成矿理论研究现状和理论缺陷的论述，在陆—陆碰撞造山、地幔柱成矿体系的浅成低温热液金矿床成矿研究方面也同样存在；换言之：这些内容是传统浅成热液矿床成矿理论的普遍缺陷，因此，上述问题也将成为该领域今后亟待深入研究的前缘科学内容。

1.1.2 延边地区浅成低温型金矿床的研究现状

延边地区是我国东部陆缘浅成热液金铜矿床发育的地区之一，矿床类型复杂，发育着典型的浅成低温热液金矿床（刺猬沟、五凤、五星等）以及浅成中温热液铜金矿床（闹枝、富岩、九三沟、杜荒岭等）。其成矿类型的复杂性为深入研究大陆边缘岩浆弧背景下的浅成热液金铜矿床的成矿模式奠定了基础。

五凤、五星山金矿床和刺猬沟金矿床是延边地区典型的一类浅成低温热液金矿床。早在日伪时期就被确立和掠夺性开采，但研究程度较低。区内开展的主要地质工作如下：

1、1966年2月吉林省地质矿产局物探大队为配合金矿勘查，在区内开展了以中间梯度法为主的物探工作，并提交了《吉林省延吉县五凤脉金矿区物化探工作成果报告》；

2、1967年8月吉林省地质局延边地质大队在该区进行普查、详查工作，对矿区的地层、构造、蚀变特征及矿化富有集规律等进行了阐述，对储量进行了估算，提交了《吉林省延吉县五凤山金矿区地质报告》；

4、1981年12月吉林省地质局延边地区综合地质大队在区内开展详查工作，共投入大量实物工作量提交了《吉林省汪清县刺猬沟矿床脉金矿地质详细普查报告》；

5、1989年1月吉林省矿产局第六地质研究所开展区域成矿规律专题调查工作，提交了《吉林省汪清县刺猬沟地区地质普查报告》。

此外，许多学者对其矿床的成因、成矿规律和矿床模型进行过研究和探讨，并取得一批重要的成果。

但是，由于研究条件所限，所取得的成果不仅在充分认定各类矿床的成因类型方面显得薄弱，而且有关成矿流体性质、演化机理、成矿时代等方面的研究也不够深入。

1.2 选题依据及研究意义

结合延边地区浅成低温热液矿床的研究现状，本文将从五凤、五星山金矿床和刺猬沟矿床的成因入手，通过对这两个矿床成因之间关系的讨论，建立其成矿模式，为本区中、高温

热液金矿床的成因研究以及与斑岩铜矿床/富金斑岩铜矿之间的时空、成因关系的研究奠定基础。具体将从以下几个方面开展研究：

- 1) 将精细的年代学方法用于成矿时限的确定，并与岩石学相结合探讨成矿的地质背景
- 2) 利用有效的（岩石、矿物和流体包裹体）地球化学方法反演含矿流体的起源与成矿作用机理；
- 3) 与成矿密切的火山岩的地质、地球化学及年代学研究相结合，对含矿流体起源与岩浆作用之间成因关系，做出判断；
- 4) 对矿区内矿体以及与成矿有关的岩石，进行成岩成矿年代学、同位素地质学、包裹体以及成因矿物学研究，探讨延边地区浅成热液金矿床的成矿机制。

1.3 研究思路及方法

针对五凤、五星山金矿和刺猬沟金矿存在的问题，结合前人的研究资料，以及我们在野外观察取样工作、室内分析测试工作，从地质和地球化学两个角度入手进行以下内容的研究：

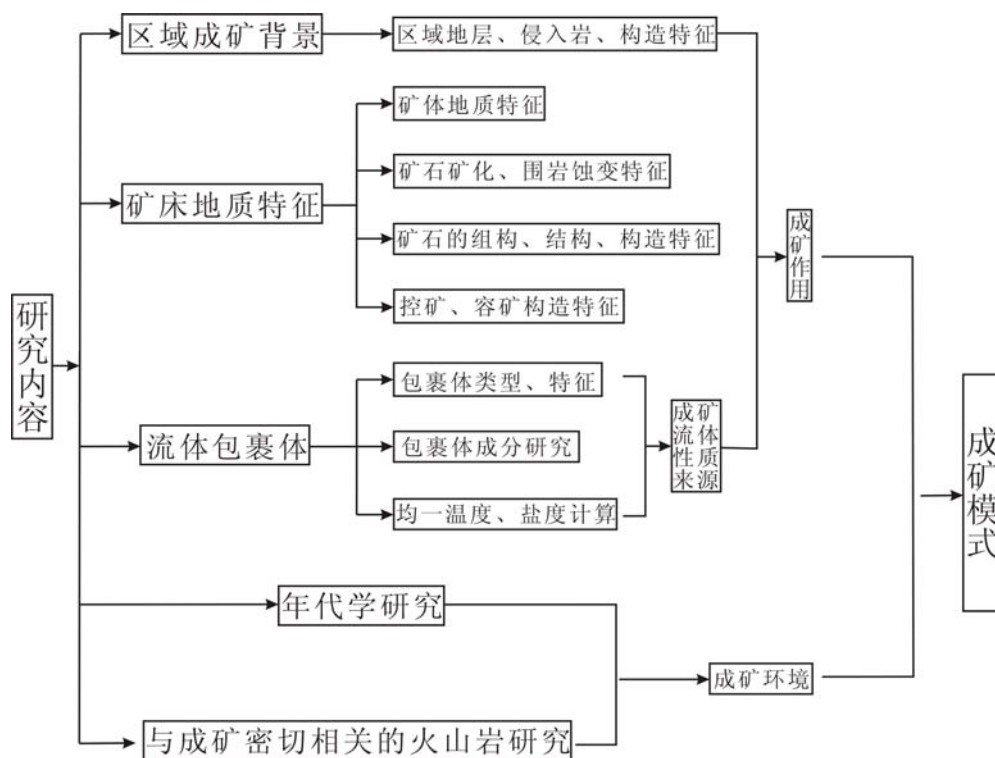


图 1.1 本文研究框架图

- 1) 矿体的地质特征及围岩蚀变特征；
- 2) 矿石组构特征：结构、构造等；
- 3) 矿石流体包裹体特征：类型、几何特征、封闭温度、盐度，封闭压力的推算等；

4) 矿床外围火山岩的地质特征, 时空分布, 通过野外观察和岩相学特征, 确定岩石组合特征;

5) 年代学主要做高精度 Ar-Ar 年代学研究;

6) 综合矿床矿体的地质特征、矿石流体包裹体特征、同位素研究及与成矿有密切关系的火山岩的地质地球化学特征来探讨岩浆作用与成矿的关系, 尤其是岩浆深部地质过程对矿床形成的制约。

1.4 完成的工作量

完成本论文所依托的项目包括国家自然科学基金项目《延边浅成低温热液金矿床的成矿动力学模式研究》(40772052)、吉林省科技厅的项目《延边地区浅成热液铜金矿床的成矿与找矿模式研究》等。于2008年在野外进行了地质调研工作, 并在室内进行了岩矿分析测试、光片、薄片鉴定、流体包裹体显微测温、 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 激光探针定年等工作。具体工作量统计如下:

表1.1 工作量一览表

序号	研究内容	工作量
1	修编地质图	2张
2	野外地质调研面积	约2km ²
3	坑道地质调查及编录	1000m
4	野外地质照片及素描	100张
5	采集岩矿标本	100块
6	磨制薄片及鉴定	10个
7	磨制光片及鉴定	10个
8	流体包裹体测温	200个
9	全岩、微量元素分析	5个
10	Ar-Ar测年	2件

第2章 区域地质概况

研究区位于吉林省延边朝鲜族自治州境内，大地构造位置位于华北板块、兴凯地块、佳木斯地块之间的兴蒙造山带的东缘（图 1.1）。古亚洲洋消亡型活动控制的的东西向构造带与西太平洋活动陆缘控制的北东向构造带的交汇处。区内广泛发育古生代浅变质岩系、中生代火山—沉积岩系以及古生代、中生代深成岩系。该地区为我国东部滨太平洋金（铜）-多金属矿化集中区，产出有大量的斑岩型、浅成低温热液型金（铜）-多金属矿床及大量的矿化点。

2.1 区域地层

本区出露的主要地层有早古生代青龙村群和五道沟群，该群为一套经历了区域变质作用的火山-沉积变质岩系。两者呈残块、孤岛状分

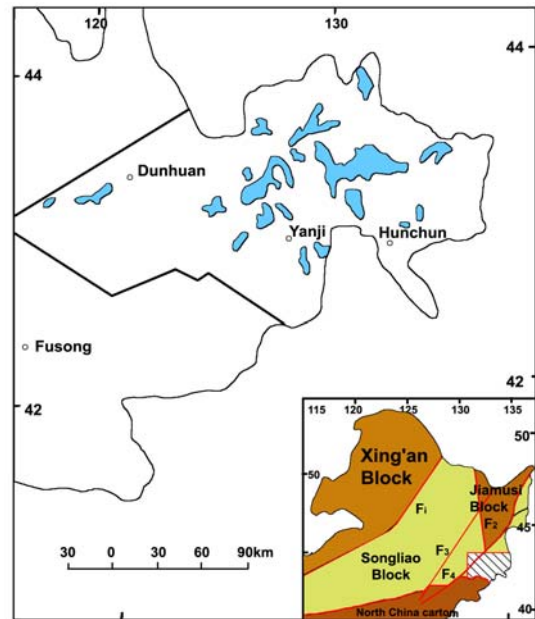


图 2.1 研究区的大地构造位置图

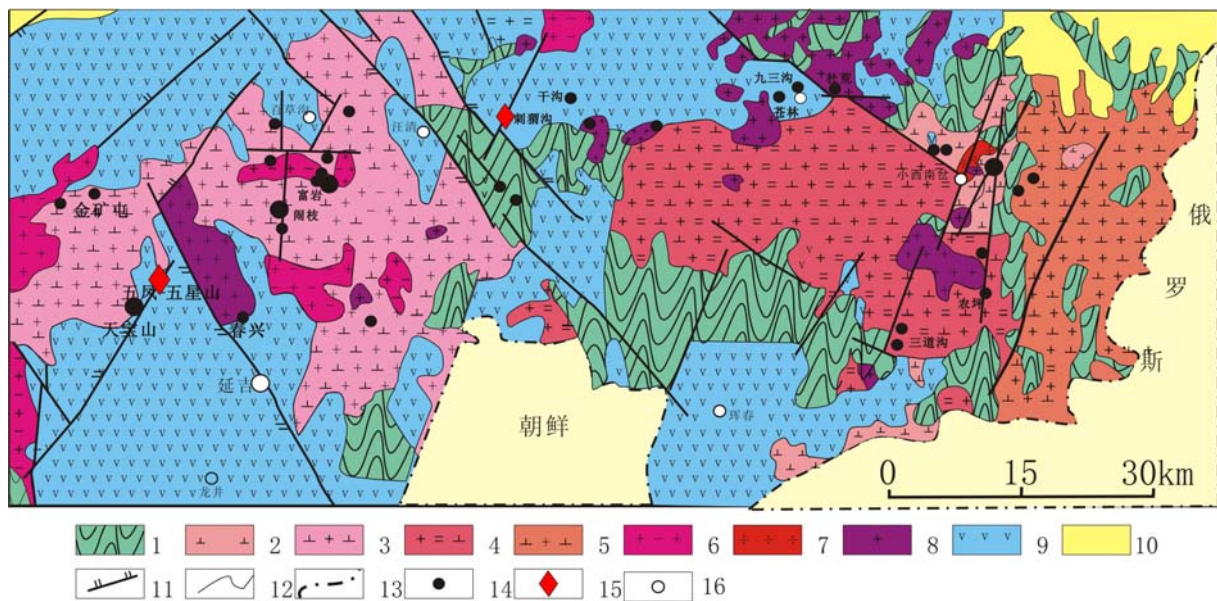


图 2.2 延边地区区域地质图

1. 古生代浅变质岩 2. 二叠纪石英闪长岩 3. 晚二叠世花岗闪长岩 4. 晚三叠世花岗闪长岩
5. 早侏罗世花岗闪长岩 6. 中晚侏罗世花岗岩 7. 早白垩世花岗闪长岩 8. 早白垩世斜长花岗岩
9. 中生代火山沉积岩 10. 新生代火山岩 11. 断层及倾向 12. 地质界限 13. 国界线 14. 矿床及大小
15. 本文重点研究的矿床 16. 市县

布于大面积的晚三叠世中酸性侵入岩中（图 2.2）。

晚古生代地层主要有上石炭统山秀岭组、二叠系柯岛组、开山屯组，为浅变质的海相沉

积碎屑岩、火山碎屑岩和火山岩等。

表 2.1 延边地区地层柱状图（据吉林省地质志，1988；孟庆丽，2001）

地层单位				厚度 (m)	岩性特征
界	系	统	组		
新生界	第四系	全新统			冲积、洪积砂、砾石、粘土和亚粘土等
	第三系	上新统	船底山组	169.9	气孔状、杏仁状玄武岩和橄榄玄武岩
中生界	白垩系	上统	龙井组	339.5	粗-细粒砂岩，有时含砾，有时夹泥质粉砂岩
		下统	大砬子组	1112.1	粗砂岩至粉砂岩，有时含砾，底部为复成分砾岩，下部产叶支介化石
			长财组	257.3	杂砂岩和长石砂岩含砾石，夹砂页岩、安山岩及薄煤层
			金沟岭组	1576.5	上部为安山玄武岩、安山岩、辉石安山岩及多斑安山岩；下部为安山质角砾凝灰岩、安山集块角砾岩
	侏罗系	上统	屯田营组	3350.0	上段为安山质-英安质-流纹质凝灰岩、凝灰质砂岩及角砾凝灰岩，夹英安岩和流纹岩；下段为安山质角砾岩、安山岩、角砾凝灰岩及集块角砾岩等
	三叠系	上统	天桥岭组	513	上部为浅灰色杏仁状碱流岩；中部为流纹岩；下部为流纹质角砾凝灰岩
			马鹿沟组	729	含砾凝灰质粗砂岩、细砂岩夹黑色泥岩，上部泥岩中含节纲、真蕨纲、苏铁纲化石
			三仙岭组	485	下部为碱流岩；中部为流纹岩；上部为安山岩、角砾凝灰安山岩、流纹岩
			托盘沟组	1909	下部安山质角砾岩、角砾凝灰岩；中上部为玄武安山岩、安山质角砾凝灰岩
古生界	二叠系	上统	开山屯组	2288	凝灰砾岩、中粗粒砂岩、黑色板岩、酸性凝灰岩、安山岩、夹扁豆状灰岩
		下统	亮子川组	984.6	层凝灰岩、凝灰板岩、凝灰粗砂岩和砾岩
			柯岛组	4275	上部为杂色片理化凝灰岩、中酸性熔岩；下部为凝灰质砾岩、砂岩和粉砂岩
			庙岭组	1063.8	凝灰质砾岩、板岩、砂岩、粉砂岩及灰岩
			大蒜沟组	1016	凝灰粉砂岩、钙质粉砂岩及透镜状灰岩
	石炭系		山秀岭组	517	凝灰岩、凝灰质砂岩、灰岩及结晶灰岩
	前泥盆系	五道沟群	上段	1200	上部为红柱石碳质板岩、红柱石二云片岩、黑云母石英片岩、变砂岩、角闪石英片岩，下部为含石榴石黑云母片岩
			中段	500	上部为黑云母石英片岩、二云母石英片岩、角闪石英片岩，下部为角闪岩、斜长角闪岩夹大理岩
			下段	7176.2	上部为变质硬砂岩、砂岩、细砂岩、长英质角岩、变英安岩，下部为含石榴石变砂岩、粉砂岩、石英砂岩
		青龙村群	上段	1094	黑云母斜长片麻岩、黑云母变粒岩、红柱石石英片岩、斜长角闪岩、含石墨大理岩、硅质条带大理岩，普遍受混合岩化
			下段	865.9	角闪岩、斜长角闪岩、片麻岩、透辉斜长变粒岩、磁铁角闪岩

中生代的地层主要为晚三叠系、侏罗系陆相火山岩等组成。碎屑岩主要见于白垩系中的长财组石英砂岩、粗砂岩和细砂岩，大砬子组粗砂岩、粉砂岩等。

新生代地层主要有第三纪的零星分布的船山底组橄榄玄武岩及安山质玄武岩，第四纪地层主要为冲积物、粘土等。

2.2 区域构造

延边地区区域断裂构造发育，按走向可分为四组，它们呈数条展部方向相同的断裂带产出。褶皱变形构造整体上可划分为三个阶段：分别为加里东期-早海西期变形构造阶段、晚海西期-早印支期变形构造阶段和中生代变形构造阶段。

2.2.1 断裂

东西向断裂构造以发生早长期活动为特征。区内以敦化-汪清-春化断裂带和东清-新河-马滴达断裂带最为发育。北东向和北北东向断裂构造在区内非常发育。自西向东依次有敦化-密山断裂、两江-天桥岭断裂带、图们江-罗子沟断裂带、珲春-杜荒子断裂带、三道沟-小西南岔和四道沟-春华断裂带等近于等间距分布的断裂带。西部以北东向（ $40^{\circ}\sim 50^{\circ}$ ）为主，东部以北北东向（ $15^{\circ}\sim 20^{\circ}$ ）为主。南北向断裂构造主要分布在中部和东部。中部以延吉-柳菜-百草沟-蛤蟆塘断裂带和图们-汪清-响水河子断裂带为代表，东部有密江-罗子沟和马滴达-五道沟-小西南岔断裂带。北西向断裂构造除研究区西部中朝古板块北缘的富尔河-古洞河北西西向断裂带外，主要见于延边地区中部和东部，如汪清的永昌-闹枝-安田断裂带，密江-汪清断裂带，五道沟-小西南岔-杜荒子断裂带等。

这些构造系统具有长期活动的，控制着火山、岩浆岩及内生金属矿产的分布，构成了区域内一系列具有工业意义的金铜成矿带。

2.2.2 褶皱

加里东晚期-早海西期变形构造旋回主要发生于青龙村群和五道沟群中，变形构造为强烈的紧闭褶皱。分为褶皱轴向为北西向和北西西向以及褶皱轴向呈近南北向的两组，构成褶皱的地层主要为五道沟群。晚海西-早印支期变形构造按照空间展部和构成褶皱的地层产状及褶皱形态也可分为两组：北东向褶皱主要分布在延边地区西部，南北向褶皱主要分布在延边地区东部，主要发生在晚古生代石炭-二叠纪地层中。

2.3 区域岩浆岩

研究区岩浆岩十分发育，最老的侵入体是加里东期花岗岩。海西期、印支期、燕山期花岗岩相对发育。火山岩主要形成于燕山期，大小喷发锥体共有上百余处，约占总面积 15%，归属为侏罗世的屯田营组和晚侏罗世一早白垩世的金沟岭组。此外，还发育新生代碱性玄武岩。

2.3.1 古生代侵入岩-火山岩

主要发育在延边古生代凹陷内。

1. 侵入岩类

古生代花岗岩在研究区并不发育，属于加里东期的侵入岩只有伴生早古生代地层的幔源型橄榄岩-辉石岩-辉长岩（417Ma）、碱性花岗岩（418Ma）类；海西期主要是晚二叠世的幔源型闪长岩—花岗闪长岩—二长花岗岩（270Ma）。

2. 火山岩类

早古生代发育一套拉斑玄武质火山岩系；晚古生代二叠纪早期存在海相高铝、富碱中基性火山—中酸性火山岩，晚期出现陆相火山岩。对古生代火山—岩浆作用性质研究表明，早古生代属于洋壳发展阶段，晚期出现陆相火山作用，地壳演化由拉张性过渡型洋壳逐渐向陆壳或克拉通转化，并最终拼贴造山。

2.3.2 中生代侵入岩—火山岩

1. 印支期的侵入岩和火山岩

印支期侵入岩在本区较发育，主要分布在延边。岩石类型主要是辉橄岩-辉石岩-辉长岩和花岗闪长岩—二长花岗岩等，多在印支晚期就位。即：辉橄岩-辉石岩-辉长岩为幔源岩浆张性环境就位；花岗闪长岩—二长花岗岩表现壳—幔混合岩浆在挤压造山环境的岩浆特征。碱长花岗岩-碱性花岗岩以及碱性辉长岩-碱性岩，属 A-I 型花岗岩性质，它们指示了地球动力学属于减薄→挤压过程。

印支期晚期火山岩为陆内中酸性火山岩，由流纹岩、英安岩及其火山碎屑岩组成，为大陆边缘活动带环境形成。

2. 燕山期侵入岩和火山岩

燕山期岩浆侵入作用十分频繁，主要是各种类型的花岗质岩浆或钙碱性岩浆活动，常形成一些较大的复式岩体，以中侏罗世最为发育。早侏罗世为石英闪长岩-花岗闪长岩-二长花岗岩，中侏罗世为石英闪长岩-花岗闪长岩-二长花岗岩，晚侏罗世-早白垩世为中酸性花岗杂岩和碱性花岗岩，晚白垩世为二长花岗岩和碱长花岗岩-钾长花岗岩。此外，沿某些断裂带尚见有少量的超基性、基性及碱性岩类。这一时期的岩浆活动对区内内生金属成矿具有重要意义。火山作用与燕山期侵入岩伴生，以钾玄质-高钾钙碱性为特征，与之有关的浅成岩对区内重要金、铜、钼矿成矿研究和找矿工作均有重要价值。

新生代以基性火山岩（第四纪玄武岩）作用为主，沿周边深断裂带分布。

2.4 区域矿产资源概况

研究区发育有金、铜、锌、钨、钼、镍、钴、铅、铁、（铂、钯）等多种矿产资源，已勘探的矿床、矿点、矿化点达五十余处，其中大多数是矿化点，勘探开发的矿床有 15 座。延边地区是我国东部滨太平洋带重要的金铜(多金属)矿化集中区，矿床类型复杂，发育着典型的浅成低温热液金矿床（刺猬沟、五凤、五星山等）以及浅成中温热液铜金矿床（闹枝、富岩、九三沟、杜荒岭等）。

表 2.2 区域主要矿床特征

矿名	围岩	控矿构造/矿体形态	大地构造	成矿年龄及测试方法
五凤金矿	中侏罗世安山质火山碎屑岩	NE,NW 断裂;囊状,柱状	中生代火山岩盆地	含矿的火山岩全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 $144\pm 7\text{Ma}$ (赵春荆等, 1996)
五星山金矿	中侏罗世粗安-粗面质次火山岩	NW 断裂;网脉,浸染状	中生代火山岩盆地	$123\pm 7\text{Ma}$ $\text{Ar}^{39}\text{-Ar}^{40}$ (本文)
闹枝铜金矿	中侏罗世火山岩	NW 断裂;不规则状	中生代火山岩盆地内部晚古生代褶皱基底隆起区	$\text{Ar}^{39}\text{-Ar}^{40}$ 快中子活化法(周永昶, 1992) $127.8\pm 0.2\text{Ma}$
刺猬沟金矿	中侏罗世安山质角砾凝灰岩	破火山口及裂隙;脉状	中生代火山岩盆地	$\text{Ar}^{39}\text{-Ar}^{40}$ (周永昶, 1992) $176.8\pm 1\text{Ma}$
小西南岔铜金矿	闪长岩及青龙村变质岩	SN 及 EW 向断裂控制;细脉浸染型、硫化物石英脉型	中生代火山岩盆地边缘的断垄区	锆石 U-Pb 年龄(赵俊康, 2006) $123.35\text{-}102.1\text{Ma}$

第3章 矿床地质特征

五凤、五星山金矿床位于吉林省延吉市八道沟五凤村北 3km 左右，刺猬沟金矿床地处吉林省汪清县境内的汪清盆地，两者均位于区域北东向断裂与次级断裂的交汇部位。

3.1 五凤、五星山金矿床

3.1.1 矿区地质特征

五凤、五星山金矿床地处中生代天宝山-刺猬沟火山断陷带中央，区域性朝阳川-彩秀岭北西向断裂与老头-五凤北东向断裂的交汇部位。

五凤、五星山金矿床矿区出露的主要是中生代中性火山熔岩和火山碎屑岩。自上至下分成两个组：

金沟岭组由一套火山喷出的熔岩和碎屑岩组成，总厚度约 1200 米。总体走向北北西，倾向北东，倾角 $8^{\circ} \sim 25^{\circ}$ 。岩性、产状和厚度变化大，超覆和缺失现象明显。是矿体的主要围岩。

其上部主要为熔岩，出露广，超覆在下部火山岩之上。主要为灰色和灰紫色石英角闪安山岩和斜长角闪安山岩，局部见安山质角砾熔岩和熔角砾岩。下部主要为熔岩-碎屑岩，出露在矿区西南部和钻孔中。灰绿、灰紫色石英安山岩、角闪安山岩、辉石安山岩与安山质火山角砾岩、凝灰角砾岩、集块岩等互层组成。

屯田营组主要出露于矿区南、西北边缘和钻孔中。从上而下：黄褐色砂砾岩层和凝灰质含砾砂岩层；斑状角闪安山岩和安山质角闪熔岩；蚀变英安质凝灰熔岩和凝灰质角砾熔岩。

五星山矿段见有次火山岩。呈上宽下窄不规则脉状侵入细晶花岗岩（图 3.3）和粗粒钾质花岗岩中。走向北西，近于直立。与围岩接触面呈锯齿状、港湾状，内接触带见大小不等、形态不一的花岗岩砾石。脉幅 0.1~5 米，膨缩明显。花岗岩糜棱岩化后，次安山岩贯入其中；次安山岩中有花岗岩及其组成矿物（钾长石、斜长石、石英等）的捕虏体；两类岩石同时被破碎，被矿化冰长石化石英方解石细脉穿插交结。

