单位代码：10183

学　　号：2001611011

吉林大学博士学位论文

赵 宏 光

分类号：P618.41　　密级：公开

延边中生代浅成热液铜金矿床的成矿模式研究

Study on the metallogenesis and models in Mesozoic epithermal gold deposits in Yanbian, Jilin province

赵宏光

指导教师姓名：姚凤良　教授　吉林大学

专　业　名　称：矿物学、岩石学、矿床学

论文答辩日期：　2007　年　12　月　16　日

授予学位日期：　　年　　月　　日

答辩委员会主席：

论 文 评 阅 人：

2007 年 11 月

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：矿物学、岩石学、矿床学

论文题目：延边中生代浅成热液金矿床的成矿模式研究

作者签名：　　指导教师签名：

2007 年 11 月 10 日

作者联系地址（邮编）：长春市宽平大路 395 号　邮编 130012

作者联系电话：13074330788

作者姓名	赵宏光	论文分类号	P618.41
保密级别	公开	研究生学号	2001611011
学位类别	博士	授予学位单位	吉林大学
专业名称	矿物学、岩石学、矿床学	培养单位（院、所、中心）	地球科学学院
研究方向	矿床	学习时间	2001 年 9 月至 2007 年 11 月
论文中文题目	延边中生代浅成热液铜金矿床的成矿模式研究		
论文英文题目	Studies on the Ore Forming Models of Mesozoic Epithermal Gold-Copper deposits in Yanbian, Jilin province		
关键词(3-8 个)	延边地区；中生代；浅成热液铜金；成矿模式		

导师情况	姓　名	姚凤良	职称	教授
	学历学位	大学	工作单位	吉林大学
论文提交日期	2007 年 11 月 10 日		答辩日期	2007 年 12 月 16 日
是否基金资助项目	是√ / 否	基金类别及编号	国家自然科学基金项目（No： 40472050）	

如已经出版，请填写以下内容			
出版地（城市名、省名）		出版者（机构）名称	
出版日期		出版者地址（包括邮编）	

内 容 提 要

本文以延边地区中生代浅成热液金、铜金矿床作为研究对象，运用野外地质调查和室内分析相结合的方法，对中生代火山熔岩-浅成斑（脉）岩及其中的浅成热液矿床的岩石学、元素地球化学、同位素地球化学及流体包裹体、不同矿化及蚀变类型的系统研究，讨论了岩浆源区性质、成矿流体演化规律、成矿动力学背景、成矿时代及矿床成因，建立了不同矿化及蚀变类型的时、空分布规律与构造（控矿、容矿）、岩浆热事件的制约关系，提出用于指导找矿的浅成热液矿床成矿模式。

目　录

绪论..... 1
第一章　区域地质背景..... 7
第一节　区域地层概况..... 8
1　古生代地层及其年代学..... 8
2　晚古生代（石炭－二叠纪）地层..... 11
3　中生代地层及其年代学..... 14
4　新生代地层..... 18
第二节　侵入岩概况..... 18
1　古生代侵入岩及年代学..... 18
2　中生代侵入岩-火山岩..... 19
第三节　区域地质构造概况..... 20
1　褶皱及韧性变形构造..... 20
2　区域断裂构造..... 22
第四节　区域地球化学场和内生金属矿产资源..... 24
1　区域地球化学场..... 24
2　内生金属矿产资源..... 25
第五节　地壳演化..... 25
1　古生代地壳演化..... 25
2　中生代地壳演化..... 28
3　新生代地壳演化..... 30
小结..... 31
第二章　中生代火山熔岩-浅成斑（脉）岩的地质、地球化学..... 32
第一节　火山熔岩地质、地球化学..... 32

1　熔岩类型及岩石化学特征 32
2　微量、稀土元素地球化学特征 40
3　中生代火山岩的 Sr-Nd 同位素地球化学特征 50
4　岩浆源区性质 51
第二节　中生代浅成斑（脉）岩的地质、地球化学 54
1　浅成斑（脉）岩的地质、岩相学特征 54
2　地球化学特征 58
第三节　成岩动力学背景 63
1　晚三叠世火山岩形成的构造背景 63
2　中侏罗世火山岩形成的构造背景 64
3　晚侏罗世—早白垩世火山岩形成的构造背景 66
小结 67
第三章　典型矿床及成矿系列 69
第一节　斑岩型富金铜矿床 69
1　小西南岔富金铜矿床 69
2　农坪富金铜矿床 93
3　成矿模式 99
第二节　浅成热液高硫化型矿床 100
1　闹枝铜金矿床 100
2　九三沟铜金矿床 117
3　杜荒子小型铜金矿床 122
4　成矿模式 128
第三节　浅成低温热液低硫化型矿床 130
1　刺猬沟金矿床 130
2　五凤－五星山金矿床 142
3　成矿模式 148
小结 149

第四章　成矿规律及区域成矿模式 153
第一节　控矿条件 153
1　区域地层 153
2　岩浆作用 154
3　地质构造 155
第二节　金铜矿化的时空分布规律 156
1　空间分布规律 156
2　矿化规律和成矿时代 157
第三节　成矿流体的起源与演化 162
1　成矿流体成分 162
2　同位素地球化学 165
第四节　成矿模式 182
1　经典岩浆热液铜金矿床模式 182
2　浅成低温热液型矿床与斑岩型及其他矿床之间的成因联系 184
第五节 区域成矿潜力评价 186
1　五凤-五星山找矿远景区 186
2　新田、富岩金—多金属找矿远景区 187
3　小西南岔金、铜、钨找矿远景区 188
小结 188
结论 189
参考文献 190
攻读博士学位期间发表的论文 194
中文摘要 ..... Ⅰ
英文摘要 ..... Ⅳ
致谢

绪　论

一、研究背景和选题依据

1. 国内外研究现状

在固体地球科学研究的领域里，有关矿床成因与成矿模式的研究，历史悠久，早在中国古籍书、早期的《矿床学》教科书中就有矿床“垂直分带”、“成矿树”等方面的描述；但是，较为系统的工作始于 20 世纪 70 年代（Bliss，1992；张贻侠，1993），至 20 世纪 90 年代，国际上曾先后出版了《Mineral deposit models》（Cox，1983）、《Ore deposit models》（Roberts，1988）专著，前苏联先后召开了三次“矿床模型”学术讨论会（1981，1985，1990）（Bliss，1992；张贻侠，1993），国际地质科学联合会（IUGS）和联合国教科文组织（UNESCO）立了为期 10 年的 Deposit Modeling Program（DMP，1984~1994），在 1990 年渥太华第八届《The International Association on the Genesis of Ore Deposits》（8thIAGOD）会议上，DMP 特别召开了专题讨论会（张贻侠，1993），全面总结了诸如块状硫化物矿床、低温浅成热液金矿床、斑岩型铜矿床等世界级典型大型、超大型矿床的成因与模型以及利用这些模型来进行区域矿产资源评价、找矿预测等方面进展和问题研究（Bliss，1992；张贻侠，1993）；在我国，亦曾先后多次召开了矿床成因与成矿模型研讨会和研讨班（张贻侠，1993），出版了《中国矿床》（宋叔和，1989）、《矿床成矿模式选编》（中国地质科学院成矿远景区划室，1990，1991）、《矿床模型导论》（张贻侠，1993）、《中国矿床模型》（裴荣富，1995）、《我国金属、非金属矿产资料及其成矿规律》（陈毓川等，1998），发表了一系列有关成因与矿床模型的讨论性论文；这些成果已被国内外从事矿床地质、勘探以及理论研究工作者作为重要文献来引用和借鉴。当前，矿床成因与成矿模式研究已成为当前国际矿床学、矿产勘察学领域研究的核心内容。

2. 选题依据

吉林省延边地区是我国东部陆缘成矿带的重要内生金铜矿集区之一，它

地处兴蒙造山带的东段，狭于华北板块、兴凯地块、佳木斯地块之间，是一个经历了古亚洲洋演化、中生代古太平洋板块向古亚洲板块俯冲的大陆边缘复合成矿构造区；目前，已探明大型热液金铜矿床一座、钨矿床一座，中型浅成低温热液金矿床（五凤－五星山、刺猬沟、九三沟等）、中温热液铜金矿床（闹枝、富岩、杜荒岭等）6 座，以及众多的浅成金及铜金矿化点；充分显示该区是一个典型浅成热液金及铜金矿集区（沈阳地质矿产研究所，2001；郑斗范等，1983；芮宗瑶等，1995；孟庆丽等，2001；刘斌，2003；冯守忠，1998）。

浅成热液金、铜金矿床是近 20 年来在内生金、铜矿产找矿勘探和理论研究方面取得突破性进展之一（江思宏等，2004）。人们不仅在西太平洋成矿带上发现、并勘探了 30 余座（东太平洋约 27 座）大型超大型浅成低温热液（金矿、金铜矿）（杨牧等，2000；江思宏等，2004）、斑岩型（铜、富金铜矿）矿床（秦克章，2002），而且在大陆边缘、陆内及陆内造山带也发现了重要的金及铜金矿床；在理论方面，学者们曾在国际最有影响的刊物（如：《Economic Geology》、《Mineralium Deposita》、《Ore Geology Review》、《Resource Geology》、《Nature》、《Science》等）多次发表重要论述，且在 2003 年 8 月的希腊雅典第七届国际矿床地质会议（Society for Geology Applied to Mineral Deposits，缩写 SGA） 上收到与浅成低温热液型金矿床有关的论文就有 36 篇（根据会议论文集中关键字检索），占整个会议论文总数（324 篇）的 11%（江思宏等，2004），其宗旨是探讨浅成热液金及铜金矿床的成因，建立反映客观成矿作用、适于指导区域资源勘查和预测的成矿模式。

本人在学习期间发现，对延边地区的浅成热液金、铜金矿床的成矿模式研究，虽曾行过论证，（沈阳地质矿产研究所，2001；郑斗范等，1983；芮宗瑶等，1995；孟庆丽等，2001；刘斌，2003；冯守忠，1998），但是尚存在一些内容亟待深化。

（1）矿化、矿化蚀变规律：该区金及铜金矿化类型复杂（石英脉型、方解石脉岩型、蚀变岩型、角砾岩型以及硫化物石英脉型等），矿床在矿化特征上既有其明显的特殊性、又有联系性；但对其矿化和蚀变关系以及空间变

化规律的研究和总结还显得十分薄弱。

（2）成矿时代和与成矿有关的构造、热事件：该项研究是探讨区域成矿规律、建立可靠的成矿模式的前提和基础；前人对该区的各类矿床的矿化时代和与成矿有关的构造、热事件之间的关系研究已做过多方面研究，但是分歧较大；

（3）成矿流体的性质与演化：成矿流体的性质、演化是建立成矿模式、探讨成矿规律的核心内容之一；然而，目前该项研究被很多单位的研究者所忽略，以至于无法构筑不同类型的金和铜金矿化之间的成因联系；

（4）矿产资源勘查和资源预测：如前所述，目前延边地区（火山岩盆地及边缘隆起区）已发现大型热液矿床（小西南岔富金铜矿床、杨金沟钨矿床）两座，中型热液金矿床（如五凤－五星山、刺猬沟）、铜金矿床（闹枝、富岩、九三沟、杜荒岭等）6 个，众多的金及铜金矿化点；但是，在储量上远不如岛弧体系（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）、大陆边缘体系金或铜金矿床（紫金山金矿、团结构金矿床等）、大陆内部造山带（新疆的阿西金矿床）；该区是否存在世界级大型、超大型浅成热液金铜矿床，还不是很清楚。

（5）矿床成因与成矿模式：近年研究发现，在浅成低温低硫化型金矿床发育区，几乎都可能存在浅成高硫化型热液金矿床、斑岩型热液、（铜）金矿床，而我国更为突出，如我国的紫金山金铜矿床同时存在浅成低温高硫化型热液金矿床、斑岩型铜矿伴生，而且在其旁侧的火山盆地边缘还发育有低硫化型浅成低温热液银－金矿床。延边地区具备上述成矿背景特征和成矿条件，其成矿模式是否符合 Corbett（2002）发表的“岩浆弧背景下浅成低温热液型 Au-Ag 矿床、斑岩型 Cu-Au 矿床形成的成矿模式”，亟待综合研究对比。

基于上述国内外研究现状，我们提出展开“延边地区浅成热液金、铜金矿床的成因和成矿模式研究”，意在深入研究该区各类浅成热液金、铜金的矿化类型以及它们之间的时空、成因关系，将其矿床成因与国际典型地区的成矿模式作对比，建立为适于该区找矿和资源预测的矿床成因与成矿模式。

二、研究思路和拟解决的科学问题

1.研究思路和方法

综合运用现代地质、地球化学以及年代学方法，在前人研究的基础上，展开延边地区典型矿床（小西南岔富金斑岩铜矿、汪清县闹枝沟、珲春市哈德门乡农坪富金斑岩-热液铜矿以及刺猬沟、九三沟、五凤等浅成热液金（银）矿床等的野外和室内的综合取证。

（1）野外工作

重点展开了以下三方面工作。

1）对延边地区浅成热液金、铜金矿床（闹枝、富岩、五凤-五星山金矿、刺猬沟金矿、九三沟金矿及杜荒岭铜金矿床等）以及重要的矿化点矿体、矿化蚀变特征等展开了地表和井下系统观测，重要矿化蚀变区域填制了大比例尺图（1：2000），并采集各类分析样品。

2）对与成矿密切的脉岩、火山岩、侵入岩等进行系统的野外观察，并进行了适当的地质剖面观察和测量，采集各类分析样品。

3）对矿化作用与构造、岩浆作用的关系进行了仔细观察和取证，确定了不同类型矿床的控矿、容矿构造类型，以及控矿、容矿构造形式对矿化蚀变的制约性，采集各种构造素材及各类分析样品。

（2）室内综合

在总结野外工作成果的基础上，展开了与成矿作用有关的各类信息提取，包括岩/矿相、矿物学的综合鉴定，岩矿的地球化学、年代学以及包裹体等项研究。

1）岩相和矿物学工作方法

首先在偏（反）光学显微镜下进行岩（矿）石组构、矿物标型和组合共生关系鉴定与研究；然后运用电子探针、重砂和扫描电镜、SHRIMP 或激光探针（LAM-ICPMS）等手段对造岩矿物、副矿物以及硫化物进行矿物特征及相应的微区成分扫描；确定矿物成因类型，为讨论岩浆、热液作用成因提供岩（矿）相学和矿物学依据。

2）年代学工作方法

在显微镜、重砂分离基础上，展开年代学研究。石英、云母采用激光诱导 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 坪年龄测定，锆石的 SHRIMP U-Pb 年龄测定将依据扫描电镜获得的单矿物锆石成因类型进行测定，为确定金铜矿床的形成时限、花岗岩、脉岩、火山岩的源区性质及岩浆侵位年龄、建立热演化史提供可信的基础资料。

3）地球化学工作方法

a、元素分析：在上述鉴定基础上，选取新鲜、无蚀变的样品进行清洗后，碎至 200 目以下，采用湿法分析法进行主要元素分析，运用 ICP-MS 法测定微量元素、REE、PGE，对微量元素含量高的样品（矿石）将匹配 XRF 等方法进行对照；为进行岩浆演化和成岩成矿的构造环境分析，以及岩浆演化对成矿的贡献判断提供精细的数据。

b、同位素分析：建立多元 Sr-Nd-Pb-O 同位素示踪体系和硫同位素的系统研究。Sr、Nd、Pb 同位素将在热电离同位素质谱（TIMS）测定，O、S 同位素在气体质谱测定（MAT252）完成；为综合确立岩浆来源及源区性质，铜金矿质、溶液来源以及成矿流体库形成提供一流同位素测试数据。

4）包裹体研究方法

选取代表性的样品于冷热台测定矿物熔体、流体包裹体的特征常数（均一温度、冰点、熔化温度），并在激光拉曼探针（Linkam THMS-600 冷热台-US、LM2000 型）下进行相应的气、液、子晶成分测定和单个流体包裹体 Au、Cu 等元素的含量分析。Au、Cu 等元素的含量分析方案有两种：1）在 Linkam THMS-600 冷热台-US 使包裹体均一熔（溶）化，在探针下测定；2）在 LA-ICPMS 下进行检测。为判断矿质、流体来源和还原流体与氧化流体作用之间的交代、混合作用提供一流的地球化学数据。

2. 拟解决的关键问题和实现的目标

本项研究拟解决的关键的问题是“不同矿化、蚀变类型的时、空分布规律与构造（控矿、容矿）、岩浆热事件的制约关系，确定各类矿床的成因，建立反映该区浅成热液金、铜金矿化规律，并能用于指导找矿的成矿模式”。

三、论文依托

本论文的研究内容依托项目是："中国东北部陆缘有色、贵金属成矿特征研究"和《延边富金斑岩铜矿系统的深部岩浆作用对成矿的制约》（国家自然科学基金委，No：40472050，2004~2007）等项科研课题。在项目实施过程中，先后对延边的汪清、珲春、延吉、和龙等地进行了详细的野外地质工作，完成了包括区域地质、矿床地质以及岩石、矿物的地球化学以及年代学等研究工作，在完成上述工作的同时，拟草了毕业论文。

第一章　区域地质概况

延边地区位于中国东北部陆缘东端，地处兴蒙造山带东段，狭于华北板块、兴凯地块、佳木斯地块之间，处于延边—兴凯中生代构造岩浆成矿带之上，是一个经历了古亚洲洋演化、中生代古太平洋板块向古亚洲板块俯冲的大陆边缘复合成矿构造区（图 1-1）。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（图 1-2）。

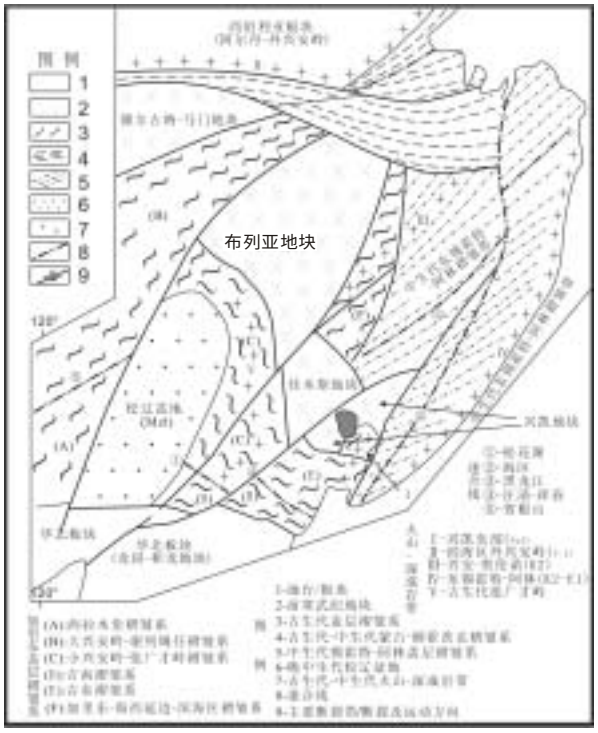


图 1-1　研究区所处的大地构造位置

在早、中三叠世之前，北有西伯利亚（安加拉）古大陆，南有中朝古陆，东有太平洋古陆（努尔，1978）。南北古大陆之间由古亚洲洋相隔，东西古陆（即太平洋古陆与西伯利亚和中朝古陆）之间，由古太平洋（前法拉隆大洋）分隔；在古亚洲洋与古太平洋相交汇的这一地区，分布着许多微古陆（地块）自北而南、由西向东有额尔古纳地块、岗仁地块、布列亚地块、松嫩地块、佳木斯地块、兴凯地块等。

该区是我国东部陆缘成矿带的重要内生金、铜矿集区之一。目前，已探明大型热液金铜矿床一座、钨矿床一座，中型浅成低温热液金矿床（五凤-五星山、刺猬沟、九三沟等）、中温热液铜金矿床（闹枝、富岩、杜荒岭等）6 座，以及众多浅成金及铜金矿化点，充分显示出该区是一个典型的浅成热液金及铜金矿集区。

第一节　区域地层概况

延边地区出露的主要地层有早古生代的青龙村群、五道沟群和晚古生代上石炭统山秀岭组、二叠系的柯岛组、开山屯组以及中生代的屯田营组、金沟岭组和新生代第三纪的玄武岩以及第四纪的冲积物、粘土等。

1　古生代地层及其年代学

研究区发育的古生代地层主要有青龙村群和五道沟群，它们是延边地区最老的地层；由于后期构造和大规模岩浆活动的破坏，它们多呈残块或孤岛状分布于大面积的海西期花岗岩中（图 1-2）。其中青龙村群以含红柱石片

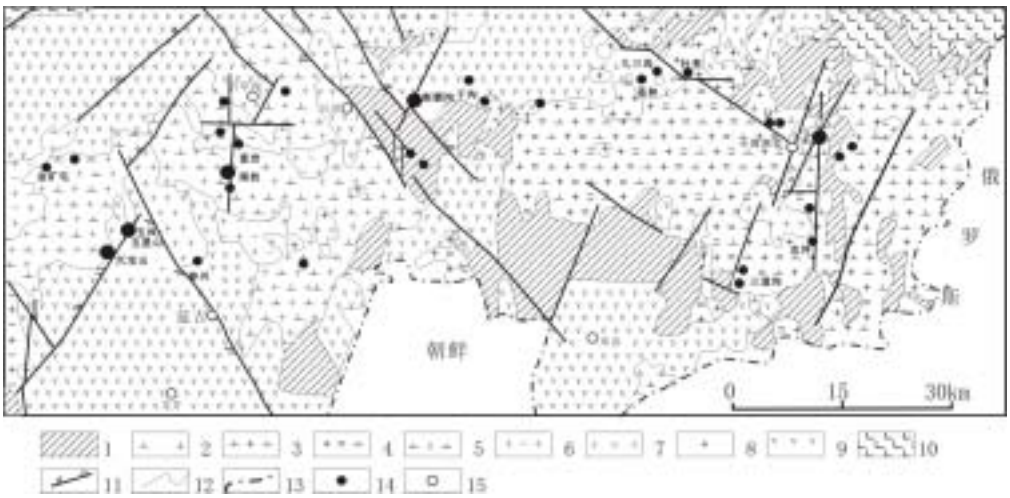


图 1-2　延边地区地质矿产图

1-古生代浅变质岩;2-二叠纪石英闪长岩（270~250Ma）;3-晚二叠世花岗闪长岩（205Ma）;4-晚三叠世花岗闪长岩（205Ma）;5-早侏罗世花岗闪长岩(190~180Ma）;6-中晚侏罗世花岗岩(160~150Ma）;7-早白垩世花闪长岗岩(115~110Ma）;8-早白垩世斜长花岗岩(115~110Ma）;9-中生代火山-沉积岩(T-K）;10-新生代火山岩;11-断层及倾向;12-地质界线;13-国界线;14-矿床及大小;15-市县

岩、黑云母斜长片麻岩、角闪质岩石、含石墨大理岩、硅质条带大理岩为主要特征。主要分布于龙井南部的勇新、和龙的古洞河、獐项、长仁到安图的新合、万宝、敦化的大蒲柴河到宝忠桥一带，即沿古洞河断裂呈北西向带状分布。青龙村群的变质程度为低角闪岩相——高绿片岩相。五道沟群以顶部发育有红柱石炭质板岩、含石榴石二云母石英片岩、斜长角闪岩夹大理岩和下部含石榴石变质砂岩为特征。与青龙村群相比，其变质程度低，属于绿片岩相。五道沟群主要分布于珲春五道沟——小西南岔一带，呈南北向带状分布，在汪清罗子沟以北也有零星出露。

上述各岩群岩石的地球化学特征有一定的差异（表 1-1）。就青龙村群而言：斜长片麻岩 SiO_2 含量为 58.46%～75.01%，反映岩石中铁镁组分含量相对较高；浅粒岩中 SiO_2 为 74.86%；变粒岩中 SiO_2 含量 56.35%～60.86%；斜长角闪岩中 SiO_2 含量 53.87%～58.81%。五道沟群中：红柱石板岩 SiO_2 含量大于 65%，反映岩石中镁铁组分少；各类片岩中 SiO_2 含量 43.79%～73.34%；各类砂岩中 SiO_2 含量大于 67%（67.01%～73.35%），反映出岩石中石英和长石含量高；变英安岩中 SiO_2 含量为 51.96%。它们在（al+fm）－（c+alk）－Si 图中（图 1-3），青龙村群的主要岩石均投影于火山岩区；五道沟群上段的红柱石板岩和中、上段的石英片岩均落在沉积岩区，中段的斜长角闪片岩、斜长角闪岩和角闪岩及下段的浅变质中基性到酸性火山岩均落在火山岩区，少部分在火山岩区和钙质沉积物的重叠区，说明青龙村群的原岩主要为火山岩和泥灰石，而五道沟群原岩主要为火山岩、泥质岩、少部分为砂岩、钙质岩。