岩性特征为：斑状结构，基质为交织结构。斑晶占 5~10%，由斜长石（钠长石为主，

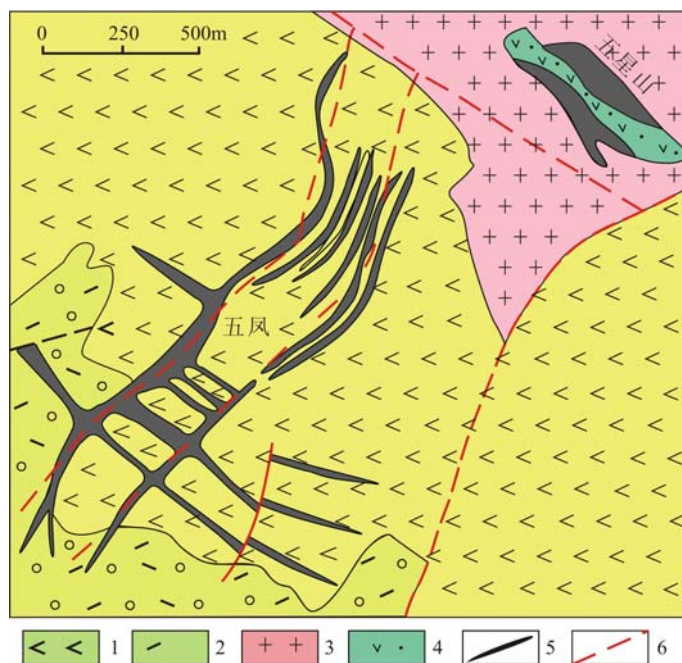


图 3.1 五凤、五星山金矿床地质简图

1. J_{2t}-K_{1j} 角闪安山岩 2. J_{2t}-K_{1j} 火山碎屑岩及中酸性熔岩
3. 燕山期碱长花岗岩 4. 燕山期次粗面安山岩 5. 金矿化-蚀变体 6. 断裂

柱状和板柱状，含量为 5~8%，多已绢云母化）、角闪石（被硅质和绿泥石交代）和微量辉石组成。基质主要为定向分布的钠长石、磷灰石、含钛矿物和蚀变矿物绿泥石、绢云母、石英、沸石等，具体特征见图版。

细晶花岗岩在五星山矿段采场，呈规则脉状侵入碱长花岗岩中，又被次安山岩脉侵入。与花岗岩接触面清晰平直，内接触带未见围岩捕虏体，表明是沿剪切断裂带贯入的。脉宽 0.2~几十米，脉体比较规整。是主要矿化岩石。

岩性特征：致密块状构造，细粒花岗结构，黑云母略显定向排列，斜长石结晶程度较低，并被石英穿切交代。主要组成矿物为：斜长石（粒状、板柱状和蠕虫状，粒径 0.5~1mm，含量为 35%左右，被碱性长石交代，绢云母化）、碱性长石（微斜和条纹长石，柱状、格子状和条纹状结构，粒径 0.5~1mm，含量为 35%左右，被石英穿插交代）、石英（粒状、粒径 0.3~0.5mm，含量 25%左右），黑云母（鳞片状，含量 2%左右，绿泥石化）、微量磁铁矿和锆石。

燕山期粗粒碱长花岗岩（137Ma；刘文达，1983）出露在矿区的东北部呈岩基产出，与火山岩呈侵入关系。后期的次粗安-粗面岩、花岗细晶岩呈脉状出现在碱长花岗岩中。呈岩基和岩株产出，在五凤和五星山钻孔中均可见，掩覆于金沟岭组火山岩层之下。

岩性特征：致密块状构造，粗粒花岗结构。矿物组成为：微斜条纹长石（粒状，粒径 3~5mm，条纹弯曲，含量 50%左右）、更长石（板柱状，双晶弯曲，含量 20~25%）、石英（压碎粒状，含量 20~30%）、黑云母（鳞片状，含量 2~3%）、微量的磁铁矿、磷灰石和锆石。

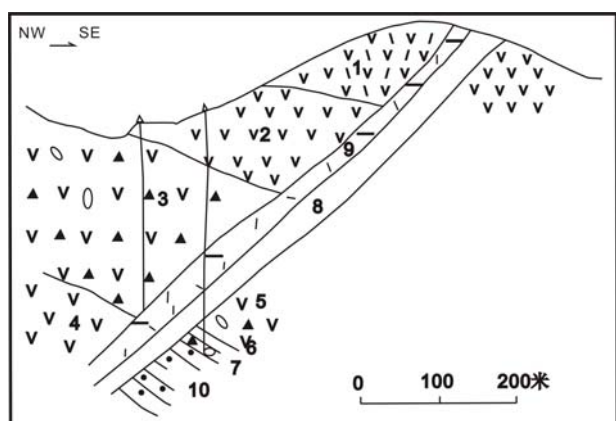


图 3.2 五凤 136 线剖面图

1 角闪安山岩 2、4 无斑安山岩 3、5 安山质凝灰角砾岩 6 石英安山岩 7 安山质集块岩 8 近脉蚀变带 9 含矿方解石石英脉 10 屯田营组砂砾岩

矿区属五凤火山岩盆地，为一破火山口构造。火山活动强烈，断裂构造发育。区内断裂构造主要为北东向和北西向两组断裂，为五凤破火山口辐射和环状断裂组成，北西向断裂带为主要控矿构造，北东向者居次（图 3.1）。

北西向断裂带由 20 余条规模不等、近似平行的弧形断裂组成。走向 300°~330°，倾向南西，倾角 70°左右。长 10~300m，个别近 1km，走向和倾向均有分支复合现象，局部过渡为网状或交叉断裂带。断层内常有角砾出现，具张性或张剪性质。

局部过渡为网状或交叉断裂带。断层内常有角砾出现，具张性或张剪性质。

北东向断裂长 2000m，该带宽 170m，总体走向 40°，倾向北西，倾角 40~50°。呈舒缓

波状，由压剪性向张剪性变化。

断裂构造主要发育在矿区南部五凤地区。矿区的北东角五星山地区则为寄生火山口及隐爆角砾岩构造。这一地区由于断裂和爆破作用多次活动，致矿区内角砾岩及网状裂隙普遍发育，成为良好的容矿空间。

3.1.2 矿体地质特征

3.1.2.1 矿体形态、规模和产状

五凤矿段的含金脉体主要分为北东向脉状矿体和北西向脉状矿体两组。

(1) 北东向脉状矿体其围岩为金沟岭组火山喷出岩，受北东向张扭断裂控制，共有 18 条矿脉。主脉长近 2km，一般宽 0.5~1m，局部膨大 3~4m，由断续单脉构成。单脉长数十米至百余米不等，沿走向和倾向均有尖灭再现，南端分支成 3-4 条。呈放射状散开，北端分成数条平行细脉。走向 30°~40°，倾向北西，倾角 40°~50°。其它矿脉，单脉长 40~500m，宽 0.1~2m，弯拐分支明显。

(2) 北西向脉组共有 20 多条，受北西向弧形断裂控制。

其中 1 号矿脉地表由 3~7 条单脉和若干支脉组成宽 5~6m 的脉带。单脉宽 0.6~1.8m，与北东脉交汇处膨大到 4~10m，长大于 900m，走向 310°~330°，倾向南西，倾角 60°~90°（上缓下陡）。脉体形态复杂，变化大。

2 号矿脉位于 1 号矿脉北，脉体隐伏地下。单脉宽 0.1~2m，脉带宽 4~6m，长大于 100m，深大于 250m。走向南北-北北西-北西-北西西-东西-北东，倾向南，倾角 40°~65°（上缓下陡）。脉体形态复杂，分支复合，弯拐膨缩明显，单脉、平行脉、网脉交替出现。

其它矿脉，与上述主脉特点相似，长几十至百余米。单脉宽 0.1~3m，一般宽小于 1m。其厚度变化较北东脉的大。

五星山矿段主要为北西向网脉浸染状矿体。

矿体围岩为粗粒花岗岩、细晶花岗岩和次安山岩，矿体与围岩界线不清楚。主要矿体分布在次安山岩与细晶花岗岩的内外接触带上。在南侧接触带（宽 50~60m 的蚀变破碎带），圈出矿体三条，北侧接触带圈出矿体一条。矿体长 85~

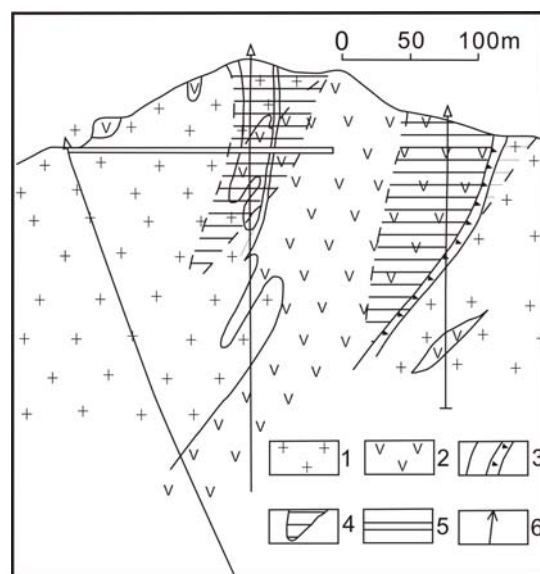


图 3.3 五星山 I 线剖面图

1 碱长花岗岩 2 次粗面安山岩 3 断裂破碎带 4 矿化带及矿体 5 钻孔 6 坑道

145m，宽 5.5~13.5m（上宽下窄，横断面为楔形），深度大于 100m。走向 300°~320°，倾向南西，倾角 70°~90°（上陡下缓）（见图 2.3）。每个矿体皆由宽度约为 1mm 的网脉组成（个别脉宽 3~10mm）。分布在糜棱岩化细晶花岗岩中的网脉密集，而在碱长花岗岩中的是粗而稀疏的网脉；次安山岩中的密集近似平行的细脉。密度相差较大，较密者在一米长岩石中脉体占 1/2，稀者仅有 1~2 条。

3.1.2.2 矿体类型

依据矿体的形态、矿物组合和结构构造，可将矿体分成两个类型：脉状矿体和网脉浸染状矿体。前者主要见于五凤矿段，后者主要见于五星山矿段。



图 3.4 五凤矿段方解石脉、石英细脉

（1）脉状矿体类型

主要可分为致密块状石英脉、玉髓状石英脉、方解石石英脉、萤石方解石石英脉以及方解石脉和沸石脉五种类型，其中方解石石英脉为主要的含金脉体。具体特征见表 3.1。

表 3.1 五凤金矿区矿脉类型及其特征表（据吉林省区域矿产总结 1987）

矿脉类型	分布特征	矿物组合	构造特征	含金性 Au ($\times 10^{-6}$)	其他特征
致密块状石英脉	多充填于北东主断裂带中	主要为细晶-隐晶质石英、偶见冰长石、黄铁矿	致密块状构造，有时具条带状构造	金矿化普遍且较均匀，但品位低，1.8	规模较大，形态和产状稳定，多呈单脉，围岩碎块较多
玉髓状石英脉	与致密状石英脉伴生，数量少	隐晶质石英、玉髓、蛋白石，有时见黄铁矿，偶见银金矿		矿化稍强于致密块状石英脉，6	呈不规则或平行带状，规模不大，形成略晚于致密状石英脉
方解石石英脉	在北东主脉中段两侧及北西向脉中	石英、萤石、沸石，少量黄铁矿、银金矿、辉银矿、闪锌矿、黄铜矿等	晶洞晶簇、条带状构造	为主要含金脉体；冰长石方解石石英脉 5.8，含方解石石英脉 2.6，冰长石方解石石英(沸石)脉 72.3	规模大，围岩角砾较多，切穿上两种脉体
萤石方解石石英脉	北东主脉底盘	萤石、方解石、石英		含金极微 0.6	呈密集的羽状，脉幅小，为矿化晚期产物
方解石脉、沸石脉	普遍分布在各矿脉及其顶底板围岩裂隙中	方解石、沸石		基本不含金 0.19	脉幅大小不一，呈细脉或网脉带，为矿化后期的产物

（2）网脉浸染状矿体

主要见于五星山矿段（图 3.5 所示），可分为三个类型：

冰长石石英网脉：由冰长石、石英和微量金属硫化物组成，细脉浸染状构造。

冰长石石英方解石网脉：是主要含金类型脉。由冰长石、石英、方解石、金属硫化物和

银金矿等组成，细脉浸染状和晶洞状构造。局部可见粗网脉。

方解石和沸石细网脉：成矿期后脉，充填于蚀变岩石和网脉矿带的岩石裂隙中。

比较五凤和五星山两个矿段的脉体类型，可以得知：五星山矿段期缺失玉髓状石英脉，其它类型脉都有，五凤矿段为窄而长的单脉和复脉，脉体与围岩界线清楚；五星山矿段是细而短的网脉浸染，脉体与围岩无明显界线。上述的特点说明，这两者在成因上是相同的，成矿深度和温度及地质构造条件有差别，五凤矿段空间上居上，而五星山矿段居下。从细脉浸染状矿体到脉状矿体，是成因和空间相联系的整体。



图 3.5 五星山矿段浸染状矿体

3.1.3 矿石特征

3.1.3.1 矿石矿物及其主要特征

五凤矿段和五星山矿段的矿石，均为贫硫化物（ $< 5\%$ ）矿石。

金属矿物有：黄铁矿、黄铜矿、黝铜矿、闪锌矿、方铅矿、银金矿、辉银矿、碲金矿、碲金银矿、碲银矿、褐铁矿、磁铁矿；

非金属矿物有：石英、方解石、玉髓、蛋白石、冰长石、萤石、沸石、高岭石、绢云母、绿泥石、绿帘石、钠长石等。

主要矿物的主要特征

黄铁矿：不规则状，半自形和自形（立方和五角十二面体）粒状，还有部分破碎呈网格状，粒径 $0.01 \sim 1.2\text{mm}$ 。呈细脉和浸染状分布于各类含金脉、强蚀变岩石中，被银金矿交代。（见图版）

黄铜矿：量极少，分布均匀。它形粒状，浸染于含金脉中，偶尔见细脉。交代早期黄铁矿。

银金矿：不规则状，粒径 $0.001 \sim 0.4\text{mm}$ ，一般为 $0.015 \sim 0.09\text{mm}$ 。多沿脉石矿物间隙分布，部分交代黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、辉银矿。（见图版）

辉银矿：主要分布在冰长石方解石石英脉中。不规则状，粒径 $0.005 \sim 0.5\text{mm}$ ，一般 $0.01 \sim 0.06\text{mm}$ 。常与银金矿连生并被其交代。

冰长石：见于单脉和网脉中，包在石英和方解石裂隙中。它形、半自形和自形粒状，粒径小于 $0.01 \sim 0.4\text{mm}$ ，一般 $0.015 \sim 0.1\text{mm}$ 。含量为 $15 \sim 25\%$ ，最多 50% 。含量高时，金品位也高。

方解石：可分为三期，前两期属于成矿期。第一期，粗晶，粒径 0.5~2mm，被石英冰长石交代；第二期，细晶粒状，与细粒石英共生，交代早期石英；第三期，晶簇状和细脉状，穿切含金脉。

石英：分成三期，都属于成矿期。早期是玉髓、蛋白石、石英（粒径 0.01~0.05mm），胶状环带结构，被粗晶方解石石英脉和细粒石英脉穿切；中期是粗粒石英与粗晶方解石共生；晚期是粗粒石英、细粒石英与细粒方解石共生，含金较高。（见图版）

3.1.3.2 矿石结构构造

矿石的结构构造比较复杂，变化较大，分布上无规律可循。

（1）结构

它形、半自形、自形粒状结构：石英和多数金属硫化物呈它形或半自形，方解石和部分黄铁矿为自形粒状。（见图版）

显微粒状结构：玉髓状石英脉所特有。

交代结构：银金矿交代金属硫化物，冰长石交代方解石和石英。

填隙结构：银金矿充填于脉石矿物间隙中和黄铁矿裂纹中。

压碎结构：脉石矿物和某些金属硫化物，受构造作用，呈碎裂状。（见图版）

（2）构造

角砾状构造：一种是围岩角砾被石英方解石脉和网脉胶结，另一种是早期石英脉角砾被后期石英方解石脉充填胶结。

晶洞和晶簇状构造：晚期石英、方解石呈晶洞和晶簇分布于冰长石方解石石英脉中。

致密块状构造：普遍可见。

3.1.3.3 围岩蚀变特征

矿床围岩的热液蚀变具有多期次叠加的特征，主要的蚀变矿物有绿泥石、钠长石、黄铁矿、绢云母、高岭土、石英、方解石、冰长石和沸石等。火山岩见普遍的青盘岩化，这是成矿前期作用的结果；成矿期，在断裂破碎带及其两侧的岩石中可见有绢云母化、硅化、绿泥石化、和碳酸盐化；成矿后，碳酸盐和沸石细脉发育。

近矿围岩蚀变空间上见有分带的特点，以矿脉为中心，依次向外大致可分为内、中、外三个带：

内带——强硅化、冰长石化，其标志矿物是石英+冰长石+黄铁矿；

中带——绢云母化、硅化，标志矿物是绢云母+石英+方解石+冰长石+黄铁矿；

外带——绿泥石化，标志矿物是绿泥石+钠长石+黄铁矿。

3.1.4 矿化阶段

结合前人（孟庆丽等 2001）的资料，本文认为五凤、五星山金矿床可划分为 4 个成矿阶段（见表 3.2）：

- (1) 块状石英阶段,主要形成石英、黄铁矿和少量的银金矿；
 - (2) 玉髓状石英脉阶段,形成微晶和玉髓状石英、黄铜矿、黄铁矿和大量银金矿等矿物；
 - (3) 方解石-石英脉阶段,此阶段主要形成微晶石英、粗晶石英、粗晶方解石、冰长石、黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、辉银矿和银金矿等矿物组合；
 - (4) 方解石-沸石阶段,主要形成方解石、沸石和少量石英。
- 其中,玉髓状石英脉阶段和方解石-石英脉阶段为主要成矿阶段。

表 3.2 五凤、五星山金矿床成矿阶段及主要矿物生成顺序

矿化阶段 晶 出 顺 序 矿 物	块状 石英脉 阶段	玉髓状 石英脉 阶段	方解石 石英脉阶段	方解石 沸石阶段
绿泥石				
钠长石				
碳酸盐				
粗晶石英	——		——	
细晶石英	——		——	
微晶-隐晶石英	——	——	——	
玉髓		——	——	
方解石			——	——
冰长石		——	——	
黄铁矿	——	——	——	
闪锌矿			——	
黄铜矿		——	——	
辉银矿			——	
银金矿		——	——	
萤石				——
沸石				——

3.1.5 矿石的微量元素特征和矿石矿物的同位素特征

从表 3.3 中可看出，五凤、五星山矿床矿石中铁族元素的含量均低于原始地幔，而 Co/Ni、Ni/Cu 高于元素地幔和地壳值，Au 变化为 $0.006\sim2.686\times10^{-6}$ ，平均为 0.342×10^{-6} ，Ag 的平均为 3.092×10^{-6} ；Cu 平均为 13.6×10^{-6} 。矿石中 Au/Ag 为 0.11， 1000Au/Cu 为 25.1.矿石中元素的浓集序列为 Hg-Au-Ag-As-Sb-Bi-Pb-Zn-Co-Cu-Ni。

表 3.3 五凤、五星山金矿床矿石中微量元素含量 ($\times 10^{-6}$) (邹祖荣等 1989)

矿床	样号	铁族元素		亲铜成矿元素					比值		
		Ni	Co	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	Au/Ag	Co/Ni	Ni/Cu
五凤	KIV-01	6.5	4.0	0.054	3.8	17.5	23.5	37.0	0.014	0.615	0.371
	KIV-02	10.5	4.0	0.211	2.0	16.0	16.5	49.5	0.106	0.381	0.656
	KIV-03	9.5	5.5	0.300	4.5	11.5	28.0	60.5	0.067	0.579	0.826
	KIV-04	12.5	2.5	0.734	1.7	15.0	30.0	40.5	0.432	0.200	0.833
	KIV-05	9.5	11.5	0.037	4.7	14	21.0	59.5	0.008	1.211	0.679
	KIV-06	9.5	6.5	0.006	0.7	12.5	14.0	81.5	0.009	0.684	0.760
	KIV-07	6.5	4.0	0.040	2.4	15.0	14.0	41.5	0.017	0.615	0.433
	KVI-3	7.5	7.5	0.006	2.1	15.0	32.5	67.0	0.003	1.000	0.500
	KVI-5	4.0	6.5	0.030	2.9	10.5	23.5	30.5	0.010	1.625	0.381
	KV-12	7.5	6.5	0.053	3.8	11.5	23.5	52.0	0.014	0.867	0.652
	T-4	10.5	6.5	0.174	4.3	17.5	14.0	31.0	0.040	0.619	0.600
五星山	K2703	5.5	4.0	0.526	6.7	11.5	9.5	52.0	0.079	0.727	0.478
	K2704	36.0	21.5	0.009	2.2	9.0	21.0	105.0	0.004	0.597	4.000
	K2307	11.0	5.5	2.686	4.2	17.5	18.5	66.0	0.640	0.500	0.629
	KW2705	9.36	6.32	0.205	0.38	10	314	76.9	0.539	0.675	0.936
平均值		10.39	6.82	0.342	3.092	13.6	40.2	57.2	0.111	0.656	0.764
原始地幔		1860	102	0.88	4	0.00285	2.53	53.5	—	0.05	0.009300
地壳		105	29	3	80	0.0075	8	80	—	0.28	0.140000

根据吉林省地矿局研究所(1987)测得的黄铁矿中的硫同位素组成(表 3.4),可以看出矿石硫同位素的组成比较稳定, $\delta^{34}\text{S}$ 变化范围为 $0 \sim +3.1\text{‰}$, 均值为 1.2‰ , 接近陨硫石值, 反映了矿石中硫来自幔源, 属于深源硫。

孟庆丽等(2001)研究获得, 五凤、五星山矿床中方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 为 $-9.4\text{‰} \sim -6.9\text{‰}$, 平均为 -8.0‰ ; $\delta^{18}\text{O}$ 为 $0.8\text{‰} \sim 4.5\text{‰}$, 平均为 3.1‰ 。在 $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 图上, 方解石的碳、氧数据投影在水-岩混合的火山岩碳区, 表明氧同位素与天水有强烈的交换作用。

表 3.4 黄铁矿中硫同位素测定表

样号	测定矿物	$\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$	资料来源
J367	黄铁矿	+0.6	吉林省地矿局研究所
J368		0	
J371		+3.1	
		+1.4	
		+1.0	
平均		+1.2	

3.2 刺猬沟金矿床

3.2.1 矿区地质特征

刺猬沟金矿床地处敦化-杜荒岭东西向断裂带、春阳-密江北西向断裂带与图们-罗子沟北东向断裂的交汇处, 产在中生代火山盆地内部的破火山机构及有关的断裂系统中。

矿区出露最老的地层是二叠系柯岛组, 为一套浅变质的海相、海陆交互沉积岩, 夹有少量火山碎屑岩, 主要岩石类型为凝灰质板岩、砂板岩, 其零星出露在矿区的西南部。矿区大面积出露为下侏罗统屯田营组火山岩, 呈角度不整合接触覆盖于二叠纪地层之上。

屯田营组火山岩为一套中酸性火山熔岩和火山碎屑岩, 岩石类型为安山质集块角砾岩、

安山岩和安山质熔岩、流纹质熔结凝灰岩和流纹岩。刺猬沟金矿床产于安山质角砾凝灰岩中。

矿区内次火山岩分布广泛，脉体大小不一，岩性以中酸性次火山岩为主，主要有次角闪安山岩、次斜长安山岩、次粗面安山岩、次英安岩和次流纹岩等，它们主要分布在火山口附近以及区域构造叠加交汇部位，以 NW、NE 和 SN 像产出，大多数次安山岩脉属于中侏罗世火山喷发旋回之后的产物。

矿区内可见有两期侵入岩：(1) 海西晚期 (γ_4^3) 花岗岩，岩性为正常系列的中酸性岩类，呈岩基产出；

(2) 燕山早期 (γ_5^2) 花岗岩类，岩性变化较大，有白岗质花岗岩、钾质花岗岩、二长花岗岩和花岗闪长岩等，以岩株和岩基产出。尚有

少量花岗闪长斑岩、花岗斑岩、石英闪长斑岩、闪长玢岩、次火山岩和火山——浅成侵入岩类。

刺猬沟金矿区断裂构造较为发育，矿区内主要容矿断裂有三条：1 号容矿断裂带：该断裂地表出露长度 1320m，宽 10m~20m，延深大于 500m。总体走向北东 10°，近直立。断裂分支复合现象多见。2 号容矿断裂带：该断裂地表出露 940m，宽 0.5~10m，延深 300m，总体走向 30°，倾向南东，倾角 65°~80°。断裂膨缩和分支复合再现现象明显。3 号容矿断裂带：该断裂地表长 340m，宽 0.05~0.09m，总体走向 10°，倾向不定，倾角大于 60°，断裂膨缩现象明显。三条容矿断裂近于平行产出。