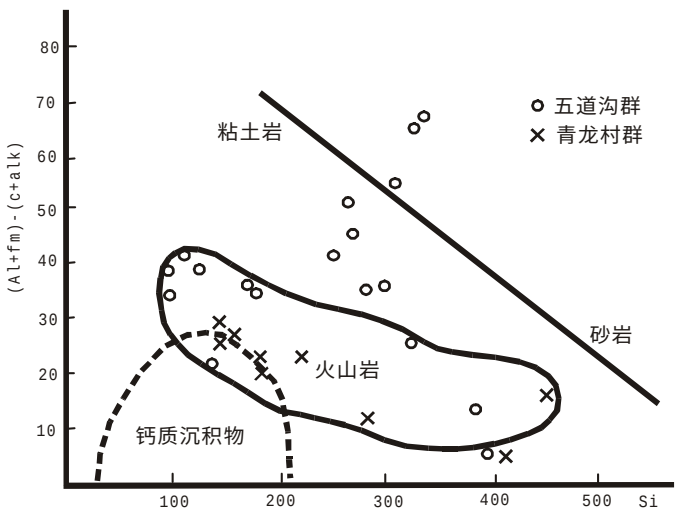


图 1-3 （al+fm）-(c+alk）—Si 图解

表 1-1　古生界地层岩石化学成分表（%）

群		岩石名称	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	烧失	合计
五道沟群		红柱石板岩	65.35	0.61	17.60	2.36	2.26	0.07	1.11	0.52	0.51	3.30	0.11	7.40	102.19
		红柱石板岩	65.65	0.48	16.68	4.33	1.44	0.04	1.11	0.23	0.55	3.85	0.08	8.25	102.69
		红柱石板岩	67.74	0.69	16.25	2.30	2.42	0.04	1.51	0.48	0.90	3.15	0.14	6.97	102.59
		二云石英片岩	65.23	0.58	17.01	1.34	3.67	0.41	1.92	0.94	2.58	3.47	0.16	1.57	99.88
	中段	长石角闪片岩	63.31	0.68	16.21	1.55	4.84	0.07	1.90	1.82	2.46	4.48	0.16	0.36	97.88
		黑云石英片岩	73.34	0.05	13.88	0.30	0.65	0.08	0.34	0.91	4.80	4.69	0.04	0.41	99.49
		斜长角闪片岩	48.89	1.06	16.91	2.06	7.54	0.22	6.67	9.86	2.84	1.25	0.14	0.19	97.72
		角闪黑云片岩	65.33	0.6	16.89	1.23	4.63	0.09	1.62	1.14	2.47	3.00	0.13	2.46	99.59
		斜长角闪片岩	43.79	0.9	14.79	2.91	11.46	0.36	8.38	11.1	1.58	1.60	0.20	0.78	98.12
		黑云石英片岩	66.72	0.6	15.04	1.34	4.68	0.09	1.53	2.79	4.87	1.0	0.10	0.99	99.06
		绿帘石英片岩	56.30	1.5	15.21	3.57	7.72	0.25	3.40	7.36	2.90	0.44	0.28	0.78	99.71
	下段	变质砂岩	70.94	0.38	14.72	2.71	1.46	0.07	0.63	1.10	3.15	2.95	0.11	3.59	101.81
		灰色变质砂岩	67.01	0.57	15.23	1.0	4.24	0.14	1.48	2.10	3.05	3.35	0.14	2.22	100.5
		变质细砂岩	73.35	0.34	13.81	3.11	0.64	0.12	0.30	0.77	2.75	2.25	0.19	3.78	101.41
		变质细砂岩	71.50	0.50	13.16	0.91	3.28	0.12	1.53	1.52	2.43	2.58	0.17	0	97.69
		变质安山熔岩	57.72	0.75	17.76	1.58	7.12	0.26	2.55	5.20	3.18	3.08	0.18	0.95	100.33
		中性凝灰岩	46.68	1.06	17.15	2.46	8.46	0.28	7.76	10.1	3.15	1.30	0.23	0.85	100.57
		变质流纹岩	72.42	0.18	13.63	0.52	1.37	0.06	0.76	1.00	4.20	4.35	0.04	1.47	100.02
		中性火山岩	60.49	0.34	16.69	1.23	2.75	0.09	2.80	4.55	4.85	1.15	0.13	6.89	101.96
		变英安岩	51.96	0.72	16.01	1.40	6.85	0.18	7.49	7.86	2.75	0.88	0.25	3.06	99.14
		变安山岩	49.07	0.90	17.61	1.88	7.78	0.75	7.34	7.94	2.75	0.73	0.25	2.30	98.80
		变流纹岩	72.08	0.35	12.27	0.48	3.20	0.12	2.23	2.42	5.18	0.45	0.12	0.55	99.45
青龙村群		黑云斜长片麻岩	68.02	0.35	15.84	0.51	2.57	0.05	0.81	2.74	3.98	4.42			99.37
		黑云斜长片麻岩	75.01	0.10	13.42	0.61	0.75	0.30	0.33	0.35	4.10	4.06			99.39
		斜长片麻岩	58.46	0.60	19.75	1.39	4.33	0.20	1.76	6.14	4.44	1.78			98.85
		斜长片麻岩	63.37	0.70	16.45	1.72	3.63	0.10	2.16	4.96	4.32	1.84			97.09
		浅粒岩	74.86	0.10	13.42	0.32	1.06	0.05	0.37	1.15	3.66	4.90			99.89
		变粒岩	60.86	0.80	16.39	1.00	5.57	0.15	2.28	5.07	3.88	1.44			100.14
		变粒岩	56.35	0.80	15.43	1.34	6.07	0.15	4.52	6.92	3.18	2.98			97.74
		斜长角闪岩	58.81	0.80	18.07	1.76	5.77	0.30	1.62	4.81	3.24	3.70			98.88
		斜长角闪岩	53.87	0.90	18.46	2.18	7.09	0.20	3.27	7.41	4.06	1.68			99.12

依据被动陆源特提斯小洋盆火山－沉积建造特征（E.L.文特勒等，1982；R.G.柯尔曼等，1984）和古岛弧建造的鉴别特征（Maruyama 等，1986；马文璞，1992），区内早古生代在早期的青龙村群（寒武－奥陶纪）具特提斯小洋盆火山—沉积建造特征；而五道沟群为成熟岛弧环境。

对古生代地层中微量元素研究的结果，青龙村群不同岩石类型中 Au、Cu、Pb、Zn 等成矿元素的丰度低于维氏值（1962）。从区内以青龙村群的容矿围岩的 Au、Cu、Ni、W 等已有矿床成矿作用研究中，尚未发现有上述元素是由侧面向萃取成矿作用引起的亏损场的证据，故推断青龙村群火山—沉积变质岩系不具备中生代铜金矿床矿源层（岩）条件。五道沟群中 Au、Cu 等主成矿元素的丰度普遍高于青龙村群，而且变化幅度较大。小西南岔—五道沟—农坪一带五道沟群中 Au、As、Sb、W、Zn、Pb、Ni、Co 的丰度均大于维氏值，Au、As、Sb、W 比维氏值高 1～2 个数量级，而 Cu 的丰度又特别低（2.3×10^{-6}），比维氏值低 20 倍。百草沟地区的五道沟群中，Cu、Pb、Mo、Ag 丰度低于维氏值，Au 的丰度比五道沟地区低一个数量级，表明这些元素经历过使其活化－运移－分散－富集的构造地质作用，致使离散度较大，从理论上讲其对富集成矿是有利的。从该区铜金矿床（点）的空间展布与五道沟群密切相关，亦表明五道沟群对 Au、Cu 成矿是有利的容矿围岩。

到目前为止，青龙村群、五道沟群的研究程度较低，其时代归属争论较大。吉林省地质志（1983）和柴旭峰（1986）把青龙村群时代定位于寒武－奥陶纪，而把五道沟群时代定为志留－泥盆纪。考虑到侵入上述地层中的加里东晚期－海西早期的闪长岩和花岗闪长岩的年龄在 210～400Ma 之间（U－Pb 邹祖荣，1989），本研究将青龙村群和五道沟群的时代定为早古生代。

2 晚古生代（石炭－二叠纪）地层

延边地区晚古生代火山－沉积变质岩系主要由局部出现的上石炭统和广泛发育的二叠系组成，其组段划分和岩石组合特征见表（表 1-2）。

延边地区石炭系缺失下－中统，仅见上统山秀岭组。出露于开山屯山秀岭和天宝山两地。二叠系上、下统均有出露，下统按其出露层位，从下至上为：大蒜沟组、庙岭组、柯岛组、亮子川组。上统在开山屯等地称开山屯组，

表 1-2　古生界地层单元和岩石组合特征

地层单位			厚度（m）	岩性特征
系	统	组		
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	凝灰质粉砂岩、含砾凝灰熔岩、凝灰粉砂岩、钙质粉砂岩、扁透镜状灰岩
石炭系	上统	山秀岭组	517	凝灰岩、凝灰质砂岩、灰岩和结晶灰岩
前泥盆系	五道沟群	上段	1200	上部红柱石炭质板岩、红柱石二云片岩、黑云母石英片岩、变砂岩、角砾石英片岩。下部含石榴石黑云母片岩
		中段	500	上部黑云母石英片岩、二云母石英片岩、角闪石石英片岩。下部角闪岩、斜长角闪岩夹大理岩
		下段	7176.2	上部变质硬砂岩、砂岩、细砂岩、长英质角岩、变英安岩、下部含石榴石变砂岩、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

敦化地区称青沟子组。二叠系下统大蒜沟组出露于开山屯山秀岭、大蒜沟—大同、安图罗圈沟等地。庙岭组分布于安图北塘沟、汪清庙岭、西大坡、开山屯后底洞、珲春仁河洞等地。柯岛组出露广泛，西起敦化，东至珲春，北自汪清、南到开山屯均有分布。亮子川组分布于开山屯寺沟洞、珲春仁河洞、干沟子等地。二叠系上统开山屯组分布于汪清、珲春、开山屯等地。青沟子组分布于敦化地区。

区内的石炭－二叠系过去被看作滨、浅海相火山－沉积建造。近期研究表明，上石炭和下二叠统的礁灰岩、硅质岩和玄武岩是外来似海山岩块（邵济安等，1993）。原地系统的下二叠统自下而上为重力滑塌相－浅海棚陆相－河口潮坪相－潮坪相－浊流相沉积（徐工愉，1993）。在上柯岛亚组的板岩中含钙质瘤和铁锰结核，相当于深水还原条件的大陆环境。从图门的开山屯、珲春到汪清的天桥岭一带出露的浊积岩其砾石成分以硅质岩为主，开山屯一带发生在晚二叠世的滑塌堆积中除大理岩外还见有硅质岩、玄武岩、安山岩及花岗岩砾石（徐工愉，1993），满河组（李庚一，1992）和关门嘴子组均具有变安山岩、变英安岩和变流纹岩及复成分砾岩，故推断该区上石炭和二叠系的增生杂岩系是在古特提斯洋盆和与其相邻的被洋壳俯冲消减和推覆构造拉薄的大陆边缘基础上产出的。

区内二叠纪地层不同组段微量元素的平均含量见表 1-3，从表中可以看出，庙岭组除 Zn、As、Sb 丰度略高于维氏值外，Au、Ag、Cu、Pb 等成矿元素的丰度均很低，变异系数除 Pb 外均小于 1。柯岛组除 W、As、Sb 丰度略高于维氏值以外，其他元素丰度均很低，并且变异系数除 W、Pb 外均小于 1。虽然开山屯组 Au、Zn、W、As、Sb 丰度略高于维氏值，但其变异系数只有 Co 大于 1。上述特征表明 Au、Ag、Cu 主要成矿元素在晚古生代火山-沉积建造中不但丰度低而且活化富集的能力弱，故推断该岩系不是提供 Au、Cu 成矿的矿源层。

表 1-3　延边地区古生代地层中微量元素的含量（$\times 10^{-6}$）

元素 / 地层单位	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	W	Sb	As	Mo	Co	Ni
解放屯组（21）	0.0016	0.11	19.5	11.56	124.8	4.37	1.31	17.81	0.89	5.75	12.72
柯岛组（66）	0.002	0.08	19.8	8.09	83.42	2.39	2.77	9.00	0.67	7.12	1176
庙岭组（15）	0.002	0.10	19.3	5.03	9.91	0.80	2.73	7.64	0.64	6.16	10.38

（21）：样品数；资料来自吉林地矿局六所

3 中生代地层及其年代学

延边地区中生代地层为三叠系、侏罗系和白垩系陆相火山岩等组成。岩石地层单元和岩石组合特征见表（表 1-4）。

表 1-4 中生界、新生界地层单元和岩石组合特征

地层单位				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	气孔状、杏仁状玄武岩和橄榄玄武岩等
中生界	白垩系	上统	龙井组	粗—细粒砂岩，有时含砾，有时夹泥质粉砂岩
		下统	大砬子组	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	杂砂岩和长石砂岩含砾石，夹砂页岩、安山岩及薄煤层
			泉水村组	
			金沟岭组	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、凝灰角砾岩及安山质集块角砾岩
	侏罗系	中统	屯田营组	上段为安山质—英安岩—流纹质凝灰岩、凝灰质砂，夹英安岩和流纹岩；下段为安山质角砾熔岩、安山岩、角砾凝灰岩及集块角砾岩等
	三叠系	上统	天桥岭组	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熔岩
			马鹿沟组	含砾凝灰质粗砂岩、细砂岩夹黑色泥岩；上部泥岩中含有节纲、真蕨纲、苏铁纲化石
			托盘沟组	下部为安山质角砾岩、角砾凝灰岩；中上部为玄武质安山岩、鞍山质角砾凝灰熔岩

3.1 三叠系大兴沟群

三叠系大兴沟群火山岩主要分布于汪清大兴沟、珲春马滴达、安图天宝山、敦化镜泊湖、二青背一带。自下而上由托盘沟组、马鹿沟组、天桥岭组

组成（表 1-4），主要为一套中酸性火山岩夹沉积碎屑岩含煤地层。角度不整合于二叠纪地层之上，其上被侏罗系屯田营组不整合覆盖。

该套地层上、下均为火山岩，属事件地层堆积，时限相对短促，中部碎屑岩所产植物化石被称之为 HC 组合，整体植物群组合的面貌可与双鸭山组和俄罗斯远东地区上蒙古盖植物群、越南的东京植物群、日本成羽及山口植物群比较，其植物组合相当于晚诺利期海相层之下、早诺利期海相层之上，据此按照国际地科联 Cowie 和 Bassett（1989）所推荐的全球地层表，诺利阶的年限为 220~210Ma，大兴沟群年代地层应为诺利阶。这与殷鸿福等（1982）所提出的拉丁期（Ladinian）大海退引起全球沉积盆地格局产生新变化的观点十分吻合。由此可证明确切时代为中诺利期。

本区（托盘沟底部）获安山岩中斜长石的 K-Ar 年龄为 211.4±6.01Ma（孙革，1993）；在珲春农坪获安山岩的全岩 K-Ar 年龄 218.63Ma（张文海，1985）；汪清东林、图们打靶沟分别获全岩 Rb-Sr 等时线年龄 214.034±13.86Ma（李庚一，1993）和 210±11Ma（赵成弼，2000）；安图天宝山中酸性火山岩 K-Ar 等时线年龄为 229.5Ma（金尚林，1988）。上述同位素年龄均表明其底界很少超过 220Ma，这与不整合覆于其下的早印支期花岗岩序列最晚期偏碱性或 A 型花岗岩的形成年龄相吻合。该套岩石地层上部的火山岩，虽然尚无确切的测年数据限定上限，但从侵入其中晚期花岗岩类的年龄仍可获得其上限的可靠结论。如罗子沟花岗闪长岩全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 205±3Ma（黑龙江省地矿局，1993）；珲春上中沟二长花岗岩 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄 203±2Ma、汪清春阳岩体 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为 215±5Ma、安图清林子岩体 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为 223±1Ma、闹枝沟 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为 214±10Ma、七十二个顶子花岗岩体 Rb-Sr 等时线年龄为 206±4Ma 和 200±1Ma（张艳斌，2001）。综合上述最新定年结果和地层中的古生物化石，可以确定研究区大兴沟群火山岩的形成时代应为晚三叠世，时代介于 220~200Ma 之间。

3.2 中侏罗世屯田营组

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。

该组 1959 年创建于延吉县三道乡屯田营一带，时代置于晚侏罗世，由于区内中性火山岩发育，对火山活动的规律研究不够，故此对屯田营组涵义、时代、层序划分均存在着较大的争议。在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，尚未见于晚侏罗世，故将屯田营组的时代暂置于中侏罗世（吉林省地矿局，1986）。1993 年全国地层清理又将其放置晚侏罗世，主要由一套中性火山岩、火山碎屑岩及少量凝灰质砂岩组成，与上覆金沟岭组整合接触。

近年来，在延边地区中生代岩浆活动形成时代研究中，取得了一批年龄数据，在这些数据中，广泛存在中侏罗世的年龄。例如，在汪清地荫沟盆地、刺猬沟矿区测得其成矿 $^{40}Ar—^{39}Ar$ 年龄为 176.3±1Ma，1 号矿脉的 $^{40}Ar—^{39}Ar$ 年龄为 170Ma（李庚一等，1994）；延吉天宝山角闪安山岩的年龄为 175Ma（金尚林，1988）；敦化黄泥岭岩体 U—Pb 年龄为 168±3Ma、158±3Ma 和 153±2Ma，安图东清岩体白云母 K—Ar 年龄为 159.29±2.35Ma、155.98±2.26Ma，全岩 Sm—Nd 等时线年龄 162±1Ma，骆驼山岩体 U—Pb 表面年龄为 173±2Ma（张艳斌，2001），苇子沟岩体 Rb—Sr 等时线年龄为 170±1Ma（方文昌，1992）。从上述年龄可见，在延边地区存在该期岩浆活动，这与张广才岭地区花岗岩的年代学研究结果相吻合（孙德有，2001）。

在区域上，本期火山岩可与吉林地区的德仁组对比；因此，本次工作将这套火山岩暂放在中侏罗世。

3.3 晚侏罗世-早白垩世金沟岭组

该组由吉林地矿局区调所 1980 年 1：20 万老黑山幅创建，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。

在五凤盆地和刺猬沟盆地获得安山岩和单矿物 Rb-Sr 等时线年龄分别为 147.5Ma（沈远超，1983）、144±7Ma（邹祖荣，1989）。百草沟盆地火山岩 Rb-Sr 等时线年龄为 139±14Ma（吉林区调所，1987），在闹枝沟获得矿石铅同位素年龄 140Ma，1994）。相伴侵入岩、敦化大寒葱沟碱性花岗岩、锆石单点 U-Pb 年龄 146.6Ma（张艳斌，2001）。综合上述定年结果，可以认为，在延边地区存在有晚侏罗世岩浆活动。

泉水村组：由一套中性火山岩及火山碎屑岩及少量英安质凝灰熔岩、流纹岩组成。该组主要分布在汪清、杜荒子盆地、罗子沟盆地、地荫沟盆地、敦化大桥盆地。底界以砾岩与金沟岭组呈平行不整合接触，顶界被大砬子组底部砾岩覆盖，为平行不整合接触。

在该期火山岩系的正常沉积夹层或沉积岩中均含较丰富的植物和动物化石，在植物化石方面下、中、上分别相当于周志炎先生（1980）所划分的锥叶蕨-拟刺葵植物的早期组合、晚期组合及拟金粉蕨-茹福特蕨植物的早期群落。在动物方面，下部产的是 Tutuella 动物群，中部及上部分别相当于陈丕基等所划分的热河动物群早-中期及晚期组合。常见于早白垩世地层中，为俄罗斯期西伯利亚地区早白垩世常见分子，在区内可与长财组（K_1）含煤地层对比，属同一时期火山喷发沉积产物。该套火山岩系是我国东北北部晚侏罗世至早白垩世的重要含煤层位；结合区域对成矿脉岩的年龄研究（115~105Ma），因此笔者认为泉水村组火山活动应结束于 105Ma。

此外，在闹枝沟金矿也获得了 126.8±0.1Ma 的 ^{40}Ar-^{39}Ar 年龄（李庚一，1994）。汪清仲坪岩体也有 129±2Ma 的年龄（张艳斌，2001）。结合中国东部火成岩的定年结果，120~130Ma 的岩浆活动是中国东部燕山期岩浆活动的峰期（许文良等，2003），这与相邻地区火山岩的形成时代相吻合。

3.4 早白垩世晚期长财组和大砬子组

它们是由陆相沉积岩组成，长财组主要分布于长岩等地，上覆地层为大砬子组，两者为平行不整合接触，总厚度为 257.3m，主要岩性为灰白色含砾长石石英砂岩、砾岩粗砂岩和细砂岩以及泥质粉砂岩，并有较薄的煤层。大砬子组分布于百草沟西南，西山屯一带及西兴的南部，岩性为一套紫红色、

红绿色砾石，含砾粗砂岩，含砾细砂岩，粗砂岩，夹细砂岩及粉砂岩，总厚度为 1112.1m。

4 新生代地层

主要发育的是第三系船底山组火山岩和第四系现代河床阶地沉积。船底山组呈零星分布于西湾子、仲坪、刺猬沟、农坪等地，岩石类型单一，为橄榄玄武岩及安山质玄武岩，底部为气孔状玄武岩，呈不整合覆盖于其他地质体之上，地貌上构成玄武岩台地，总厚度 169.9m。第四系分布于现代河床阶地之中，主要为河漫滩冲积、洪积物、砂、砾石、粘土等松散堆积物。

第二节 侵入岩概况

延边地区侵入岩发育，出露面积 20000km^2，占出露面积的 80%。对其研究始于上世纪 20 年代初（吉林省地矿局，1989），但真正系统的研究始于 1958 年的 1：20 万区域地质和矿产调查及专题研究；此后，相继展开了 10 余幅 1：5 万及 1：25 万区域地质调查、“ 吉林省花岗岩及成矿作用 ”为主体的各种相关课题的研究，获得了大量的有关区域花岗岩的类型、分布及时代等综合信息；近年来，吴福元等，在该区展开了系统的花岗岩年代学研究，获得许多新认识。目前得出：延边地区侵入岩以中生代为主，少量古生代侵入岩（表 1-5）。

1 古生代侵入岩及年代学

古生代花岗岩在研究区并不发育，原厘定的古生代花岗岩大多是中生代形成，属于加里东期的侵入岩只有伴生早古生代地层的橄榄岩－辉石岩－辉长岩（417Ma）类，华力西期也只是晚二叠世的辉石闪长岩－花岗闪长－二长花岗岩和钾长花岗岩（270~250Ma）（赵宏光等，2006；张艳斌等，2002）（图 1-2），具有“M”或“I”型花岗岩成因属性，代表性岩体有六棵树、亮兵岩体等。

表 1-5　延边东部地区地层岩石的 Au 及相关元素异常组合

时 代	地质体单位	Au 异常元素组合	元素浓集和变异系数
寒武－奥陶系	五道沟群为主，具有多组元素组合	Au－Cu－Mo－W－Bi Au－Cu－Pb－Zn Au－Ag－Hg－Sb	均大于 1
二叠系	Au 元素为主，还有 Cu、W 等元素组合的比较复杂或简单地球化学场	Au-Ag-As-Hg-Sb Au-Cu-Pb-Zn	浓集系数>1，变异系数>0.5
侏罗系	以 Au、Cu 为主的简单场或叠加场	Au-Cu-Pb-Zn-Ag-As-Hg-Sb	均大于 1
第三系	Au 异常以简单元素为主		浓集系数大于 1，变异系数接近 1
海西期花岗岩	具有多组元素	Au－Cu－Mo－W－Bi Au－Ag－As－Hg－Sb Au－Cu－Pb－Zn	浓集系数 0.9，变异系数为 0.44
燕山期花岗岩	简单叠加地球化学场	Cu－Pb－Zn； Au－Cu－Mo－W－Bi	浓集系数 0.92，变异系数 0.37

2　中生代侵入岩-火山岩

2.1　印支期的侵入岩

延边地区的印支期侵入岩有橄榄岩－辉石岩－辉长岩、石英闪长岩－花岗闪长岩－二长花岗岩－碱长花岗岩（225~220Ma），多为印支晚期就位形成， 代表性岩体三道沟、春阳、七十二个顶子、大荒沟、闹枝、青林子等。其中，橄榄岩－辉石岩－辉长岩为幔源岩浆在张性环境就位，而石英闪长岩－花岗闪长岩－二长花岗岩是壳幔混合岩浆在挤压造山环境形成，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，指示地球动力学环境是减薄→挤压过程。

2.2　燕山期侵入岩

燕山期岩浆侵入作用十分频繁，侵入活动可分四期，即：早侏罗世（189~180Ma）、中－晚侏罗世（170~150Ma）、早白垩世（130Ma）和早白垩世晚

期（110~105Ma）；并以中侏罗世最为发育，常形成一些较大的复式岩体，岩浆以钙碱性、高钾钙碱性岩浆性质为特征。早侏罗世主要是石英闪长岩－花岗闪长岩－二长花岗岩一碱长花岗岩，代表性岩体有石门、棉田、大兴沟、榆树川等。中侏罗世（170~150Ma）主要岩性为花岗闪长岩－二长花岗岩－石榴石花岗岩，代表性岩体有黄泥岭、苇子沟、骆驼山、东清。晚侏罗世－早白垩世为中酸性花岗杂岩和碱性花岗岩，晚白垩世为花岗闪长斑岩、斜长花岗岩等。此外，沿某些断裂带尚见有少量的超基性、基性及碱性岩脉岩类产出。

以上各期花岗岩显示，晚二叠世－三叠纪花岗岩以佳木斯－兴凯地块的南缘分布最多；早侏罗世花岗岩大致呈东西向展布；中－晚侏罗世花岗岩则主要分布在华北地台北缘，呈东西向条带状展布；早白垩世花岗岩零星分布，出露面积最少。

第三节　区域地质构造概况

如前所述，研究区是一个地壳演化经历了古亚洲洋演化、中生代古太平洋板块向古亚洲板块俯冲的大陆边缘复合成矿构造区（图 1-1），广泛发育着古生代褶皱、断裂构造以及中－新生代断裂构造，其主要构造及特征简述如下：

1　褶皱及韧性变形构造

区内褶皱变形构造，从时间上大体可划分三个构造阶段：加里东晚期—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阶段。

1.1　加里东晚期—早海西期褶皱及韧性构造

是指发生于青龙村群和五道沟群中的褶皱变形构造，它使区内青龙村群和五道沟群发生强烈的变形，形成以北西向为主的大规模的韧性剪切带（弱糜棱岩化岩石、初糜棱岩、超糜棱岩和糜棱片麻岩带）和强烈的褶皱为特征；但由于后期多次构造岩浆活动，多呈残褶皱分布在延边古生代增生杂岩系中。

从褶皱的空间分布和组成地层产状及褶皱形态特征来看主要分为两组：一组主要分布于延边地区的南部和西南部的卧龙、长仁-青龙村和安图的寒葱沟一带，青龙村群中褶皱轴向北西和北西西向，多呈背斜和复式向斜产出，且常常呈倒转褶皱。另一组分布在马溜达—五道沟—小西南岔、闹枝—百草沟一带，主要产在五道沟群的轴向呈近南北向的褶皱，这些地层均经受绿片岩相和低角闪岩相变质作用。其中，与五道沟群相伴呈残块和残留包体产出的角闪辉长岩—辉石闪长岩的 Sm-Nd 等时线年龄 466~549.5Ma，故推断青龙村群和五道沟群的变质变形作用与古亚洲洋封闭作用有关。而马溜达—五道沟—小西南岔和闹枝—百草沟一带的五道沟群地层的褶皱轴向的差异，可能是陆缘侧离形成的古岛弧和在后期陆缘的演化过程中呈微陆块的古岛弧旋转所致。

1.2 晚海西—早印支期褶皱构造

主要发生在晚古生代—二叠纪地层中，由于该区缺失下石炭统，上石炭统地层仅零星出现，故构成褶皱的地层主要为二叠纪地层，这期褶皱对区内青龙村群和五道沟群也有一定影响；从空间展布和构成褶皱的地层产状及褶皱形态亦可分为两组：

北东向褶皱：主要分布于延边地区西部，图们—汪清—牡丹江断裂带以西的明月镇—庙岭—大兴沟—天桥岭一带。自南西向北东由北塘沟—罗圈沟倒转背斜、西阳—前河倒转向斜、庙岭背斜、大兴沟向斜、天桥岭倒转向斜一系列北东向褶皱构成一个长大于 110km 的北东向紧闭褶皱带，总体上向北西倾，倾角 30°~50°。由于晚海西—早印支期大规模的花岗岩侵入及后期断层的切割，褶皱构造残缺不全，说明这些褶皱变形构造是晚海西—早印支期壳幔运动的产物。现存的残破褶皱呈北东展布可能为中生代早期北东向西太平洋陆缘构造域的改造所致。

南北向褶皱：主要分布于延边地区东部。汪清西大坡、十里坪、珲春密江、大荒沟、杜荒子一带。主要由二叠系和五道沟群构成。这些地区的褶皱均为紧闭线性褶皱和倒转褶皱，轴向近南北和北北东向，轴向陡立，并且形成一组广泛发育的透入性千枚理，走向近南北，倾角 60°~70°。它们均被晚

海西—早印支期花岗岩侵入，呈残破褶皱分布在大荒沟岩基边部或呈残块出现在岩体之中。

2 区域断裂构造

本区区域断裂构造发育，按走向主要分为如下四组，它们呈数条展布方向相同的断裂产出（图 1-1）。

2.1 东西向断裂构造带

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—新合—马滴达断裂带最为发育。

敦化—春化断裂带：西起蛟河横道经敦化—汪清—复兴—小西南岔—春化向东进入俄罗斯境内。长大于 330km，宽可波及 20 余 km，是本区规模最大的一条东西向超壳（或穿透性）断裂，断层面总体倾向南，倾角较陡，倾角变化范围较大（30°~70°）。它穿切了区内古生代—中生代等不同时代的地层和侵入岩，并使其糜棱岩化和强烈破碎，显示长期活动和以压应力为主的特征。更引人注目的是该断裂带总体上把延吉古生代增生杂岩系分成南北两大构造区，即南部的牡丹岭—大荒沟断隆带和北部的东西向断陷带。该断裂带与后期北东和北西向断裂带交汇控制中生代火山—侵入杂岩系及其热液成矿作用。据有关资料记载，沿此断裂带有五级深源地震发生，说明该断裂带对新生代的构造—岩浆活动也有控制作用。

东清—马滴达断裂带：位于 F_1 以南，西起安图东清向东经新合—图们—珲春直到马滴达、五道沟一带。长达 220km，宽达 25km 左右。总体倾向北、倾角 40°~70°。和 F_1 一样切穿古生代、中生代地层和侵入岩，长期活动，并以压性为主。该断裂带常被北东向和北西向断裂切割。交汇处亦伴有中生代火山—侵入杂岩的产出及其有关的成矿作用。

2.2 北东和北北东向断裂带

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（F_5）、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—春化断裂带，它们之间呈近于等间距分布。西部以北东向（40°~50°）为主，东部以北北东向（15°~20°）为主。其断裂发生的时间和性质较复杂，或发生在三叠晚期，或发生在燕山期，并在新生带一直活动，并且其形成深度较大；其中，敦化—密山断裂带为超壳断裂。这组断裂具有明显的控制中生代岩浆活动和 Cu—(Mo）—Au 成矿作用。

2.3 南北向断裂构造

主要布于研究区的中部和东部，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。一般为逆断层或逆冲断层及挤压破碎带，断层倾角比较陡，倾向东，倾角 70°~80°。中西部依兰—吉青岭—仲平一带以向西倾为主，倾角 60°~80°；该组断裂在空间展布上一般都与南北向褶皱系和透入性千枚理叠加相伴产出。它们切穿五道沟群至中生代的地质体。被北东、北北东和北西向及东西向断裂切穿。推断其发生时代较早，且长期活动。特别应注意的是：①延吉—柳菜—仲平和图们—汪清—响水河子两条断裂带从遥感影像和地质地球化学综合标志解析表明，它向北与牡丹江断裂相连，向南经朝鲜进入日本海，可能为一条规模很大的断裂带；②该断裂带的板块动力学意义及其成矿效应有待于进一步研究；③区内的 Cu—（Mo）—Au 矿床均产在东西向、北东向和北西向断裂构造带与南北向断裂构造带与南北向断裂带的交汇叠加部位。

2.4 北西向断裂构造

除研究区西部中朝古板块北缘有长期演化历史的富尔河－古洞河北西西向断裂带之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，断裂带走向在 310°左右，结构面力学性质以张扭、压扭性交替发生为特征，其形成时代在侏罗—白垩纪，尤以晚侏罗—早白垩世最为发育，是晚侏罗—早白垩世火山—侵入杂岩系的主要控岩构造之一，亦是该区斑岩热液脉状 Cu—（Mo）—Au 矿主要的成矿和控矿断裂构造。

第四节　区域地球化学场和内生金属矿产资源

1　区域地球化学场

本区与金矿有关的地质单元有五道沟群、二叠系、侏罗系、第三系、海西期花岗岩类和燕山期花岗岩类,各地质单元的 Au 及其他元素组合(表 1-5)。

延边地区的北延部分，包括九佛沟锌多金属矿床（东风沟岩金矿点、老黑山岩金矿化点），以 Au-Ag-Cu-Zn 组合特征；该带可与延边中部地区闹枝－九三沟相对应；四道河子－洋灰洞子铜金成矿亚带，元素组合为 Cu-Pb-Zn-Ag、Ag-Pb-Zn（洋灰洞子铜矿点）、Cu-Zn-Au（金厂金矿）；此外，北部四山林场一带还发育 Au-Cu-Mo 典型元素组合（四山林场金矿以及金厂沟铜钼矿化点）。此外，在鸡东五星地区还有一个典型的 Cu-Ni-PGE 地球化学场区。

上述地球化学特征表明，无论是古生代地层发育区还是中生代岩浆－火山发育区，它们的元素组合均表现金铜异常为主，局部地区出现 W 及 Pb、Zn、PGE 异常，指示该区是一个良好的金铜为主、伴生 Pb、Zn、Ag，局部为 W、Mo 和 Ni、PGE 异常的金铜为主的有色－贵金属元素成矿背景区，具体表现：

①深断裂带（敦密、古洞河等）：元素组合是 Cu-Ni-PGE-Au-Co 亲铁和亲铜元素复合组合，成矿元素以 Cu-Ni-PGE 为典型，显示与基性杂岩有关的元素组合；

②东部地区（杜荒子—大西南岔—小西南岔—五道沟）隆起带：以 Cu-W-Au-Mo 组合为特征，显示高温岩浆热液组合的地球化学场，成矿与岩浆作用有关；

③中部盆岭区（五凤－闹枝－九三沟－老黑山）：以 Au-Cu-Ag-Zn-Pb 为主的地球化学组合异常区，显示成矿与火山－次火山作用有关的地球化学场；

④周边及内部古生代地层或变质杂岩出露区：有多组元素组合，以 Cu-Pb-Zn-Au 为主，与海相喷流－沉积作用有关的地球化学场一致。

2 内生金属矿产资源

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，但大多数是矿化点，勘探开发的矿床仅有 15 座。其中：金为主的矿床有金厂、刺猬沟、九三沟、五凤、五道沟、金矿屯、四山林场等；金铜共生的矿床有小西南岔、闹枝、农坪等；以铜为主的矿床有九佛沟、大福屯、东沟以及洋灰洞六道崴子、三道沟等；岩浆铜镍硫化物矿床（含铂、钯）有鸡东县五星、长仁等；发育有众多的铜钼或钼矿（点）。此外，还有以铅锌为主的矿床（天宝山）、大型钨矿床（杨金沟）等。

第五节 地壳演化

如前所述，研究区是一个经历了古亚洲洋演化、中生代古太平洋板块向古亚洲板块俯冲的大陆边缘复合成矿构造区（图 1-1），根据区域地质概况，我们将该区地壳演化大致划分三个地史时期。

1 古生代地壳演化

在古生代期间，由于西伯利亚板块东部布列亚—佳木斯地块南缘和中—朝古板块北缘东段与他们之间古洋壳的相互作用，形成一套海相间歇性喷发的海底火山—沉积建造，即延边地区青龙村群和五道沟群的原岩建造。

从延边地区下古生界沉积等厚线图（图 1-4）上看，控制下古生界建造的海底断陷或凹陷在刺猬沟—闹枝—珲春—小西岔地区的展布方向为北东向。随着古板块和洋壳的继续作用，海底火山—沉积建造褶皱隆起，同时，侵入了角闪辉长岩—斜长花岗岩（549~400Ma）等成因上属于幔源分异型的花岗岩系列。并与早古生代建造（五道沟群）一起呈残块或包体残存于后期花岗岩系之中，主要分布于延边地区东部，代表了大洋岛弧的构造环境。继之，角闪辉长岩—斜长花岗岩有密切成因演化关系的闪长岩—石英闪长岩—花岗闪长岩系列（365.6~310 Ma）相继侵入，分别代表了科迪勒拉型活动陆

缘带和碰撞后隆起造山带构造环境，在刺猬沟—闹枝—汪清—珲春地区主要侵入岩为闪长岩—石英闪长岩—花岗闪长岩。伴随着岩浆侵入和构造变质作用，海底火山—沉积建造遭受了区域低绿片岩相—角闪岩相变质作用。在延边地区西部，青龙村群被改造形成紧密线性褶皱，褶皱轴向呈东西向或近东西向，在塔东和天桥岭一带，褶皱绕佳木斯地块呈向南凸出的弧形，在富岩—永丰洞一带的五道沟群地层也被改造形成轴向北东的褶皱，该时期的区域地质构造的形变特征，表明区域构造力作用为南北方向的挤压（图 1-5）。

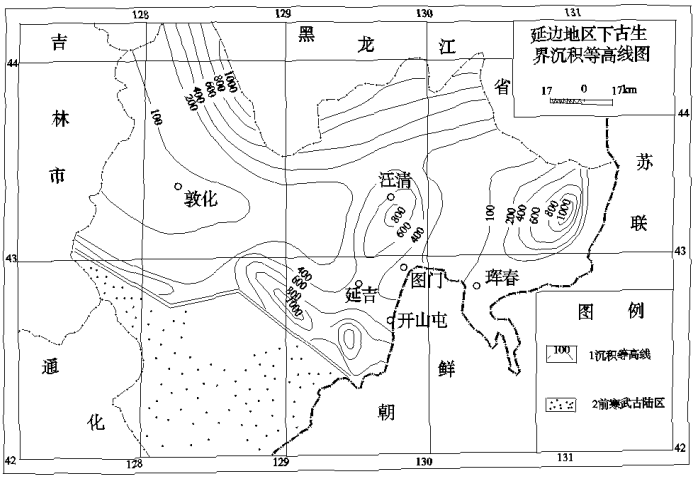


图 1-4　延边地区下古生界沉积等厚线图

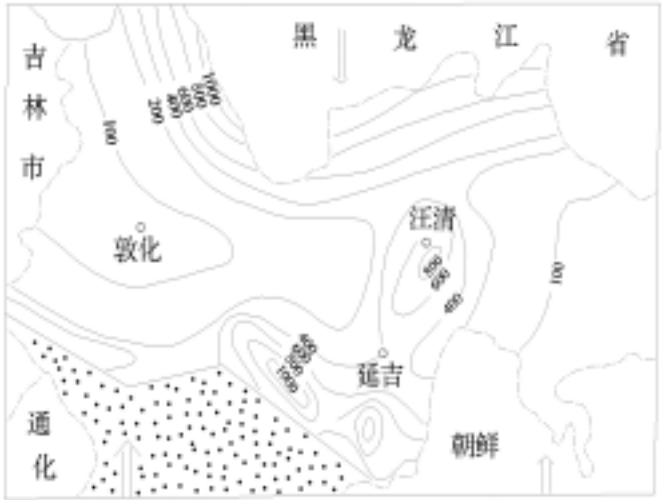


图 1-5　古板块南北碰撞对接作用产生的区域构造

由于南北挤压作用力强度沿东西向分布不均匀和板块边界形态的不规则，局部形成南北反时针或顺时针的力偶作用方式，结果导致区域构造线局部走向北东和北西，而总体呈东西向展布。在延边地区，侵入于长仁－獐项一带青龙村群中的花岗闪长岩的年龄为 326Ma（U-Pb 法），青龙村群和五道沟群变质时代根据 1976 年地层表为 3.37 亿年，青龙村群锆石年龄为 3.42 亿年（吉林地矿局六所），因而最后变质时代可能为泥盆纪末。由此推断，佳木斯地块南缘与华北古板块北缘东段碰撞对接使区域第一次由海变陆的时期为泥盆纪末。

经过一段时期的隆起上升，到晚石炭世，由于南北向的区域地壳拉伸作用，出现了陆间裂陷海槽。沿东石河-复兴一线呈东西向展布，而沿天宝山-天桥岭-汪清-珲春一线呈港湾状（图 1-6），根据裂陷槽展布的特征推断，裂陷是在走向东西压性断裂带和走向北东、北西压扭性断裂带基础上，经区域地壳拉伸作用形成的。晚石炭世—晚二叠世的沉积建造中各组地层之间普遍存在的不整合现象以及浅海相陆源碎屑岩、碳酸岩、海底火山碎屑岩、海陆交互相砂岩和陆相磨拉石等建造的岩相特征，表明佳木斯地块与华北地块对

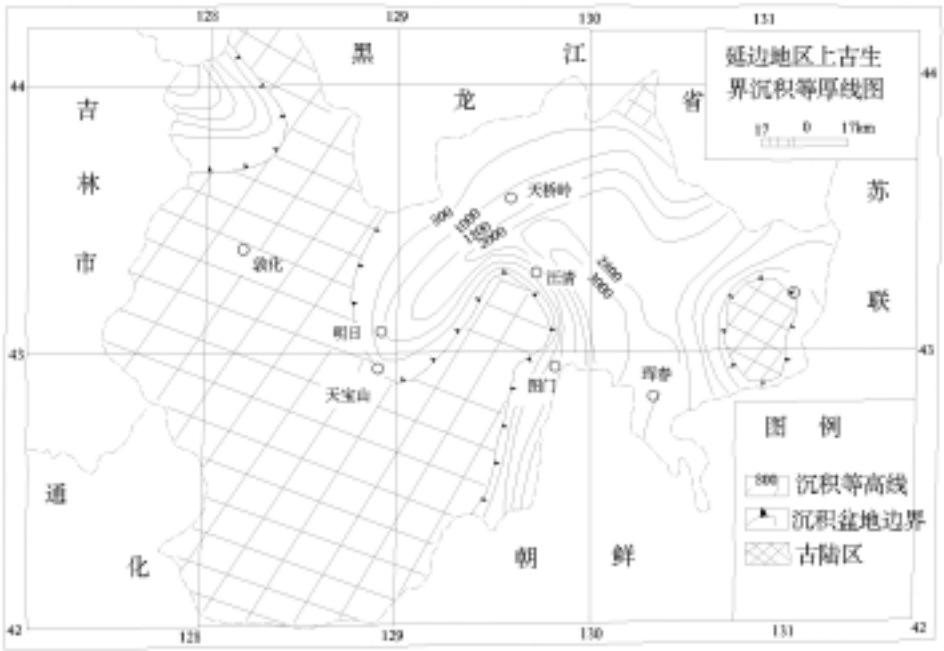


图 1-6　延边地区上古生界沉积等厚线图

接碰撞后的“震荡效应”，造成了区域的频繁的南北向挤压与拉伸作用交替进行。此外，石炭—二叠系沉积建造中的生物化石群属太平洋型暖水动物群，说明此时期的海水来自东南方，与西伯利亚板块和中—朝板块碰撞对接之前的海水不同，在晚石炭世—晚二叠世期间，小西南岔和闹枝地区与刺猬沟地区所处的构造环境不同，小西南岔和闹枝地区处于陆壳断裂活动环境，刺猬沟地区处于陆壳海断裂活动和海底火山岩浆活动环境。

继石炭—二叠系沉积建造形成之后，海西晚期—印支早期花岗闪长岩—二长花岗岩大规模侵入，在延边地区形成一系列大型花岗岩基，与青龙村群、五道沟群、石炭系二叠系等沉积建造呈侵入接触关系。岩浆演化早期阶段，以花岗闪长岩和斜长花岗岩为主，形成时代为 245Ma（锆石 U－Pb 等时线）~242 Ma（全岩 Rb－Sr 等时线年龄）。在刺猬沟—闹枝地区，花岗闪长岩主要出露百草沟—苍林东西向断裂以北。岩浆演化晚期阶段以二长花岗岩为主，形成时代为 234.6~227 Ma（全岩 Rb－Sr 等时线）。对延边地区西部亮兵二长花岗岩基研究表明，具似 S 型特征。海西晚期—印支早期花岗闪长岩—二长花岗岩岩系代表了板块持续碰撞挤压导致隆起造山带构造环境下，由上地幔岩浆局部遭受地壳混合改造形成的中酸岩浆侵入形成。

伴随构造—岩浆活动，石炭—二叠系地层褶皱并发生了低绿片岩相区域变质作用。海水全部退出延边地区，早古生代沉积建造和海西早期侵入体呈残块漂浮于海西晚期—印支早期“花岗岩海”之中。百草沟—苍林断裂此时期业已产生，断裂北侧地块相对下降，断裂南侧地块相对上升，区域一级构造雏形已成。从此，区域构造进入了新的形成及演化历史时期。

2 中生代地壳演化

在佳木斯地块与华北板块于早三叠世碰撞最终对接形成统一大陆块以后，经历了一段构造稳定并以风化剥蚀作用为主的地质时期。到了晚三叠世，西太平洋构造域大洋板块向北西西方向对亚洲板块进行俯冲，开始了晚印支构造运动。在延边地区，发育了天桥岭—天宝山和杜荒子—珲春两条北北东向的断裂带，沿断裂带发生中酸性岩浆岩的喷发，形成上三叠统火山喷发岩建造，在火山喷发间歇期间，形成了河流相沉积建造，在刺猬沟—闹枝地区

西部的富岩一带，残存了三叠系三仙岭组建造，继火山喷发之后，沿断裂侵入了似“S”型二长花岗岩—白云母花岗岩系（208Ma）。侵入岩受北东向压扭性断裂和活化的东西向断裂联合作用控制。

早侏罗世发生的燕山早期构造运动继承了印支晚期构造活动的特点，引起了黑云母花岗岩—微斜长石花岗岩（192~170Ma）的形成，与印支晚期二长花岗岩—白云母花岗岩呈连续演化趋势，只是侵入的规模稍大，主要侵位于延边地区西部和北部华力西晚期岩基之中，受北北东向和东西向断裂联合控制，并以北北东向断裂为主。与此同时，佳木斯地块与华北板块进一步南北聚敛，沿富尔河—古铜河断裂形成了老地块活化型石英闪长岩—二长花岗岩系列，总体呈东西向展布，由于两古板块的南北向聚敛运动，致使牡丹岭—春化隆起进一步抬升，在刺猬沟—闹枝地区表现为百草沟—苍林断裂北侧地块继续下降，南侧地块进一步隆起，区域内尽管没有发现该时期的岩浆岩体，但是早侏罗世—晚三叠世的东西向和北东向断裂构造相对很发育。

在中侏罗世至早白垩世期间，西太平洋域 Izang 板块对亚洲板块进行了强烈俯冲作用，在刺猬沟—闹枝地区，产生和活化了走向东西、北西、北东和南北走向断裂，其中走向东西断裂最为发育，由一系列规模不等，彼此平行展布的断裂构成了一个宽达 20 多公里的断裂带，断裂带的力学性质为压性。区域走向东西的断裂和断陷进一步发育。由大洋板块和亚洲板块相互作用导致的区域性南北挤压构造力作用，产生和活化了永昌—长岩、汪清—苍林—金沟岭等北西向断裂带、寺洞沟—亲合屯北东向断裂带以及一些走向南北的断裂。走向北东和北西的断裂，在地质和地球物理特征上都表现为倾角陡，力学性质属于压扭性的平面断裂变形特征。其中天桥岭—密江北西向断裂（在刺猬沟—闹枝地区称为汪清—三角山断裂）顺时针扭动作用将天桥岭北东向三叠系火山岩带错开了 2~3km。区域火山喷发中心具有东西呈带，北东和北西向呈串珠状分布，并且都处在区域断裂带上，表明它们受控于东西，北西和北东断裂及其交汇处。由于两组共轭扭性断裂常常表现为一组更为发育，从而区域北西向断裂较北东向断裂控制火山喷发中心及火山岩带展布更为明显。在刺猬沟—闹枝地区发生了两套火山岩—屯田营组和金沟岭组火山岩，代表了两个火山喷发旋回，它们之间存在平行不整合界面，反映存在一

段喷发间歇时期，继每个火山喷发旋回之后，都相继侵入了一套火山岩由中性—酸性的次火山侵入杂岩，主要是辉石闪长岩、花岗闪长斑岩—钾长花岗岩（花岗斑岩）岩系，它们多呈双峰式的小岩体、岩株或岩脉产出。铜及金多金属成矿作用与之密切相关。在汪清—珲春地区，控制屯田营火山喷发旋回的构造为东西向和北西向断裂，其次是北东向断裂；控制金沟岭火山喷发旋回的构造，主要是东西向断裂和北西向断裂。总体上看，控制两个火山喷发旋回的构造没有大的差异，但是，由于区域南北向挤压作用不均匀而导致的区域反时针和顺时针的力偶作用使控制次火山侵入杂岩的构造和与之有关的成矿构造产生了明显的差别。