3.2.2 矿体地质特征

3.2.2.1 矿体一般特征

刺猬沟金矿床主要由三条含金方解石石英脉组成，脉体平面上呈 S 型，分布在火山岩中，沿走向和倾向延伸至二叠系地层时迅速变窄趋于尖灭。从西向东编号依次为 I 号、II 号和 III 号脉，三条矿脉的走向近于平行（图 3.6）。各脉体的特征见表 3.5。

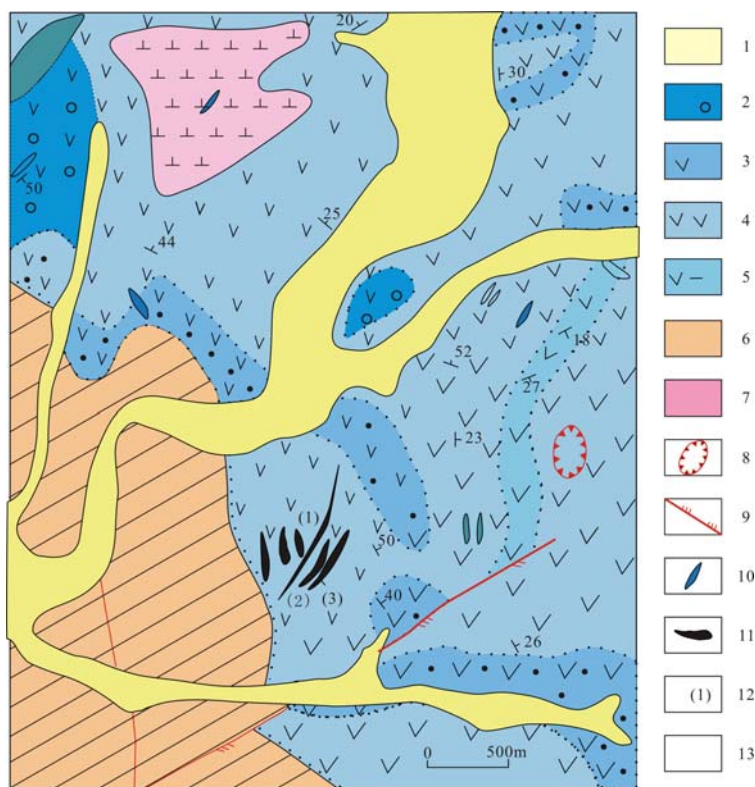


图 3.6 刺猬沟金矿矿区地质图

1. 第四系 2. 火山角砾岩 3. 侏罗纪安山集块岩 4. 侏罗纪安山岩 5. 安山质凝灰岩 6. 二叠系 7. 石英闪长岩 8. 火山口 9. 断层 10. 次安山岩 11. 金矿脉 12. 矿脉编号

表 3.5 刺猬沟金矿床矿脉规模、产状特征一览表(孟庆丽等 2001)

脉号	脉长 (m)	深度 (m)	含矿 脉长 (m)	矿脉厚度 (m)			产状			一般特征
				最大	最小	一般	总体 走向	倾向	倾角	
I	1290	>500	700	23.50	10.20	1~5	10°	不定	>70°	脉体追踪两组扭裂, 辐射状张性断裂充填延伸大, 沿走向倾向波状弯曲。膨缩分支复合现象显著。脉体西倾者膨大, 东倾者缩小
II	960	300	380	12.00	0.35	1~2	30°	120°	>10°	赋存于辐射状断裂中, 脉体呈分支复合, 但较规则。脉幅较窄, 变化小, 产状稳定, 沿走向呈“S”形上缓、下陡、上宽下窄, 以至尖灭
III	340		140	0.90	0.05		10°	不定	>60°	充填于辐射状断裂中, 脉体规模小。产状也较稳定

3.2.2.2 脉体类型

根据脉体生成的先后、矿物组合、结构构造、以及化学成分的差异, 将三条脉体划分为七种类型。

(1) 冰长石石英脉: 灰白色, 半透明玻璃光泽。不等粒镶嵌结构; 梳状、晶洞块状构造、角砾状构造。粒度大于 0.5mm, 矿物组合与石英为主, 含少量冰长石和自形晶黄铁矿。呈细脉网脉带产出于 I、II 脉中及 III 号脉北端部位。

(2) 粗-巨粒方解石脉: 灰白略带褐色, 半透明玻璃光泽。它形粒状结构-碎裂结构, 角砾状、块状构造。常被浸蚀交代。粒度大于 8mm, 主要为方解石, 含围岩角砾呈大而稳定的单脉产出于 I、II 号脉中, 时见冰长石石英脉角砾。

(3) 中细粒方解石石英脉: 纯白色, 油脂光泽。它形粒状等粒结构, 块状构造、细脉状、网脉状构造。粒度为 0.2~1.0mm, 石英占 60~80%, 方解石 20~40%。少量它形粒状黄铁矿、黄铜矿、银金矿和辉银矿。呈细脉薄脉、网脉状充填于粗巨粒方解石脉纵向裂隙中, 规模小, 连续性差, 但遍布整个 I、II 号脉。

(4) 细粒石英脉: 暗灰—灰白色, 玻璃光泽。它形粒状结构, 块状、晶洞、细脉状构造。粒度 0.1~0.25mm, 矿物以石英为主, 含少量明矾石泥质物, 黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、辉银矿。交代充填于前阶段脉中。呈条带状或沿粗-巨粒沸石脉壁充填, 常含较多量的围岩杂质, 石英方解石角砾。

(5) 粗晶方解石脉: 乳白色, 不透明油脂光泽。半自形粒状结构, 块状构造。粒度大于 5mm。呈单脉产出, 常含前阶段的各类脉的角砾。

(6) 玉髓-微晶石英脉: 暗灰色, 玻璃光泽。微晶结构, 块状构造和细脉状构造。

(7) 中细粒方解石脉: 白-米黄色, 玻璃光泽, 粒状结构, 块状、细脉状构造。

3.2.3 矿石特征

3.2.3.1 矿石矿物及其主要特征

矿石中金属硫化物的含量较少，一般为 0~0.5%，为单一的贫硫化物类型矿石。

矿石的主要矿物：银金矿、辉银矿。次要的矿石矿物为自然金、针碲金矿、碲金矿。脉石矿物包括金属矿物和非金属矿物。主要金属矿物为黄铁矿，次为黄铜矿、黝铜矿、闪锌矿和方铅矿；主要非金属矿物有石英和方解石，次之为冰长石、玉髓、明矾石和重晶石。主要特征见表 3.6 及图版。

表 3.6 矿石矿物特征一览表

矿物名称		颜色	晶形	粒度 (mm)	和其它矿物间的关系及集合体形态
矿石矿物	银金矿	浅金黄色	半自形它形粒状、层状、树枝状、针状	八面体，一般为 0.01~0.07，平均 0.056	嵌布于石英或与石英方解石间隙、黄铁矿、闪锌矿中，与黄铁矿、针碲矿、辉银矿连生。
	辉银矿	灰白色	它形粒状、片状、细粒集合体	0.01~0.03	分布于石英颗粒间隙间或与黄铁矿连生
脉石矿物	黄铁矿		自形	0.3~1	与冰长石石英脉伴生，常被压碎
			自形	0.02~0.04	分布于中-细粒方解石石英脉和石英脉中，且与自然金、自然银和其它金属矿物共生
	石英			细粒	
				微粒	细脉浸染状交代充填
	方解石		自形菱面体	粗-巨晶 1~3mm	多呈角砾状
				粗晶	串珠状、条带状、细脉状、不规则状充填
				中细粒粗粒	

3.2.3.2 矿石结构构造

(1) 矿石结构

它形、自形粒状结构：部分黄铁矿呈自形粒状结构，银金矿、辉银矿、黄铁矿及其它硫化物呈它形粒状，单体和集合体。（见图版）

交代残余结构：辉银矿、闪锌矿，分别被银金矿、黄铜矿交代。

结晶结构：银金矿被针碲金矿交代呈结晶状。

乳滴结构：黝铜矿呈乳滴状分布于黄铜矿中。

压碎结构：自形晶黄铁矿晶粒由于受力破碎而呈现压碎结构。（见图版）

不等粒镶嵌结构：中细粒方解石石英脉、细粒石英脉常呈粒状镶嵌结构，银金矿镶嵌在黄铁矿边部。

(2) 矿石的构造

稀疏浸染状构造：银金矿、辉银矿、黄铁矿、黄铜矿及其它金属硫化物呈细粒稀疏浸染状分布于脉石矿物颗粒间隙中。

角砾状构造：先阶段矿石或围岩受力破碎，被原来的石英或方解石胶结成角砾状。

脉状构造：银金矿、黄铜矿等硫化物呈微细的脉状充填于脉石裂隙中。

块状构造：普遍可见。

3.2.2.3 围岩蚀变

围岩蚀变严格受断裂构造控制，呈带状分布于脉体两侧。蚀变的强弱与脉体种类和大小有关，并且近脉者强，远离者弱。蚀变岩与脉体界线清楚，与新鲜围岩呈渐变过渡关系。

（1）硅化、钠长石化、高岭土化、黄铁矿化蚀变带。分布于 I、II 号脉体两侧。按其 与脉体类型的关系，属于早期冰长石石英脉的热液蚀变产物。带宽 10~20m。

（2）碳酸盐化、绢云母化蚀变带。该蚀变类型是伴随粗—巨粒方解石脉而出现的一种 热液蚀变。蚀变分布范围较大。在脉体两侧往往呈对称排列，并叠加前一种蚀变带之上。该 种类型的蚀变与矿化的关系十分密切。

（3）青盘岩化蚀变带。出现在 I、II 号脉体北段，属于成矿前的一种热液蚀变。

3.2.4 成矿阶段

表 3.7 刺猬沟金矿床中矿物生成顺序表

成矿阶段 矿物	热液成矿期					表生期
	冰长石-石英脉阶段(I)	粗晶-巨晶方解石脉阶段(II)	中细粒石英脉阶段(III)	细粒石英-多金属硫化物阶段(IV)	重晶石白云石-方解石阶段(V)	
磁铁矿	—					
黄铁矿	—	—	—	—		
石英	—	—	—	—	—	
方解石		—	—	—	—	
闪锌矿				—		
黄铜矿				—		
方铅矿				—		
斑铜矿				—		
辉铜矿				—		
黝铜矿				—		
辉锑矿				—		
重晶石					—	
白云石			—	—	—	
碲金矿				—		
银金矿			—	—		
褐铁矿						—
组 构 特 征	浸染状、角砾状、网脉状	粗粒巨粒镶嵌结构块状构造	浸染状、中粒镶嵌结构、脉状构造	浸染状、它形微粒结构、脉状构造	粗粒镶嵌结构，脉状构造	
含矿性	不含矿	不含矿	含矿性好	含矿性最好	不含矿	

刺猬沟金矿床的成矿期次可划分为热液期和表生期，主要为热液期，热液期又进一步可以划分为五个成矿阶段（表 3.7）。

第一成矿阶段：冰长石—石英脉阶段，主要形成石英和黄铁矿；

第二成矿阶段：粗晶—巨晶方解石脉阶段，形成石英、以及大量的粗晶-巨晶方解石；

第三成矿阶段：中细粒石英阶段，主要形成大量石英，黄铁矿，以及少量的银金矿等；

第四成矿阶段：细粒石英-多金属硫化物阶段，此阶段主要形成大量的石英、方解石、黄铁矿、闪锌矿、黄铜矿、碲金矿、银金矿等矿物组合；

第五成矿阶段：重晶石、白云石-方解石阶段，形成石英、方解石、重晶石、白云石。

3.2.5 矿石的微量元素特征和矿石矿物的同位素特征

刺猬沟金矿床中，主成矿元素为 Au，Au 平均含量为 1.58×10^{-6} ，Ag 平均为 8.44×10^{-6} ，Cu 平均为 19.22×10^{-6} 。矿石中 Au/Ag 比平均为 0.19， 1000Au/Cu 为 80.12。除 Au、Ag、Cu 之外，矿石中还有 Zn、Pb、As、Te、Sb、Mo、Tl、W、Sn、Bi 和 Hg 等伴生元素。

矿石中元素的浓集序列为：Te-Au-Ag-Bi-As-Sb-Pb-Mo-Tl-Zn-W-Cu-Hg。

不同成矿阶段矿石中，稀土元素的特征参数不尽相同（表 3.8），从早到晚矿石中稀土元素的总量逐渐降低，而 $\text{La/Yb}_{(N)}$ 和 δEu 却逐渐增加。

表 3.8 刺猬沟金矿区矿石中稀土元素特征参数（孟庆丽等 2001）

成矿阶段	脉体类型	$\Sigma\text{REE}(\times 10^{-6})$	$\text{La/Yb}_{(N)}$	δEu	Sm/Nd
第一阶段	冰长石石英脉	25.17	8.58	0.66	0.14
	石英网脉	31.38	9.08	0.74	0.15
第二阶段	粗晶方解石脉	18.42	9.86	1.17	0.16
第三阶段	石英、方解石脉	16.05	20.06	1.00	0.18
第四阶段	含硫化物石英方解石脉	10.82	20.04	1024	0.17

3. 稳定同位素组成

从刺猬沟金矿床贫硫化物矿石中获得的黄铁矿样品，其 $\delta^{34}\text{S}$ 变化为 $-3.4\text{‰} \sim 4.9\text{‰}$ ，平均值为 -0.76‰ 。硫同位素的变化范围小，平均值与陨石硫相接近，表明硫来源的深源性，并可能与中生代火山—次火山岩系有关。

刺猬沟金矿床中方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 变化为 $-5.60\text{‰} \sim -9.50\text{‰}$ ，平均值为 -7.64‰ ，碳同位素组成属深源碳，与区域上二叠系大理岩中的 $\delta^{13}\text{C}$ 有明显区别（大理岩中 $\delta^{13}\text{C}$ 变化 $-0.691\text{‰} \sim -3.582\text{‰}$ ，平均为 2.13‰ ）。

第4章 矿床的成矿流体性质和成矿时代

通过对流体包裹体成分、均一温度、盐度等特征的研究可以示踪古流体性质以及含矿流体的演化途径,从而可以讨论含矿流体的来源,帮助揭示成矿机理,进一步指导找矿。因此,在对矿石进行研究的基础上,我们进一步展开了流体包裹体的研究工作。

五凤、五星山矿床流体包裹体样品分别采自五星山矿段的石英脉和五凤矿段的方解石脉,刺猬沟矿床的流体包裹体样品采自黄铁矿化的方解石脉和矿化石英脉。通过常温观察、冷热台分析及单个包裹体测温等技术方法对样品中的包裹体进行研究。通过对以上两个矿床流体包裹体的显微观察,发现石英内部的流体包裹体较为清晰,既有沿晶带或这孤立分布的原生包裹体,又有沿裂隙分布的次生包裹体,就其物理状态而言,绝大部分为气液相包裹体和少量的纯液相包裹体、纯气相包裹体。而方解石内部的包裹体,由于方解石本身存在解理的影响,包裹体图像略为模糊,形态上有的呈现近似的长方形,但大多数为不规则状。

4.1 五凤、五星山矿床

4.1.1 流体包裹体岩相学特征

对五凤矿段的流体包裹体进行岩相学显微观察(图4.1),其具体特征如下:

(I) 气液两相流体包裹体:五凤矿段的气液两相包裹体在室温下由液相与气相两部分构成,形状为椭圆形和不规则状居多;包裹体的大小在 $8\sim 32\mu\text{m}$,多数在 $10\sim 14\mu\text{m}$ 之间,占包裹体总数的40%左右;包裹体气相所占的比例较小,集中在15~30%之间,仅有极少量可以达到35%,气相多数为无色透明,

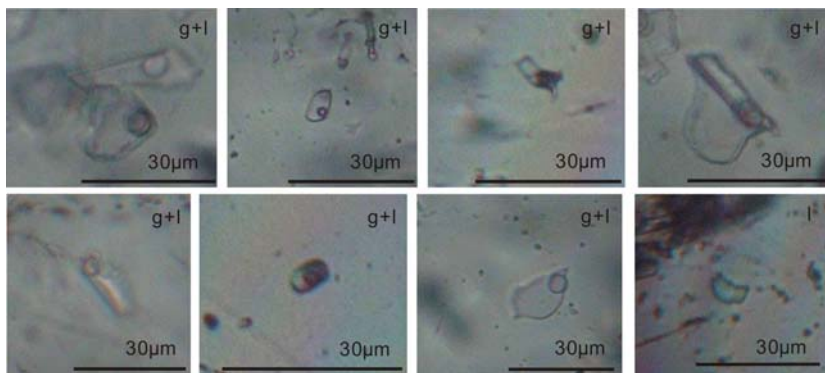


图4.1 五凤矿区流体包裹体显微图片

少数可见为黑色或者褐色,部分可见有跳动的小黑点。流体包裹体均一方式以均一为液相为主,富气相的均一为气相。总体来看,既有孤立产出的原生包裹体,还有沿裂隙定向排列且穿过相邻晶体的次生包裹体。

(II) 纯气相流体包裹体:该类型包裹体多以椭圆形产出,粒度较小,呈灰黑色,约占流体包裹体总量的不到5%,多为原生包裹体。

(III) 纯液相流体包裹体:该类型包裹体较少,仅占流体包裹体总量的不到5%(由于

数量少，未冷冻)，形态不规则。

五星山矿段的流体包裹体岩相学特征如下：

五星山矿段的包裹体较五凤矿段的要小的多；大小一般为 2~10 μm ，多数集中在 3~6 μm 之间；气相所占体积的比例也较小，集中在 20%~30%之间，也有少量可以达到 40%，包裹体气液两相的边界较为清晰(图 4.2—A, C, D)；这类包裹体又明显的可以分为两个亚类：一类为孤立存在的早期原生

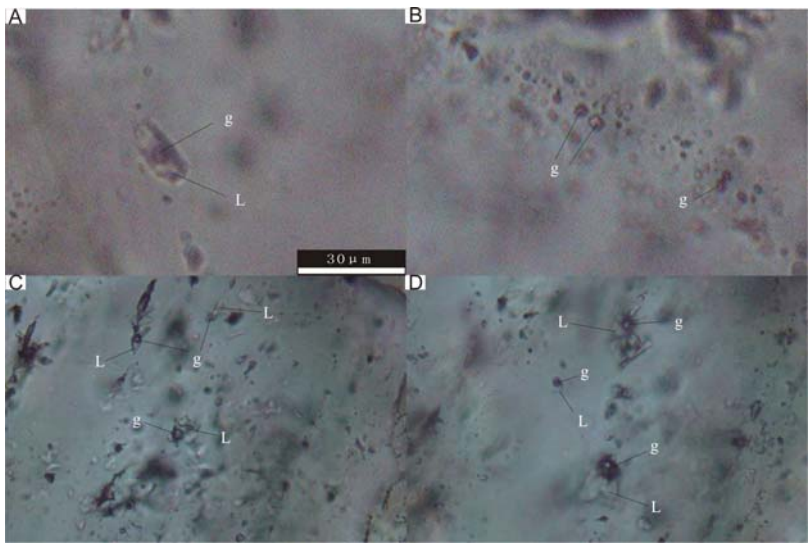


图 4.2 五星山矿区流体包裹体显微图片

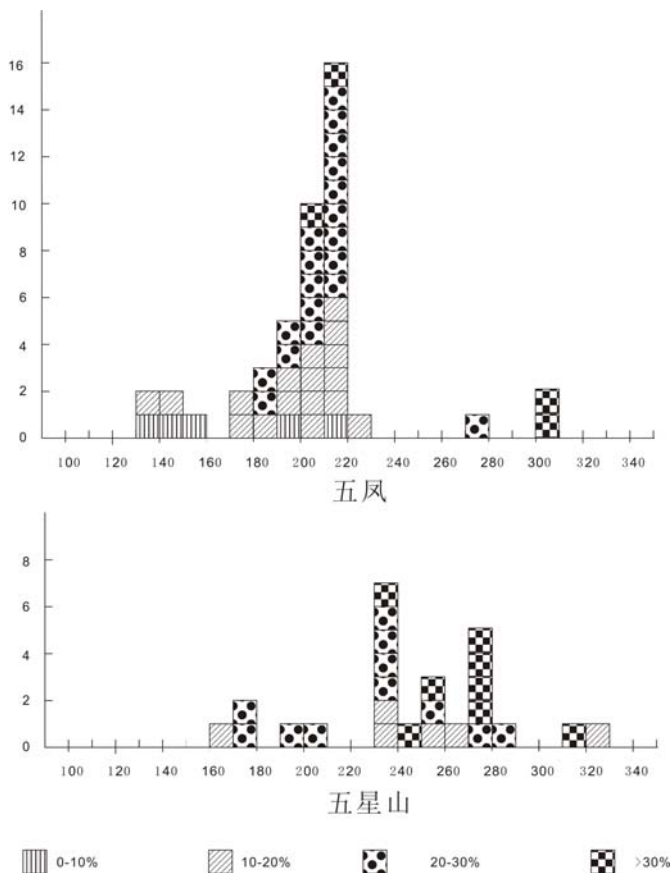


图 4.3 五凤、五星山矿床中流体包裹体的均一温度/频率柱状图

包裹体(图 4.2—A)，这类包裹体颗粒较大，气体所占比例也较大，气液两相边界比较模糊；另一类为沿石英裂隙成串分布的次生包裹体，这类包裹体颗粒较小，气体所占比例也较小，气液两相边界清楚(图 4.2—C, D)，这两类包裹体有时也伴生出现。加热时以均一到液相为主，并且占了包裹体数量的绝大多数。纯气相包裹体以浑圆状为主，少量呈不规则状；粒径较小，一般在 1~2 μm 之间；边界较模糊(图 4.2—B)。

4.1.2 流体包裹体物理化学特征

本文选取了五凤、五星山金矿床和刺猬沟金矿床的样品进行均一温度及冰点温度的测量。实验是在吉林大学地球科学学院地质流体实验室完成，测温所

用的仪器为 Linkam THM600 型冷热台，低温部分误差 0.1 $^{\circ}\text{C}$ ±，高温部分(>100 $^{\circ}\text{C}$)误差为±2 $^{\circ}$ 。

实验获得 133 个流体包裹体的均一温度，其中五凤、五星山矿床测试 69 个流体包裹体（五凤矿段获得 45 个测试数据，五星山矿段获得 24 个测试数据）。包体测温时首先用人造纯水及 25% $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 包裹体（国际标样）进行系统校正，然后在进行测温试验。在升温时观测气液两相的变化，当气泡逐渐变小并急速跳动时，可将升温速率设定为 $1^\circ\text{C}/\text{min}$ ，以便记录准确的均一温度；在冰点附近可将升温速率调整为 $0.1^\circ\text{C}/\text{min}$ ，尽量准确记录最后一块冰晶消失的温度。

五凤矿段 45 个气液两相包裹体的均一温度在 $130\sim 310^\circ\text{C}$ 之间，主要集中在 $170\sim 230^\circ\text{C}$ 之间（图 4.3），其变化范围可见有 3 个温度区间，第一温度区间为 $290\sim 320^\circ\text{C}$ ，气液两相包裹体的气液比大于 30%；第二温度区间为 $170\sim 230^\circ\text{C}$ ，气液比为 20~30% 的包裹体居多，其次为 20~30%，第三温度区间为 $130\sim 160^\circ\text{C}$ ，主要为气液比小于 10% 的气液两相包裹体。

五星山矿段均一温度变化于 $160\sim 330^\circ\text{C}$ ，主要集中在 $230\sim 280^\circ\text{C}$ 之间（图 4.3）。其温度变化范围与五凤矿区相比宽度相差不大，但主要温度区间高于五凤矿区。也可分为 3 个温度区间，分别为第一温度区间 $300\sim 330^\circ\text{C}$ 、第二温度区间 $220\sim 300^\circ\text{C}$ 和第三温度区间 $160\sim 220^\circ\text{C}$ 。

第一温度区间代表了高温石英形成阶段，代表了成矿热液的早期活动，此阶段形成浸染状矿化；第二温度区间代表主成矿期的温度范围；第三温度区间，大致相当于方解石、沸石和少量石英的形成阶段。

在盐度方面，实验的包裹体主要为气液两相，因此通过查表或是公式计算来获得盐度，因为包裹体的均一温度只是实验中的大概推算，所以由均一温度所得到的盐度也只是一种推算。

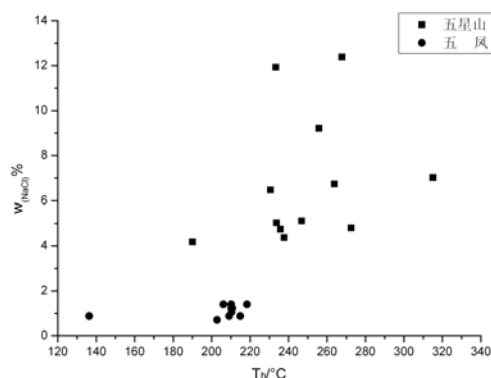


图 4.4 流体包裹体的均一温度盐度图

由于本次实验中没有观察到含有子晶的三相包裹体，因此，用 Potter(1978)、Hall(1988)等人适应于低盐度的流体盐度计算的方程求的，盐度计算公式为：

$$S=0.00+1.78-0.0442\theta^2+0.000557\theta^3$$

式中 S 为盐度 $w(\text{NaCl})\%$, θ 为冰点温度 ($^\circ\text{C}$)。

本次实验中，五凤矿段获得 10 个包体的冰点温度，范围在 $-0.5\sim -0.8^\circ\text{C}$ ，盐度 $w(\text{NaCl})\%$ 在 $0.88\sim 1.4\%$ 之间（表 4.1，图 4.4）；五星山矿区获得 8 个包体的冰点温度，范