早白垩世，由于大洋板块向西俯冲，引起了大陆板块的向东仰冲，随着大陆板块和大洋板块的继续作用，形成南北向或近南北向的隆起，处于隆起带上最初形成的南北向压性断裂，北西向和北东向压扭性断裂，以及走向东西的张性断裂都处于拉张状态，从而在区域上形成了南北向为主的断陷。在南北向断陷与东西向断陷叠加处，形成了延吉盆地、罗子沟盆地，安图盆地和敦化盆地等大型白垩纪盆地，在断陷与隆起叠加处，则形成了小型断陷盆地，诸如区内汪清盆地、百草沟盆地等。

在晚白垩世，由于日本海的扩张导致对大陆的挤压作用，使延边地区处于隆起状态。在隆起构造背景下，由于隆起拉张作用，产生和活化了以北东走向为主的断裂，形成区域西部敦密断陷带。相对凹陷的刺猬沟—闹枝地区走向北东的断裂则表现为压性力学性质，而走向北西断裂为张性力学性质并形成了一系列相间排列的北西向断隆和断陷。

3 新生代地壳演化

在第三纪期间，地壳处于继续隆升、断陷阶段，沿北东向断裂出现了裂隙式—中心式火山喷发，形成船底山玄武岩建造，区内已确定出来的第三纪火山喷发中心有刺猬沟地区 1003 高地、704 高地和闹枝地区的穹隆山，明显表现为侏罗纪火山喷发中心再次活动特征。从第三纪末期以来，区域构造也非常强烈，走向北西，北东和东西区域性压扭性断裂的多次交替活动，反映了区域构造应力场频繁变化；风化作用导致各类异常的出现。

小　结

延边地区位于中国东北部陆缘东端，地处兴蒙造山带的东段，狭于华北板块、兴凯地块、佳木斯地块之间，处于延边－兴凯中生代构造岩浆成矿带之上，是一个经历了古亚洲洋演化、中生代古太平洋板块向古亚洲板块俯冲的大陆边缘复合成矿构造区。该区是我国东部陆缘成矿带的重要内生金、铜矿集区之一，目前，已探明大型热液金铜矿床一座、钨矿床一座，中型浅成低温热液金矿床（五凤－五星山、刺猬沟、九三沟等）、中温热液铜金矿床（闹枝、富岩、杜荒岭等）6 座，以及众多的浅成金及铜金矿化点。

延边地区出露的地层主要有早古生代的青龙村群、五道沟群和晚古生代上石炭统山秀岭组、二叠纪的柯岛组、开山屯组以及中生代的屯田营组、金沟岭组和新生代第三纪的玄武岩以及第四纪的冲积物、粘土等。

延边地区侵入岩发育，近年来，吴福元等在该区进行了系统的花岗岩年代学研究，目前得出：延边地区侵入岩以中生代为主，仅存在少量古生代侵入岩。

这一地区的地壳经历了古生代、中生代和新生代的演化过程，最终形成了目前的构造格局。

第二章　中生代火山熔岩-浅成斑（脉）岩的地质、地球化学

延边地区浅成金及铜金矿床的形成与中生代火山岩浅成斑（脉）岩的成因有密切的时空、成因关系。为了深入认识矿床成因、成矿动力学特征，本章重点论述与成矿密切的火山熔岩－浅成斑（脉）岩类型、地球化学特征、成因以及形成的动力学环境。

第一节　火山熔岩地质、地球化学

1　熔岩类型及岩石化学特征

延边地区火山岩种类较多，与成矿密切的火山熔岩类型主要是燕山期玄武安山岩类、安山岩类、英安岩类和流纹岩类。

1.1　岩石的岩相学特征

玄武安山岩：斑状结构，块状构造。斑晶矿物主要为单斜辉石和斜长石，斑晶矿物含量占岩石总体积含量的 20%~30%。基质为安山结构，即斜长石微晶呈交织状或半平行排列。

辉石安山岩：斑状结构、块状构造。斑晶主要是单斜辉石、斜长石及少量的角闪石组成。单斜辉石含量约 15%，粒度在 1~2mm 间。基质为玻基交织结构，即在玻璃基质中分布着杂乱而稀疏的斜长石针状微晶。

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 0.3~0.5mm 间，斜长石具环带结构，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。

英安岩：岩石呈灰—灰白色，斑状结构，基质为交织结构，块状构造。斜长石斑晶呈板状，大小在 1~1.5mm；石英斑晶含量在 5%左右，粒径为

0.3~1.5mm。黑云母和角闪石斑晶含量较少（1%~2%），多有绿泥石、磁铁矿和绿帘石蚀变或交代。基质占岩石总体积的 80%~90%，由定向分布的微晶斜长石和长英质矿物所组成。

流纹岩：产于各组火山岩的顶部，颜色为灰白色、灰黄色，斑状结构，流纹构造。斑晶为石英、碱性长石及斜长石。石英呈碎裂粒状，含量约 5%；碱性长石含量为 5%。

斜长石呈板状，含量较少。基质主要为长英质集合体，并可见少量绢云母。

1.2 岩石化学特征

从火山岩的 TAS 岩石分类图（图 2-1）中可以看出，晚三叠世大兴沟群主要由玄武安山岩-安山岩-流纹岩组成，含有少量英安岩、粗面安山岩和粗面英安岩；中侏罗世屯田营组主要由玄武安山岩-安山岩-英安岩组成，含有少量的玄武质粗面安山岩、粗面安山岩和粗面岩。

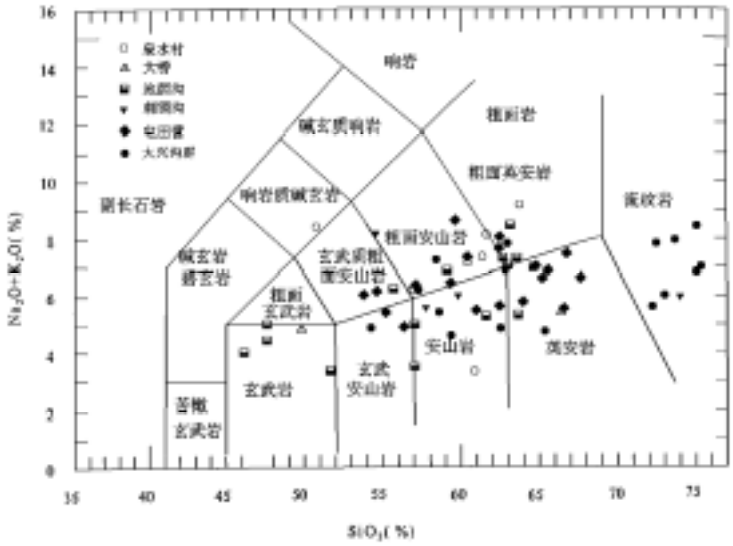


图 2-1　延边地区中生代火山岩的分类（据 Le Bas et al.，1988）

晚侏罗世-早白垩世金沟岭组和泉水村组主要由玄武岩-玄武安山岩-安山岩-英安岩组成，少量玄武质粗面安山岩、粗面安山岩和粗面英安岩。各类岩石化学特征见（表 2-1）。

表 2-1　延边地区中生代火山岩岩石化学分析结果

时代	单位	序号	样号	氧化物百分含量（%）															备注
				SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Los	Total	$Mg^{\#}$	Mg*	
早白垩世	泉水村组	1	qsc001	61.34	0.88	16.69	3.47	2.24	0.11	1.19	3.72	4.4	3.14	0.35	1.26	98.79	28.34	48.64	本文
		2	qsc001-1	61.56	0.96	16.78	3.35	2.14	0.1	1.41	3.14	4.37	3.61	0.32	1.46	99.2	32.78	54.01	
		3	qsc002	63.59	0.66	17.25	3.1	1.56	0.06	0.43	2.02	5.31	3.98	0.18	1.41	99.55	14.98	32.94	
		26	CPⅩⅢ-24	66.46	0.64	13.86	4.63	0.33	0.12	0.69	3.49	3	2.69	0.34		96.25	21.46	78.84	
		27	CPⅩⅢ-8	56.92	1.07	19.07	0.3	5.79	0.09	2.56	5	4.46	1.98	0.09		97.33	42.95	44.07	
		32	PⅩⅣ-1	55.18	0.65	19.38	3.61	3.01	0.13	2.54	6.89	4.4	1.1	0.28		97.17	41.97	60.07	①
		33	PⅩⅤ-34	60.96	0.66	16.63	2.49	2.45	0.07	3.19	4.93	3.24	2.39	0.16		97.17	54.80	69.89	
		18	PXI-27	63.17	0.6	18.15	2.21	0.78	0.09	1.74	2.01	4.65	4	0.24		97.64	52.84	79.90	
晚侏罗—早白垩世	金沟岭组	4	d001	55.8	0.92	18.07	3.82	2.21	0.12	3.57	6.42	4.62	1.79	0.24	2.62	100.27	52.98	74.22	本文
		5	d002	51.7	1.1	17.33	1.96	5.97	0.13	5.34	10.21	2.68	0.87	0.31	2.42	99.95	52.98	61.45	
		6	J-H001	63.62	0.4	16.34	3.41	1.28	0.06	1.31	3.84	4.45	3	0.24	1.12	99.07	34.94	64.59	②
		7	J-H002	60.45	0.5	15.87	4.73	1.43	0.06	2.98	4.44	4.5	2.82	0.24	1.98	100	48.3	78.79	
		8	j-w001	57.02	0.7	16.69	4.09	2.87	0.02	4.52	6.28	3.4	1.8	0.24		97.39	55.16	73.73	
		9	j-w002	64.63	0.4	16.27	3.13	0.61	0.05	1.39	3.42	4.58	2.55			97.03	41.96	80.24	
		10	j-w003	62.78	0.58	16.63	4.24	0.87	0.04	1.41	3.92	4.82	2.61			97.9	34.91	74.28	
		11	j-w004	61.55	0.54	15.99	3.96	1.37	0.06	2.97	4.76	3.13	2.28			96.61	51.76	79.44	
		12	j-w005	63.66	0.5	15.37	3.09	1.35	0.05	2.7	4.51	2.95	2.45			96.63	53.81	78.09	③
		13	j-w006	59	0.8	18.36	4.31	1.32	0.09	1.18	5.51	4.42	2.55			97.54	28.81	61.44	
		14	j-w007	47.06	1.9	13.98	5.2	5.78	0.13	7.78	8.12	2.59	1.89			94.43	57.01	70.58	
		15	j-w008	46.11	1.96	15.42	5.25	5.24	0.13	7.02	8.68	2.67	1.45			93.93	55.67	70.48	
		16	j-w009	47.76	2.2	15.77	3.15	8.2	0.14	6.86	9.27	3.21	1.84			98.4	52.56	59.86	

注：①引自 1：25 万区域地质调查报告 ②引自 1：5 万后河幅区域地质调查报告 ③引自 1：5 万苇子沟幅区域地质调查报告

续表 2-1

时代	单位	序号	样号	氧化物百分含量（%）															备注
				SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Los	Total	$Mg^{\#}$	Mg*	
中侏罗世	屯田营组	22	ch001	54.41	0.93	16.73	4.33	2	0.11	2.84	5.28	5.69	2.57	0.33	4.10	99.32	46.18	71.68	
		23	ch002	74.07	0.12	13.02	0.52	1.38	0.03	0.48	0.4	1.8	4.24	0.05	3.26	99.37	31.62	38.27	②
		24	ch003-1	59.76	0.57	16.12	1.19	3.58	0.09	3.51	4.1	3.79	2.41	0.15	3.52	98.79	57.36	63.60	
		25	ch003	57.88	0.69	16.46	2.27	4.35	0.13	3.88	6.11	3.59	2.18	0.21	1.40	99.15	51.98	61.39	
		28	MF1	53.79	0.87	16.9	6.52	0.23	0.1	7.71	4.24	4.31	1.86	0.24		96.77	69.26	98.35	
		29	MF10	62.61	0.52	17.5	4.68	0.23	0.07	0.93	3.44	5.09	2.69	0.21		97.97	27.19	87.82	①
		30	MF13	65.18	0.47	16.23	4.41	0.25	0.09	1.17	3.3	4.11	2.64	0.2		98.05	33.07	89.30	
		31	MF2	54.75	0.84	16.37	7.44	0.21	0.1	8.44	3.24	4.35	1.88	0.24		97.86	68.56	98.62	
		34	t001	60.24	0.78	17.11	3.46	2.24	0.11	2.17	4.37	4.65	2.87	0.26	1.30	99.56	41.96	63.33	
		35	t002	59.18	0.83	16.1	4.18	1.8	0.08	3.13	4.58	4.06	2.62	0.23	2.64	99.43	50.09	75.61	
		36	t003	59.58	0.83	16.66	4.69	1.44	0.08	1.38	2.51	6.6	2.39	0.27	3.04	99.47	30.29	63.07	②
		37	t005	67.52	0.43	15.22	2.21	1.4	0.05	0.61	2.77	4.11	2.7	0.13	2.28	99.43	24.28	43.71	
		38	t006	62.22	0.57	16.82	3.97	0.73	0.04	1.16	3.02	2.93	2.77	0.17	5.64	100.04	32.47	73.91	
		39	WF1	56.32	0.44	17.82	4.54	2.21	0.11	2.52	7.51	3.63	1.4	0.25		96.75	41.62	67.02	
		40	WF2	64.88	0.62	15.63	3.52	1.27	0.1	2.04	1.69	2.64	4.52	0.19		97.1	45.02	74.11	
		41	WF3	63.96	0.6	16.18	3.41	1.1	0.06	1.77	2.69	3.3	2.64	0.2		95.91	43.07	74.15	①
		42	WF4	62.39	0.57	16.1	2.85	1.92	0.07	2.06	2.52	3.09	5.12	0.25		96.94	45.04	65.66	
		43	WF5	66.74	0.46	14.99	2.97	1.26	0.06	1.41	1.56	3.68	3.85	0.28		97.26	39.01	66.61	
		44	WF6	65.42	0.57	15.76	2.74	0.81	0.06	1.24	3.2	4.2	2.88	0.23		97.11	40.26	73.18	

注：① 引自赵文吉，1992；②靳克，延边地区中生代火山岩的岩石学和地球化学：对构造体制转换与岩石圈深部物质组成的制约，博士论文，2003

续表 2-1

时代	单位	序号	样号	氧化物百分含量（%）														备注
				SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Loi	Total	$Mg^{\#}$	Mg*	
晚三叠世	大兴沟群	45	PIV-12	78.46	0.2	10.98	0.58	2.29	0.07	0.63	0.15	3.5	1.48	0.38	1.56	100.38	28.54	32.90	
		46	PIV-30	58.54	1.22	16.1	0.99	6.24	0.12	4.24	2.8	4.44	1.12	0.28	3.20	99.29	51.45	54.77	
		47	PVI-4	74.94	0.1	12.91	0.59	1.87	0.02	0.05	0.13	4.12	4.55	0.19	0.32	99.79	3.58	4.55	①
		48	PVI-6	62.99	0.8	15.89	6.03	1.74	0.16	0.71	1.73	4.8	2.3	0.34	1.73	99.22	15.01	42.11	
		49	PVI-8	72.38	0.2	13.77	0.4	2.49	0.06	0.31	0.67	4.62	3.46	0.048	0.58	98.988	16.24	18.16	
		50	T-H001	58.36	1.17	16.62	3.26	3.44	0.08	2.42	3.47	4.31	3.16	0.29		96.58	40.36	55.63	
		51	T-H002	59.19	0.92	14.62	2.38	4.33	0.11	4.97	5.9	3.91	0.62	0.17		97.12	57.79	67.17	
		52	T-H003	57.17	1	16.02	3.44	4.43	0.09	3.32	4.41	3.25	3.18	0.38	2.83	99.52	44.02	57.19	②
		53	T-H004	74.98	0.18	12.65	1.1	1.58	0.06	0.66	0.33	4.4	2.6	0.08		98.62	31.4	42.68	
		54	T-H005	72.94	0.3	13.75	1.75	1.55	0.1	0.89	1.37	3.4	2.84	0.08		98.97	33.67	50.58	
		55	T-H006	62.47	0.6	14.77	1.39	4.97	0.08	3.75	3.52	2	3	0.17		96.72	51.8	57.35	
		56	T-W001	72.25	0.35	14.33	1.12	2.05	0.04	0.92	0.53	3.18	2.55	0.17	3.23	100.55	34.91	44.44	③
		57	T-W002	62.77	0.7	17.61	2.49	2.97	0.09	1.39	0.81	2.25	5.77			96.85	32.23	45.48	
		59	tq01	75.16	0.19	13.19	0.36	2.31	0.01	0.04	0.22	1.96	5.3	0.01	0.65	99.4	2.64	2.99	
		60	tq02	73.63	0.4	13.54	0.72	2.43	0.04	0.08	0.23	3.72	4.44	0.04	0.24	99.51	4.43	5.54	④
		61	tq03	54.26	1.82	15.57	0.41	7.96	0.16	2.34	5.53	3.82	1.16	0.34	5.50	98.87	33.37	34.38	

注：① 引自 1：25 万敦化幅修测地质调查报告；② 引自 1：5 万后河幅区域地质调查报告；③ 引自 1：5 万苇子沟幅区域地质调查报告；④靳克，延边地区中生代火山岩的岩石学和地球化学：对构造体制转换与岩石圈深部物质组成的制约，博士论文，2003

本文采用 Irvine（1971）的（K_2O+Na_2O）-SiO_2 图解，对火山岩进行了系列划分，从（图 2-2）可以看出，区内晚三叠世大兴沟群火山岩样品均落入亚碱性系列区；中侏罗世屯田营组样品大多数位于亚碱性系列区，仅有个别样品位于碱性系列区；晚侏罗世-早白垩世金沟岭组和泉水村组火山岩多数样品落入亚碱性系列区，个别落入碱性系列。

从 Irvine 等（1971）提出的 AFM 图（图 2-3）中可以看出，本区中生代火山岩均具有钙碱性系列的特征，岩浆演化均表现出钙碱性的岩浆演化趋势。

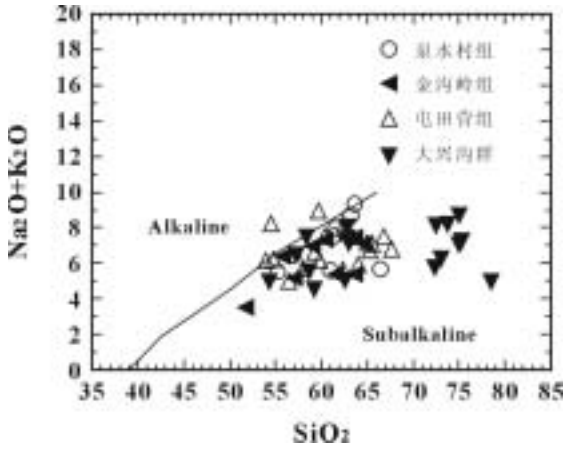


图 2-2　SiO_2－（Na_2O+K_2O）变异图

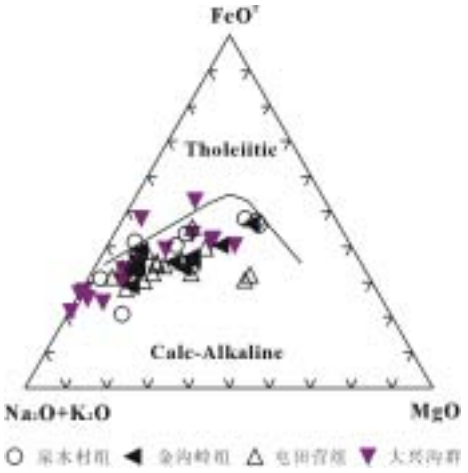


图 2-3　中生代火山岩的 AFM 图

Gill（1981）曾将火山岩中的 K_2O 含量作为确定安山岩与构造环境之间的一个重要参数，并将其划分成低钾、中钾和高钾三个系列。为了进一步表征本区中生代火山岩的岩石系列归属及其特征，对此进行了 SiO_2-K_2O 变异图的标定（图 2-4）。从图 2-4 中可以看出，区内晚三叠世大兴沟群火山岩主要位于中钾和高钾钙碱性系列的范围；中侏罗世屯田营组火山岩则以高钾钙碱性系列为主，少量位于中钾钙碱性系列的范围；晚侏罗世-早白垩世金沟岭组和泉水村组火山岩多数位于高钾钙碱性系列的范围，少量位于中钾和高钾钙碱性系列的过渡区。

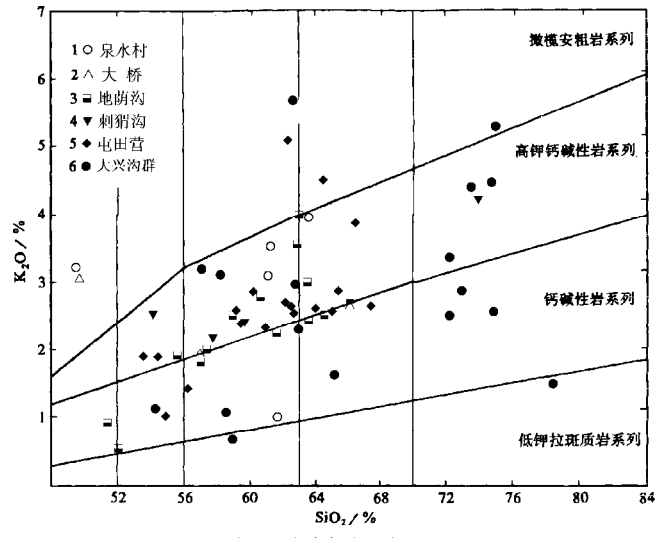


图 2-4　中生代火山岩的 SiO_2－K_2O 变异图

不同时期的火山岩的岩石化学成分演化特征如下：

晚三叠世大兴沟群火山岩：从 Harker 型变异图解（图 2-5）中可以看出，晚三叠世大兴沟群火山岩岩浆演化具有明显的间断，即缺失 SiO_2 含量 63%~72%的样品，该特点表明晚三叠世大兴沟群火山岩具有双峰式火山岩的特征。就岩浆演化而言，从图 2-5 可以看出，随着火山岩中 SiO_2 含量的增加，MgO、TiO_2、CaO、FeO 和 P_2O_5 的含量有明显降低趋势，Al_2O_3 的含量表现出先增加，然后降低的趋势，而 K_2O 的含量则表现出增加的趋势，火山岩中 Na_2O 含量的变化不明显。

中侏罗世屯田营组火山岩：屯田营组火山岩中 Al_2O_3、Fe_2O_3、MgO、TiO_2、CaO 的含量随 SiO_2 含量的增高而下降，呈明显的负相关性，而 Na_2O、CaO 却呈弱的负相关关系。前者斜率较小却分散。只有 K_2O 的含量随 SiO_2 的含量增高而增大（图 2-5）。

晚侏罗世-早白垩世火山岩：从 Harker 型变异图解（图 2-5）中可以看出，随着火山岩中 SiO_2 含量的增加，MgO、TiO_2、CaO、FeO 的含量明显降低，Al_2O_3 的含量变化不大。总体上表现出降低的趋势；而 K_2O 的含量则表现出增加的趋势，火山岩中 Na_2O 和 P_2O_5 含量的变化不明显。