围在 $-2.5\sim-8.2^{\circ}\text{C}$ ，盐度 $w(\text{NaCl})\%$ 在 $4.38\sim12.39\%$ 之间（表4.2，图4.4）。

从图4.4中我们可以看出五凤、五星山金矿床的盐度较低，尤其是五凤矿段，盐度数据均落于图的下方。五凤、五星山金矿床的成矿流体属于低盐度流体。

关于压力和深度的计算，依据程序和文献计算流体的密度和压力，计算出五凤矿段的流体密度、压力分别为 $0.853\sim0.943\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ 、 $3.50\sim201.92.67(10^5)\text{Pa}$ ；五星山矿段的流体密度和压力分别集中在 $0.853\sim0.943\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ 和 $12.22\sim100.67(10^5)\text{Pa}$ 之间。

根据地压梯度为 0.0265GPa/Km （胡包群，2003）计算并结合前人资料 and 实际开采情况，得出五凤矿段成矿流体的深度为 $0.15\sim0.32\text{km}$ ，而五星山矿段成矿流体的深度 $0.20\sim0.67\text{km}$ 。

表4.1 五凤矿段流体包裹体均一温度、冰点盐度、压力和密度表

序号	包体类型	均一温度	均一方式	冰点	盐度 $w(\text{NaCl})\%$	压力 10^5Pa	密度 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$	资料来源
1	气液两相包体	136.4	均一到液相	-0.5	0.88	125.47	0.943	本文实测
2	气液两相包体	206.1	均一到液相	-0.8	1.4	20.11	0.869	
3	气液两相包体	218.4	均一到液相	-0.8	1.4	76.38	0.853	
4	气液两相包体	214.9	均一到液相	-0.5	0.88	65.61	0.854	
5	气液两相包体	202.8	均一到液相	-0.4	0.71	11.71	0.869	
6	气液两相包体	209.1	均一到液相	-0.5	0.88	201.92	0.862	
7	气液两相包体	210.4	均一到液相	-0.6	1.05	6.14	0.861	
8	气液两相包体	210.7	均一到液相	-0.7	1.23	10.12	0.862	
9	气液两相包体	210.2	均一到液相	-0.8	1.4	73.48	0.864	
10	气液两相包体	210.2	均一到液相	-0.7	1.23	3.50	0.863	

表4.2 五星山矿段流体包裹体均一温度、冰点盐度、压力和密度表

序号	包体类型	均一温度	均一方式	冰点	盐度 $w(\text{NaCl})\%$	压力 10^5Pa	密度 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$	资料来源
1	气液两相包体	233.4	均一到液相	-8.2	11.93	27.27	0.943	本文实测
2	气液两相包体	230.6	均一到液相	-6.2	9.47	26.45	0.869	
3	气液两相包体	272.5	均一到液相	-2.9	4.8	55.40	0.853	
4	气液两相包体	190.1	均一到液相	-2.5	4.18	12.22	0.854	
5	气液两相包体	255.8	均一到液相	-6	9.21	41.05	0.869	
6	气液两相包体	267.7	均一到液相	-8.6	12.39	48.42	0.862	
7	气液两相包体	315.1	均一到液相	-4.4	7.02	100.67	0.861	
8	气液两相包体	263.8	均一到液相	-4.2	6.74	47.65	0.862	

综上所述，五凤、五星山矿床的温度为低温，成矿流体盐度属低盐度范围，成矿压力较低，成矿深度也较浅，成矿流体属于低盐度低温度热液。

4.1.3 流体包裹体成分

包裹体成分是在南京大学内生金属成矿作用研究国家重点实验室测定，采用 Renishaw System-1000 型激光拉曼光谱仪，514nmAr⁺离子激光器，扫描范围 850~4500cm⁻¹，狭缝宽度 20μm，分辨率 1~2cm⁻¹。

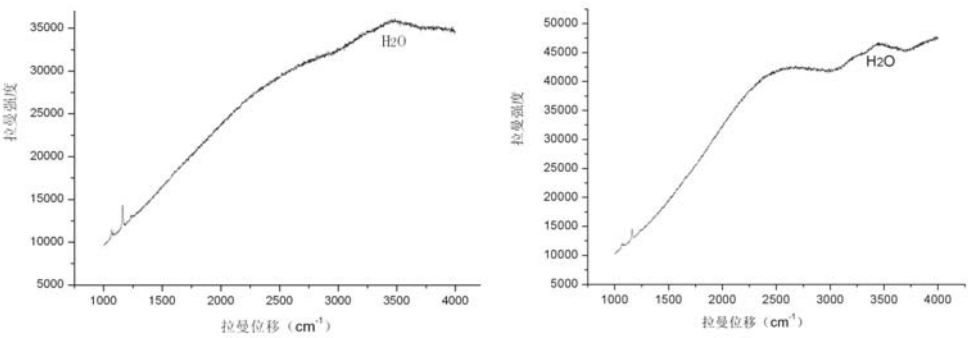


图 4.5 五凤、五星山金(银)矿流体包裹体拉曼光谱分析

本次试验采用激光拉曼光谱法对单个包裹体成分进行分析，其光谱特征显示包体成分是以水为主（图 4.5）

陈仁义等(1993)对五凤、五星山矿床流体包裹体进行了分析(表 4.3)，气相成分是以 H₂O 为主,还含有一定的 CO₂、CO 和少量的 CH₄ 和 H₂，CO₂≈CO>>N₂>CH₄>H₂。

而在液相成分中，阳离子是以 K⁺和 Na⁺为主，阴离子中 SO₄²⁻和 Cl⁻占的比例较大，液相成分的特点为：K⁺>Na⁺ >Ca²⁺≈Mg²⁺,SO₄²⁻>Cl⁻>F⁻>NO₃⁻。

虽然包裹体的成分显示主要为水，但是通过表 4.3 中可以看出，不同成矿阶段矿物流体包裹体中阳离子的 Na⁺/K⁺比值明显的小于 1，根据 Roedder 等人（1972）的研究，这种特征表明成矿流体应该具有岩浆热液成因。

表 4.3 五凤、五星山矿床矿物包裹体化学成分分析结果表（陈仁义 1993）

样号		Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	F ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	H ₂	N ₂	CH ₄	CO ₂	CO	H ₂ O
石英	WBC-1	2.06	7.02	0.17	0.34	0.10	4.49	4.04	0.96	0.03	1.56	0.71	7.86	9.39	412.5
	WBC-2	9.92	20.24	0.79	0.39	1.32	4.09	22.34	0.00	0.04	3.13	0.89	15.68	12.50	425.0
	WBC-6	3.54	24.17	0.41	0.21	0.88	4.09	18.21	0.00	0.03	2.19	0.89	7.86	12.50	325.0
沸石	WBC-4	1.45	0.73	0.73	0.73	0.22	2.47	3.63	0.00	0.28	3.44	0.00	15.71	16.56	737.0
方解石	WBC-3	1.97	30.03		5.42	6.00	7.88	245.27	0.00	0.66	4.69	1.61	15.68	20.63	80.0

综上所述，我们可以得知，五凤、五星山金矿床的成矿流体包含有岩浆热液成因流体，但是后期混入了大量的大气降水，因此其密度和盐度均较低。成矿的深度较浅，尤其是五凤矿段，矿床形成时的空间位置应该是五凤矿段在上，五星山矿段在下。

4.2 刺猬沟金矿床

4.2.1 流体包裹体特征

前人（孟庆丽等 1993）对刺猬沟矿床的流体包裹体已经做过研究，测试了矿床中几个成矿阶段的流体包裹体。其特征列于表 4.4 中。

表 4.4 刺猬沟矿床包裹体特征表（孟庆丽等 1993）

阶段	样号	矿物	包体一般特征	长径 (μ)	气液比 (%)
I	C-1	石英	主要为气液包体，次为纯液相包体，少量气相及多相包体	16	5±
				5	8±
				6	5±
	C-2	石英	主要为纯液相包体，少量气液相及多相包体	5	5±
	C-3	石英	主要为纯液相包体，少量气液多相包体	5	20±
	C-4	石英	主要为纯液相包体，次之为气液相包体和多相包体	5	5±
				5	5±
III	C-5	石英	主要为纯液相包体，次之为气液包体，少量多相包体	5	5±
				10	5±
	C-6	石英	主要为气液相包体，等量气相及多相包体	8	5±
				15	10±
	C-7	石英	主要为气液包体，次之为气相包体	20	15±
				8	10±
IV	C-8	石英	包体少，多为纯液相包体，等量气液及多相包体	4	8±
		方解石	纯液相及气液包体	14	5±
		方解石	纯液相及气液包体	5	5±
IV	C-9	石英	主要为纯液相包体，少量气液、气相及多相包体	12	5±
IV	C-10	石英（粗粒）	主要为纯液相包体，次之为气液包体和气相包体	14	8±
				8	8±

本文测试了成矿各个阶段的流体包裹体，其主要特征如下：

包裹体类型以气液两相为主，形状为椭圆形和不规则状居多（图 4.6）；方解石中的流体包裹体，在镜下多数包裹体看起来比较模糊，而石英中的包裹体则看起来比较清晰。包裹体的大小在 5~20μm,多数在 8~15μm 之间；气相所占的比例较小，集中在 15~30%之间，仅有极少量可以达到 35%以上。纯液相包裹体含量次之，约占包裹体含量的 15%左右，且纯液相包裹体均较小，多数在 5μm 左右。

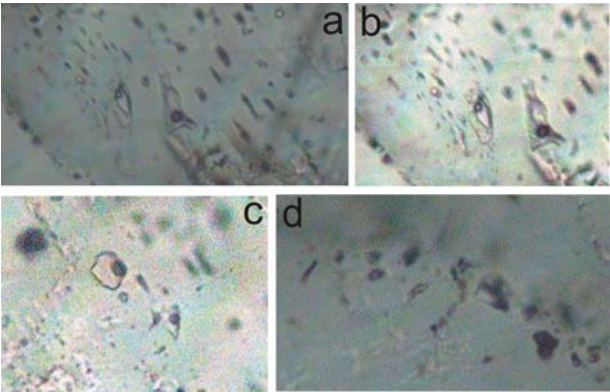


图 4.6 刺猬沟矿床流体包裹体显微图片

较前人所测得的结果（表 4.4 所示），总体来讲，本文实验中的气液两相包裹体含量较多。

而前人资料中的液相包裹体较之本次要多一些。

4.2.2 流体包裹体物理化学特征

孟庆丽等对刺猬沟金矿床的成矿温度进行了测定，认为热液成矿期温度范围在 221.4～330℃之间。在前人的工作基础之上，本文对刺猬沟矿床中的硫化物石英脉、方解石石英脉进行了测温工作。

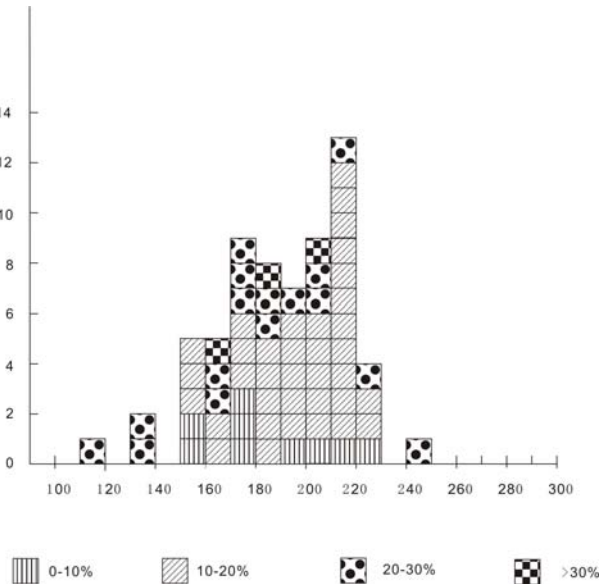


图 4.7 刺猬沟金矿床中流体包裹体的均一温度柱状图

石-石英网脉阶段。

本文测试包裹体 47 个冰点温度，范围在-0.1～-3.5℃之间，主要集中在-0.9～-1.9℃之间，盐度 w (NaCl) %在 0.18～5.71%之间，主要集中在 1.57～3.23%之间（表 4.5，图 4.8）

通过图 4.10 可以看出，刺猬沟金矿床的盐度数值明显的较低，反映了矿床成矿流体低盐度的特征。

根据包体的均一温度和所计算的盐度，利用温度—盐度—密度相图得到流体的密度在集中在 0.828～0.931 g.cm⁻³ 之间；压力范围集中于 30～50×10⁵Pa 之间。按地压梯度为 0.0265GPa/km(胡宝群等 2003)估

由图 4.7 中可以看出：

本文测试的流体包裹体其均一温度在 110～250℃之间，主要集中在 150～230℃之间。可大致划分为 4 个温度区间。

第一温度区间为 220～240℃，白云石-重晶石阶段；

第二温度区间为 180～220℃，石英-多金属硫化物阶段，是包裹体均一温度的主要集中阶段，也是主要的成矿阶段；

第三温度区间为 140～180℃石英-方解石阶段，该温度阶段的包裹体数量较多（图 4.7）；

第四温度区间为 110～140℃，相当于冰长

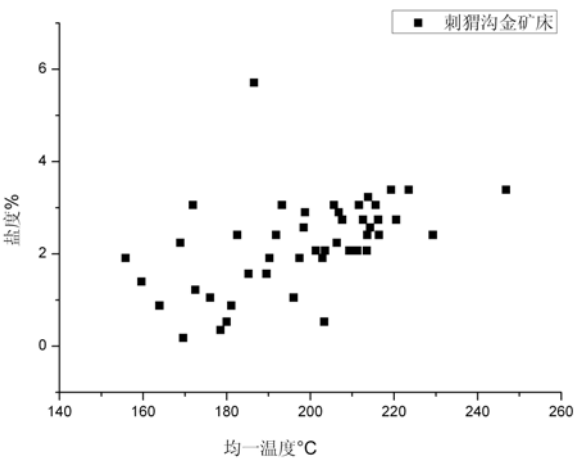


图 4.8 刺猬沟金矿床流体包裹体的均一温度盐度图

算,其相应的成矿深度为 0.10~0.40km 之间,如果以 0.015~0.020GPa/km 作为地压梯度(范宏瑞等,1997)来估算,相应的成矿深度为 0.15~0.55km,结合实际开采情况可认为成矿作用主要发生的深度应为 0.15~0.45km。

根据以上研究可以得出,刺猬沟金矿床的成矿温度为较低温度,成矿流体盐度属低盐度范围,成矿压力较低,成矿深度也较浅。成矿流体属于低盐度低温热液为主,形成深度较浅。

表 4.5 刺猬沟金矿床流体包裹体均一温度、冰点盐度、压力和密度表

序号	包体类型	均一温度	均一方式	冰点	盐度w (NaCl) %	压力	密度	资料来源
1	气液两相包体	159.6	均一到液相	-0.8	1.40	1911.42	0.924	本文 实测
2	气液两相包体	163.9	均一到液相	-0.5	0.88	79.84	0.916	
3	气液两相包体	169.6	均一到液相	-0.1	0.18	20.30	0.906	
4	气液两相包体	171.9	均一到液相	-1.8	3.06	14.64	0.921	
5	气液两相包体	172.5	均一到液相	-0.7	1.22	59.46	0.909	
6	气液两相包体	176	均一到液相	-0.6	1.05	106.66	0.904	
7	气液两相包体	178.5	均一到液相	-0.2	0.35	4.60	0.897	
8	气液两相包体	180	均一到液相	-0.3	0.53	24.87	0.896	
9	气液两相包体	181.1	均一到液相	-0.5	0.88	39.72	0.897	
10	气液两相包体	196	均一到液相	-0.6	1.05	27.32	0.880	
11	气液两相包体	203.3	均一到液相	-0.3	0.53	18.36	0.867	
12	气液两相包体	206.3	均一到液相	-1.3	2.24	51.45	0.875	
13	气液两相包体	206.8	均一到液相	-1.7	2.90	22.15	0.879	
14	气液两相包体	205.6	均一到液相	-1.8	3.06	7.42	0.882	
15	气液两相包体	212.6	均一到液相	-1.6	2.74	33.47	0.870	
16	气液两相包体	246.8	均一到液相	-2.0	3.39	38.20	0.828	
17	气液两相包体	220.5	均一到液相	-1.6	2.74	34.41	0.860	
18	气液两相包体	214.3	均一到液相	-1.5	2.57	45.94	0.868	
19	气液两相包体	193.2	均一到液相	-1.8	3.06	40.55	0.897	
20	气液两相包体	223.5	均一到液相	-2.0	3.39	7.39	0.861	
21	气液两相包体	155.8	均一到液相	-1.1	1.91	61.39	0.931	
22	气液两相包体	207.6	均一到液相	-1.6	2.74	31.98	0.877	
23	气液两相包体	211.2	均一到液相	-1.2	2.07	49.70	0.867	
24	气液两相包体	168.9	均一到液相	-1.3	2.24	56.64	0.919	
25	气液两相包体	198.4	均一到液相	-1.5	2.57	48.43	0.887	
26	气液两相包体	229.3	均一到液相	-1.4	2.41	45.11	0.845	
27	气液两相包体	202.9	均一到液相	-1.1	1.91	43.35	0.877	
28	气液两相包体	198.7	均一到液相	-1.7	2.90	15.72	0.889	
29	气液两相包体	203.5	均一到液相	-1.2	2.07	50.98	0.878	
30	气液两相包体	186.5	均一到液相	-3.5	5.71	16.25	0.923	
31	气液两相包体	209.3	均一到液相	-1.2	2.07	25.47	0.870	
32	气液两相包体	182.5	均一到液相	-1.4	2.41	105.63	0.905	

续表 表 4.5 刺猬沟金矿床流体包裹体均一温度、冰点盐度、压力和密度表

序号	包体类型	均一温度	均一方式	冰点	盐度w (NaCl) %	压力	密度	资料来源
33	气液两相包体	215.6	均一到液相	-1.8	3.06	36.02	0.869	本文 实测
34	气液两相包体	213.8	均一到液相	-1.9	3.23	11.60	0.873	
35	气液两相包体	216.4	均一到液相	-1.4	2.41	80.86	0.863	
36	气液两相包体	197.4	均一到液相	-1.1	1.91	72.68	0.884	
37	气液两相包体	219.3	均一到液相	-2.0	3.39	49.31	0.867	
38	气液两相包体	201.3	均一到液相	-1.2	2.07	22.81	0.880	
39	气液两相包体	213.5	均一到液相	-1.2	2.07	79.01	0.864	
40	气液两相包体	211.6	均一到液相	-1.8	3.06	71.70	0.874	
41	气液两相包体	214.3	均一到液相	-1.5	2.57	45.94	0.868	
42	气液两相包体	213.6	均一到液相	-1.4	2.41	45.94	0.867	
43	气液两相包体	189.5	均一到液相	-0.9	1.57	8.23	0.892	
44	气液两相包体	191.8	均一到液相	-1.4	2.41	60.98	0.894	
45	气液两相包体	190.2	均一到液相	-1.1	1.91	78.03	0.893	
46	气液两相包体	216.2	均一到液相	-1.6	2.74	78.37	0.866	
47	气液两相包体	185.2	均一到液相	-0.9	1.57	54.10	0.897	

孟庆丽等(2001)对刺猬沟金矿床的流体包裹体的成分研究表明,包裹体气相主要成分为水,此外还含有一定的 CO_2 、 CO 等,成矿流体主要的成分类型为 $\text{K}^+\text{-Ca}^{2+}\text{-HCO}_3^-$ 。

4.2.3 氢氧同位素特征

由于不同来源的流体具有不同特征的氢氧同位素组成,因此成矿流体的氢氧同位素组成成为判断成矿流体来源的重要依据。矿床氢氧同位素特征列于表 3.5。表中 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 值根据石英的氧与其包裹体中的水达到同位素平衡,利用石英的同位素组成 $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}$ 值计算得来的。根据 Clayton 等人(1972)提出的公式:

$$1000\ln\alpha_{\text{石英-水}}=3.38\times 10^6-3.40$$

其中, $\ln\alpha_{\text{石英-水}}\approx(\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}-\delta^{18}\text{O}_{\text{水}})/1000$

周永昶(1992)、陈仁义、芮宗瑶(1993)测试了刺猬沟矿床和五凤、五星山金矿床不同阶段矿石中成矿流体的氢氧同位素组成。结果见表 4.6。

五凤、五星山金矿床的氢、氧同位素比较集中, $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}$ 变化范围为 $3.9\times 10^{-3}\sim 8.8\times 10^{-3}$, 主要集中在 $4.5\times 10^{-3}\sim 5.7\times 10^{-3}$ 之间; $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 最小为 -6.7×10^{-3} , 最大为 -3.2×10^{-3} , 平均为 -5.0×10^{-3} ; δD 变化为 $-66\times 10^{-3}\sim -98\times 10^{-3}$, 平均为 -87×10^{-3} 。

刺猬沟金矿床 $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}$ 变化范围为 $-1.337\times 10^{-3}\sim 6.175\times 10^{-3}$, 平均为 1.57×10^{-3} ; $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 变化

为 $-13.002\times 10^{-3}\sim -0.56\times 10^{-3}$ ，平均为 -8.29×10^{-3} ； δD 变化为 $-104.74\times 10^{-3}\sim -93.614\times 10^{-3}$ ，平均为 -98.64×10^{-3} 。

根据 H.P.Taylor 等人的资料，大气降水中 $\delta^{18}O$ 水的变化范围在 $+10\sim -50$ 之间，而 δD 水的变化为 $+50\sim -350$ 。

表 4.6 金矿床成矿流体中氧、氢同位素特征

矿床 名称	样号	$\delta^{18}\text{O}$ _{石英}	$\delta^{18}\text{O}$ _水	δD	Th/°C	资料来源
		$\omega\text{B}/10^{-3}$				
刺猬沟 金矿床	1	2.618	-5.573	-96.82	267	周永昶（1992）
	2	-0.576	-11.530		212.1	
	3	2.938	-8.151	-104.74	210	
	4	-0.572	-10.746		226	
	5	3.097				
	6	-1.337	-10.907	-97.41	237.5	
	7	-0.083	-13.002		182.1	
	8	0.746	-7.434		267.5	
	9	-0.110	-11.609		203.3	
	10	3.573	-3.430	-100.63	297	
	11	6.175	-0.560	-93.616	304.5	
五凤、 五星山 金矿床	9WBC-3	4.5	-3.6	-96		陈仁义、芮宗瑶 （1993）
	9WBC-1	5.3	-6.7	-88		
	9WBC-2	7.0	-5.0	-98		
	9WBC-4	4.6		-66		
	9WBC-6	5.7	-6.3	-87		
	9WXZ-3	8.8	-3.2	-87		
	9WXZ-1	4.0	-4.6			
	9WXZ-2	3.9				

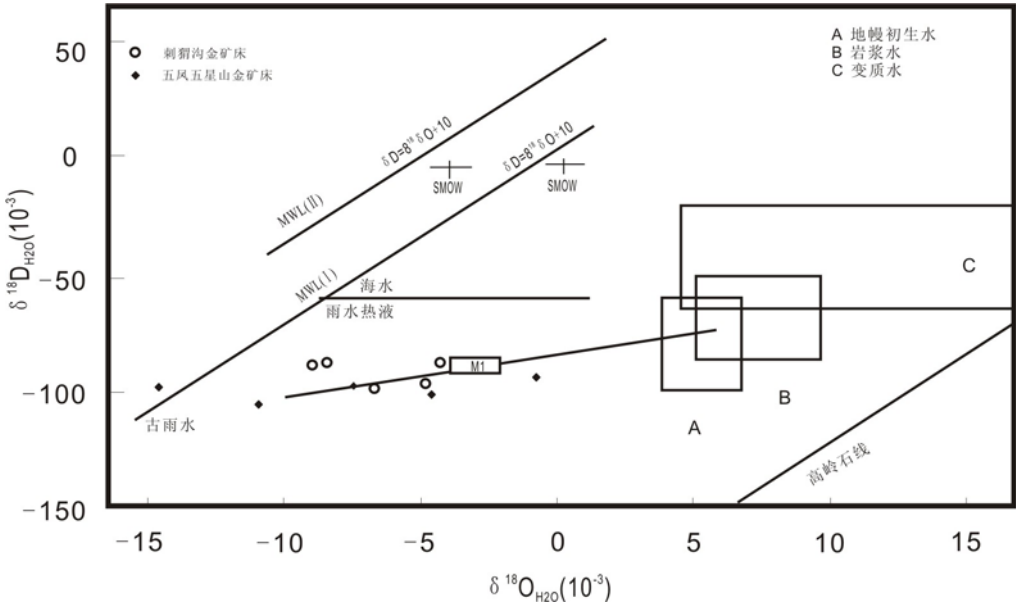


图 4.9 五凤、五星山金矿床与刺猬沟金矿床氢-氧同位素图解

在 $\delta D-\delta^{18}O$ 图解上，五凤、五星山矿床和刺猬沟金矿床的投影点均落在大气降水区。

前面关于五凤、五星山金矿床的流体包裹体成分的讨论中,其流体成分具有岩浆热液成因的特点;孟庆丽等(1992)对刺猬沟金矿床流体包裹体的研究,也显示了类似的特点。因此表明成矿流体为大气降水与岩浆热液的混合物,但主要为大气降水。

4.3 成矿年代学研究

五凤、五星山金矿床分别产于中生代侏罗系屯田营组和金沟岭组中至中酸性火山岩内以及中生代钾长花岗斑岩体的接触带附近,前人工作中关于其成矿年代没有给出准确的数据。本次工作选取了五凤、五星山矿床的方解石石英脉样品进行了 Ar-Ar 年代学研究。