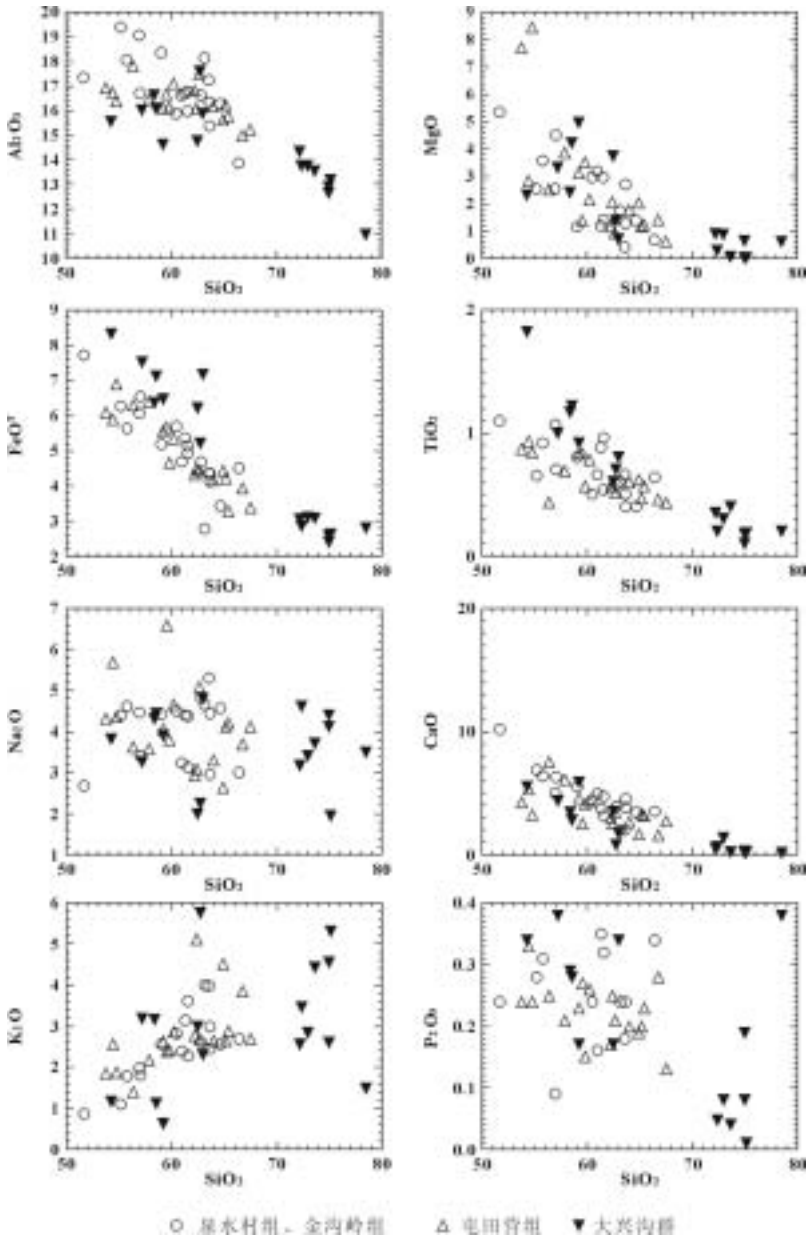


图 2-5　中生代火山岩 SiO_2 与主要氧化物的变异图解

从图 2-5 可以看出，不同期次火山岩的化学成分具有一定的变异，从晚三叠世到早白垩世，火山岩中 Al_2O_3 的含量具有逐渐升高的趋势，如晚三叠世火山岩 Al_2O_3 的平均值为 14.61%，中侏罗世屯田营组火山岩 Al_2O_3 的平均

值为 16.20%，晚侏罗世-早白垩世金沟岭组火山岩 Al_2O_3 的平均值为 16.50%，泉水村组火山岩 Al_2O_3 的平均值为 16.64%；火山岩中（K_2O+Na_2O）的含量也具有逐渐升高的趋势，如早期大兴沟群火山岩（K_2O+Na_2O）的平均含量为 6.47%，屯田营组火山岩中（K_2O+Na_2O）的平均含量为 6.94%，金沟岭组火山岩中（K_2O+Na_2O）的平均含量为 6.70%，泉水村组火山岩中（K_2O+Na_2O）的平均含量为 8.26%；在不同期次火山岩 SiO_2 含量相同的情况下，晚三叠世大兴沟群火山岩的 FeO、TiO_2 和 MgO 含量最高，而 K_2O、CaO 的含量最低，即从早至晚，FeO、TiO_2 和 MgO 含量表现出降低的趋势，K_2O、CaO 的含量表现出增高的趋势。

上述特征表明岩浆结晶过程中液相成分的演变主要受岩浆分离结晶作用所制约。随着岩浆的结晶，剩余液相的成分将相应的发生变化。从图 2-5 中可以看出，不同期次火山岩往往表现出相互平行或相互重合的岩浆成分演变线，每个火山旋回均表现为 MgO、FeO、CaO、TiO_2 和 Al_2O_3 含量的降低以及 K_2O 含量的增高。但是，在 SiO_2 含量相同的情况下，不同旋回火山岩的成分具有一定的差异。这种特征不能用同源岩浆演化形成的成因模式来解释，岩浆成分演变线的平行或交叉说明不同旋回火山岩的形成并非分异的关系，最可能的解释是不同旋回火山岩的形成具有各自的原始岩浆，原始岩浆可能来源于岩石圈深部的不同层位，不同性质的原始岩浆具有各自的演化历史。

2 微量、稀土元素地球化学特征

从表 2-2 和表 2-3 可知，各组的微量元素和稀土元素有明显的差异和联系。

2.1 大兴沟群火山岩

微量元素分析结果见表 2-2。MORB 标准化（Sun et al.，1989）微量元素配分图解如图 2-6 所示。从表 2-2 和图 2-6、图 2-7 中可以看出，大兴沟群火山岩微量元素也分为两组，一组 K、Rb、Ba 等高度不相容元素富集较弱，而 Nb

呈较强的亏损，Eu、Ti、Sr 等呈较弱的亏损或不亏损，此组火山岩分析样品的 SiO_2 含量小于 65%，属于中基性组分。另一组火山岩 Nb、Ti 等高场强元素及 Sr 的亏损程度强，其它元素的丰度明显高于基性组分，此组火山岩的 SiO_2 含量大于 70%。从两组共有的特征来看，高场强元素 Nb、Ti 的亏损，可能与俯冲陆壳物质成分的涉入有关。酸性火山岩中 Sr 的强烈亏损与较大的负 Eu 异常相对应，这与源区岩石中斜长石的残留有关。

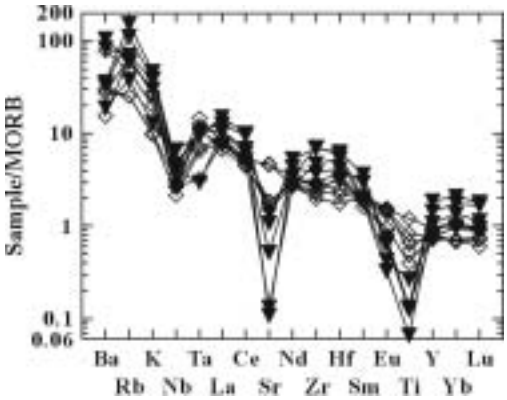


图 2-6　T_3 火山岩微量元素蛛网图

稀土元素分析结果见表 2-3。球粒陨石标准化（Boynton，1984）REE 配分图解如图 2-9 所示。从表 2-3 和图 2-9 中可以看出，根据 REE 总量的变化，晚三叠世大兴沟群火山岩明显的划分成两组，一组稀土总量较高（∑REE=163~317ppm）、轻重稀土分馏明显（LREE/HREE= 4.56~6.64），且有强烈的负 Eu 异常（本文分析数据，δEu=0.22~0.23）；而另一组火山岩的稀土总量相对较低（112~199ppm）、轻重稀土分馏相对较弱（LREE/HREE=4.28），且具弱的 Eu 异常（δEu=0.74）。前者为流纹岩类，后者为中基性火山岩类。从火山岩 SiO_2 含量与 REE 总量的关系看，随着岩石中 SiO_2 含量的增加，REE 丰度增加，而 Eu 的负异常增大。流纹岩中较大的负 Eu 异常，暗示岩浆演化早期应有大量斜长石的分离结晶或岩浆源区应有大量斜长石的残留。从本区中基性火山岩来看，弱的负铕异常的存在并没有显示大量斜长石的分离结晶。因此，从 REE 丰度和 Eu 异常的特征就可以排除大兴沟群流纹岩是由中基性火山岩演化所成的可能性。进而可以判定大兴沟群中的流纹岩和中基性火山岩应具有独立的岩浆成因，主要元素显示出的双峰式特征也证明了这一点。流纹岩中较大负 Eu 异常的存在可归因于岩浆源区斜长石的残留。

2.2 中侏罗世屯田营组火山岩

延边地区中侏罗世火山岩微量元素分析结果见表 2-2。MORB 标准化（Sun et al.，1989）微量元素蛛网图如图 2-6 和图 2-7 所示。从表 2-2 和图 2-8 中可以看出，屯田营组火山岩强烈富集 K、Rb、Ba、Sr 等高度不相容元素，亏损高场强元素 Nb、Ti，中侏罗世屯田营组火山岩微量元素分配型式类似于岛弧钙碱性玄武岩，但强不相容元素相对富集。

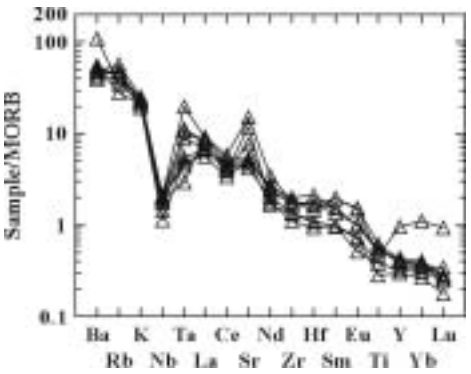


图 2-7 J_2 火山岩微量元素蛛网图

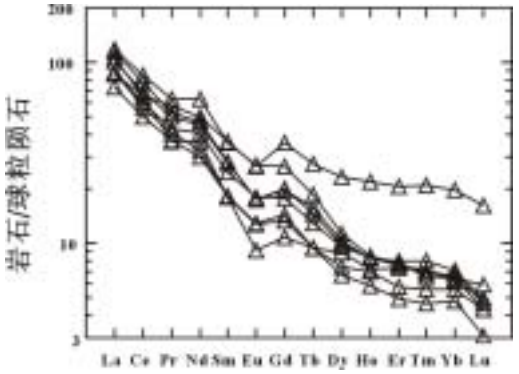


图 2-8 屯田营组火山岩稀土配分图

稀土元素分析结果见表 2-3。球粒陨石标准化（Boynton，1984）REE 配分图解如图 2-2 所示。从表 2-3 和图 2-8 中可以看出，中侏罗世火山岩稀土总量介于 94.45~174.58ppm 之间，轻重稀土分馏明显，轻重稀土比值（LREE/HREE）介于 9.16~18.81ppm 之间，尤其轻稀土分馏更显著，稀土配分曲线具明显的右倾型，具弱的负 Eu 异常，δEu 值介于 0.66~0.98 之间，弱的 Eu 异常显示岩浆演化过程中可能存在少量斜长石的分离结晶。从 REE 总量与火山岩中 SiO_2 含量的关系可以看出，REE 总量与 SiO_2 含量呈正的相关性。

2.3 晚侏罗世-早白垩世金沟岭组-泉水村组火山岩

延边地区晚侏罗世-早白垩世火山岩微量元素分析结果见表 2-2。MORB 标准化（Sun et al.，1989）微量元素蛛网图如图 2-9 所示，从表 2-2 及图 2-9 中可看出，延边地区晚侏罗世-早白垩世火山岩富集 K、Rb、Ba 等大离子亲

表 2-2　延边地区中生代火山岩微量元素分析结果

时代	单位	序号	样号	微量元素丰度（$\times10^{-6}$）																备注
				Rb	Sr	Ba	Nb	Ta	Zr	Hf	Th	Sn	Y	Li	Be	Sc	V	W	Cr	Ni	
早白垩世	泉水村组	1	qsc001	77.3	410	870	10	0.95	270	6.9		0.3	23.2	12.5	1.4	14	83	1.4	5	2	本文
		2	qsc001-1	78.7	420	970	10	0.53	200	5.6		0.4	30.4	13.3	1.4	14	80	1.4	3	1	
		3	qsc002	78.3	320	1040	12	1.3	240	5.6		0.3	25.6	10.7	1.6	9.3	23	2	3	1	
		4	CPⅩⅢ-24	70.7	481.2	604.9	3.4	6.8			8.9	2.5	16.58	13.6	0.1		58		8.1	20	②
		5	CPⅩⅢ-8	43.7	260	746	43.6	4.6	163.9	70.7	61.4	2	11.45	12.8	0.1		90		100	43	
晚侏罗-早白垩世	金沟岭组	6	d001	21.8	1120	610	7.3	1.3	130	3.4		0.4	13.3	17.2	0.85	17	125	1.3	60	33	本文
		7	d002	9.7	550	260	5.9	1	125	4.1		0.3	15	8.6	0.7	29	150	1.4	97	43	
		8	J-H001	74.4		700	5				9.2	3			3		60		66	10	①
		9	J-H002			600	5					3			4		70		150	50	
中侏罗世	屯田营组	10	ch001	39.2	1810	1550	6.8	0.5	160	4.2		0.3	14	40.5	1.5	13	95	1.5	70	32	本文
		11	ch002	91.3	83	500	6.3	1.1	81	3.1		0.3	6.13	31.5	0.67	1.3	3.5	1.3	3	3	
		15	ch002-1	54.2	620	600	4.1	0.83	120	3.1		0.3	11	31.4	0.8	13	90	1.2	60	32	
		16	ch003	46.5	565	550	6.3	0.93	160	4.8		0.3	32.8	9.4	0.8	18	120	1.3	107	53	
		17	t001	64.3	650	675	7.6	3.4	180	6.1		0.3	15	12	1.1	14	115	1.4	84	38	
		18	t002	54.1	620	650	7.4	1.8	150	4.9		0.3	13.7	9.1	1.2	17	120	1.3	94	46	
		19	t003	31.7	930	750	7.2	0.76	160	4.9		0.3	12.9	8.1	1.1	11	110	2.2	9	8	
		20	t005	45.5	1420	800	5.2	1.5	100	2.7		0.3	10.1	13.8	1.5	5.7	36	1.1	8	3	

注：① 引自 1：5 万后河幅区域地质调查报告； ② 引自 1：25 万敦化幅区域地质调查报告

续表 2-2

时代	单位	序号	样号	微量元素丰度（$\times10^{-6}$）															备注
				Rb	Sr	Ba	Nb	Ta	Zr	Hf	Th	Sn	Y	Li	Be	Sc	V	W	Cr	Ni	
晚三叠世	大兴沟群	21	PⅣ-12	42.7	130	270	24	1.6	615	18	19	5.7	64	22.5	3	0.8	6.9	1.6	4	3	
		22	PⅣ-30	28	580	430	7.8	1.1	175	5	6	3.5	25.6	26.3	1.4	28	160	2	27	16	
		23	PⅥ-4	124	16	470	15	1.8	420	15	13	4	36.4	8	2.2	2.5	2	1	7	4	①
		24	PⅥ-6	51.9	550	1120	9.6	1.2	250	7.2	7	3	31.2	12.3	2.9	20	55	2.2	6	2	
		25	PⅥ-8	67.4	180	1515	9.3	1.8	240	9.1	11	4.2	26.3	4.3	2.1	4.4	6.2	1.4	7	4	
		26	T-H003	74.1	227.4	391.2	13.44	2.454	265.4	10.7	8		24.25			13.75	244.8		161.5	30.1	②
		28	T-H006	76.9	185	221.4	9.449	0.556	200.5	10.11	5.4		27.94			9.41	139.8		303.5	35.9	
		29	Tq01	174	13	510	17	1.8	340	12		0.7	48.8	24.8	2	1.4	0.63	2.7	6	3	
		30	Tq02	77.9	64	1210	14	0.5	640	17		0.3	25.7	5.6	1.1	7.5	0.74	6.4	12	4	本文
		31	Tq03	28.2	220	400	11	1.9	220	6.3		0.52	32.8	65	0.91	29	140	1.8	51	6	

注：① 引自 1：25 万敦化幅区域地质调查报告； ② 引自 1：5 万后河幅区域地质调查报告

表 2-3　延边地区中生代火山岩稀土元素分析结果

时代	单位	序号	样号	稀土元素丰度（×10⁻⁶）													参数					备注
				La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	∑REE	LREE	HREEE	δEu	LREE/HREE	
晚侏罗世-早白垩世	泉水村组	1	qsc001	45.7	73.1	9.26	42.6	8.03	2.03	8.98	1.14	5.73	1.14	2.8	0.4	2.61	0.34	203.86	180.72	23.14	0.73	7.81	
		2	qsc001-1	59	87.3	11.4	49.8	9.69	2.19	10.2	1.23	6.96	1.33	3.49	0.54	3.16	0.41	246.7	219.38	27.32	0.67	8.03	
		3	qsc002	36.2	61.5	7.41	33.2	7.32	1.78	7.45	0.98	6.11	1.22	3.56	0.59	3.61	0.51	171.44	147.41	24.03	0.73	6.13	
	金沟岭组	4	d001	28.4	55.5	6.42	29.4	5.59	1.51	5.22	0.59	3.16	0.58	1.56	0.23	1.53	0.14	139.83	126.82	13.01	0.84	9.75	
		5	d002	20.3	40.1	4.3	20.1	4.16	1.36	4.86	0.57	3.41	0.6	1.76	0.26	1.6	0.19	103.57	90.32	13.25	0.92	6.82	本文
中侏罗世	屯田营组	6	ch001	36.6	68.5	7.65	37.4	7.04	2	6.93	0.88	3.66	0.61	1.63	0.22	1.3	0.16	174.58	159.19	15.39	0.87	10.34	
		7	ch002	32.5	50.1	4.07	15.4	2.54	0.52	2.18	0.28	1.34	0.25	0.64	0.12	0.7	0.076	110.72	105.13	5.59	0.66	18.81	
		8	ch002-1	22.5	40.5	4.54	18	3.56	0.95	3.7	0.45	2.4	0.5	1.2	0.18	1.16	0.14	99.78	90.05	9.73	0.79	9.25	
		9	ch003	26.5	53.1	6.98	30.2	7.1	1.96	9.35	1.31	7.51	1.58	4.36	0.68	4.09	0.52	155.24	125.84	29.4	0.74	4.28	
		10	MF1	38.98	63.28	8.68	30.22	5.31	1.59	4.43	0.63	3.18	0.7	1.77	0.35	2.3	0.33	161.75	148.06	13.69	0.98	10.82	
		11	MF10	22.76	36.95	5.06	17.64	3.1	0.93	2.59	0.37	1.86	0.41	1.03	0.21	1.34	0.2	94.45	86.44	8.01	0.98	10.79	①
		12	MF13	27.9	45.29	6.21	21.63	3.8	1.14	3.17	0.46	2.28	0.51	1.27	0.25	1.65	0.24	115.8	105.97	9.83	0.98	10.78	
		13	MF2	35.71	57.97	7.96	27.68	4.86	1.46	4.06	0.58	2.92	0.65	1.62	0.32	2.11	0.31	148.21	135.64	12.57	0.98	10.79	
		14	t001	35.6	62.6	6.4	28.2	5.48	1.28	5.12	0.75	3.34	0.59	1.68	0.26	1.49	0.16	152.95	139.56	13.39	0.73	10.42	
		15	t002	31.7	55.8	6.14	27.2	5.47	1.28	5.21	0.69	3.19	0.59	1.65	0.21	1.43	0.15	140.71	127.59	13.12	0.72	9.72	
		16	t003	27.1	48.6	5.22	24.4	4.83	1.33	4.58	0.61	3.09	0.6	1.57	0.23	1.35	0.14	123.65	111.48	12.17	0.85	9.16	本文
		17	t005	27.6	45.8	4.92	19.6	3.51	0.94	3.43	0.45	2.16	0.42	1.04	0.15	1	0.1	111.12	102.37	8.75	0.82	11.7	
		38	t006	32.7	52	4.47	22	3.51	0.67	2.79	0.45	2.87	0.52	1.53	0.23	1.34	0.19	125.27	115.35	9.92	0.63	11.63	
		39	WF1	26.92	48.06	6.02	24.64	4.41	0.94	3.91	0.71	2.93	0.58	1.53	0.21	1.4	0.18	122.44	110.99	11.45	0.68	9.69	
		40	WF2	22.16	47.21	4.87	20.2	3.74	0.91	3.17	0.49	2.56	0.52	1.34	0.2	1.2	0.13	108.7	99.09	9.61	0.79	10.31	
		41	WF3	27.99	65.2	6.87	28.06	5.02	1.16	4.06	0.7	2.97	0.55	1.41	0.2	1.12	0.19	145.5	134.3	11.2	0.76	11.99	①
		42	WF4	29.33	60.72	6.56	26.78	4.78	1.16	4.01	0.69	3.11	0.65	1.61	0.23	1.42	0.2	141.25	129.33	11.92	0.79	10.85	
		43	WF5	24.28	46.33	5.75	23.58	4.75	0.89	4.55	0.64	3.47	0.65	2.27	0.32	2.34	0.25	120.07	105.58	14.49	0.58	7.29	

注：①引自赵文吉，1992

续表 2-3

时代	单位	序号	样号	稀土元素丰度（×10^{-6}）														参数					备注
				La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	∑REE	LREE	HREE	δEu	LREE/HREE	
晚三叠世	大兴沟群	45	PⅣ-12	60.1	119	13.9	57.8	13.3	0.87	14.4	2.26	14.5	2.97	8.8	1.23	7.75	1.02	317.9	264.97	52.93	0.19	5.01	
		46	PⅣ-30	31.8	61.9	6.53	29.9	7.24	1.95	6.92	1.01	6.22	1.16	3.24	0.44	2.64	0.34	161.29	139.32	21.97	0.83	6.34	
		47	PⅥ-4	29.8	61.8	7.3	29.3	6.6	0.42	6.75	1.23	8.42	1.68	5.15	0.81	4.99	0.63	164.88	135.22	29.66	0.19	4.56	①
		48	PⅥ-6	35.3	64.1	8.66	38	7.79	2.03	8.04	1.25	7.37	1.45	4.12	0.62	3.77	0.5	183	155.88	27.12	0.78	5.75	
		49	PⅥ-8	42.4	82.2	7.97	37	6.78	1	5.45	0.93	5.9	1.3	3.61	0.52	3.54	0.47	199.07	177.35	21.72	0.49	8.17	
		51	T-H002	20.9	40.06	5.6	20.9	5.17	1.25	5.4	0.85	4.43	0.98	3.08	0.49	2.81	0.46	112.38	93.88	18.5	0.72	5.07	
		52	T-H003	32.55	66.65	9.39	31.9	6.78	1.8	6.12	0.97	4.16	1.03	2.5	0.5	2.68	0.42	167.45	149.07	18.38	0.84	8.11	
		53	T-H004	30.59	57.33	6.128	26.36	5.413	0.576	4.889	0.744	4.905	1.032	3.008	0.525	3.355	0.5	145.36	126.4	18.96	0.34	6.67	②
		55	T-H006	30.85	55.65	9.19	30.03	5.82	1.25	5.02	0.84	4.53	0.98	2.5	0.45	2.49	0.4	150	132.79	17.21	0.69	7.72	
		59	tq01	49.8	112	11.4	47.6	10.6	0.84	12.4	1.66	11.1	2.29	6.45	1.05	6.5	0.92	274.61	232.24	42.37	0.22	5.48	
		60	tq02	40.3	72.6	8.21	37.1	7.3	0.56	7.67	1.24	5.7	1.17	3.5	0.48	3.63	0.53	189.99	166.07	23.92	0.23	6.94	本文
		61	tq03	26.5	53.1	6.98	30.2	7.1	1.96	9.35	1.31	7.51	1.58	4.36	0.68	4.09	0.52	155.24	125.84	29.4	0.74	4.28	

①引自 1：25 万区域地质调查报告　② 引自 1：5 万后河幅区域地质调查报告

石元素，亏损高场强元素 Nb、Ta、Ti，金沟岭组火山岩微量元素丰度略低于泉水村组火山岩，具 Sr 的正异常，而泉水村组火山岩具微弱的 Sr 的负异常，这种微量元素配分特征与 SiO_2 含量有关，泉水村组火山岩 SiO_2 含量（61.33%~63.59%）高于金沟岭组火山岩（51.7%~55.8%）。本次分析结果表明，金沟岭组与泉水村组火山岩 Sr 异常的互补性暗示二者可能为同源岩浆演化的产物。而整体所表现的 Nb、Ta、Ti 的亏损与活动陆缘型火山岩具有相似的配分型式。

微量元素的球粒陨石标准化（Boynton，1984）REE 配分型式如图 2-10 所示。从表 2-3 和图 2-10 中可以看出，晚侏罗世-早白垩世火山岩总的特点是稀土总量较高，∑REE 介于 103~246.7ppm 之间，轻重稀土分馏明显，具弱的 Eu 异常，泉水村组火山岩与金沟岭组火山岩稀土配分型式相似，但二者在稀土总量及各稀土元素丰度等特点上存在明显的不同，泉水村组火山岩稀土总量较高，∑REE 介于 171.43~203.86ppm 之间，金沟岭组火山岩稀土总量相对较低，∑REE 介于 103.57~139.83ppm 之间；二者的轻重稀土分馏程度近似，泉水村组轻重稀土分馏相对较弱，轻重稀土比介于 6.13~7.81 之间，金沟岭组轻重稀土分馏相对较强，轻重稀土比介于 6.82~9.75 之间；泉水村组火山岩负的 Eu 异常相对较大，δEu 值介于 0.67~0.73 之间，金沟岭组 Eu 的负异常相对较弱，δEu 值介于 0.83~0.92 之间。金沟岭组火山岩较低的稀土总量及弱的

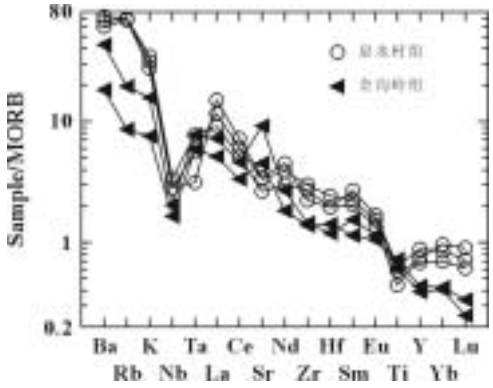


图 2-9　J_3-K_1 火山岩微量元素蛛网图

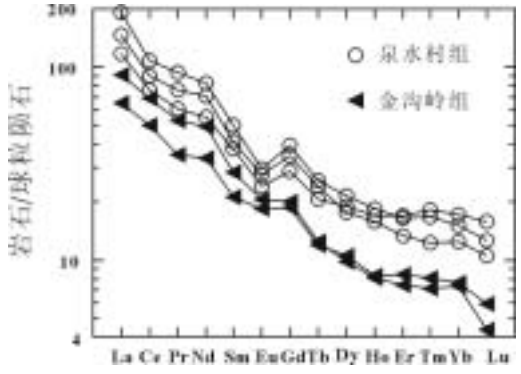


图 2-10　J_3-K_1 火山岩稀土配分图

Eu 异常和泉水村组较高的稀土总量及相对较强的 Eu 异常显示，二者为同源岩浆分异演化形成的火山岩，愈到后期，岩浆的结晶分异作用越明显，稀土总量越高，早期斜长石的分离结晶作用必然造成晚期火山岩中 Eu 异常的增大。

上述特征表明，延边地区晚三叠世-早白垩世火山岩微量元素分析结果见（表 2-2），原始地幔标准化（Sun and McDonough，1989）微量元素蛛网图如（图 2-11）所示。从表 2-2 及图 2-11 可以看出，晚三叠世火山岩中的流纹岩以 Sr 的强烈负异常为特征，而区别于该区其他类型的岩石。这也说明了晚三叠世大兴沟群火山岩与屯田营组、金沟岭组及泉水村组火山岩的形成构造环境的差异。晚三叠世-早白垩世火山岩均富集 K、Rb、Ba 等不相容元素及具 Nb、Ti 的负异常的特点，这与辽西中生代火山岩的微量元素配分模式相似（图 2-12）。

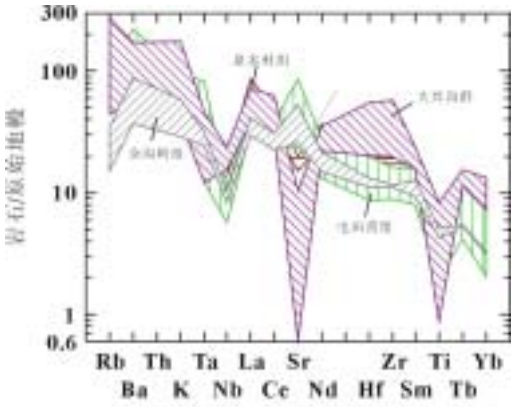


图 2-11 中生代火山岩微量元素蛛网图

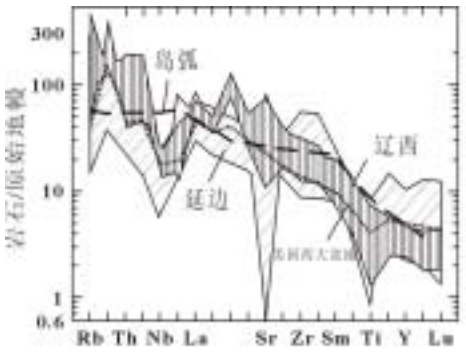


图 2-12　延边和辽西中生代火山岩微量元素蛛网图

在稀土元素方面，从晚三叠世—早白垩世，延边地区中生代火山岩的稀土总量及各稀土元素丰度除泉水村组与金沟岭组呈连续变化外，尤其是其它各群、组之间均呈不连续变化，大兴沟群与屯田营组呈明显的不连续变化特点更为突出。泉水村组及大兴沟群的酸性端元组分稀土总量较高。从晚三叠世—早白垩世，轻重稀土分馏明显，大兴沟群酸性端元的 Eu 异常最明显（图 2-13）。

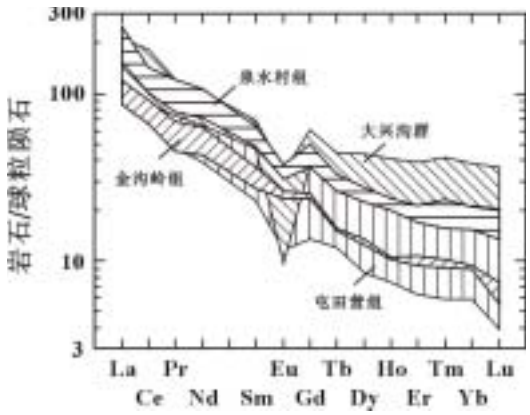


图 2-13　延边地区中生代火山岩稀土配分对比图

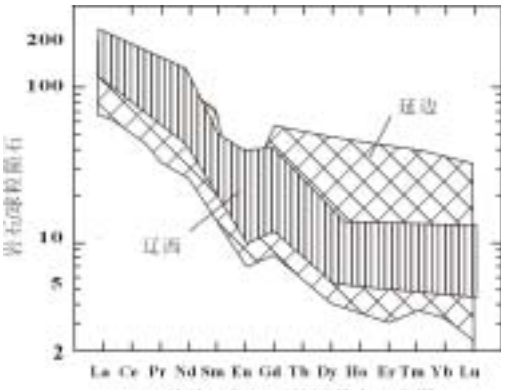


图 2-14　延边与辽西地区火山岩稀土配分对比图

稀土总量表现为由基性到酸性递增的特点，Eu 异常也与 SiO_2 的含量呈正相关关系。晚三叠世-早白垩世火山岩稀土总量相近，轻重稀土分馏明显（$(La/Yb)_N$=3.38~26.31），稀土配分曲线呈明显的右倾斜型，轻稀土富集，重稀土相对亏损，LREE/HREE 值（6.22~10.82）明显低于辽西南区的对应值，而与北区相似（陈义贤等，1997）（图 2-14）；晚三叠世火山岩的$(La/Yb)_N$值明显低于屯田营组和泉水村组及金沟岭组火山岩，这与其成分为中酸性的特点没有成因上的联系，可能表明晚三叠世火山岩与中侏罗世-早白垩世火山岩不属同一源区，或至少表明陆源物质加入量的不同。延边地区中生代火山岩均具 Eu 异常，屯田营组火山岩稀土总量相对亏损，大兴沟群火山岩 Eu 异常相对明显，并具两类不同特点的稀土元素配分型式，晚三叠世早期稀土总量较高，Eu 亏损程度较高，晚期 Eu 异常相对较弱，反映源区存在地壳物质的混入，两类不同特点火山岩表明火山岩形成于拉张环境。

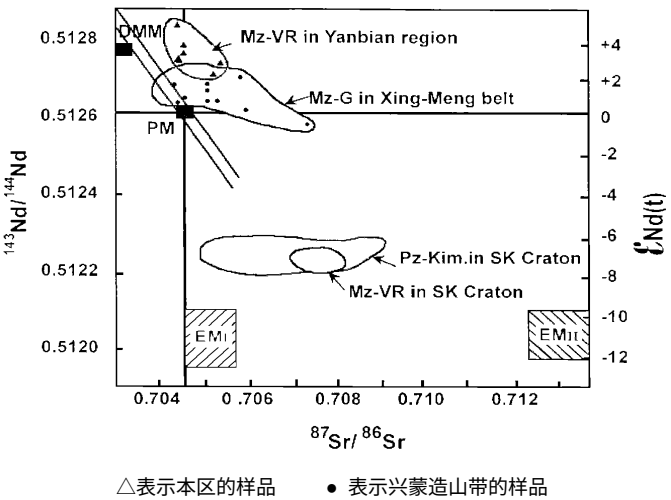
此外，在过渡族元素 Ti、Sc、V、Cr、Fe、Ni 等方面，延边地区中生代火山岩原始地幔标准化（Sun et al.，1989）过渡族元素研究结果为:从晚三叠世-早白垩世火山岩具有 Sc、Cr、Ni 的亏损，显示出“M”型的过渡族元素配分模式，三种元素亏损程度存在明显差异，Sc 元素亏损最强，其次是 Cr、Ni。火山岩中过渡族元素 Sc、Cr、Ni 的亏损程度与 SiO_2 含量有关，酸性岩的亏损程度比基性

岩更强，这与岩浆演化过程中镁铁矿物的分离结晶作用相吻合。晚侏罗世-早白垩世泉水村组火山岩的 Sc、Cr、Ni 丰度明显低于金沟岭组火山岩，这表明了二者可能为同源岩浆演化的产物。

3 中生代火山岩的 Sr-Nd 同位素地球化学特征

表 2-4 中列出了延边地区中生代火山岩的 Sr-Nd 同位素组成。从中可以看出，延边地区中生代火山岩的 Rb/Sr 比值介于 0.1145~0.9612 之间，$^{147}Sm/^{144}Nd$ =0.115~0.125，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值介于 0.70433~0.706242 之间，$^{143}Nd/^{144}Nd$ 比值介于 0.512666~0.512767 之间。从表 2-3 中可以看出，延边地区中生代不同期次火山岩的 Sr-Nd 同位素组成变化不大，但是，火山岩中的碱性组分含量较高时，往往具有较高的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值。在 εNd（t）—I_{Sr}（I_{Sr} $^{87}Sr/^{86}Sr$）变异图（图 2-15）标明了本区中生代火山岩和兴蒙造山带中生代花岗岩的 Sr-Nd 同位素组成。从图中可以看出，本区火山岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值与兴蒙造山带花岗岩相似，εNd（t）值介于 2.33~4.71 之间，本区火山岩的 εNd（t）值略高于兴蒙造山带中生代花岗岩，都显示出亏损的岩浆源区特征。这暗示中亚造山带中生代岩浆作用具有相同或相近的源区。

此外，在 Sr－Nd 同位素组成上，本区中生代火山岩与产于中朝克拉通上的古生代金伯利岩及中生代早白垩世火山岩明显不同，后者 εNd（t）值明显偏低（-6.9~-9.6），$^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值明显偏高（郑建平，1999；许文良等，1993）。这种差异反映了岩石圈横向的不均一性（图 2-15）。



△表示本区的样品　● 表示兴蒙造山带的样品

图 2-15　延边地区中生代火山岩 Isr-εNd（t）图

表 2-4　延边地区中生代火山岩 Sr、Nd 同位素组成（ppm）

Sample	群组	岩性	T(Ma)	Rb	Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	2σ	Isr	Sm	Nd
qsc002b	泉水村组	含辉石粗安岩	130	98.51	295.8	0.9612	0.706242	13	0.7045	7.33	34.86
qsc001-1b		辉石安山岩	130	93.49	404.5	0.6674	0.7058	18	0.7046	8.42	42.57
d002	金沟岭组	玄武岩	130	4.88	632.7	0.0223	0.70434		0.7043	4.17	20.42
t003	屯田营组	粗安岩	170	29.97	755.3	0.1145	0.705296	17	0.7050	3.95	20.88
Ch003b		辉石安山岩	170	46.37	555.5	0.2409	0.704948	12	0.7044	4.22	22.14
tq03	大兴沟群	玄武安山岩	210	17.61	858.7	0.0592	0.70537	20	0.7052	4.15	20.41

Sample	群组	岩性	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	2σ	εNd(0)	εNd(t)	$f_{Sm/Nd}$	T_{DM1}	T_{DM2}
qsc002b	泉水村组	含辉石粗安岩	0.1271	0.512725	13	1.70	2.85	-0.35	749	691
qsc001-1b		辉石安山岩	0.1197	0.512745	18	2.09	3.37	-0.39	657	648
d002	金沟岭组	玄武岩	0.1235	0.512817		3.49	4.71	-0.37	563	551
t003	屯田营组	粗安岩	0.1145	0.512666	17	0.55	2.33	-0.42	744	766
Ch003b		辉石安山岩	0.1152	0.512767	12	2.52	4.29	-0.41	593	606
tq03	大兴沟群	玄武安山岩	0.1229	0.512714	20	1.48	3.46	-0.38	732	705

4　岩浆源区性质

延边地区中生代不同期次火山岩野外地质关系及岩石地球化学特征表明，中生代不同期次火山岩的形成并不是同一岩浆演化的产物。

4.1　主要元素对岩浆源区的制约

火成岩的成分不仅反映了岩浆形成后的演化历史，而且暗示了岩浆源区及性质。从上述讨论可以看出，延边地区中生代不同期次火山岩的形成均表现出独立的岩浆成因特征，并且其基性端元具有原始岩浆的成分特点。然而，在基性岩浆成因研究中，幔源物质部分熔融形成基性岩浆已被大多数地质学者所承认，并且部分熔融程度也已经被很多学者所估算或被实验所证实（Gast，1968；Sun and Hanson，1975；Frey et al，1978、1985；Hofmann et al，1984；Wedepohl，1985）。人们普遍认为拉斑玄武质岩浆是地幔物质较高程度部分熔融的产物（20%~30%），而碱性玄武岩则由源区岩石低于 15%部分熔融所形成（Gast，1968；Sun and Hanson，1975；Frey et al，1978；Jaques et al，1980）。

表 2-5 中列出了延边地区三个时期火山岩中偏基性端元的成分，同时也列出了中国东部新生代碱性玄武岩和拉斑玄武岩的主要元素组成特征。对比结果为，延边地区三个时期火山岩中偏基性端元均不具有玄武岩的成分，尤其是本区中生代火山岩明显贫 MgO，而相对富含 Al_2O_3 和碱性组分。由此可以判定该区中生代火山岩不具有由地幔橄榄岩部分熔融形成的可能性，岩浆源区应是上地幔以上的部分，即深部地壳或壳-幔过渡带。

表 2-5　延边地区中生代火山岩和中国东部新生代玄武岩成分对比

岩石类型	SiO_2	Al_2O_3	MgO	Na_2O+K_2O	资料来源
晚侏罗世-早白垩世火山岩	51.7~57.02	13.98~19.38	1.18~7.79	3.55~6.44	本文
中侏罗世组火山岩	54.41~57.88	16.37~17.82	2.84~8.44	5.03~8.26	
晚三叠世火山岩	54.26~59.19	14.62~16.62	2.34~4.97	4.53~7.47	
中国东部新生代碱性火山岩	46~51.55	10.8~13.1	7.79~15.61	3.70~6.50	何会文等，1993
中国东部新生代拉斑玄武岩	50.0~58.49	13.01~15.20	5.38~9.08	3.35~4.85	

晚三叠世大兴沟群火山岩具有双峰式火山岩的特点，即应具有两个成分不同的原始岩浆。上面讨论了偏基性火山岩可能的来源。对于酸性火山岩来讲，本文利用主要元素 CIPW 方法进行了 Q-Ab-Or 三角图的投影（图 2-16）；从图中可以看出，晚三叠世大兴沟群酸性火山岩岩浆的形成压力主体在 4~7kb 之间，相对应的深度约为 13~23km 之间。这与由微量元素 Rb-Sr 变异图（图 2-17）所确定的岩浆来源深度（20~30km）相吻合。

4.2　Sr-Nd 同位素示踪

火山岩作为岩石圈深部地质作用过程的探针，其 Sr-Nd 同位素组成能较好的、直接地判定火山岩岩浆源区的性质，如 DM 源区，其 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值低、$^{143}Nd/^{144}Nd$ 比值高；大陆地壳源区，以低 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 比值、高 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值为特征。但 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值变化大。表 2-6 列出了不同源区的现代 Sr、Nd 同位素组成特征。

从前面 Sr-Nd 同位素的讨论得知，延边地区中生代不同期次火山岩表现

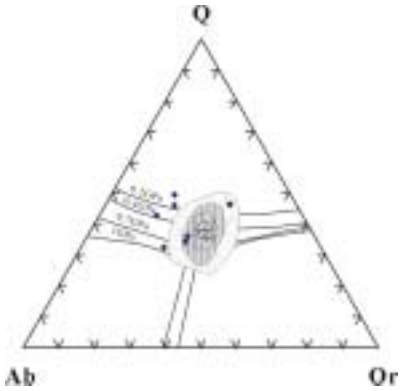


图 2-16　大兴沟群酸性火山岩的 Q-Ab-Or 图解

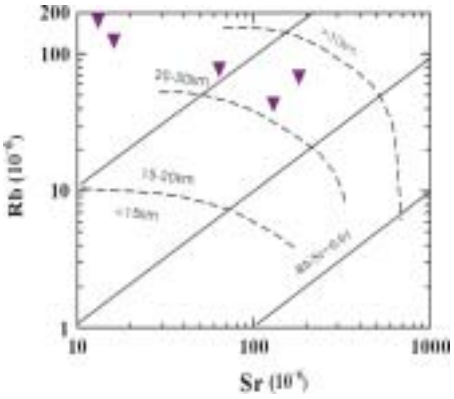


图 2-17　大兴沟群酸性火山岩的 Rb-Sr 变异图

出相同或相近 Sr-Nd 同位素组成，均以低 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值、高 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 比值为特征。结合中生代不同期次火山岩主要元素组成以及辉石岩捕虏体的存在，可以认为岩浆源区不是上地幔，应属于深部地壳或/和壳幔过渡带的范畴。火山岩表现出的低 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值、高 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 比值，暗示岩浆源区应是具有亏损型特点的新增生的地幔物质，部分岩石中具有相对较高的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值（就延边地区中生代火山岩内部比较）暗示岩浆形成过程中可能有少量壳源物质的涉入。兴蒙造山带中生代花岗质岩石具有类似的特点（Wu etal.，2002），也证明了这一认识。

表 2-6　壳幔各组分 Sr、Nd 同位素组成特征（据 Rollison，1993）

源区	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{147}Sm/^{144}Nd$
上地壳	高 Rb/Sr、高 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值	低 Sm/Nd，低 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 比值
中地壳	中等 Rb/Sr、$^{87}Sr/^{86}Sr$=0.72~0.74	低 Sm/Nd，低 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 比值
下地壳	低 Rb/Sr、$^{87}Sr/^{86}Sr$=0.702~0.705	低 Sm/Nd，低 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 比值
陆下岩石圈（太古代）	低 Rb/Sr	低 Sm/Nd
陆下岩石圈（元古代以来）	高 Rb/Sr	低 Sm/Nd
大洋岩石圈（DM）	低 Rb/Sr、低 $^{87}Sr/^{86}Sr$	高 Sm/Nd，高 $^{143}Nd/^{144}Nd$
大洋岩石（HIMU）	低 Rb/Sr、低 $^{87}Sr/^{86}Sr$	中等 Sm/Nd，$^{143}Nd/^{144}Nd$=0.51282
Ⅰ型富集地幔（EMⅠ）	低 Rb/Sr、$^{87}Sr/^{86}Sr$=0.705 左右	低 Sm/Nd，$^{143}Nd/^{144}Nd$<0.5112
Ⅱ型富集地幔（EMⅡ）	高 Rb/Sr、$^{87}Sr/^{86}Sr$>0.7022	Sm/Nd，$^{143}Nd/^{144}Nd$=0.511~0.5121
主体地幔（PREMA）	$Sr/^{86}Sr$=0.7033	$^{143}Nd/^{144}Nd$=0.5130
整体地球（Bulk Earth）	$Sr/^{86}Sr$=0.7052	$^{143}Nd/^{144}Nd$=0.51264（球粒陨石）

为了进一步确定年轻地壳和古老陆壳物质在岩浆形成中的贡献，在此利用了简单的二元混合模型，如图 2-18 所示。由于年轻陆壳 Nd 的含量是未知的，所以对不同地壳端元的比例不可能给出精确的限制，在此假定底侵的镁铁质地壳 Nd 的丰度为 15ppm（Wu et al，2000），模拟结果表明，延边地区中生代火山岩的岩浆源区主要由新增生的、幔源年轻地壳物质所组成（图 2-18）。这与中国东北中生代 I 型花岗岩所具有的特征类似（Wu et al，2002）。

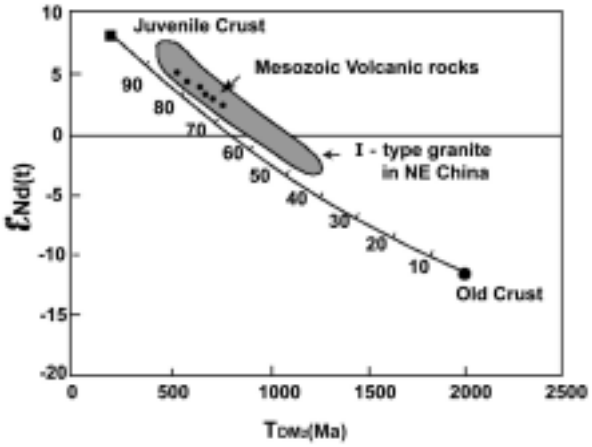


图 2-18　延边地区中生代火山岩 εNd（t）-T_{DM2} 变异图解

第二节　中生代浅成斑（脉）岩的地质、地球化学

研究区中生代浅成斑（脉）岩发育，在所有的矿田内均有发育，各矿区的发育程度略有不同（表 2-7）。与成矿密切的浅成岩有花岗闪长斑岩－细粒黑云母花岗岩、闪长玢岩－英安斑岩/次英安岩以及黑云辉石闪长岩－角闪闪长岩/次辉石安山岩－次角闪安山岩、粗粒碱长花岗岩、花岗细晶岩等。

1　浅成斑（脉）岩的地质、岩相学特征

1.1　闪长（玢）岩类

该类型主要分布在九三沟金矿、刺猬沟金矿、小西南岔富金铜矿、闹枝铜金矿区岩石类型主要有辉石闪长岩、角闪闪长岩、石英闪长岩等。

1.1.1　闪长岩

主要矿物由斜长石 60%~65%、普通角闪石 20%~25%、黑云母 3%~5%为主，副矿物褐帘石、磷灰石、磁铁矿以及磷灰石等，斜长石呈自形、半自形

表 2-7　典型矿床（区）成矿伴生的浅成岩浆活动类型

矿床（区）	岩石类型	成岩时代/年龄	备注
小西南岔富金铜矿	闪长玢岩－英安斑岩/次英安岩	123~104Ma	本文
	花岗闪长斑岩－细粒黑云母花岗岩	110Ma	本文
农坪富金铜矿	斑状花岗闪长岩－花岗闪长斑岩	燕山期	本文
	石英闪长玢岩	燕山期	本文
闹枝铜金矿	黑云辉石闪长岩－角闪闪长岩	123~124Ma	吉林地矿局六所，1990
	次辉石安山岩－次角闪安山岩－次斜长安山岩	燕山期	本文
	辉石闪长岩－安山玢岩－似斑状黑云母斜长花岗斑岩－花岗闪长斑岩－花岗斑岩	燕山期	本文
九三沟铜金矿	细粒闪长岩/闪长玢岩－石英闪长玢岩	燕山期	孟庆丽等，2001
	花岗斑岩	晚于矿化	孟庆丽等，2001
刺猬沟金矿	辉石闪长岩－角闪闪长岩	燕山期	孟庆丽等，2001
	安山玢岩/次安山岩－英安岩		
	花岗斑岩	燕山期	孟庆丽等，2001
五凤－五星山金矿	次安山岩－安山玢岩－英安斑岩/次英安岩	燕山期	本文
	粗粒碱长花岗岩－花岗细晶岩	燕山期	孟庆丽等，2001
杜荒岭铜金矿	石英闪长斑岩－闪长玢岩－次安山岩－次英安岩	燕山期	孟庆丽等，2001

板状、环带发育，多为细粒半自形结构、似斑状结构（斜长石斑晶），块状构造，构成细粒闪长岩；有时还有辉石（<5%）、石英等（<7%），构成石榴石闪长岩、辉石闪长岩等；常见黄铁矿、磁黄铁矿、石英、绢云母、绿泥石、方解石等热液蚀变矿物。

1.1.2　闪长玢岩

斑晶主要为斜长石、普通角闪石以及少量辉石、黑云母；副矿物磷灰石、磁铁矿等，且斜长石占斑晶总量的一半左右，呈自形、板状晶体，内常包裹角闪石、黑云母等小晶体，斑状结构、块状构造;斜长石沿其解理和不规则裂隙发育有绢云母化和碳酸盐化，大多数角闪石都不同程度地被绿泥石、方解石交代并常伴有磁铁矿析出。有的岩石中普通角闪石、黑云母斑晶具有明显

的淬火边，属于次安山岩；如：闹枝铜金矿、刺猬沟金矿、五凤－五星山金矿、杜荒岭铜金矿区均有发育；常见黄铁矿、磁黄铁矿、石英、绢云母、绿泥石、方解石、冰长石等热液蚀变矿物。