样品测试在 2007 年 12 月到 2008 年 1 月进行,由北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室全时标全自动高精度高灵敏度激光 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年系统完成。测定采用聚焦激光对单颗粒或多颗粒的矿物岩石样品进行一次性熔融。激光能量 1.0-3.5 瓦,激光束斑直径为 0.5mm。激光在 40 秒内逐渐升温到 1.0-3.5 瓦,升温后熔样释气时间持续 40 秒。系统分两个阶段使用两个锆铝泵对释出气体进行纯化,第一阶段纯化时间 180 秒,第二阶段 60 秒。系统通过测量已知摩尔数的空气对五个氩同位素 (^{40}Ar 、 ^{39}Ar 、 ^{38}Ar 、 ^{37}Ar 、 ^{36}Ar) 质量歧视进行日常监测,进行校正, D 值为 1.00355 ± 0.00002 。基准线和五个氩同位素均使用电子倍增器进行 13 个循环测量。信号强度的测量采用电流强度测量法,信号强度以纳安 (nA) 为单位记录。测量已知摩尔数的空气的氩同位素信号强度,获得系统在电子倍增器单位增益下的绝对灵敏度为 $2.394\times10^{-10}\text{moles/nA}$ 。通过绝对灵敏度可以将氩同位素信号强度由纳安 (nA) 换算为摩尔。电子倍增器增益(与法拉第杯测量信号强度的比值)为 3000~4000 倍。整个设备的平均本底水平为: $^{40}\text{Ar}=0.00977\pm0.00061$, $^{39}\text{Ar}=0.000021\pm0.000014$, $^{38}\text{Ar}=0.0001141\pm0.0000031$, $^{37}\text{Ar}=0.0000693\pm0.0000076$, $^{36}\text{Ar}=0.000331\pm0.000034$ 。

系统测试过程、原始数据处理、模式年龄和等时线年龄的计算均采用美国加州大学伯克利地质年代学中心 Alan L. Denio 博士编写的“MASS SPEC (V.7.650)”软件自动控制。

将 0.18-0.28mm 粒径样品用自制的高纯铝罐包装,封闭于石英玻璃瓶中,2007 年 2 月 22-23 日置于中国原子能科学研究院 49-2 反应堆 B8 孔道进行中子照射,照射时间为 24 小时,快中子通量为 5.443×10^{17} 。用于中子通量监测的样品是我国周口店 K-Ar 标准黑云母 (ZBH-25, 年龄为 132Ma) 和德国白云母标样 (BERN-4M, 年龄为 18.6Ma)。同时对纯物质 CaF_2 和 K_2SO_4 进行同步照射,得出的校正因子参见数据。

照射后的样品冷置后,在显微镜下,以每个样品仓 8-20 颗不等量的颗粒数分别转移到约 22 个样品仓中,密封去气之后,装入系统。

本文对来自五凤、五星山金矿床的方解石石英脉样品进行了测定, 获得其包裹体的反等时线年龄为 $123 \pm 7 \text{ Ma}$ ($n = 21$, $\text{MSWD} = 7$), 如图 4.10 所示, 初始 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 同位素组成为 312.8 ± 1.2 。

李超文等(2006)获得的金沟岭组火山岩年龄数据为 106 Ma , 表面看来似乎与本文所得年龄数据矛盾。但通过研究发现, 其在进行 Ar-Ar 年龄测定时, 选取了全岩样品作为研究对象, 在测试的过程中, 也提到样品在低温阶段 ($700\text{-}780^\circ\text{C}$) 给出了较高的年龄 ($\sim 134 \text{ Ma}$), 其实实验中所获得的年龄可能较实际偏年轻。而本文中实验所测试的样品为方解石石英脉中的包裹体, 实验过程中误差为 $\pm 7 \text{ Ma}$ 。结合实际地质情况, 五凤、五星山金矿床产于火山岩内部的断裂以及与花岗斑岩之间的接触带的裂隙中, 因此, 认为五凤、五星山矿床的成矿时代应为早白垩世。

关于刺猬沟金矿床的成矿时代问题, 前人进行了一定程度的研究。由于技术手段以及当时实验条件方面的限制, 所获得的数据可信度存在一定的问题。刺猬沟金矿床产于屯田英组安山质凝灰角砾熔岩和安山岩中, 依据实际地质情况, 其成矿时代理论上应该晚于火山岩的形成时代。许文良等(通信联系)最新获得该火山岩组的锆石 U-Pb 年龄在 $115\text{-}105 \text{ Ma}$ 之间, 因此认为该矿床的矿化时代应该在早白垩世, 关于具体的成矿时代, 有待进一步的研究讨论。

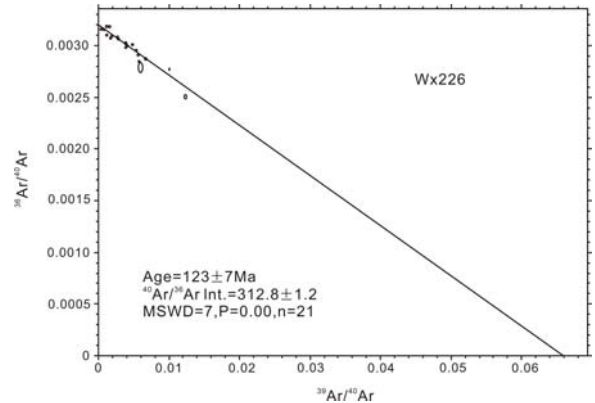


图 4.10 五凤、五星山矿区方解石石英脉中流体包裹体反等时线图

表 4.5 五凤、五星山矿床方解石石英脉 Ar-Ar 测年结果

Run ID	Sample	^{39}Ar	$^{40}\text{Ar}^*(\%)$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	Age(Ma)	±
1074-01	WX226	0.01446	8.78	0.022507	0.00772	0.00450	7.289	323.8746684	338	17
1209-01	WX226	0.01476	6.25	0.056159	0.00822	0.01053	17.702	315.2043847	539	34
1210-01	WX226	0.05390	10.59	0.041006	0.01595	0.00828	13.551	330.4705676	211	10
1211-01	WX226	0.01615	11.24	0.009810	0.01003	0.00202	3.265	332.8273036	181	8
1212-01	WX226	0.02008	9.19	0.033371	0.00036	0.00646	10.859	325.3963022	375	18
1213-01	WX226	0.01553	6.93	0.064951	0.00685	0.01220	20.624	317.5312428	643	36
1214-01	WX226	0.02417	11.95	0.018018	0.02222	0.00377	6.043	335.4153416	225	10
1215-01	WX226	0.04878	12.89	0.026291	0.01064	0.00558	8.917	339.1713894	188	8
1216-01	WX226	0.00612	6.93	0.019005	0.00203	0.00352	6.035	317.5469087	498	30
1217-01	WX226	0.04646	14.08	0.023671	0.01735	0.00508	8.138	343.8013079	196	8
1218-01	WX226	0.00161	17.70	0.000731	0.00877	0.00016	0.261	357.7698413	227	20
1219-01	WX226	0.01082	25.95	0.002188	-0.00271	0.00052	0.873	399.2554281	168	6
1220-01	WX226	0.02148	5.89	0.080060	0.02254	0.01516	25.138	313.9846889	502	34
1221-01	WX226	0.02797	9.61	0.028481	-0.00720	0.00564	9.312	326.9605107	250	12
1222-01	WX226	0.02318	9.57	0.026058	0.00027	0.00511	8.515	326.7772401	273	13
1223-01	WX226	0.08386	18.20	0.023061	0.02271	0.00544	8.327	361.0746622	146	5
1224-01	WX226	0.01266	5.99	0.030852	0.01321	0.00583	9.697	314.3047502	349	24
1225-01	WX226	-0.77647	25851.3	-0.773000	-405.0266	-0.71854	0.740	-0.957007098	NAN	-1140
1226-01	WX226	0.00495	16.02	0.002399	0.00303	0.00054	0.844	351.6492976	216	8
1227-01	WX226	0.00184	6.90	0.011409	0.00263	0.00225	3.620	317.3122332	883	48
1228-01	WX226	0.00322	8.43	0.007685	-0.00706	0.00151	2.480	322.7396458	475	25
1229-01	WX226	0.00930	13.67	0.004400	0.00070	0.00095	1.506	342.2213888	177	7

第5章 与成矿密切的火山岩成因与形成环境

浅成低温热液金矿床的围岩主要为陆相火山岩,大部分矿床产于火山活动中心(破火山口或火山锥)附近,以发育火山碎屑岩和熔结火山碎屑岩为特征,少数产于远离火山口的火山岩中,含矿火山岩具有偏酸性和碱性的特点(应汉龙, 1999)。

延边地区浅成低温热液矿床的形成与中生代火山岩的成因有密切的时空、成因关系(图1-1)。为了深入认识矿床成因,本章重点论述与五凤、五星山金矿床和刺猬沟金矿床密切相关的中生代火山岩地质特征和地球化学特征,并对其年代学进行了初步的讨论。

5.1 地质特征

延边地区中生代岩浆活动强烈,区内发育了大面积的火山岩,火山岩多产于中生代盆地中。成矿带在成矿时空、物质组成上主要受控于中生代火山盆地和盆地间和盆地间由浅成侵入体构成的隆起区。矿床与该区中生代陆相火山—浅成岩浆作用有着密切的成因联系,这些火山岩有的甚至是矿床的赋矿围岩。

五凤、五星山金矿床产于屯田营组和金沟岭组中至中酸性火山岩以及火山岩与侵入岩的接触带内,刺猬沟金矿床矿区内大面积出露屯田营组的火山岩。依托于前人资料和本文所测试的数据,本文着重对矿区内的金沟岭组和屯田营组火山岩进行研究。

火山岩的岩相学特征为:

玄武安山岩:斑状结构,块状构造,斑晶矿物主要为斜长石和角闪石,斜长石斑晶粒径为2~4mm,含量为10%左右,角闪石斑晶粒径为0.5~1mm,含量为10%左右,为安山结构,斜长石微晶呈交织状或者半平行状排列,具体特征见图版;

辉石安山岩:斑状结构,块状构造,斑晶矿物为单斜辉石和斜长石以及少量的角闪石组成,其中单斜辉石粒径为1~2mm,含量约为15%左右,基质由微晶而长石和火山玻璃组成,玻璃基质中分布着杂乱而稀疏的斜长石针状微晶,基质为玻晶交织结构,具体特征见图版;

安山岩和角闪安山岩:呈斑状结构,有的具有气孔,杏仁构造。斑晶以普通角闪石为主,此外,还含有少量的斜长石。斑晶含量约为20%,角闪石多具暗化边。粒度在0.2~0.3mm间,斜长石有环带结构,呈长板状,含量为5%。基质由斜长石微晶及少量角闪石微晶组成,微晶斜长石紧密排列,并且具有一定的定向性。

5.2 地球化学特征

5.2.1 主量元素特征

从火山岩的 TAS 岩石分类图 (图 5.1) 和火山岩岩石化学分析表 (表 5.2、表 5.3) 中可以看出屯田营组火山岩投点主要落在安山岩和粗面安山岩区, 另有个别投点落在英安岩区, 屯田营组火山岩主量元素含量变化范围较小, 其 SiO_2 变化于 58.48~65.09%, MgO 变化于 1.39~3.17%, Al_2O_3 含量为 16.08~18.33%, TiO_2 为 0.62~1.03%, K_2O 为 1.38~2.92%。金沟岭组火山岩投点落在玄武安山和安山岩区, 其中 SiO_2 变化于 52.49~57.87%, MgO 变化于 4.42~5.8%, Al_2O_3 的含量为 16.14~17.90%, 与屯田营组火山岩相比较, 其 K_2O 含量较低, 为 0.38~0.90%, P_2O_5 的含量也较低, 为 0.25~0.29%, 而 TiO_2 的含量、 FeO_T 的含量和 CaO 的含量较高, 分别为 1.09~1.28%、7.44~8.40%和 7.88~10.50%。

在火山岩 AFM 图解 (图 5.2), 中可以看出, 屯田营组火山岩和金沟岭组火山岩均具有钙碱性系列的特征。

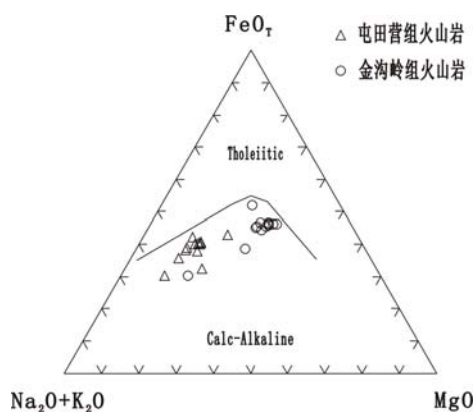


图 5.2 火山岩 AFM 图

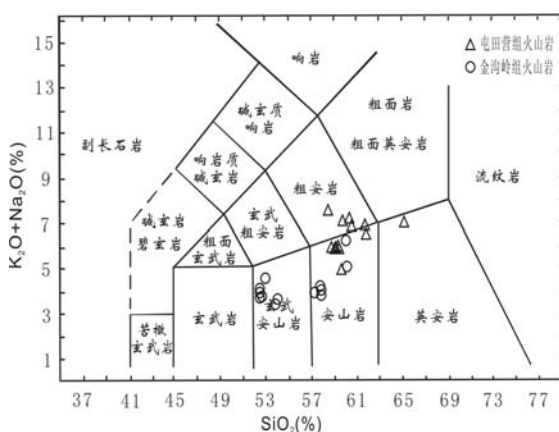
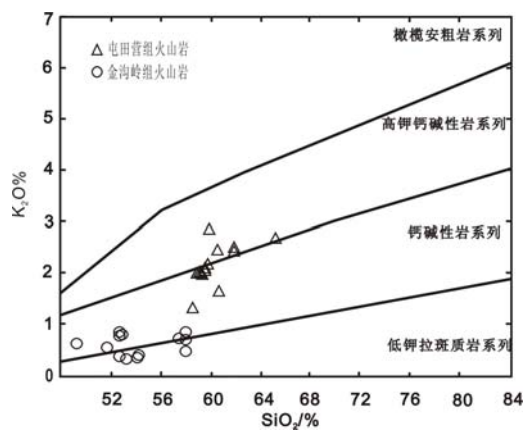


图 5.1 火山岩分类图

图 5.3 火山岩 SiO_2 - K_2O 变异图

在火山岩的 SiO_2 - K_2O 变异图解上 (图 5.3), 屯田营组火山岩样品投点落在钙碱性-高钾钙碱性系列中, 其中多数样品集中在钙碱性和高钾钙碱性的过渡区, 而金沟岭组火山岩投点则落在低钾拉斑系列与钙碱性系列之间的范围内。

5.2.2 微量元素特征

屯田营组火山岩稀土元素分析结果见表 5.2。球粒陨石标准化 (Boynton, 1984) 稀土元素配分图解如图 5.4 所示。从表 5.2 和图 5.4 中可以看出, 屯田营组火山岩稀土总量的变化范

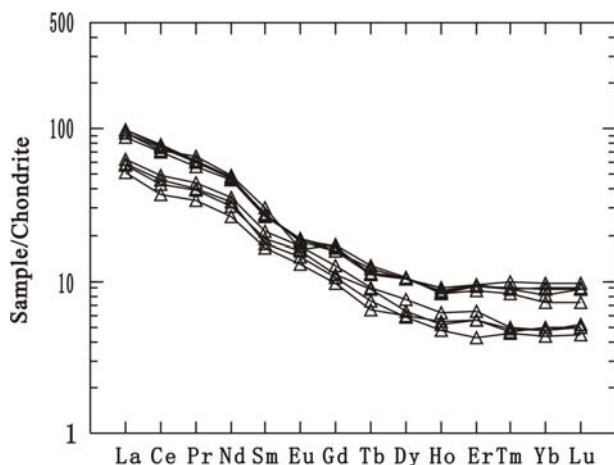


图 5.4 屯田营组火山岩稀土元素图解

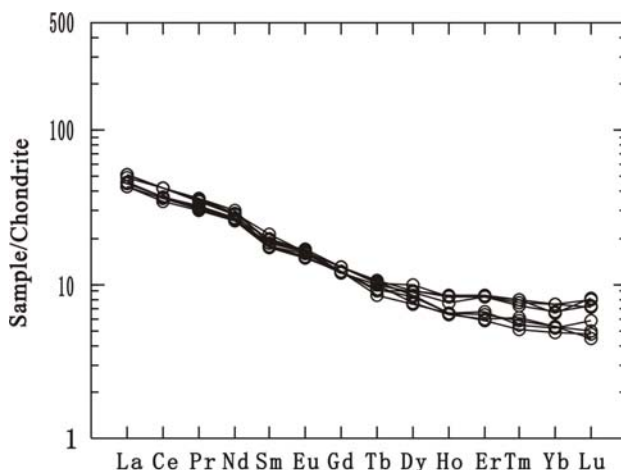


图 5.5 金沟岭组火山岩稀土元素图解

围较大, 总体含量较高, 平均值为 146.23 ppm。其中, 轻稀土含量为 82.88~165.53ppm, 重稀土含量为 9.75~16.42 ppm, 轻稀土 (LREE) 含量明显高于重稀土 (HREE) 含量, 轻重稀土比值 (LREE/HREE) 介于 9.15~10.62 之间, 轻重稀土分馏较显著, $(La/Lu)_N$ 比值为 8.86~13.56, 平均为 10.87。稀土元素配分曲线表现为右倾型配分模式。

结合表 5.2 和 P-MORB 标准化的微量元素蛛网图 (图 5.6) 可以看出, 屯田营组火山岩具有富集 K、Rb、Ba、La、Ce、Sr 等高度不相容元素, 亏损 Nb、Ta 等高场强元素的特征。

金沟岭组火山岩稀土总量较屯田营组火山岩低, ΣREE 介于 90.575~104.66ppm 之间,

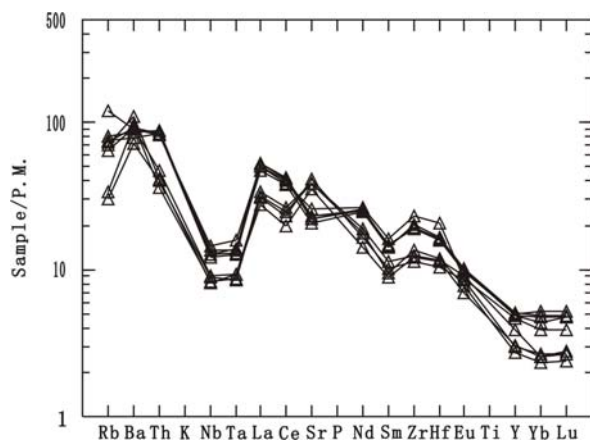


图 5.6 屯田营组火山岩微量元素图解

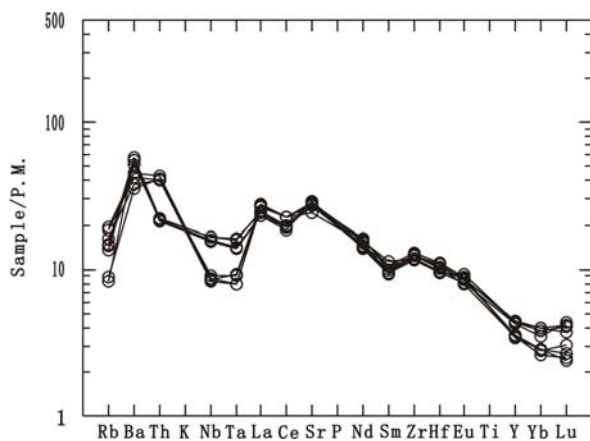


图 5.7 金沟岭组火山岩微量元素图解

平均为 114.49ppm。轻稀土 (LREE) 相对富集, 重稀土 (HREE) 相对亏损 (图 5.5)。轻重稀土分馏相对较强, 轻重稀土比值 (LREE/HREE) 介于 6.34~8.29 之间。 $(La/Lu)_N$ 比值为 6.06~10.11, 平均为 7.63。在稀土元素配分模式图上, 金沟岭组火山岩均表现为右倾型配分模式。

金沟岭组火山岩微量元素分析结果见表 5.3。P-MORB 标准化微量元素蛛网图如图 5.7 所示, 从表 5.3 及图 5.7 可看出, 金沟岭组火山岩具有富集 K、Rb、Ba 等大离子亲石元素, 亏损高场强元素 Nb、Ta 的特征, 具 Sr 的正异常。

5.3 形成时代

金沟岭组于 1980 年 1:20 万老黑山幅区调所创建, 主要由中性熔岩—火山碎屑岩夹煤层组成, 区内岩性变化较大, 在其碎屑岩中产有大量 *Neozamites* 等化石, 该组主要分布在汪清地荫沟盆地、百草沟盆地、延吉屯田营盆地、老头沟盆地、安图明月沟、和龙金厂沟、龙井福洞盆地等均有出露, 与下伏屯田营组为整合接触或与老地层不整合接触, 与上覆泉水村组平行不整合接触。

屯田营组火山岩的时代问题, 一直存在这较大的争议, 屯田营组建组时 (1959) 将其划分为晚侏罗世, 后来吉林省地矿局根据本组顶部层位夹层中发现植物化石 *Neocalamits*, 该化石是晚三叠世—中侏罗世常见分子, 将屯田营组的时代暂置中侏罗世。1993 年全国地层清理又将其放置晚侏罗世。屯田营组火山岩主要呈北东向分布, 分别在汪清地荫沟盆地的城墙砬子、亲盆地的城墙砬子、亲和屯、砂金沟、刺猬沟; 延吉盆地老头沟; 安图盆地明月沟、五峰等地出露。区域上它们不整合于晚三叠世及之前不同时代的各岩层之上, 顶界在汪清地荫沟、延吉老头沟等地与上覆金沟岭组整合接触。

李超文、郭锋等 (2006) 近期的实验获得, 屯田营组火山岩的喷发时间为 115~118Ma, 而金沟岭组火山岩的喷发时间为 106~108Ma; 许文良 (通信联系) 等通过对金沟岭组和屯田营组火山岩进行了 LA-ICPMS U-Pb 定年, 获得了屯田营组火山岩的形成时代为晚侏罗世, 而金沟岭组火山岩的形成时代为早白垩世晚期。综合前人的资料, 本文中将屯田营组的时代置于晚侏罗世, 金沟岭组的时代置于早白垩世。

综上所述, 屯田营组火山岩和金沟岭组火山岩为一套玄武安山岩—安山岩—粗安岩组成的亚碱性的岩石组合, 在 AFM 图解中具有钙碱性的演化趋势, 屯田营组火山岩在 $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ 变异图解上表现为钙碱性系列, 而金沟岭组火山岩表现为低钾拉斑系列向钙碱性系列过渡。

5.4 成岩环境

从球粒陨石标准化稀土元素配分图解和原始地幔标准化的微量元素蛛网图解上可以看出, 屯田营组火山岩与金沟岭组火山岩具有相似的稀土元素和微量元素配分形式, 轻稀土富集, 富集 K、Rb、Ba 等大离子亲石元素, 而高场强元素 Nb、Ta 亏损。

以上这些特征与安第斯型火山岩相似。

表 5.1 与成矿密切相关的火山岩与典型地区火山岩的对比

类型	延边地区		安第斯型	岛弧型	大陆裂谷型	东南沿海
	屯田营组	金沟岭组				
岩石组合	安山岩-粗安岩-英安岩	玄武安山岩-安山岩	(玄武岩)-安山岩-英安岩-流纹岩	玄武岩-安山岩-英安岩	双峰式岩石组合玄武岩-流纹岩(碱性玄武岩-粗面岩或流纹岩)	(玄武岩)-安山岩-英安岩-流纹岩或粗面岩-粗安岩-英安岩-流纹岩
岩石系列	钙碱性系列	钙碱性系列	钙碱性系列	钙碱性系列	碱性系列	钙碱-弱碱性系列
化学成分	贫镁、贫钙、中钾、贫钛	贫镁、贫钙、中钾、贫钛	贫镁，富钙，富碱，特别是富钾。	富镁、贫碱、特别是贫钾，贫钛	碱性程度最高；呈两个端元	贫镁、贫钙、富碱，特别是富钾
稀土元素及微量元素	稀土总量高，轻重稀土比值大；富大离子亲石元素	稀土总量高，轻重稀土比值大；富大离子亲石元素	稀土总量高，轻重稀土比值大，富大离子亲石元素	稀土总量低，轻重稀土比值小；贫大离子亲石元素	一般来说，稀土总量高，轻重稀土比值大；但酸性岩组合稀土含量相对较低	稀土总量高，轻重稀土比值较大，富大离子亲石元素。
资料来源	本文		Wilson, 1989			王德滋等, 1990