1.2 英安斑岩类

该类脉岩经常与矿化体伴生（如：九三沟金矿、刺猬沟金矿、小西南岔富金铜矿、闹枝铜金矿区等），多形成在矿化的晚期（图 2-19）。

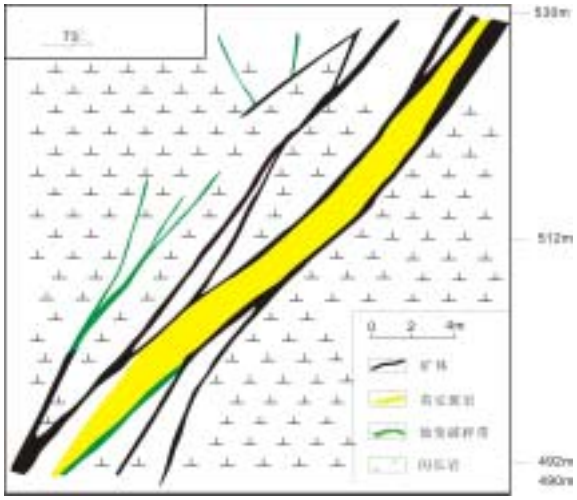


图 2-19 南山 305 采场矿脉与脉岩的关系断面图

岩石多呈黄绿色，斑状结构或半自形-他形结构（d=0.02~0.03mm）、假流纹状构造；主要由半自形斜长石、石英为主，少量黑云母、碱长石组成，副矿物为磁铁矿、磷灰石等；斑晶主要为斜长石、黑云母，常见黄铁矿、磁黄铁矿、石英、绢云母、绿泥石、方解石等热液蚀变矿物。

1.3 花岗闪长斑岩

该类岩石呈小岩株状产出或大小不等的超浅岩体，如小西南岔、农坪、杜荒岭等矿区，岩体具有明显的相带，从中心相—过度相—边缘相岩体岩性一次为斑状花岗闪长岩（基质为细粒花岗岩结构），花岗闪长斑岩（基质有两种，一是具显微不等粒花岗结构—过度相；二是具霏细结构—边缘相），

相带之间呈渐变过渡关系，如农坪矿区。

岩石呈似斑状、斑状结构，块状构造；主要矿物由斜长石（60%~65%）、石英（20%~25%）和钾长石（10%~15%）以及少量角闪石、黑云母，副矿物磷灰石、磁铁矿以及锆石等；斑晶矿物主要为斜长石，内部常见包裹黑云母、条板状斜长石的现象。常见黄铁矿、磁黄铁矿、石英、绢云母、方解石等热液蚀变矿物。

1.4 细粒黑云母斜长花岗岩

主要见于小西南岔矿区，岩石呈细粒自形－半自形结构，块状构造；主要矿物由斜长石（60%~65%）、石英（20%~25%）和钾长石（10%~15%）以及少量黑云母组成，副矿物为磷灰石、磁铁矿以及锆石等；斜长石呈条板状，内部常见包裹黑云母；常见绢云母、黄铁矿、磁黄铁矿、石英等热液蚀变矿物。

1.5 花岗斑岩

斑晶为石英、碱长石和斜长石，粒径 2~3mm，多为它形，石英斑晶有的呈浑圆状。石英有交代、熔蚀碱长石现象。斜长石（An10±）多发生较强的娟云母化以至达到白云母化，并见有碳酸岩化。碱长石中有少量微斜长石，其内有少量正长石残留，表现出晚期钾质过剩的交代现象。黑云母占 5%±，有角闪石被交代分解生成次生榍石和碳酸盐化现象。副矿物有磁铁矿、磷灰石、锆石、榍石。岩石发生了较强的钾化、硅化、碳酸盐化；含有热液矿物有黄铁矿、石英、绢云母、方解石等。

1.6 碱长花岗斑岩、花岗岩细晶岩类

碱长花岗斑岩多呈脉状产出（五星山金矿区等），岩石呈肉红色，斑状结构、似斑状结构，块状构造；主要矿物由碱长石、石英组成，少量斜长石（<15%）、黑云母（<3%），副矿物有磷灰石、锆石、磁铁矿等，局部含有热液矿物黄铁矿、黄铜矿、冰长石、石英、绢云母、方解石等。

1.7 煌斑岩类

主要是闪斜煌岩，常与闪长玢岩伴生（小西南岔、杜荒岭等），岩石呈暗灰色，质地均匀细密，细粒—微细粒自形、半自形结构或煌斑结构。角闪石和斜长石是岩石中的主要矿物。其中，角闪石多为棕褐色，细长针柱状，多色性不明显，干涉色也较低，常被颜色所掩盖，含量达 60%左右；斜长石呈它形晶存在于角闪石搭成的格架中，聚片双晶和环带均不发育。岩石中见有少量粒状方解石零星散分布，可能是碳酸盐化所致。

2 地球化学特征

2.1 岩石化学特征

如表 2-8 所列，闪长岩—花岗闪长岩的 SiO_2 为 56.69%~66.37%，Al_2O_3 为 15.42%~17.5%，Fe_2O_3 为 1.48%~1.35%、FeO 为 2.43%~4.79%、CaO 为 4.16~7.58%、Na_2O 为 3.68~4.32%、K_2O 为 0.51%~2.21%，Na_2O/K_2O 比值为 1.95~7.22，在岩石化学分类及岩石系列图解上分别落在安山岩区、英安岩区，属于次碱性岩、钙碱性系列（图 2-20）。闪长玢岩的 SiO_2 为 53.68%~57.46%，Al_2O_3 为 18.04%~16.51%，Fe_2O_3 为 1.29%~1.51%、FeO 为 2.07%~6.2%、CaO 为 6.44%~8.1%、Na_2O 为 1.3%~3.55%、K_2O 为 1.55%~2.95%; Na_2O/K_2O 比值为 1.95~7.22，在岩石化学分类及岩石系列图解上分别落在玄武安山岩、安山岩区，属于次碱性岩、钙碱性系列（图 2-20）。英安玢岩的 SiO_2 为 48.33%~60.8%，Al_2O_3 为 14.17%~17.39%、Fe_2O_3 为 0.6%~7.51%、FeO 为 2.13%~4.57%、CaO 为 3.97%~9.06%、Na_2O 为 2.5%~4.44%、K_2O 为 0.96%~3.18%，Na_2O/K_2O 比值为 0.79~4.06；煌斑岩的 SiO_2 为 43.51%~47.22%，Al_2O_3 为 14.91%~16.22%，Fe_2O_3 为 2.33%~3.64%、FeO 为 4.76%~6.99%、MgO 为 5.09%~5.95%、CaO 为 7.7%~9.77%、Na_2O 为 2.84%~3.95%、K_2O 为 1.98%~2.45%，Na_2O/K_2O 比值为 1.29~1.61。在岩石化学分类及岩石系列图解上分别落在夏威夷玄武岩区，属于钙碱性系列的碱性岩（图 2-20）。花岗闪长斑岩主要元素的特征与

表 2-8　岩石化学分析

序号	采样	岩石名称	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Los	总量	备注
SCB－1	井下	闪长玢岩	53.68	0.69	18.04	1.29	6.2	0.2	5.49	8.1	1.3	2.95	0.14		98.08	小西南岔
SCB－2	井下	闪长玢岩	57.46	0.45	16.51	1.51	2.07	0.09	1.54	6.44	3.55	1.55	0.14		91.31	小西南岔
ACB－1	地表	英安斑岩	60.8	0.42	16.62	1.31	2.48	0.06	2.26	3.97	4.32	1.66	0.12		94.02	小西南岔
ACB－2	地表	英安斑岩	59.18	0.5	16.48	1.29	2.52	0.05	1.59	4.59	4.24	1.3	0.14		91.88	小西南岔
ACB－3	地表	英安斑岩	58.02	0.53	17.39	1.65	2.13	0.05	2.02	4.73	0.05	0.97	0.14		87.68	小西南岔
ACB－4	地表	英安斑岩	59.8	0.53	17.04	1.72	2.72	0.05	2.02	4.51	3.3	1.81	0.14		93.64	小西南岔
ACB－5	井下	英安斑岩	59.11	0.69	16.99	0.6	4.03	0.09	3.72	4.75	4.44	1.39	0.3		96.11	小西南岔
ACB－6	井下	英安斑岩	59.04	0.6	16.73	0.53	4.1	0.08	2.89	5.38	3.9	0.96	0.12		94.33	小西南岔
ACB－7	井下	英安斑岩	59.21	0.58	14.75	4.33	4.34	0.05	3.1	6.06	4.05	1.07	0.32		97.86	小西南岔
ACB－8	井下	英安斑岩	48.38	1.9	14.29	2.86	4.57	0.13	5.19	9.06	4.34	2.22	1		93.94	小西南岔
ACB－9	井下	英安斑岩	48.33	1.6	14.17	7.51	3.59	0.1	7.92	7.65	2.5	3.18			96.55	小西南岔
SCY-2	地表	闪长岩	56.69	0.62	17.5	1.48	4.79	0.1	5.83	7.58	3.68	0.51	0.1	1.12	100	小西南岔
SCY-1	205	花岗闪长岩	66.37	0.5	15.42	1.35	2.43	0.05	1.57	4.16	4.32	2.21	0.15	0.89	99.42	农坪
XCY-1	地表	细粒黑云母花岗岩	76.33	0.1	11.88	0	1.81	0.02	0.51	1.07	3.2	4.72	0.02	0.54	100.2	小西南岔
XCY-2	地表		72.46	0.16	13	1.43	0.65	0.05	1.21	1	2.98	5.14	0.07		98.15	小西南岔
HGSC-1	9—15	花岗闪长斑岩	69.65	0.4	14.98	0.52	1.94	0.03	1.45	3.92	5.58	1.25	0.15	0.54	100.41	农坪

续表 2-8

序号	采样	岩石名称	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Los	总量	备注
HGSC-2	39.3	花岗闪长斑岩	66.62	0.35	15.6	0.62	2.89	0.04	1.6	4.21	4.02	2.18	0.1	0.64	98.87	农坪
HGSC-3	59.2	花岗闪长斑岩	67.35	0.35	15.46	0.32	2.4	0.04	1.65	4.29	4.71	2.18	0.1	1.45	100.3	农坪
HGSC-4	74	花岗闪长斑岩	68.2	0.4	15.42	0.53	2.27	0.03	1.62	4.1	4.37	2.73	0.1	0.75	100.52	农坪
HGSC-5	110.2	花岗闪长斑岩	69.3	0.2	14.89	0.17	2.09	0.04	1.1	3.07	4.02	3.42	0.18	1.19	99.67	农坪
HGSC-6	121.2	花岗闪长斑岩	67.93	0.4	15.56	1.25	1.57	0.04	1.43	4.49	4.15	2.12	0.2	1	100.14	农坪
HGSC-7	67	斑状花岗闪长岩	67.36	0.25	15.51	0.32	2.49	0.06	1.42	4.12	4.44	2.36	0.2	0.78	98.99	农坪
HGSC-8	75	斑状花岗闪长岩	66.7	0.5	15.63	0.85	2.92	0.04	1.66	3.94	4.02	2.21	0.15	1.39	100.01	农坪
HGSC-9	81.6	斑状花岗闪长岩	68	0.2	15.66	1.11	1.9	0.05	1.47	4.43	4.05	2.15	0.15	1.25	100.42	农坪
HGSC10	134.7	斑状花岗闪长岩	68.3	0.4	15.46	0.7	2	0.03	1.4	4.32	4.27	2.42	0.15	0.62	100.07	农坪
HGB-1	地表	花岗斑岩	79.01	0.11	9.5	0.25	1.89	0.02	0.67	0.93	2.15	5.6	0.02	0.45	100.6	小西南岔
HGB-2	地表	花岗斑岩	75.68	0.22	12.27	0.68	1.05	0.04	0.53	0.82	2.25	5.7	0.05		99.29	小西南岔
HGB-3	地表	花岗斑岩	73.74	0.18	12.33	1.65	1.42	0.07	1.29	1.45	1.86	5	0.04		99.03	小西南岔
HGB-4	地表	花岗斑岩	79.78	0.07	12.52	0.62	1.15	0.18	0.16	0.42	3.02	3.74	0.02		101.68	小西南岔
HGB-5	地表	闪斜煌岩	44.28	2.15	16.22	2.73	5.44	0.09	5.16	7.7	3.2	1.98	1.9		90.85	小西南岔
HGB-6	地表	闪斜煌岩	47.22	2.23	14.91	3.64	4.76	0.12	5.95	8.28	3.95	2.45	1.06		94.57	小西南岔
HGB-7	地表	闪斜煌岩	43.51	2.25	15.99	2.33	6.99	0.12	5.09	9.77	2.84	2.2	1.08		92.17	小西南岔

花岗闪长岩的基本一致。此外，花岗闪长斑岩、细粒花岗岩落在英安岩与流纹岩分界线的两侧或附近。

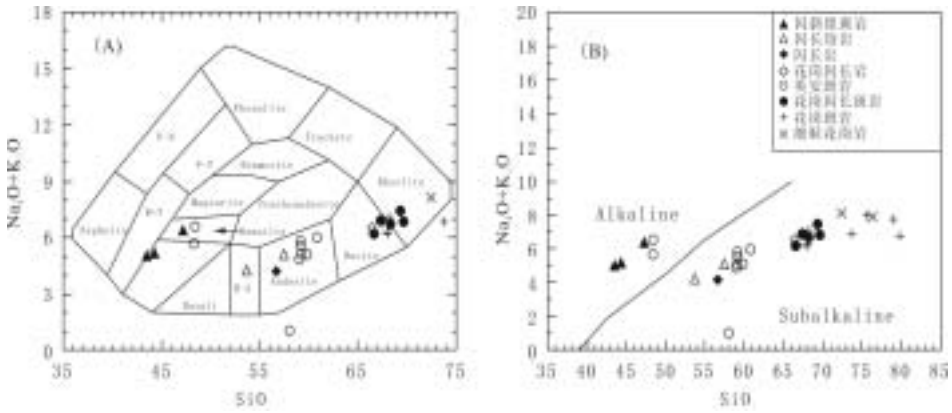


图 2-20　火山熔岩、浅成斑（脉）岩的岩石化学分类和岩石系列分类图

上述岩石在岩石系列分类图解（图 2-21）上，除个别点外（可能实验数据问题）均落在钙碱性区；而在 $CaO—K_2O—Na_2O$ 三组分的图解上，与成矿密切的闪长岩－花岗闪长岩/及安山玢岩－英安斑岩均呈现富钠的演化趋势，花岗斑岩－细粒花岗岩明显的富钾；因此，可明显的分出三个岩石成因类型，即富钠组合、富碱组合以及富钾组合；在分类图解上，与成矿密切的闪长岩－花岗闪长岩及安山玢岩－英安斑岩多为中钾－低钾过渡型，煌斑岩为橄揽安粗岩类型。

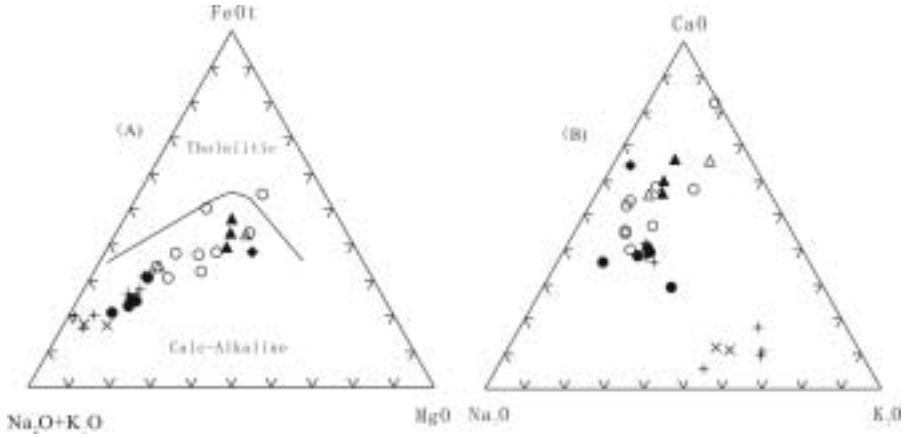


图 2-21　火山熔岩、浅成斑岩（脉）岩的岩石系列和岩浆演化图

2.2 稀土元素

研究区矿区的浅成（脉）岩的稀土元素含量变化较大，且均显示轻稀土富集型的配分形式。如：小西南岔金铜矿床中的石英闪长岩、闪长玢岩、∑REE 变化 119.20~ 242.79 $\times10^{-6}$，并且闪斜煌岩的稀土总量达 354.65 $\times10^{-6}$，其模式曲线特征与区域中生代钙碱性火山岩基本相似；细粒黑云母花岗岩和花岗斑岩的稀土总量变化在 119.20~242.79$\times10^{-6}$，具有较高的 La/Yb（N）比值（17.65~19.82），体现强烈分馏（斜长石分馏）富集轻稀土元素和明显的负 Eu 异常（0.46~0.34）的特征，见表 2-9 及图 2-22。

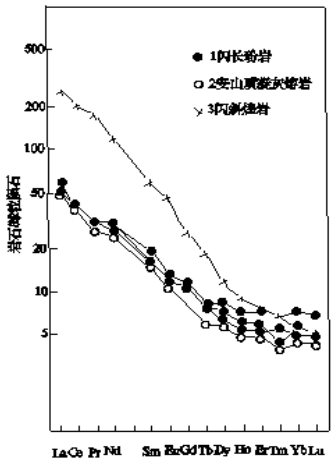


图 2-22 小西南岔金铜矿床中浅成岩的稀土元素土配分图

表 2-9 小西南岔金铜矿床中的浅成脉岩的稀土元素重量及相关常数

时代	序号	岩石名称	样品号	∑REE×10^{-6}	δEu	La/Yb（N）	Sm/Nd
燕山期	9	石英闪长岩	16018	103.69	0.77	6.24	0.22
	10	细粒黑云母花岗岩	X1—11	119.20	0.46	17.65	0.17
	11	花岗斑岩	X11—1	242.79	0.34	19.82	0.18
	12	闪长玢岩	157	81.72	0.83	9.10	0.19
	13	闪长玢岩	XIII18—5	80.62	0.88	12.63	0.19
	14	闪长玢岩	XS8—10	72.80	0.93	11.46	0.19
	16	闪斜煌岩	XN600—1	354.65	1.10	49.83	0.16

九三沟和刺猬沟的晚侏罗—早白垩浅成杂岩的 ΣREE 在 124.89～195.53×10^{-6}，为高丰度型（图 2-23、图 2-24），与 Whitford 等（1979）报导的高钾钙碱系列玄武安山岩和安山岩的稀土丰度极似。

稀土元素的地球化学特征与主要元素特征基本一直，均可分出三个不同的成因系列，它们可能分别代表不同的源区以及不同的动力学过程的产物。

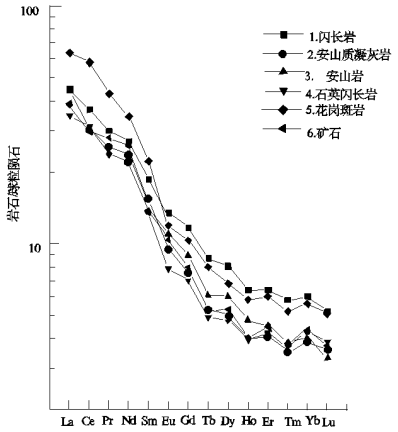


图 2-23 九三沟浅成岩的稀土元素配分

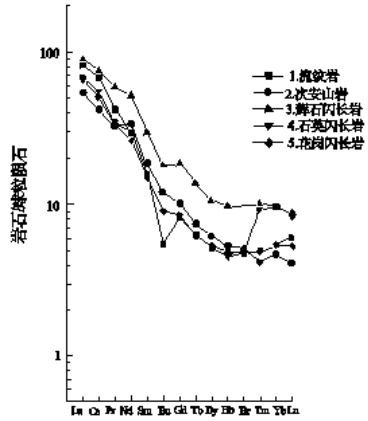


图 2-24 刺猬沟浅成岩的稀土元素配分图

第三节 成岩动力学背景

岩浆作用与大地构造环境密切相关，它蕴含了丰富的构造信息。因此，火山岩及浅成岩的研究已成为构造环境研究中不可缺少的一部分。鉴于成矿与浅成岩以及火山岩在形成时代和空间的密切性，本节仅从中生代火山熔岩角度论述其成岩的地球化学动力学背景。

1 晚三叠世火山岩形成的构造背景

延边地区晚三叠世火山旋回主要由玄武安山岩—安山岩和流纹岩组合构成，中间缺少 SiO_2 含量介于 63%~72%的样品，表现出为双峰式火山岩特征。然而，就岩石组合与典型地区（岛弧、活动大陆边缘和大陆裂谷）火山岩组合相比（表 2-10）都有一定差异，如与岛弧火山岩组合相比，本区缺少主体为安山岩类的岩石，并且出现流纹岩；与大陆裂谷环境相比，本区缺少典型的玄武岩组合；而与活动陆缘环境相比，本区缺少中性-中酸性火山岩，但是，就晚三叠世火山旋回中偏基性端元成分而言，其组合与活动陆缘火山岩组合相近。

火山岩化学成分对比表明，晚三叠世火山岩与活动大陆边缘火山岩的成分相似。从里特曼—戈蒂里图解（图 2-25）中可以看出，晚三叠世火山岩成

分点主体落入 B 区—造山带（岛弧及活动大陆边缘）火山岩区，部分落入 A 区—板内（大陆裂谷）火山岩区。这说明该期火山岩主体具有造山带环境的特点，部分落入 A 区暗示该类岩石并非形成典型造山环境，双峰式组合特点也证明了这一点。

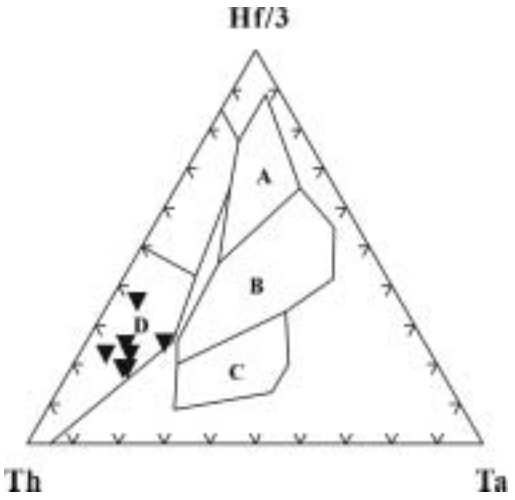


图 2-25　晚三叠世火山岩的 Th-Hf/3-Ta 图解

从 Th-Hf/3-Ta 构造环境判别图解中（图 2-25）可以看出，晚三叠世火山岩成分点落在弧火山岩区，在 Cr-Y（图 2-26）和 Zr-Ti（图 2-27）变异图上，落在弧火山和板内火山岩之间，显示形成环境为大陆扩张边缘和造山带（图 2-40，图 2-41）。这表明该地区晚三叠世火山岩的形成应该与活动陆缘区的引张环境相联系。它代表了东部陆源活动的开始。

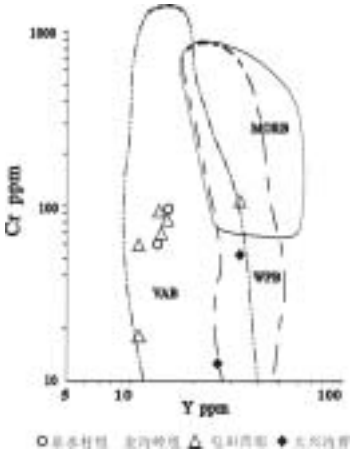


图 2-26　中生代火山岩的 Cr-Y 变异图解（据 Pearce，1981）

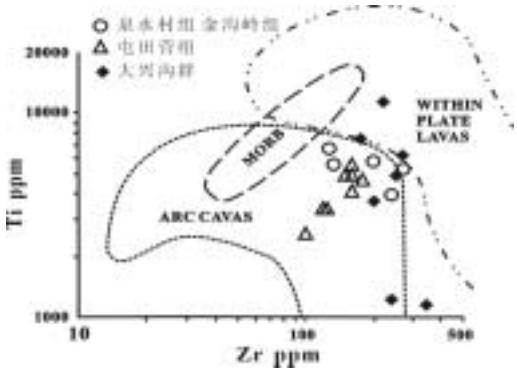


图 2-27　中生代火山岩的 Zr-Ti 变异图解（据 Pearce，1981）

2　中侏罗世火山岩形成的构造背景

中侏罗世屯田营组火山岩以高钾钙碱性系列为主，少量位于中钾钙碱性

系列的范围，其岩石组合主要为玄武安山岩-安山岩-英安岩，占主导地位的则是中性偏碱质的钙碱性火山岩组合。与岛弧火山岩组合相比，本区缺少主体为安山岩类的岩石，而中侏罗世屯田营组火山岩组合与活动陆缘火山岩组合相近。