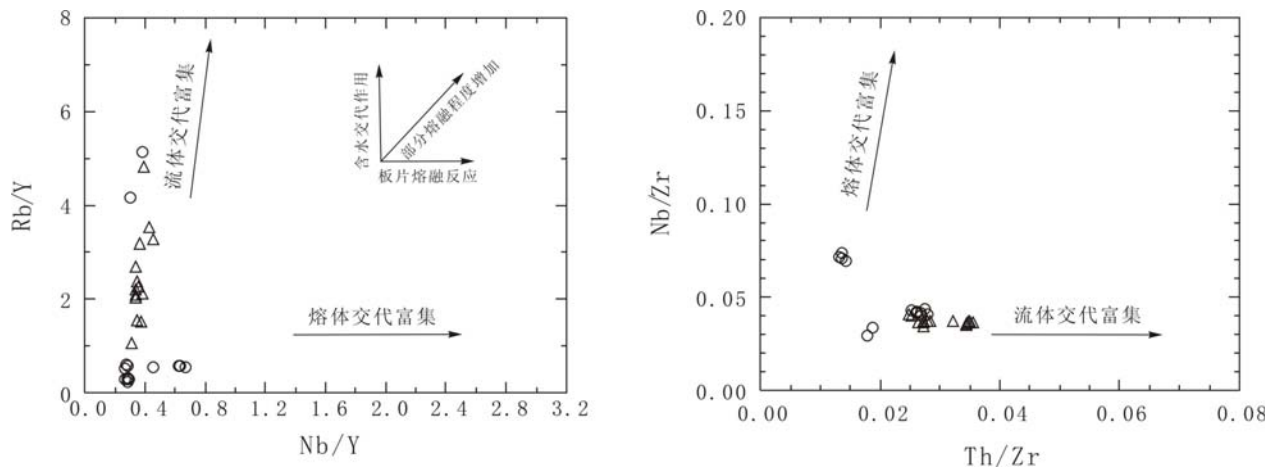


图 5.8 火山岩 Rb/Y-Nb/Y 和 Nb/Zr-Th/Zr 图解

据 Kepezhinskis et al(1997)

在 Rb/Y-Nb/Y 和 Nb/Zr-Th/Zr 图解（图 5.8）中可以看出，屯田营组和金沟岭组火山岩均表现出流体交代富集趋势，火山岩的岩浆源区应为受俯冲流体交代的地幔楔。

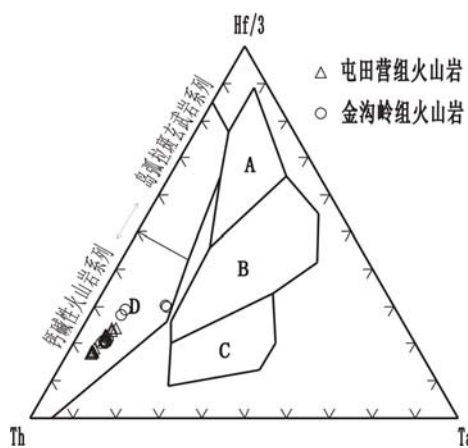


图 5.9 玄武岩 Th-Hf-Ta 判别图解
(据 Wood, 1980)

在火山岩的 T-Hf/3-Ta 图解(图 5.9, 其中图中 A: 正常洋脊玄武岩; B: 富集型洋脊玄武岩+板内玄武岩; C: 碱性玄武岩; D: VAB 火山弧玄武岩及分异产物), 屯田营组火山岩和金沟岭组火山岩落入 D 区的钙碱性火山岩系列区域, 结合它们的岩石化学特征(表 5.2、表 5.3), 可以表明屯田营组和金沟岭组的火山岩形成的构造背景是活动陆缘环境。

通过对五凤、五星山金矿床以及刺猬沟金矿床的成矿年代的研究和讨论, 结合实际的地质条件, 五凤、五星山金矿床和刺猬沟金矿床均产在火山岩中, 是火山活动晚期的产物, 因此判断其成矿环境也应该为活动陆缘环境。

表 5.2 屯田营组火山岩主量元素、微量元素分析数据表

Sample	YJ-7	YJ-16	YJ-17	YJ-18	YJ-39	YJ-42	YJ-43	YJ-46	YJ-47
SiO ₂	60.06	58.77	59.04	59.08	65.09	61.76	56.75	60.53	59.77
TiO ₂	0.7	0.63	0.64	0.62	0.64	0.75	0.91	0.83	1.03
Al ₂ O ₃	17.39	18.24	18.17	18.22	16.35	16.75	17.79	16.77	16.08
Fe ₂ O ₃	3.75	3.92	3.77	3.99	3.25	3.13	5.31	4.31	4.76
FeO	2.1	1.95	2.13	1.77	0.72	1.92	1.15	1.52	1.57
MnO	0.11	0.12	0.12	0.13	0.05	0.1	0.1	0.07	0.14
MgO	2.07	2.21	2.2	2.11	1.39	1.74	2.05	1.88	2.62
CaO	5.57	6.22	6.3	6.14	3.69	4.22	5.43	4.62	5.14
Na ₂ O	3.75	3.79	3.69	3.71	4.19	4.35	5.88	5.06	4.1
K ₂ O	2.39	2.06	2.08	2.07	2.73	2.48	1.34	1.72	2.92
P ₂ O ₅	0.34	0.35	0.34	0.35	0.22	0.29	0.33	0.31	0.37
LOI	1.52	1.51	1.29	1.58	1.41	2.26	2.71	2.09	1.25
Total	99.75	99.77	99.77	99.77	99.73	99.75	99.75	99.71	99.75
Sc	11.7	11.09	11.33	9.55	12.95	11.2	11.67	12.8	12.74
Cr	4	4	17	7	26	40	42	61	86
Co	14	13	12	12	12	17	17	12	17
Ni	6	12	16	10	18	28	24	38	45
Rb	44.8	48.9	45.1	48.4	42.2	38.8	18.2	20.3	72.6
Sr	423	451	448	467	720	788	791	845	528
Y	21.2	22.2	21.6	21.4	13.3	11.9	17.2	13.2	20.5
Zr	217	209	206	207	132	145	134	122	251
Nb	8.06	7.6	7.28	7.55	4.87	5.46	5.38	4.99	8.71
Ba	626	583	529	585	743	618	487	652	609
La	32.51	36.28	34.88	35.77	18.8	21.54	22.95	21.13	34.32
Ce	66.82	73.82	72.57	75.37	35.59	44.03	46.77	40.9	68.91
Pr	7.806	8.468	8.304	8.435	4.609	5.513	6.031	5.359	8.963
Nd	32.96	33.95	33.64	33.22	18.96	23.49	25.12	21.82	35.38
Sm	6.07	6.19	6.35	6.24	3.79	4.1	4.9	4.41	6.94
Eu	1.65	1.65	1.59	1.61	1.13	1.25	1.48	1.38	1.41
Gd	5.06	4.82	4.88	5.21	2.99	3.27	3.86	3.4	5.26
Tb	0.66	0.7	0.65	0.64	0.38	0.43	0.53	0.51	0.73
Dy	4.03	3.93	3.97	3.96	2.27	2.22	2.88	2.44	4.04
Ho	0.7	0.74	0.78	0.73	0.46	0.41	0.53	0.44	0.7
Er	2.3	2.37	2.39	2.31	1.4	1.07	1.6	1.39	2.16
Tm	0.316	0.316	0.354	0.326	0.174	0.161	0.179	0.167	0.297
Yb	2.03	2.24	2.41	2.21	1.19	1.08	1.17	1.24	1.79
Lu	0.34	0.35	0.37	0.34	0.19	0.17	0.2	0.19	0.28
Hf	5.15	5.03	4.93	4.95	3.53	3.63	3.58	3.23	6.4
Ta	0.54	0.56	0.51	0.52	0.37	0.37	0.34	0.35	0.64
Th	6.97	7.32	7.07	7.35	3.47	3.96	3.39	3.02	6.86
U	1.34	1.41	1.48	1.39	0.97	0.93	0.97	0.81	1.58
Pb	12.1	11.4	11.6	11	17.3	19.7	18.7	17.1	19.8
REE	9.58	10.37	9.96	10.22	9.15	11.34	9.80	9.72	10.22
LREE	147.82	160.36	157.33	160.65	82.88	99.92	107.25	95.00	155.92
HREE	15.44	15.47	15.80	15.73	9.05	8.81	10.95	9.78	15.26
La _N /Lu _N	9.93	10.76	9.79	10.92	10.27	13.15	11.91	11.55	12.72

注：数据来自李超文（2006）

表 5.3 金沟岭组火山岩主量元素、微量元素分析数据表

Sample	YJ-64	YJ-66	YJ-67	YJ-68	YJ-72	YJ-74	YJ-76	YJ-78
SiO ₂	55.63	56.07	55.27	56.14	51.07	50.47	52.1	50.81
TiO ₂	1.23	1.19	1.23	1.16	1.06	1.07	1.08	1.07
Al ₂ O ₃	15.52	15.98	16.22	16.11	17.08	16.85	17.26	17.15
Fe ₂ O ₃	3.18	3.09	3.47	3.38	3.09	2.9	2.37	3.06
FeO	4.12	4.15	4	3.83	5	5.13	4.97	4.95
MnO	0.11	0.11	0.1	0.1	0.13	0.13	0.11	0.12
MgO	4.25	4.44	4.47	4.39	5.59	5.36	4.96	5.38
CaO	8.25	7.64	7.74	7.74	10.11	10.1	9.72	8.69
Na ₂ O	3.05	3.12	2.94	3.1	2.7	3.02	2.99	3.94
K ₂ O	0.52	0.87	0.75	0.74	0.83	0.87	0.44	0.36
P ₂ O ₅	0.27	0.28	0.27	0.26	0.25	0.25	0.26	0.27
LOI	3.65	2.82	3.32	2.82	2.89	3.64	3.54	3.98
Total	99.78	99.76	99.78	99.77	99.8	99.79	99.8	99.78
Sc	14.12	15.78	13.41	13.8	27.44	30.15	28.87	30.08
Cr	65	101	75	84	116	123	152	118
Co	27	28	27	28	32	32	30	31
Ni	67	101	77	82	53	50	62	52
Rb	5.07	8.17	8.83	9.06	9.78	11.8	5.43	5.92
Sr	555	587	582	549	490	562	549	507
Y	15.7	15	15.1	15.7	18.8	19.2	19.5	18.7
Zr	137	139	133	135	125	128	127	123
Nb	9.27	9.99	9.43	9.97	5.01	5.22	5.14	5.35
Ba	376	373	346	385	257	307	237	144
La	15.96	16.89	15.92	16.56	18.11	18.78	18.94	18.75
Ce	34.72	35.3	32.93	34.96	40.12	40.14	40.4	40.25
Pr	4.271	4.425	4.179	4.297	4.771	4.983	4.934	4.8
Nd	18.87	19.04	18.46	18.64	20.17	21.38	20.71	20.34
Sm	4.29	4.61	4	4.1	4.1	4.29	4.89	4.45
Eu	1.41	1.45	1.28	1.37	1.33	1.49	1.42	1.41
Gd	4	3.68	3.7	3.62	3.64	3.97	3.99	3.75
Tb	0.6	0.54	0.49	0.58	0.57	0.59	0.61	0.53
Dy	3.22	3.15	2.82	2.92	3.4	3.79	3.5	3.47
Ho	0.55	0.55	0.55	0.54	0.65	0.71	0.72	0.71
Er	1.65	1.58	1.44	1.47	2.09	2.07	2.14	2.05
Tm	0.194	0.207	0.181	0.219	0.285	0.273	0.281	0.257
Yb	1.29	1.32	1.2	1.31	1.62	1.86	1.85	1.66
Lu	0.22	0.19	0.18	0.17	0.31	0.3	0.27	0.28
Hf	3.2	3.47	3.13	3.32	2.94	2.96	3.03	2.85
Ta	0.55	0.64	0.57	0.65	0.32	0.32	0.37	0.35
Th	1.78	1.84	1.82	1.83	3.36	3.58	3.41	3.38
U	0.49	0.48	0.53	0.5	0.59	0.62	0.59	0.54
Pb	7.18	8.37	9.17	8.78	5.66	6.66	5.93	8.8
REE	91.25	92.93	87.33	90.75	101.17	104.63	104.65	102.70
LREE	79.52	81.72	76.77	79.93	88.60	91.06	91.29	90.00
HREE	11.72	11.22	10.56	10.83	12.57	13.56	13.36	12.71
La _N /Lu _N	7.53	9.23	9.18	10.11	6.06	6.50	7.28	6.95

注：数据来自李超文（2006）

第6章 矿床成因与成矿模式

五凤、五星山矿床和刺猬沟金矿床均产在中生代火山岩盆地内,五凤、五星山金矿床产在区域性朝阳川——彩秀岭北西向断裂与老头沟——五凤北东向断裂的交汇部位,矿区内出露的主要是中生代中性火山熔岩和火山碎屑岩,五凤矿区的围岩主要为火山岩,而五星山矿段金矿化主要产在碱长花岗岩与粗面岩的内外接触带中(孟庆丽、周永昶等 2001)。刺猬沟金矿床地处敦化——杜荒岭东西向断裂、春阳——密江北西向断裂带和图们——罗子江北东向断裂的交汇处,主要围岩为屯田营组的安山岩以及安山质角砾凝灰岩中。通过对区域地质、矿床地质和地球化学特征等的研究,本文试图从成矿流体和成矿物质来源、构造与成矿的关系,区域岩浆活动对成矿的制约以及成矿环境等角度,对矿床的成因加以论证,并建立其相应的成矿模式。

6.1 矿床成因

6.1.1 成矿流体性质与来源

现代矿床学的研究表明,成矿流体主要有地幔流体、海水、卤水、地热水、岩浆热液、变质热液和雨水、地下水等,同一矿床可能会有不同性质和来源的成矿流体在起作用。因此,对于判断成矿流体的来源,对于讨论矿床的成因具有十分重要的意义。

五凤、五星山矿床与刺猬沟矿床的流体包裹体均以气液两相为主,气液比多集中在 10%~30%之间,仅有少量可达 35%以上。均一温度方面,五凤矿段均一温度为 130~310℃,五星山矿段为 160~330℃,刺猬沟金矿床为 110~250℃,均属于低温热液的范围,与浅成低温热液矿床的范围 100~320℃基本一致。五凤矿段盐度 $w(\text{NaCl})\%$ 在 0.88~1.4%之间;五星山矿段盐度 $w(\text{NaCl})\%$ 在 4.38~12.39%之间;刺猬沟矿床包裹体盐度在 0.18~5.71%之间,主要集中在 1.57~3.23%之间;两个矿床的盐度均较低,仅有极个别的大于 12%,与大气降水热液的特征一致,与 Heald 等统计的美洲浅成低温热液矿床流体盐度范围(0~13)一致。根据计算并结合矿床开采的情况,两个矿床的包裹体捕获压力分别在 1~12MPa 和 3~10MPa,成矿的深度低于 1km,且大致在 0.10~0.65km 附近,很明显属于浅成的范围。

芮宗瑶、陈仁义对包裹体的氢氧同位素研究结果表明 δD 值为 $-66\times 10^{-3}\sim -98\times 10^{-3}$,平均为 -87×10^{-3} ; $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $3.18\times 10^{-3}\sim -7.2\times 10^{-3}$,平均 -5.1×10^{-3} ,分布相对集中,在 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ 图(图 4.9)上可以看出成矿流体来源以大气降水热液为主。

五凤、五星山矿床包裹体的成分显示主要为水,但是不同成矿阶段矿物流体包裹体中阳离子的 Na^+/K^+ 比值小于 1,根据 Roedder 等人(1972)的研究,这种特征表明成矿流体应该

具有岩浆热液成因；周永昶等对刺猬沟金矿床流体包裹体成分测定，各个成矿阶段阳离子的 Na^+/K^+ 的比值小于 1，判断其成矿流体也应该具有岩浆热液成因。

表 6.1 五凤、五星山金矿床和刺猬沟金矿床包裹体研究

矿床名称		包裹体类型	均一温度	盐度 w (NaCl) %	包裹体成分
五凤、五星山矿床	五凤矿区	气液两相包体为主，少量液相包体	130~310℃	0.88~1.4%	以水为主； $\text{K}^+ > \text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} \approx \text{Mg}^{2+}$ ， $\text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^- > \text{F}^- > \text{NO}_3^-$ ， $\text{CO}_2 \approx \text{CO} > \text{N}_2 > \text{CH}_4 > \text{H}_2$ 。
	五星山矿区	气液两相为主为主，少量液相包体	160~330℃	4.38~12.39%	
刺猬沟矿床		气液两相包体大约 80%左右，液相包体大约 15%	110~250℃	0.18~5.71%	

五凤、五星山金矿床矿床围岩的热液蚀变具有多期次叠加的特征，主要包括硅化、冰长石化、绿泥石化、绢云母化、青盘岩化等；刺猬沟金矿床的围岩蚀变由近矿到远离矿体见有分带的特点，包括硅化、钠长石化、高岭土化、黄铁矿化碳酸盐化、绢云母化、青盘岩化等。这些蚀变均是近中性还原的热液形成的。结合这些蚀变特征以及流体包裹体的气相成分中，除水之外，还有 CO_2 和 CO 以及少量的 H_2 和 CH_4 的存在，由此反映成矿热液体系为还原性的环境。

综上所述，五凤、五星山金矿床和刺猬沟金矿床成矿流体以大气降水为主，是岩浆流体在浅部混入大量的大气降水而形成的，为典型的浅成低温热液系统。

6.1.2 成矿物质来源

通过分析前人测得的矿石的硫同位素数据，五凤、五星山金矿床中矿石硫同位素的组成比较稳定， $\delta^{34}\text{S}$ 变化范围为 0~+3.1‰，均值为 1.2‰，接近陨硫石值，反映了矿石中硫来自幔源，属于深源硫。

刺猬沟金矿床贫硫化物矿石中获得的黄铁矿样品，其 $\delta^{34}\text{S}$ 变化为 -3.4‰~4.9‰，平均值为 -0.76‰。硫同位素的变化范围小，平均值与陨硫石硫相接近，表明硫来源的深源性。

孟庆丽等（2001）的研究发现五凤、五星山矿床矿石的稀土模式曲线与矿区内安山岩、次安山岩相似，从而说明成矿与火山岩、次火山岩活动关系密切；刺猬沟金矿床矿石中稀土元素曲线与中侏罗世火山侵入杂岩基本一致，表明它们之间有良好的同源演化关系。

俞保祥、徐仲元等（1993）测得与成矿密切相关的屯田营组和金沟岭组的火山岩中金的含量明显高于地壳丰度和上地壳的丰度，显示其成矿物质来源与火山岩有着密切关系。

以上这些研究表明,五凤、五星山金矿床和刺猬沟金矿床成矿物质来源与火山活动有关,成矿作用可能是同源岩浆分异演化过程的产物。

6.1.3 构造与成矿的关系

延边地区,在早燕山构造旋回的晚期,由于太平洋板块的强烈挤压、俯冲和消亡作用,区域上南北向挤压作用,形成了东西向的断裂构造,贯穿整个区域控制着盆地的边缘。一系列北西向、北东向的盖层构造与东西向的基底断裂构造交汇,其交汇部位是火山喷发、次火山岩侵位和金矿成矿的有利空间。

与成矿有关的区域上比较大的断裂有:

敦化—春化断裂带:为东西向断裂,西起蛟河经敦化—汪清—复兴——小西南岔—春化向东进入俄罗斯境内。长大于 330 千米,宽可波及 20 多千米,是本区规模最大的一条东西向穿透性断裂,它穿切了区内古生代—中生代等不同时代的地层和侵入岩。该断裂带与后期的北东向北西向断裂带控制中生代火山—侵入杂岩系及其热液成矿作用。

东清—马滴达断裂带:为东西向断裂,其位于敦化—春化断裂带以南,同它一样切穿古生代、中生代地层和侵入岩,长期活动。

图们江—罗子沟断裂带:为北北东向断裂,该断裂构造主要发生在晚三叠纪,但是又切割晚侏罗世早白垩世火山岩,表明其在中、新生代一直活动,刺猬沟金矿床就产在该断裂中。

五凤、五星山金矿床地处中生代天宝山—刺猬沟火山断陷带中央,位于朝阳川—彩秀岭北西向断裂与老头沟—五凤北东向断裂的交汇部位,矿区两侧还有北西向朝阳河断裂和小延吉断裂,矿床位于五凤破火山口构造西部。控制五凤矿段矿脉的为的一组北东向追踪张扭断裂和另一组北西向弧形张性断裂(图 3.1)。两组断裂在空间上未见有互助切割关系,可以它们可能是同时形成的。而五星山矿段的北西向断裂,控制了与成矿有关的脉岩和细脉浸染状的矿体(图 3.3)。这些构造是在火山喷发或火山口坍塌时,形成的一些与火山作用直接有关的断裂裂隙,是控制矿体的构造。

而刺猬沟金矿床所处位置为敦化—杜荒岭东西向深断裂、春阳—密江北西向断裂和图们江—罗子沟北东向断裂的交汇部位,矿床位于刺猬沟破火山口构造的西南部,构造较为复杂。矿床可见有北北东、北东和北西向三组断裂,刺猬沟金矿床的 3 条主要矿脉充填在北北东和北东向的断裂当中。

林宝钦(1992)认为低硫化型浅成低温热液矿床最典型的控矿构造是断层和裂隙,具多期次,并且有连个以上不同期次构造叠加,最常见的是破火山口及其边缘断裂,因为这样的构造背景能提供良好的管道体系,以供热液流体循环成矿。五凤、五星山金矿床和刺猬沟金

矿床的构造特征与之相符合。

表 6.2 五凤、五星山和刺猬沟金矿床与典型低硫化型浅成低温热液矿床地质特征对比

矿床	五凤—五星山	刺猬沟	新疆阿希金矿	日本 Hishikari	低硫化型矿床
成矿时代	早白垩世	晚侏罗-早白垩世	晚古生代	新生代	中、新生代
大地构造	中生代火山盆地	中生代火山盆地	石炭纪火山盆地北侧	汇聚板块的岛弧带	汇聚板块边缘岛弧或弧后张裂带
控矿构造	NE 和 NW 向断裂交汇处,火山机构	EW\NE 和 NW 向断裂交汇处,火山机构	区域性断裂和火山机构复合部位, 环形结构	两组断裂的交汇处	破火山口、构造破碎带或两者交汇部位
围岩组合	金沟岭组安山质火山岩以及碱长花岗岩	屯田营组火山-次火山岩	下石炭统大哈拉军山组第五岩性段安山岩	新生代的安山岩和流纹质的火山岩	钙碱性和碱钙性火山岩, 包括部分基底岩石
矿物组成	黄铁矿、银金矿、闪锌矿、方铅矿等, 非金属矿物有石英、方解石、玉髓、冰长石、沸石	黄铁矿、黄铜矿、银金矿、闪锌矿等, 非金属矿物有石英、方解石、冰长石等	银金矿、黄铁矿、毒砂、方铅矿、石英、绢云母、方解石	黄铜矿、黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、硒银矿、辉硒银矿、黝铜矿	有自然砷、自然铋、汞化物、金银矿、银硫化物、银硒化物、贱金属硫化物等。
围岩蚀变	硅化、冰长石化、沸石化、高岭土化、绿泥石化、绢云母化	硅化、冰长石化、高岭土化、黄铁矿化、碳酸盐化、绢云母化、青盘岩化	硅化、绢云母化、黄铁矿化、绿泥石化、碳酸盐化、冰长石化	冰长石化、绢云母化、绿泥石化及少量的蒙脱石化	以硅化、冰长石化、绢云母化为主、外围青盘岩化
蚀变分带	成矿期前的青盘岩化带, 成矿期强硅化带、硅化-绢云母化带、硅化-绿泥石化带, 以及成矿期后的碳酸盐化-沸石化带	带状分布也脉体两侧, 从内到外分为硅化、冰长石化、高岭土化黄铁矿化蚀变带, 碳酸盐化、绢云母化蚀变带和青盘岩化蚀变带。	分带明显, 从内到外为: 绿泥石化、硅化、绢云母化、碳酸盐化、粘土化	分带明显: 从围绕矿脉的绢云母(伊利石)向边缘的蒙脱石, 再向外过渡为绿泥石和碳酸盐蚀变	由内到外依次为: 石英、冰长石、方解石、白云石、高岭石、伊利石、绢云母、绿泥石、蒙脱石、钠长石
矿化型式	脉状、浸染状、细脉浸染状	脉状	脉状为主, 浸染为辅	脉状	脉状为主, 网脉状常见, 浸染状少
成矿温度	150~280℃	110~250℃	120~180℃	<200℃	200~300℃
成矿深度	150~650m	200~670m	400~500m	300~400m	主要为<400m
资料来源	本文、陈雷(2008)	本文	毋瑞身(1996)、沙德铭(1998)	Takahiro Hosono (2004)	应汉龙(1999) 江思宏等(2004)

表 6.2 列出了五凤、五星山金矿床和刺猬沟金矿床以及国内外典型的浅成低温金矿床的形成时代、地质特征等。通过对比可以得知, 两个矿床的形成时代均为晚中生代, 与典型矿床基本一致; 应汉龙(1999)、江思宏(2004)等对浅成低温热液金矿床的研究表明, 低硫化型矿床的控矿构造为破火山口、构造破碎带或两者交汇部位, 主要赋矿围岩为钙碱性和碱钙性

火山岩,五凤、五星山金矿床和刺猬沟金矿床在这两个方面均与之符合。在矿物组合和围岩蚀变等特征上,Hendenquist 等人(1994)通过对世界一些大型、超大型浅成低温热液型矿床的研究表明,低硫化型浅成低温热液型矿床的矿石矿物主要有黄铁矿、银金矿、自然金、闪锌矿、方铅矿等,并以发育有特征性的冰长石化、绢云母化等蚀变作用为矿化标志。在五凤、五星山矿床内不仅出现黄铁矿、银金矿、闪锌矿和方铅矿等矿石矿物,其围岩蚀变类型包括硅化、冰长石化、沸石化、绢云母化等;刺猬沟金矿床主要的矿石矿物黄铁矿、银金矿等,而脉石矿物中也见有冰长石,其围岩蚀变呈带状分布于脉体两侧,可分为硅化、钠长石化、高岭土化、黄铁矿化蚀变带,碳酸盐化、绢云母化蚀变带和青盘岩化蚀变带。这些特征与新疆阿希金矿以及日本的 Hishikari 等这些典型的浅成低温低硫化型矿床也大致相同。

综上所述,结合表 6.2 可以得出五凤、五星山金矿床和刺猬沟金矿床均为产在中生代火山盆地,矿床受北东向、北西向次级断裂构造以及火山机构的联合控制,成矿流体具有低温低压低盐度的特征,主要成分以大气水为主,围岩蚀变、矿物组合等特征与国内外典型浅成低温低硫化型矿床基本一致。因此认为,五凤、五星山金矿床和刺猬沟金矿床是延边地区典型的浅成低温低硫化型金矿床。

6.2 成矿模式

矿床的成矿模式是对矿床形成过程的简明的、高度的概括,建立成矿模式首先要认识成矿作用的全过程。

6.2.1 成矿作用过程

成矿热液、成矿物质以及热源直接控制着热液矿床的形成,而构造对成矿作用的控制也很明显,构造既是含矿流体运移的通道,也是矿质富集沉淀的主要场所。通过前人研究可知,浅成低温热液金矿床形成的基本条件包括:首先要有大量流体及成矿物质来源;其形成的深度在地表浅部,这就需要存在有利于含矿热液运移的断裂系统;此外含矿热液的运移需要有热动力源。

五凤、五星山金矿床产在金沟岭组火山岩以及火山岩与侵入岩的接触带中,在火山-次火山环境下,沿着裂隙下渗的大气降水在地下热动力源的作用下发生运移,形成了以热源为中心的对流圈。循环流体在火山岩中流动的过程中,可能会萃取火山岩中的一部分成矿物质。岩浆活动晚期,深部岩浆房中的岩浆发生分异作用形成富含成矿物质的岩浆流体,岩浆流体通过断裂系统与以大气降水为主的对流流体混合从而形成了含矿流体。热的含矿流体从深部上升运移的过程中,由于物理化学条件的改变使得流体中的金属离子溶解度降低,促使了金属硫化物的沉淀,在火山岩与侵入岩的接触带附近,形成了五星山矿区的网脉浸染状矿脉;

残余的含矿流体继续沿着裂隙或破碎带继续上升,在浅部和地表的地下水发生强烈的混溶作用,充填了围岩中的裂隙而形成了五凤矿区大量的石英方解石脉、石英脉。

在刺猬沟火山盆地内,火山喷发作用发生在北东向压扭性断裂带与长期活动的东西向断裂带叠加交汇处,形成了以火山机构为代表的穿透性断裂构造体系,沿穿透性断裂上侵的幔源含矿气液流体与以加热天水为主的对流水体混合形成低盐度贫硫的含矿流体,它们在断裂破碎带中与硅酸盐矿物发生青盘岩化、硅化、绢英岩化等蚀变作用,使成矿元素从迁移态转化为沉淀态进而富集成矿体。

6.2.2 成矿模式

通过对五凤、五星山金矿床和刺猬沟金矿床的研究,可知两个矿床成因上具有相似之处,尤其是刺猬沟金矿床和五凤矿区,两者无论是矿床地质特征,矿石矿物组合,以及成矿作用方面均大致相同;而五星山矿区则较两者有一定的不同之处。前者的矿脉均产于断裂带内或是次级断裂当中,矿脉中见有大量的方解石脉,金属矿物主要有黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、碲金矿等,脉石矿物组合为:石英、方解石、冰长石等,矿石结构为自形-半自形结构、交代结构等,矿石构造主要为块状构造,主要成矿温度为 $150\sim 230^{\circ}\text{C}$,成矿深度较浅,为 $150\sim 450\text{m}$;后者金矿化主要分布在接触带附近,属于细脉浸染状矿化,多见细小的石英脉,金属矿物主要有黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、银金矿等,矿石结构为自形-半自形结构、交代结构、压碎结构等,矿石构造为浸染状构造、细脉浸染状构造等,主要成矿温度为 $230\sim 280^{\circ}\text{C}$,成矿深度为 $200\sim 670\text{m}$,较五凤矿区和刺猬沟矿床要深一些,也正是因为此,其矿脉类型,以及矿石矿物的结构构造等才会和五凤矿区和刺猬沟矿床存在一定得不同。结合矿床的成矿环境和成矿作用过程,总结成矿模式为:

在古生代末和中生代初,华北板块与西伯利亚板块发生陆陆碰撞,古亚洲洋彻底闭合。中生代时期,延边地区的构造演化进入到泛太平洋板块与古亚洲大陆板块的相互作用阶段,即滨太平洋构造域。该期构造、岩浆活动强烈,改造或继承先期形成的断裂,形成一系列规模不等、性质不同的断陷和拗陷盆地。在早燕山构造旋回晚期,由于太平洋板块强烈挤压、俯冲和消亡的作用,区域上处于近南北向挤压应力状态,从而形成了近东西向压性断裂、近南北向张性断裂和北西向压扭性断层、北东向张扭性断层。区内近东西向为主的断裂构造控制着盆地的边缘,盆地内不同方向断裂的交汇部位,是火山喷发、次火山岩侵位和金矿成矿的有利空间。

中侏罗世至早白垩世期间,伊泽奈吉板块对亚洲板块进行了强烈俯冲作用,在本区产生和活化了走向东西、北西、北东和南北走向的断裂,本区处于伸展构造体制,处于强烈的伸

展环境，形成了一系列的弧后断陷盆地。同时，由于地幔岩的平衡体系破坏，从而产生了钙碱性的玄武安山质岩浆，岩浆沿着活化的断裂上侵喷发产生了两套火山岩——屯田营组和金沟岭组火山岩，此外还有一系列的次火山岩、侵入岩等。

晚侏罗-早白垩世，火山-岩浆活动晚期，幔源成因的热流体沿着次火山岩的裂隙和区域上的断裂上升到地壳的浅部，与大气降水为主的环流体系的流体发生对流循环，从而形成了大量大气降水为主，含有少量岩浆水的成矿流体，成矿流体沿着断裂带和破火山机构向上运移，在浅部断裂构造的交汇部位，在适当的温压条件下沉淀富集，从而形成金矿床。

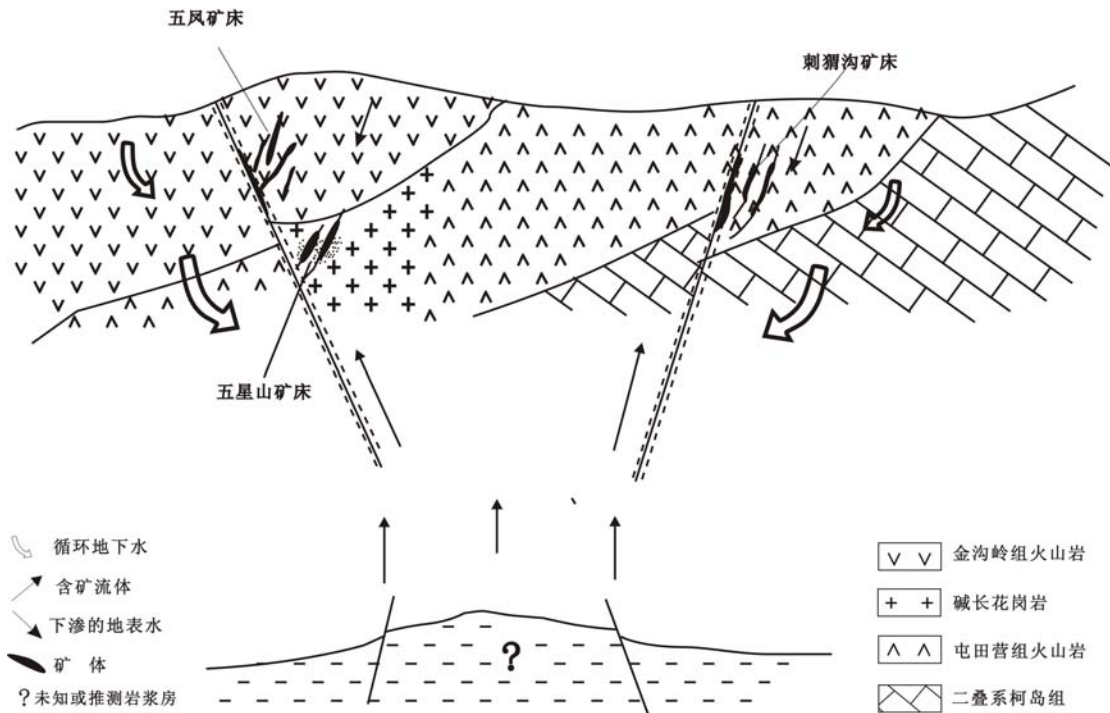


图 6.1 成矿模式图

结 论

在充分收集前人资料之上，结合一定的理论基础，研究了五凤、五星山金矿床和刺猬沟金矿床的区域成矿背景、矿床地质、流体包裹体和成矿年代，从而确定了矿床的成矿流体来源，并通过与矿床关系密切的火山岩的研究确定了矿床形成的构造环境，确定了矿床的成因，进而厘定了矿床的成矿模式。从而得出以下结论：

1、五凤、五星山金矿床可划分为 4 个矿化阶段，其中五星山矿段的成矿主阶段为玉髓状石英脉阶段，而方解石石英脉阶段是五凤矿段主要的成矿阶段；刺猬沟金矿床主要成矿阶段为中细粒石英方解石阶段，细粒石英-多金属硫化物阶段。五凤矿段和刺猬沟金矿床主成矿阶段的矿物组成基本相同，而与五星山矿段存在一定差异。

2、通过对不同阶段流体包裹体的均一温度的测定，以及盐度、压力、密度的计算，可知五凤、五星山矿床中，五凤矿段主成矿温度为 170~230℃，成矿深度为 150-320m；五星山矿段主成矿温度为 230~280℃，成矿深度为 200-670m；刺猬沟金矿床主成矿温度为 150~230℃，成矿深度为 150-450m。五星山矿段的主成矿温度较其余两者要高一些，其深度也要深一些。

3、五凤、五星山金矿床与刺猬沟金矿床均为典型的浅成低温低硫化型金矿床。利用精确的 Ar-Ar 法对五凤、五星山金矿床中方解石石英脉中包裹体进行测试，获得其年龄为 $123\pm 7\text{Ma}$ ，其成矿时代为早白垩世；结合实际地质条件，推断刺猬沟金矿床的形成时间为晚侏罗-早白垩世；矿床形成的时代与中生代晚侏罗-早白垩世形成刺猬沟组火山岩和金沟岭组火山岩的火山活动的时间相对应。矿床形成的环境为活动大陆边缘环境，矿床的形成与中生代火山活动有着密切的关系。

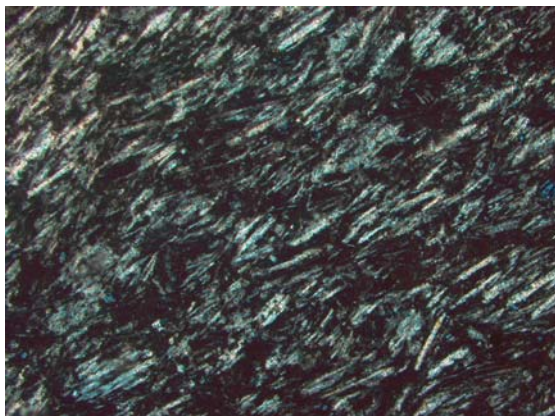
参考文献

- [1] Anderson M R. Fluid mixing in the generation of Mesothermal gold mineralization in the Transval Sequence[M]. Transval, South Africa. Eur J. Mineral. 1992. (4): 993- 948.
- [2] Berger B R, Henley R W. Advances in the understanding of epithermal gold-silver deposits, with special reference to the Western United States [J]. Econ. Geol., 1989, Monograph 6, 405-423.
- [3] Heald P, Foley N K, Hayba D O. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite types [J]. Economic Geology, 1987, 82 (2) : 1-26
- [4] Hedenquist J W, et al. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits[J]. Nature, 1994, 370(18).
- [5] Hedenquist J W, Izawa E, Arribas A, et al. Epithermal gold deposits: Styles, characteristics, and exploration [J]. Resource Geology, 1996, special publication number 1: 57-69.
- [6] Hedenquist J W, Arribas A, Reynolds J. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines [J]. Economic Geology, 1998, 93(4): 373-404.
- [7] Hedenquist J W, Arribas R A, Gonzalez U E. Exploration for epithermal gold deposits [J]. Reviews in Economic Geology, 2000, 13: 245-277.
- [8] Lindgren W. Mineral Deposits [M]. 4th ed. New York : McGraw Hill, 1933. 1-930.
- [9] Scoot A M, Watanabe Y. "Extreme boiling model for variable salinity of the Hokko low-sulfidation epithermal Au prospect, south-western Hokkaido, Japan [J]. Mineralium Deposita, 1998, 33(6): 568-578.
- [10] Sillitoe R H, et al. High sulfidation deposit in the volcanogenic massive sulfide environment [J]. Economic Geology, 1996, 91(2): 204—212.
- [11] Takahiro Hosono, Takanori Nakano. Pb-Sr isotopic evidence for contribution of deep crustal fluid to the Hishikari epithermal gold deposit, southwestern Japan [J]. Earth and Planetary Science, 2004, 222 (2004) 61—69.
- [12] White N C, Hedenquist J W. Epithermal environment and styles of mineralization: variations and their causes and guide-lines for exploration [J]. Journal of Geochemical Exploration. 1990, 36(3): 445- 474.
- [13] White N C, Leake S N, McCaughey, Parris B W. Epithermal gold deposits of the southwest Pacific [J]. Journal of Geochemical Exploration, 1995, 54: 87-136
- [14] 陈仁义, 芮宗瑶. 五凤浅成热液金矿床地质特征及成矿机理研究[J]. 矿床地质, 1993, 12(1): 20-28.
- [15] 陈根文, 夏斌, 肖振宇等. 浅成低温热液矿床特征及在我国的找矿方向[J]. 地质与资源, 2001, 10(3): 165-171.
- [16] 陈雷, 孙景贵, 赵俊康等. 延边五凤-五星山金(银)矿床的流体包裹体特征及成因模式[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2008, 38 (4): 566-575
- [17] 陈衍景, 倪培, 范宏瑞等. 不同类型热液金矿床的流体包裹体特征[J]. 岩石学报, 2007, 23(9): 2085-2108
- [18] 陈毓川, 李兆鼎, 毋瑞身. 中国金矿床及其成矿规律[M]. 北京: 地质出版社, 2001.
- [19] 池国祥, 周义明, 卢焕章. 当前流体包裹体研究和应用概况[J]. 岩石学报, 2003, 19 (2): 201-212
- [20] 邓军, 高帮飞, 王庆飞等. 成矿流体系统的形成与演化[J]. 地质科技情报, 2005, 24 (1) : 49-54
- [21] 范宏瑞, 谢奕汉, 王英兰. 流体包裹体与金矿床的成矿及勘探评价[J]. 地质与资源, 1997, 6(3): 204-213.
- [22] 费红彩, 肖荣阁. 成矿流体演化与成矿物理化学[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2002, 21 (2): 139-144
- [23] 丰成友. 火山岩区浅成低温热液金矿床研究进展[J]. 地学工程进展, 1998, 15 (1): 10-15
- [24] 冯守忠. 吉林五凤-五星山低硫化型浅成热液金矿床地质特征与成矿条件[J]. 火山地质与矿产, 1998, 19(2): 113-118.
- [25] 葛肖虹. 吉林东部的大地构造环境与构造演化轮廓[J]. 现代地质, 1990, 4(1): 107-113
- [26] 胡朋, 赫英, 张义, 等. 浅成低温热液金矿床研究进展[J]. 黄金地质, 2004, 10(1): 48-54.

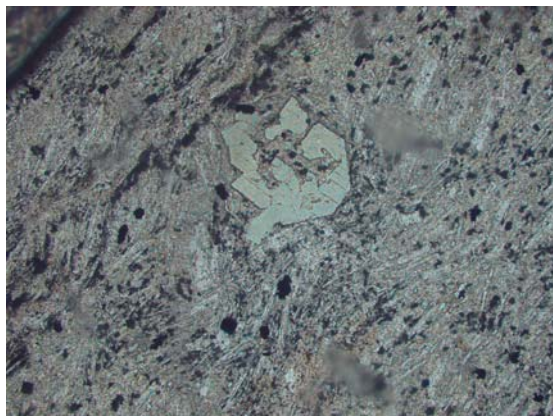
- [27] 华仁民, 毛景文. 试论中国东部中生代成矿大爆发[J]. 矿床地质, 1999, 18 (4): 300-307
- [28] 胡宝群, 王方正, 孙占学,等. 岩石圈中的地压梯度[J]. 地学前缘, 2003, 10(3): 139-143
- [29] 吉林省地质矿产局. 吉林省区域地质志[M]. 北京, 地质出版社, 1988
- [30] 贾大成. 吉林省金矿类型及找矿标志[J]. 吉林地质, 2000, 19 (4): 17-23
- [31] 贾大成, 胡瑞中, 冯本智等. 吉林延边地区中生代火山岩金铜成矿系列及区域成矿模式[J]. 长春科技大学学报. 2001, 31 (3): 224-229
- [32] 姜泽阳, 王晓勇, 梁海军等. 吉东火山岩型金矿地质特征及流体包裹体[J]. 黄金地质. 2002, 8 (2): 26-30
- [33] 姜开君, 周永昶, 王海金等. 延边地区刺猬沟热液金矿床地球化学研究[J]. 长春地质学院学报. 1993, 23 (2): 165-171
- [34] 江思宏, 聂凤军, 张义, 等. 浅成低温热液型金矿床研究最新进展[J]. 地学前缘, 2004, 11(2): 401—410.
- [35] 金伯禄. 吉林省延边地区中生代火山岩型金矿地质特征及矿床成因. [A] 李兆鼎, 王碧香 (主编) 第二届全国火山岩会议论文集[C] 北京: 地质出版社. 1993. 231-236
- [36] 金利勇, 郝秀云. 刺猬沟金矿成因特征[J]. 黄金, 2000, 21 (10): 8-10
- [37] 林强, 葛文春, 孙德有等. 东北地区中生代火山岩的大地构造意义[J]. 地质科学, 1998, 33(2): 129-139
- [38] 林宝钦. 中国东部冰长石- 绢云母型低温浅成热液金矿[J]. 贵金属地质, 1992, 1(4) : 199-206.
- [39] 李昌年. 火成岩微量元素岩石学[M]. 北京: 中国地质大学出版社. 1992, 1-195
- [40] 李双林, 欧阳自远. 兴蒙造山带及其邻区的构造格局与构造演化[J]. 海洋地质与第四纪地质, 1998, 18 (3): 46-54
- [41] 梁俊红. 延边地区浅成低温热液-斑岩型金 (铜) 成矿系列: 东北大学硕士论文[D]. 沈阳: 东北大学. 2002, 31-62
- [42] 梁俊红, 王建国, 姚玉增等. 延边地区金 (铜) 成矿系列稳定同位素地球化学[J]. 世界地质, 2004, 23 (3): 232-237
- [43] 刘斌, 马启波, 张哲. 延边东北部地区中生代火山-岩浆岩区金铜矿成矿特征[J]. 贵金属地质, 2000, 9(3): 149-154
- [44] 刘斌, 沈昆. 流体包裹体热力学基础[M]. 北京: 地质出版社, 1999, 1-290.
- [45] 刘连登, 姚凤良等. 岩脉在热液矿床成因研究中的意义-以胶东西北部矿床为例[J]. 长春地质学院学报, 1984, (4): 13-28
- [46] 刘若新. 流体地球化学. 地球化学: 历史、现状和发展趋势[M]. 北京: 原子出版社, 1996
- [47] 刘文达. 延边与金矿有关火山岩的岩石特征及成岩问题[J], 吉林地质, 1983, 8(4): 13-30
- [48] 卢焕章, 范宏瑞, 倪培等. 流体包裹体[M]. 北京, 科学出版社, 2004
- [49] 孟庆丽, 王绍华等. 吉林省东部中生代火山-侵入岩成岩环境和成因机制. 长春地质学院建院 40 周年论文集[C]. 长春: 吉林科技出版社, 1992.
- [50] 孟庆丽, 周永昶, 柴社立. 中国延边东部斑岩-热液脉型铜金矿床[M]. 吉林: 吉林科学技术出版社, 2001: 1-163.
- [51] 缪宇, 秦克章, 许英霞等. 东疆卡拉塔格梅岭铜 (金) 矿床地质和流体包裹体特征及其与紫金山式铜金矿床的对比[J]. 矿床地质, 2007, 26(1): 79-88.
- [52] 毛景文, 李晓峰, 张作衡, 等. 中国东部中生代浅成热液金矿的类型、特征及其地球动力学背景[J]. 高校地质学报, 2003, 9(4): 620-637
- [53] 毛景文, 王志良. 中国东部大规模成矿时限及其动力学背景的初步探讨. 矿床地质. 2000, 19(4): 289-296
- [54] 庞奖励, 裘愉卓. 对辽西二道沟金矿床成因的再认识-一个冰长石-绢云母型浅成低温热液矿床[J]. 黄金地质, 1994, 4: 7-10.
- [55] 彭玉鲸. 吉林省中生代火山活动及动力学机制[J]. 吉林地质科技情报, 1995, 5: 2-12

- [56] 祁进平, 陈衍景, Franco Pirajno. 东北地区浅成热液矿床的地质特征和构造背景[J]. 矿物岩石, 2005.100 (25): 47-59
- [57] 祁进平, 陈衍景, 李强之等. 华北克拉通北缘浅成低温热液矿床时空分布和构造环境[J]. 矿物岩石, 2004, 24 (3): 83-92
- [58] 秦克章, 汪东波, 王之田等. 中国东部铜矿床类型、成矿环境、成矿集中区与成矿系统[J]. 矿床地质, 1999, 18(4): 359-371
- [59] 芮宗瑶, 张洪涛, 王龙生等. 吉林延边地区斑岩型—浅成热液型金铜矿床[J]. 矿床地质, 1995, 14 (2): 99-126
- [60] 芮宗瑶, 张洪涛, 王龙生等. 吉林东部斑岩型-浅成热液型金铜矿床多重成矿模式[J]. 矿床地质, 1995, 14 (2): 174-184
- [61] 芮宗瑶, 李荫清, 王龙生等. 从流体包裹体研究探讨金属矿床成矿条件[J]. 矿床地质, 2003, 22 (1): 13-23
- [62] Sillitoe R.H. 与陆相火山作用有关的金的矿化 (综述): 火山成矿作用[J]. 李文达等译. 北京: 地质出版社. 1977, 116-137
- [63] 沙德铭. 1998. 西天山阿希金矿流体包裹体研究 [J]. 贵金属地质, 7(3): 180-188.
- [64] 沙德铭, 苑丽华. 浅成低温热液型金矿特点、分布和找矿前景[J]. 地质与资源, 2003, 12(2): 115-124.
- [65] 沈渭洲. 同位素地质学教程[M]. 北京: 原子能出版社, 1997, 1-287
- [66] 田豫才. 佳木斯隆起东南缘地质背景金矿成矿地质条件及找矿方向[J]. 桂林工学院学报. 1999, 19 (4): 303-309
- [67] 王成文, 金巍, 张兴洲等. 东北及邻区晚古生代大地构造属性新认识[J]. 地层学杂志. 2008. 32 (2): 119-136
- [68] 毋瑞身, 田昌裂, 杨芳林等. 新疆阿希地区金矿概论[J]. 贵金属地质, 1996, 5(1): 5-21.
- [69] 杨牧, 彭省临, 邵拥军. 东南亚大型-超大型浅成低温热液金矿床地质特征研究. 大地构造与成矿学, 2000, 24 (3): 224-230
- [70] 殷长建, 彭玉鲸, 靳克. 中国东北部中生代火山活动与泛太平洋板块[J]. 中国区域地质. 2000, 19 (3): 303-311
- [71] 应汉龙. 浅成低温热液金矿床的全球背景[J]. 贵金属地质, 1999, 8(4): 241-250.
- [72] 俞保祥, 徐仲元, 孟庆丽. 吉林东部 (延边) 火山岩区金矿构造成矿模式及成矿预测[R]. 长春: 长春地质学院, 1993
- [73] 袁见齐, 朱上庆, 翟裕生. 矿床学[M]. 北京, 地质出版社, 1999
- [74] 张德全, 李大新, 赵一鸣, 等. 福建紫金山矿床——我国大陆首例石英-明矾石型浅成低温热液铜-金矿床[J]. 地质论评, 1991, 37(6): 481—491.
- [75] 张德会, 刘伟. 流体包裹体成分与成矿流体来源[J]. 地质科技情报. 1998. 17: 67-71
- [76] 张江. 紫金山铜-金矿床地质地球化学特征[J]. 地质与勘探, 2001, 37 (2): 17-22.
- [77] 张炯飞, 权恒, 武广等. 东北地区中生代火山岩形成的构造环境[J]. 贵金属地质. 2000. 9 (1): 34-38
- [78] 张文淮, 张志坚, 伍刚. 成矿流体及其成矿机制[J]. 地学前缘, 1996, 3 (3-4): 245-252
- [79] 赵财胜, 武广. 满洲里地区的浅成低温热液矿床[J]. 地质与资源, 2002, 11 (2): 96-103
- [80] 郑永飞, 陈江峰. 稳定同位素地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 2000: 175-182, 21

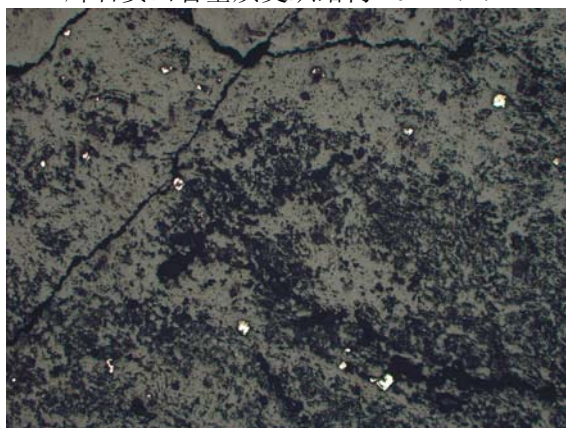
图 版



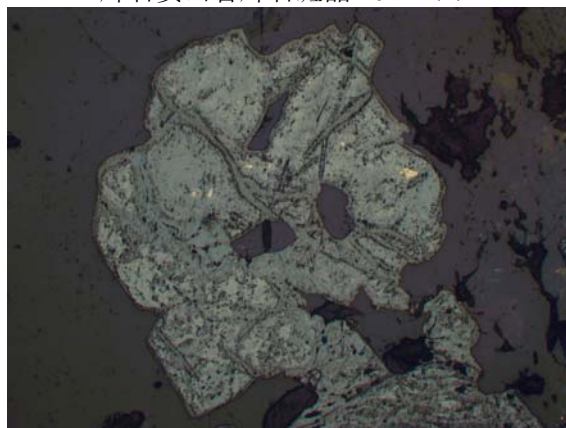
五凤、五星山金矿床
辉石安山岩基质交织结构 10×4 (+)



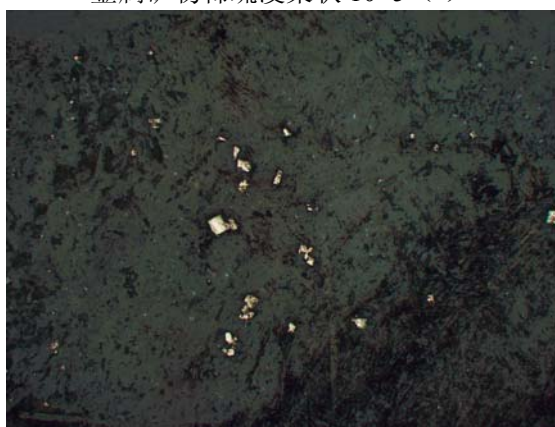
五凤、五星山金矿床
辉石安山岩辉石斑晶 10×4 (-)



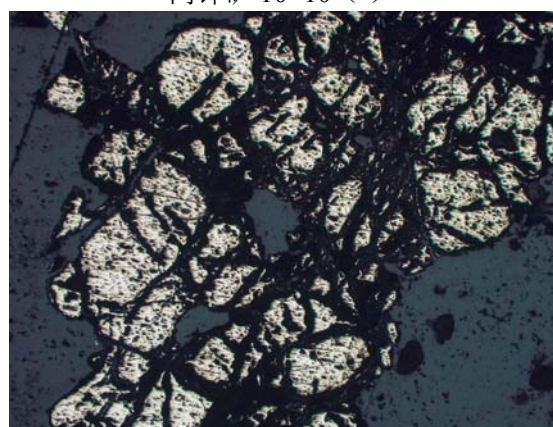
五凤、五星山金矿床
金属矿物稀疏浸染状 10×5 (-)



五凤、五星山金矿床
闪锌矿 10×10 (-)



五凤、五星山矿床
自形黄铁矿 10×10 (-)



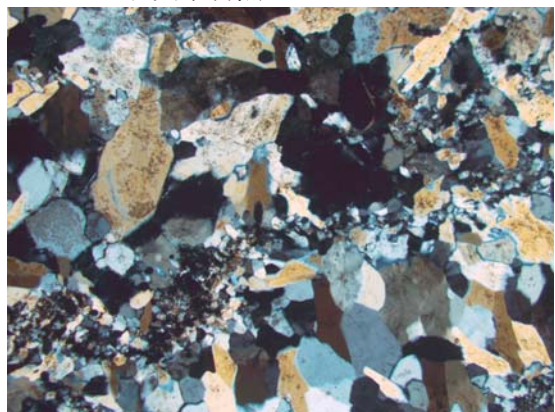
五凤、五星山矿床
黄铁矿破碎呈网格状 10×5 (-)



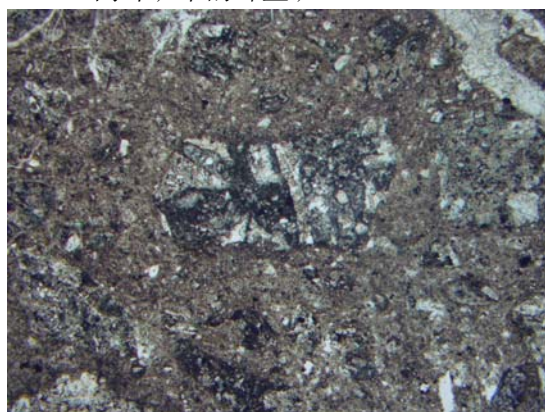
五凤、五星山矿床
石英中自然金 10×50 (-)



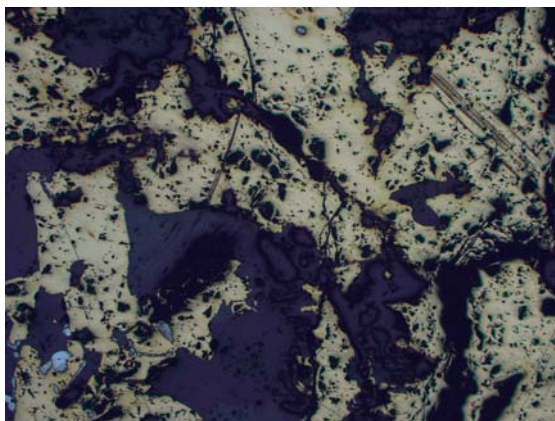
五凤、五星山矿床
闪锌矿中的碲金矿 10×50 (-)



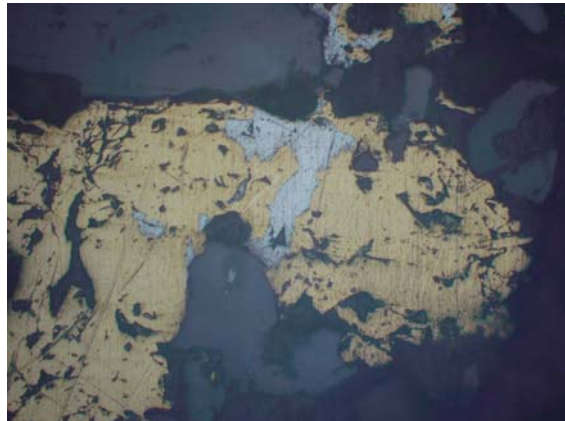
五凤、五星山矿床
三期次石英 10×4 (+)



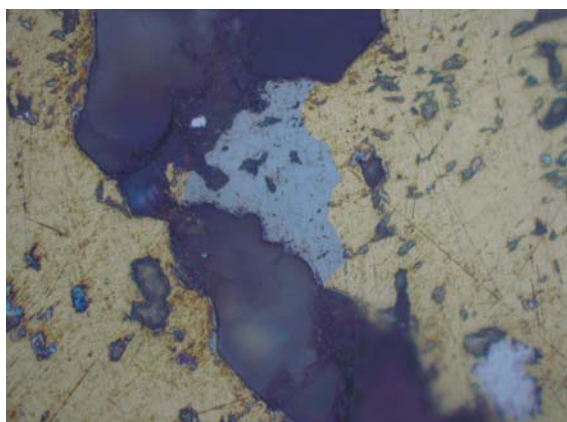
刺猬沟金矿床
岩屑晶屑角砾凝灰岩中的岩屑 10×2 (-)



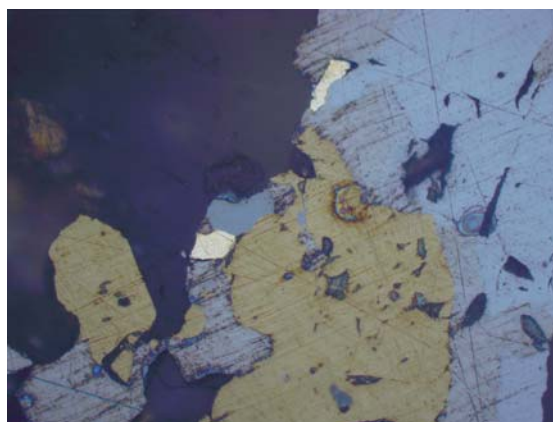
刺猬沟金矿床
自形黄铜矿 10×5 (-)



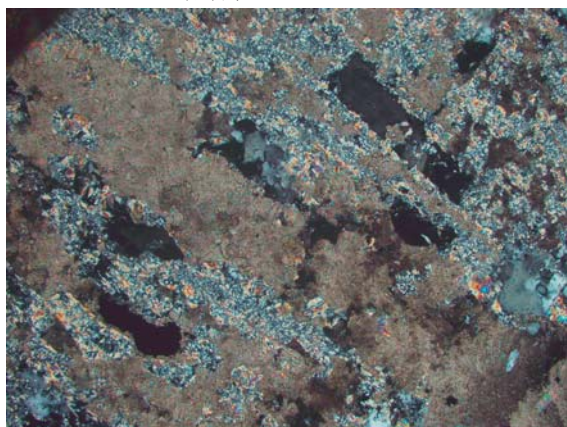
刺猬沟金矿床
方铅矿交代黄铜矿 10×20 (-)



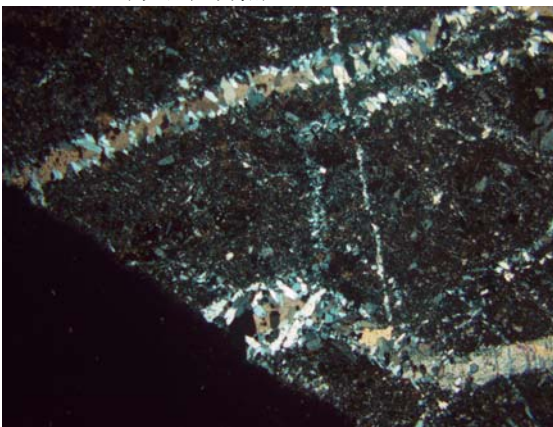
刺猬沟金矿床
孔雀石 10×50 (-)



刺猬沟金矿床
方铅矿自然金 10×50 (-)



刺猬沟金矿床
碳酸盐化 10×10 (+)



刺猬沟金矿床
硅化石英脉 10×2 (+)



屯田营组
玄武安山岩 10×4 (+)



金沟岭组
辉石安山岩 10×4 (+)

致 谢

本论文是在导师孙景贵教授的精心指导和帮助下完成的，从论文的选题、研究思路的确定、文献资料的收集及样品的分析、到撰写论文，导师都倾注了大量心血，在此表示深深的敬意和由衷的感谢。两年期间，孙景贵老师对我们进行了全面的培养，一方面他带领我们参加了一些学术会议，另一方面还给我们提供了亲自实验的机会，在理论和实践上均使我们得到了升华。导师渊博的知识、敏锐的洞察力、严谨的治学态度、求实求精的科研作风、正值磊落的人格魅力以及无私奉献的敬业精神，都是我由衷钦佩的，也是我在今后的工作中学习的榜样。两年来，学业上，老师循循善诱、悉心指教；生活中老师也给予了我们很大的帮助，再次感谢恩师的辛勤栽培。同时感谢矿床教研室所有老师在我研究生期间给予的学术专业方面的指导。

感谢吉林大学地球科学学院流体实验室王力副教授在实验过程中给予的热心帮助和指导，感谢长春工程学院勘查与测绘学院的张洪武副教授在学习中给予我的宝贵建议！

在两年的学习和生活中，得到了同门师兄赵俊康、陈雷、师姐门兰静以及陈冬、梁树能、常艳和师弟张朋、聂喜涛等的大力帮助，在此向他们表示深深的感谢；感谢我的同学部雪娇、王大伟等在生活中的帮助和支持。

此外，我要感谢我的父母和妹妹，感谢他们在我求学生涯中给予的物质和精神上的大力支持，是我能够顺利的完成学业，他们对我的关心、理解和支持使我能够勇敢的面对一切困难，感谢他们！

最后，感谢各位评委认真细致的评审和宝贵的意见！

中文摘要

延边地区浅成低温低硫化型金矿床的成矿模式研究

姓名：逢伟

专业：地球化学

导师：孙景贵

延边地区大地构造位置位于华北板块、兴凯地块、佳木斯地块之间的兴蒙造山带的东缘，是我国东部陆缘浅成热液金铜矿床发育的地区之一。五凤、五星山金矿床和刺猬沟金矿床是该地区典型的浅成低温热液矿床。

五凤、五星山金矿床矿体分成两个类型：脉状矿体主要见于五凤矿段，而网脉浸染状矿体主要见于五星山矿段。五凤矿段为窄而长的单脉和复脉，脉体与围岩界线清楚；五星山矿段期缺失玉髓状石英脉，是细而短的网脉浸染，脉体与围岩无明显界线。上述的特点说明，这两者在成因上是相同的，成矿深度和温度及地质构造条件有差别，五凤矿段空间上居上，而五星山矿段居下。从细脉浸染状矿体到脉状矿体，是成因和空间相联系的整体。矿床围岩的热液蚀变具有多期次叠加的特征，近矿围岩蚀变空间上见有分带的特点。以矿脉为中心，可以分为强硅化、冰长石化的内带；绢云母化、硅化的中带，以及绿泥石化的外带。矿石结构以粒状结构为主，其次为交代结构、填隙结构、压碎结构等；矿石构造主要为致密块状构造，此外还有角砾状构造和晶簇状构造。矿床可划分为块状石英阶段、玉髓状石英脉阶段、方解石-石英脉阶段和方解石-沸石阶段四个成矿阶段，其中，玉髓状石英脉阶段和方解石-石英脉阶段为主要成矿阶段。

刺猬沟金矿床主要由三条含金方解石石英脉组成，根据脉体生成的先后、矿物组合、结构构造、以及化学成分的差异，将三条脉体划分为七种类型，分别为冰长石石英脉、粗-巨粒方解石脉、中细粒方解石石英脉、细粒石英脉、粗晶方解石脉和玉髓-微晶石英脉。围岩蚀变严格受断裂构造控制，呈带状分布于脉体两侧。蚀变的强弱与脉体种类和大小有关，并且近脉者强，远离者弱。蚀变岩与脉体界线清楚，与新鲜围岩呈渐变过渡关系。分别为硅化、钠长石化、高岭土化、黄铁矿化蚀变带、碳酸盐化、绢云母化蚀变带和青盘岩化蚀变带。矿石结构主要为它形、自形粒状结构，此外还有交代残余结构、结晶结构、乳滴结构、压碎结构、不等粒镶嵌结构，矿石构造为块状构造、脉状构造和稀疏浸染状构造等。矿床的成矿热液期可以划分为五个成矿阶段：冰长石—石英脉阶段、粗晶—巨晶白色方解石脉阶段、中细粒石英—方解石阶段、含多金属硫化物、中细粒石英方解石脉阶段、含白云石、蛋白石、重晶石

和方解石阶段。

五凤、五星山矿床与刺猬沟矿床的流体包裹体均以气液两相为主, 气液比多集中在 10%~30%之间, 仅有少量可达 35%以上。均一温度方面, 五凤矿区均一温度为 130~310℃, 五星山矿区为 160~330℃, 刺猬沟金矿床为 110~250℃, 与浅成低温热液矿床的范围 100~320℃ 基本一致。五凤矿区盐度 $\omega(\text{NaCl})\%$ 在 0.88~1.4%之间; 五星山矿区盐度 $\omega(\text{NaCl})\%$ 在 4.38~12.39%之间; 刺猬沟矿区包裹体盐度主要集中在 1.57~3.23%之间; 两个矿床的盐度均较低, 仅有极个别的大于 12%。根据计算并结合矿床开采的情况, 两个矿床成矿的深度均低于 1km, 且大致在 0.10~0.65km 附近, 很明显属于浅成的范围。五凤、五星山金矿床和刺猬沟金矿床成矿流体系统为典型的浅成低温热液系统。通过对矿石中稳定同位素的研究可以得知五凤、五星山金矿床和刺猬沟金矿床成矿物质来源与火山活动有关。

通过精确的 Ar-Ar 法测得五凤、五星山金矿床中方解石石英脉中包裹体的年龄为 $123 \pm 7 \text{Ma}$, 确定其成矿时代为早白垩世。刺猬沟金矿床产在屯田营组火山岩中, 其成矿时代也应该是晚侏罗-早白垩世。

延边地区中生代火山岩发育, 浅成低温热液矿床的形成与中生代火山岩的成因有密切的时空、成因关系。五凤、五星山金矿床产在金沟岭组火山岩以及火山岩与侵入岩的接触带中, 刺猬沟金矿床的围岩主要为屯田营组火山岩。通过对该两个组火山岩地质、地球化学特征及其形成时代的研究, 可以得知火山岩形成的构造背景是活动陆缘环境; 矿床的形成环境也应该为活动陆缘环境。

五凤、五星山金矿床和刺猬沟金矿床均为典型浅成低温低硫化型金矿床, 结合区域构造背景, 可以得知, 中生代时期, 延边地区的构造演化进入到泛太平洋板块与古亚洲大陆板块的相互作用阶段, 即滨太平洋构造域。该期构造、岩浆活动强烈, 改造或继承先期断裂, 形成一系列规模不等、性质不同的断陷和拗陷盆地。晚侏罗世至早白垩世期间, 伊泽奈吉板块对亚洲板块进行了强烈俯冲作用, 在本区产生和活化了走向东西、北西、北东和南北走向的断裂使地幔岩的平衡体系破坏, 岩浆沿着活化的断裂上侵喷发产生了两套火山岩——屯田营组和金沟岭组火山岩, 此外还有一系列的次火山岩、浅成脉岩等。火山-岩浆活动晚期, 幔源成因的热流体沿着次火山岩的裂隙和区域上的断裂上升到地壳的浅部, 与大气降水为主的环流体系的流体发生对流循环, 从而形成了以大量大气降水为主, 含有少量岩浆水的成矿流体, 成矿流体沿着断裂带和破火山机构向上运移, 在浅部断裂构造的交汇部位, 在适当的温压条件下沉淀富集, 从而形成金矿床。

关键词: 五凤、五星山金矿床 刺猬沟金矿床 年代学 流体包裹体 成矿模式

Abstract

Metallogenic model of epithermal and low- sulfidation gold deposit, Yanbian Area

Author: Pang Wei

Speciality: geochemistry

Tutor: Sunjinggui

Yanbian area is located in the east of Xing'an-Mongolia orogen, and it controlled by the North China plate, Xingkai block and Jiamusi block. This area is one of the most important epithermal gold-copper deposits in east China continental margin ore-forming belts. Wufeng, Wuxingshan golden deposit and Ciweigou golden deposit are typical epithermal deposits in this area.

The ore body of the Wufeng, Wuxingshan deposit can be divided into two types: Vein ore is mainly found in the Wufeng ore-section. In Wuxingshan ore-section, we found many disseminated stockwork orebodies. In Wufeng mine, the narrow-long single vein and composite vein have clear boundaries with the surrounding rock. There have no chalcedony-like quartz veins in Wuxingshan mine. It is thin and short disseminated stockwork, which have no significant boundaries with the wall rock. According to these characteristics of above, the two mines are the same in the cause. But the mineralization depth, temperature and -geological conditions are different. Wufeng mine is on the space above, and Wuxingshan mine is in the lower part. From veinlets disseminated to vein-like ore body, is linked to the causes and the overall space. Wall rock hydrothermal alteration of the deposit superimposed with a multi-phase meeting. The wall alteration have the zoning caused characteristic on space. Take the veins as the center, it can be divided into three zones. The inner zone which dominated by dominated strong silicification and adularia, the middle zone which mainly have sericitization and silicification, and the outer zone which dominated by chloritization. The chief structure of the ore is granular structure, and followed by account structure, interstitial structure, crushing structure. Dense massive structure is the main structure of the ore, in addition to construction and brecciated structure. Deposits can be divided into four mineralization stages: the massive-quartz stage, chalcedony quartz vein-like stage, calcite-quartz vein stage and calcite phase stage. The chalcedony quartz vein-like stage and the calcite-quartz vein stage is the main mineralization stages.

The Ciweigou golden deposit contains three gold-bearing calcite-quartz veins. On the basis of the sequence generated veins, mineral composition, texture and structure, as well as differences in chemical composition, the three veins can be divided into seven types, namely quartz adularia vein, rough - giant grain of calcite veins, quartz veins in fine-grained calcite, fine-grained quartz veins,

coarse-grained calcite and chalcedony veins - microcrystalline quartz vein. Wall-rock alteration strictly control by the faults, which showing zonal distribution in the veins on both sides. The strength of the alteration related to the type and size of veins. Which is near the vein are strong, and stay away from those weak. Altered rocks and veins have clear boundaries, and with the fresh rock was gradually transition relations. Respectively, silicification, albitization, kaolinization and pyritization alteration zone, carbonation and sericitization alteration zone, as well as propylitization alteration zone. The main ore texture is shape, since the shape of granular structure, in addition to the residual texture, the crystal texture, the emulsion drops texture, the unequigranular mosaic texture. The structure of the ore are massive structure, vein structure and sparsely disseminated structure and so on. Ore-forming hydrothermal stage of the deposit can be divided into five ore-forming stage: ice-feldspar - quartz vein stage, coarse-grained - calcite veins stage, fine-grained quartz-calcite stage, with polymetallic calcite-quartz vein stage, including dolomite, opal, barite and calcite stage.

The fluid inclusions of the Wufeng, Wuxingshan and Ciweigou golden deposit, which are almost have the type of aqueous-biphase. The gas- liquid was 10%-30%, and there only few could reach 35%. In the aspect of homogenization temperature, the Wufeng mine is 130 ~ 310 °C, the Wuxingshan mine is 160 ~ 330 °C, and the Ciweigou deposit is 10 ~ 250 °C. All of them are same with the temperature 100 ~ 320 °C which belong to the epithermal deposit. $\omega(\text{NaCl})\%$ of the inclusions in Wufeng mine are between 0.88 ~ 1.4%; Wuxingshan mine are between 4.38 ~ 12.39%; Ciweigou deposit are mainly concentrated between 1.57 ~ 3.23%; the two deposits are relatively low salinity, only a few of the more than 12%. Calculated and combined according to the situation of the exploitation of mineral deposits, the depth of mineralization below 1km, and generally in the vicinity of 0.10 ~ 0.65km, it is clear that belong to the range of epizonal. Both the ore-forming fluid system of the Wufeng-Wuxingshan gold deposit and Ciweigou gold deposit ore-forming fluid system are typical epithermal systems. According to the research on the stable isotope of the ore, the origin of the metallogenic material is related to the volcanic eruptions.

By the precise Ar-Ar method, the age of the calcite-quartz vein in Wufeng, Wuxingshan deposit is $123 \pm 7\text{Ma}$. The mineralization age of this deposit may in the Early Cretaceous. Ciweigou gold deposit belongs in the Tuntianying Group volcanic rocks, the ore-forming age should be in the Late Jurassic-Early Cretaceous.

Mesozoic volcanic rocks developed in the Yanbian area. The formation of the epithermal deposits have close relation with the Mesozoic volcanic rocks in time, space and genesis. Wufeng, Wuxingshan gold deposit produced in the volcanic rocks of the Jingouling group and the contact

zone of the volcanic with the intrusive rocks. The host rock of the Ciweigou golden deposit is the volcanic rocks of the Tuntianying group. Through the research on the geological and geochemical characteristics and the formation age of the two volcanic rock groups, it can be known that the magmatic source region should be the mantle wedge which replaced by the subductive fluid. The tectonic background of the formation of the volcanic rocks is the active continental margin environment. And so do the deposits.

Both the Wufeng, Wuxingshan gold deposit and the Ciweigou gold deposit are typical, epithermal and low-sulfidation gold deposits. Combination of the regional tectonic setting, we can inform that in Mesozoic period, the Yanbian region got into the interaction phase stage of the Pacific plate and the Paleo-Asian continental plates. It belonged to marginal-Pacific tectonic system. The magmatic activity is very strong in this period. And so do the tectonic activity. The fracture which formed before was inherited or reformed. Then a series of fault depression and fault basins which have different size and properties were formed. Late Jurassic to Early Cretaceous period, Izanagi plate gave very strong subduction and collision to the Asian plate. Because of this, it formed and activated faults which have east-west trend, northeast trend and south-north trend. And this destroyed the equilibrium system of the mantle rock. Along the fault, the magma intruded upward and produced two sets of volcanic rocks – Tuntianying group and Jingouling group, as well as a series of sub-volcanics. In the later stage of the volcanic-magmatic activities, the heat flow which caused by mantle-derived origin went up to the shallow crust along the fissures of the sub-volcanics and the regional faults. Then it recirculated flow with the meteoric water. The ore-forming fluid which has more meteoric water and less magmatic water was formed. The ore-forming fluid transported upward along the fault zone and the volcanic apparatus. At the intersection part of fault which was superficial, metallogenic material enriched and sedimented, so the deposit was formed.

Key word: Wufeng, Wuxingshan deposit, Ciweigou deposit, fluid inclusions, ore-forming age, metallogenic model