在岩石化学方面，本区火山岩的 K_2O 含量明显高于岛弧区火山岩，而与活动陆缘火山岩的特征相似（表 2-10）。在里特曼—戈蒂里图解（图 2-28）

表 2-10　延边地区中生代火山岩与典型地区火山岩的对比

类型	延边地区			安弟斯型	岛弧型	东南沿海	大陆裂谷型
	泉水村组、金沟岭组	屯田营组	大兴沟群				
岩石组合	玄武岩-玄武安山岩-安山岩-英安岩	玄武安山岩-安山岩-英安岩	玄武安山岩-安山岩-流纹岩	（玄武岩）-安山岩-英安岩-流纹岩	玄武岩-安山岩-英安岩	（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	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）
岩石系列	钙碱性系列	钙碱性系列	钙碱性系列	钙碱性系列	钙碱性系列	钙碱-弱碱性系列	碱性系列
化学成分	贫镁、贫钙、富钾、贫钛和较大的 FeO/MgO 及较小的 K_2O/Na_2O 比值	贫镁、贫钙、富钾、贫钛和较大的 FeO/MgO 及较小的 K_2O/Na_2O 比值	贫镁、贫钙、富钾、贫钛和较大的 FeO/MgO 及较小的 K_2O/Na_2O 比值	贫镁，富钙，富碱，特别是富钾，较大的 K/Rb 及 FeO/MgO 比值	富镁、贫碱、特别是贫钾，贫钛和较小的 FeO/MgO 及 K_2O/Na_2O 比值	贫镁、贫钙、富碱，特别是富钾	碱性程度最高；呈两个端元
化学成分演化	线型	线型	具明显的成分间断	线型	线型	“倒钓型”	具明显的成分间断
K_2O 含量空间变化	往大陆侧 K_2O 含量增高	往大陆侧 K_2O 含量增高	往大陆侧 K_2O 含量增高	往大陆侧 K_2O 含量增高	往大陆侧 K_2O 含量增高	不明显	
稀土元素及微量元素	稀土总量高，轻重稀土比值大；富大离子亲石元素贫过渡族元素	稀土总量高，轻重稀土比值大；富大离子亲石元素贫过渡族元素	稀土总量高，轻重稀土比值较大；富大离子亲石元素贫过渡族元素	稀土总量高，轻重稀土比值大，富大离子亲石元素，贫过渡族元素。	稀土总量低，轻重稀土比值小；贫大离子亲石元素，富过渡族元素	稀土总量高，轻重稀土比值较大，富大离子亲石元素，贫过渡族元素。	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
资料来源	本文			Wilson，1989		王德滋等，1990	Wilson，1989

中，中侏罗世屯田营组火山岩样品全部落入造山带区，这与火山岩组合和岩石化学成分所显示的特征相吻合。在 Cr-Y（图 2-26）和 Zr-Ti（图 2-27）变异图解上，屯田营组火山岩的也清楚地表明了其火山弧的形成背景。

最新的同位素定年结果显示，在延边地区还存在着该期花岗质岩浆活动，以石英闪长岩-花岗闪长岩组合为主（张艳斌，2002）。这与该期火山岩组合具有相同的特征，暗示了活动大陆边缘的构造背景。

3 晚侏罗世—早白垩世火山岩形成的构造背景

晚侏罗世—早白垩世金沟岭组、泉水村组火山岩以玄武岩—玄武安山岩—安山岩—英安岩组合为主，主要为高钾钙碱性火山岩组合。岩石化学成分与典型岛弧区火山岩具有一定的差异，主要表现在较高的 K_2O、Al_2O_3 含量，较低的 TiO_2 含量。与活动大陆边缘区火山岩相比，二者的成分相似。在里特曼—戈蒂里图解（图 2-28、图 2-29）中，样品均落入消减带火山岩区，表明了该期火山岩具有活动陆缘的构造背景。在 Cr-Y（图 2-26）和 Zr-Ti（图 2-27）微量元素构造环境判别图解中，该期火山岩都显示出活动大陆边缘火山弧的特征。

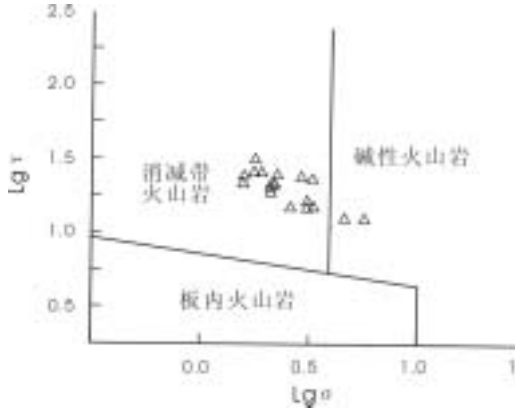


图 2-28 中侏罗世火山岩的 lgτ-lgσ 图解
（据 A. Rattmann，1970）

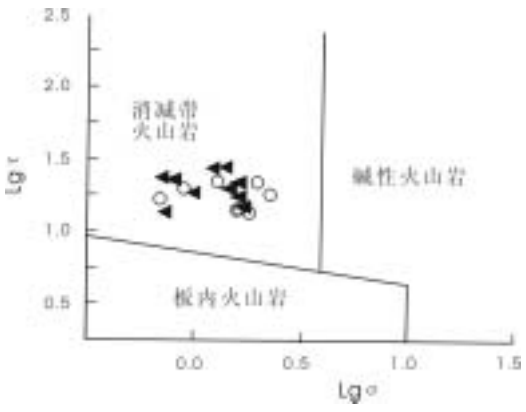


图 2-29 晚侏罗世-早白垩世火山岩的 lgτ-lgσ 图解
（据 A. Rattmann，1970）

最新的同位素定年结果显示，该期岩浆活动的时间集中在 110~145Ma 之间，120~130Ma 是其峰期（许文良等，2003），与中国东部其他地区不同的是延边地区并没有显示典型双峰式，这可能与该区所处的大地构造位置有关，即延边地区位于中国大陆的东北边缘部位，在晚侏罗世-早白垩世时期处于活动大陆边缘的张性环境，但由于更靠近活动大陆边缘一侧，故没有形成典型的双峰式火成岩组合。此外，本区该阶段的火山岩特征与日本列岛极为相似，不同板块俯冲形式（侧向运动、斜俯冲、俯冲），使活动陆缘内带形成了拉分火山盆地，并伴随形成了 A 型花岗岩的侵位和双峰式火山岩组合。

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 S-N（略偏东）向挤压应力状态，从而形成了近 E-W 向压性断裂、近 S-N 向张性断裂和 NW 向压扭性断层、NE 向张扭性断层。区内近 E-W 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、铜多金属矿成矿的有利空间。

本区中生代火成岩组合进一步说明构造发展是一种由走滑和伸展作用所控制的特殊造山式样。太平洋板块向大陆板块的俯冲，致使本区拉张活动不断加剧。Eu 负异常和镁铁质火山作用都可能表明本区曾发生拆沉作用（高山，1997、1998、1999；England 和 Houseman，1989），最终导致壳幔物质相互作用，形成了一套来自下地壳到上地幔的岩浆喷发及侵入活动，并伴随成矿作用发生。早期随着脆性变形为主的断裂构造不断的张开闭合，岩浆呈脉动式频繁侵入喷出，晚期岩浆活动以次火山岩侵入为主。

小　结

延边地区中生代不同期次火山熔岩、浅成岩的地质、地球化学研究表明，它们的形成具有各自具有独立的岩浆成因与演化：

（1）晚三叠世大兴沟群火山熔岩、浅成岩具有双峰式的特征，暗示两种母岩浆的存在，玄武安山质代表了基性端元的原始岩浆成分，流纹岩代表了酸性端元原始岩浆的成分；

（2）中侏罗世屯田营组和晚侏罗世-早白垩世金沟岭组中偏基性者—玄武安山质火山岩具有原始岩浆的成分特征；它们的 Sr-Nd 同位素的组成显示原始岩浆应起源于壳幔过渡带新增生的地壳物质。形成环境属于活动陆缘区，地壳演化从三叠世到白垩世经历了拉张、挤压走滑转化过程。

第三章　典型矿床及成矿系列

延边地区是我国滨太平洋带的重要铜金矿化集中区之一。区内已探明大型铜金矿床 1 处、中型 7 处、小型 7 处、矿点近百处。依据主成矿元素、矿体产状、矿石结构特征，并参照成矿物理化学条件，初步将区内矿床划分为斑岩型、浅成低温热液高硫化型和浅成低温热液低硫化型等三种类型。

第一节　斑岩型富金铜矿床

研究区内属于富金铜矿床主要有小西南岔大型金铜矿床和农坪中型富金铜矿床，它们的矿床地质特征分述如下。

1　小西南岔金铜矿床

小西南岔金铜矿床位于吉林省珲春市境内毗邻俄罗斯，南距日本海仅 50km。该矿床产于牡丹岭—春化东西向隆起带的东段，五道沟隆起的边部。

1.1　矿区地质特征

从矿区地层、岩浆岩、火山岩以及构造角度分析：矿区以大面积出露的花岗岩为特征（约占 2/3），包括晚三叠世花岗闪长岩（205Ma）、早白垩世似斑状花闪长岗岩（112Ma）、细粒斜长花岗岩（104Ma）、早白垩世细粒花岗岩等；其次是早古生代五道沟群浅变质岩系，分布于矿区的东部以及呈捕虏体零星分布于海西期花岗岩中（图 3-1），在矿区的南部和西北部的断陷盆地中有中侏罗统的屯田营组和下白垩统的金沟岭组陆相火山岩（147.5±0.5Ma，Rb-Sr 法）及碎屑岩分布。构造断裂发育（图 3-2），按其走向大致分成四组：

（1）南北向断裂：分布于小西南岔—四道沟一带，控制了海西期和燕山期岩浆活动，具有多期活动的特点，由数条平行的逆断层和强挤压破碎带构成。



图 3-1　延边小西南岔富金铜矿床的矿床地质图

1-古生代浅变质岩；2-二叠世石英闪长岩（270~250Ma）；3-晚三叠世花岗闪长岩（205Ma）；4-早白垩世似斑状花闪长岗岩（112Ma）；5-细粒斜长花岗岩（104Ma）；6-早白垩世细粒花岗岩；7-闪长玢岩－英安斑岩（102Ma）；8-矿脉及编号；9-断层

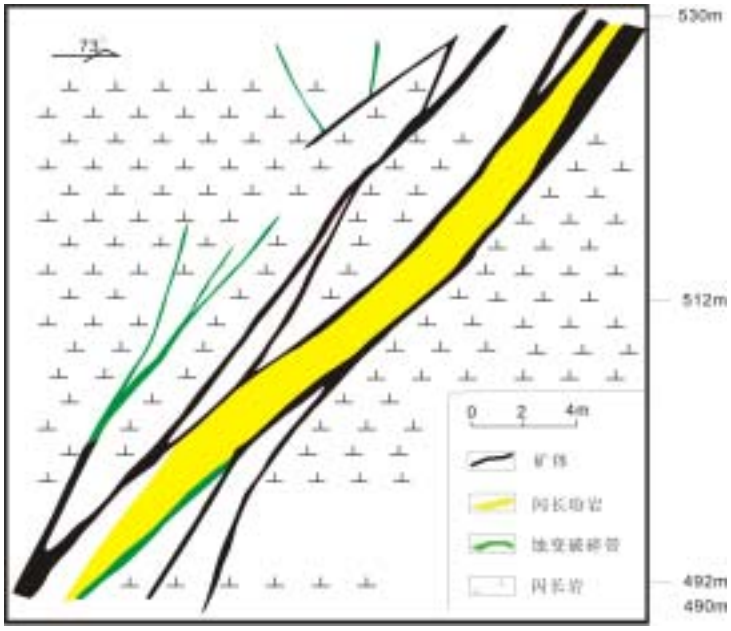


图 3-2　南山 305 采场横段面脉岩于矿体关系图

(2) 东西向断裂：主要有杜荒子—大北城和珲春—马滴达两个大断裂带，由数条规模不等的压性断层组成；前者限制了五道沟复向斜的北界，并从整体上控制了断裂带两侧的中生代火山岩分布；后者切割了区内五道沟群和二叠纪地层以及海西期和燕山期花岗岩，均显示出长期活动的特征。

(3) 北北东向断裂：主要有雪带山—小西南岔和四道沟—春化两条断裂带，每个断裂带由数条断层呈雁行状排列，以压扭性为主，切割了五道沟群及印支期二长花岗岩岩基，并控制了中生代花岗质和闪长质岩株和岩脉的展布。

(4) 北西及北北西向断裂：这两组断裂在本区极发育，一般规模较小，但往往是及佳的储矿构造，规模较大的只有杜荒子—大西南岔—小西南岔—五道沟北西向断裂，它控制了中生代火山—侵入杂岩及金铜石英脉状矿体的分布。其活动时代大致为晚侏罗—早白垩世，具多次活动的特点。

小西南岔金铜矿床以香房河谷北东向成矿后断裂为界，分为北山段和南山段。北山控矿断裂为一系列以北西向、NE 倾断裂破裂带为主，破裂面分支复合现象普遍，剖面上多呈菱形网格状，充填的含矿脉体细小，矿体与围岩常无明显界线，其工业矿体界线多靠品位圈定；南山控矿断裂为近南北向、西倾，规模较大，产状稳定、连续性好，两者在垂向上构成向深部收敛的“y”字型构造。容矿断裂的活动可划出五次：第一次活动生成伴随着细脉浸染状铜钼矿化；第二次活动导致了乳白色贫硫化物石英脉的充填（北山露采 600 中段充填于北北西向断裂中的石英脉）；容矿断裂的第三次活动被含硫化物的石英脉充填（南山），第四次活动被富多金属硫化物矿脉以及少量富多金属硫化物的石英方解石脉充填。第五次活动形成局部的角砾状构造矿体，最后含硫化物的石英方解石脉、石英细脉充填、并切穿了富多金属硫化物矿脉（图 3-2），可见到方解石晶簇等，并伴有暗色脉岩侵位（图 3-2）。

1.2 矿床地质

1.2.1 矿体形态、产状及规模

该矿床目前共圈出 30 余个矿体，以香房沟河为界分为北山矿段及南山矿段（图 3-3）。北山矿段有 12 个矿带，自西向东依次为 10、6、1、2、3、4、

5、6、7、8、9、25 矿带，0 号矿体位于矿段中心部位，矿体多东倾或近直立（图 3-3）。多呈复脉，单脉和网脉或细脉浸染状，其中复脉和单脉型为主要矿化类型；其中 Au 的边界品位 ≥ 1×10^{-6}，Cu ≥ 0.30%。南山矿段圈出 7 个矿体，自东向西依次为 11、12、13、14、15、21、22 号矿体，脉体规模较大，主要以单脉型为主，细脉浸染型为辅；其特征表现：主矿体上陡下缓，矿体主要分布在闪长玢岩两侧破碎带中，主矿脉走向、倾向皆为舒缓波状，支脉与主脉相交成“人”，支脉远离主脉很快变窄尖灭。

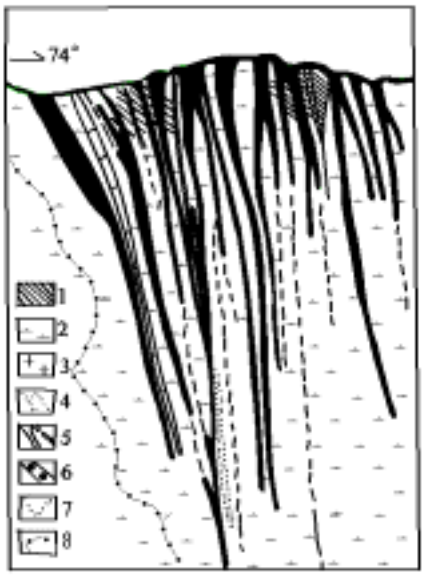


图 3-3　北山矿段 3 号勘探线剖面图
1.角闪片岩；2.闪长岩；3.花岗岩；4.闪长玢岩；5.矿体及矿化蚀变带；6.破碎带；7.地质界线；8.铜含量等值线（0.1%）

由于南山、北山两个矿段的容矿构造空间的差别和各成矿阶段的叠加（或发育）程度不同，致使不同矿段中矿体的形态、产状及规模具有明显区别（表 3-1、3-2）。

表 3-1 北山、南山主要矿体产状规模表

矿带	矿体类型	产　状（度）		规　模（m）				备　注
		倾向	倾角	长　度	厚	度	最大延伸	
1	石英脉蚀变带	73~86	65~90	450~680	17.85	0.37	680	矿体在深部汇合
2	石英脉蚀变带	85	75~88	490~600	12.05	0.25	290	产状稳定
3	石英脉和方解石蚀变带	70~85	75~80	340~700	21.12	0.34	290	
4	石英脉和方解石蚀变带	65	陡	250~595	3.50	0.34	330	局部向西倾
5	石英脉蚀变带	255	85	780	8.06	0.45	290	
6	石英脉蚀变带	75~80	60~75	660~980	17.41	0.50	190	深部趋向与 5 汇合
7	石英脉蚀变带	115~225	70~90	335~565	7.70	0.31	320	
8	石英脉蚀变带			375	3.48	0.54	240	
9	石英脉蚀变带	225	45~70	310~590	4.20	0.40		
11	石英脉、石英方解石脉和角砾岩带	265~272 230~245	50~63 70~85	1500	6.30	0.46	>450	

表 3-2　北山矿段与南山矿段矿体形态、产状、规模对比表

特征	北山矿段	南山矿段
形态	矿体呈单脉、复脉、网脉状多维矿化体。 矿体位于北山西、近南北向断裂向北北西拐弯处，主支脉平行、分支脉复合现象普遍。 矿体与围岩界线不清楚。	矿体以单脉为主。 支脉集中于矿体走向方向上，由近南北向、北西向断裂向北北西拐弯处、主支脉呈“人”字型。 矿体与围岩界线清楚、围岩略有蚀变。
产状	矿体走向北西、向东陡倾。	矿体走向北西、倾向南西。
规模	单脉矿体长度最大为 980m，最小 250m，厚度最大为 21m，最小为 0.25m。 露采矿体（含 0、1、2、3、4、5、6、7、10 号矿体），长>1000m，宽>220m。	单脉矿体长度最大>1500m，最小为 600m 厚度最大 6.3m，最小 0.11m。

1.2.2　矿化富集规律

小西南岔富金铜矿床属于共生和伴生的大型富金铜热液矿床，在金、铜矿化特征方面，南、北矿段既有明显的联系性、还有一定的差别，同时一条矿脉在纵横方向上也有明显的变化，现将其特征概述如下。

1.2.2.1　南山矿段

南山矿段的矿脉产在近南北向的断裂及次级断裂构造内，矿脉与断裂的产状基本一直，向西陡倾，11、21、22 号等矿体主要产出在闪长玢岩脉的上、下盘接触带或穿插于其中，矿化蚀变较强的部分闪长玢岩可构成工业矿体，依据金和铜相对富集程度，可将其划分为金铜矿体和单一铜矿体。

就 11 号矿体而言，它出露地表、长约 700m，深达 500m 以上，延长约 400m；呈舒缓波状、分枝复合，尖灭再现，具有大小不等的“扁豆体”状特点，由石英、方解石脉和金属硫化物组成。浅部铜矿体的变化是北端为单一铜矿体，平缓地向南潜入地下，延长不远即尖灭，从 19 线开始向南，先缓后陡潜入地下继续扩大为盲矿体。深部南端侧伏以金铜矿体为主，尖灭于围岩或单一铜矿体中；北端侧伏以单一铜矿体为主，侧伏短而浅，且尖灭于围岩中。就整个金铜矿体（段）而言，金铜矿体连续性好，与单一铜矿体及围岩界线清楚，单一铜矿体从北至南连续性好，除北部局部出露地表外，绝大部分为

盲矿体，其北部、南部皆有侧伏，只是南部侧伏更深，而金铜矿体只是南端侧伏。

矿化与硫化物的关系是金属硫化物含量高、金和铜的品位也相应高；与闪长玢岩脉的关系是上盘矿体连续性好，且矿体的连续性较好，而下盘矿体分布零星，形态复杂。值得注意的是：在金铜矿体中，金高铜也高，而铜高金却不一定高。

1.2.2.2 北山矿段铜、金富集规律

北山矿段各矿体稳定性差、规模相对小，以细脉浸染型矿体为主体，间或有硫化物石英脉及方解石脉产出；各矿带沿走向厚度变化很大，在地表附近厚度较大，随深度增加而变薄。各矿带金、铜品位波动较小，各矿体内金、铜紧密共生，组成金铜矿体（表 3-3）。

表 3-3 小西南岔金、铜平均品位及其变化范围

元素	北 山 矿 段		南 山 矿 段	
	平均品位	变化范围	平均品位	变化范围
Cu	0.53%	0.06%~6.55%	0.80%	0.05%~3.80%
Au	3.80×10^{-6}	$0.15\sim45.53\times10^{-6}$	3.64×10^{-6}	$0.15\sim45.49\times10^{-6}$
Ag	6.8×10^{-6}		16.8×10^{-6}	

在金、铜品位特征上，两者在空间上具明显的垂直分带。在垂向上，一般是矿体厚度及金铜品位从上向下均由高变低，但铜品位变化较小，而金品位由上到下由富急剧变贫；金多赋存于矿体上部，如北山矿段多富集于 490m 标高之上。在纵向上，沿走向，北山矿段 1—2 号主矿体厚度及金、铜品位均由南向北递增，其最富集地段位于 2 线以北 564m 标高；南山矿段 11 号矿体沿走向、倾向矿化较稳定，而金分布不均。

1.3 矿石矿物组合及其组构特征

1.3.1 矿石矿物组合

该矿床的矿石矿物组合复杂，有氧化物、简单硫化物、含铋、碲的硫盐及自然金属等。北山矿段以出现金—银—铋—碲的矿物组合为特征，它们与

少量黄铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿伴生，赋存于石英脉及蚀变围岩中，形成少硫化物金铜矿石，但往深部，这种特殊矿物组合迅速消失。北山矿段的金铜矿石以具有角砾构造和网脉浸染状构造为特征，黄铁矿等金属矿物普遍显示出压碎及交代结构。南山矿段是本区的成矿系统的较深部位，此处的矿物组合是黄铁矿—黄铜矿—磁黄铁矿—自然金。其中黄铁矿含量较高，在南山矿段东南向延伸部位，矿物组合为磁黄铁矿—黄铜矿—黄铁矿。

整体上，主要金属矿物为黄铜矿、黄铁矿及磁黄铁矿，少量胶黄铁矿、方黄铜矿、毒砂、辉钼矿、闪锌矿、方铅矿、黝铜矿、斑铜矿、蓝辉铜矿、斜方辉铅铋矿、磁铁矿、斜方硫铅铋矿、辉碲铋矿、碲银矿、自然铋、碲金矿、银金矿及自然金等；脉石矿物有石英、方解石、绢云母、绿泥石、钾长石及黑云母等。次生矿物有褐铁矿、针铁矿、孔雀石、铜蓝、自然铜、白铁矿、辉铜矿、沥青铜矿等（表 3-4）。

1.3.2 矿石结构构造

矿石结构主要是半自形结构、文象结构、乳滴状－乳虫状结构、交代溶蚀、交代残余结构、斑状压碎结构以及揉皱结构等。

半自形结构：由辉铜矿、磁黄铁矿、黄铁矿、石英、方解石、自然金等呈半自形晶构成；

文象结构：由文象自然金和方铅矿组成；

乳滴状－乳虫状结构：由自然金和黄铜矿在黄铜矿和闪锌矿中呈乳滴状分布组成；

交代溶蚀－残余结构：由毒砂、黄铁矿被胶黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿交代以及黄铜矿交代磁黄铁矿等构成；

压碎结构：由碎裂状金属硫化物组成；

揉皱结构：毒砂、黄铁矿和黄铜矿在结晶过程中受挤压揉皱而成。

此外，还发育包含结构（磁黄铁矿和黄铜矿中包含被溶蚀的黄铁矿）、填隙结构（金属硫化物充填于石英、方解石颗粒间隙中或黄铜矿充填于辉铜矿颗粒之间）以及胶状结构（胶状黄铁矿具有同心环状胶质结构）等。

表 3-4　金属矿物特征与其他矿物之间关系表

矿物特征 / 矿物名称	颜色	晶形及结构	与其他矿物的关系及化学组成	化学组成
自然金，银金矿（Au、Ag）	淡黄金黄	主要为不规则粒状、长条状，其次为八面体、树枝状、针状、乳滴、棒状、蠕虫状	在黄铜矿中的自然金呈乳滴状、等轴状、不规则棒状。在磁黄铁矿中的自然金多分布于边部，呈不规则粒状。在黄铜矿和磁黄铁矿之间的多呈蠕虫状。在含铋矿物中多呈乳滴状、不规则粒状。在石英中的自然金形态复杂，呈不规则粒状、棒状、亚铃状、树枝状、蠕虫状。粒度在 0.01~2mm 之间，多为 0.01~0.5mm。	自然金较纯（1、2、3、0、11 号矿体平均值） An87.28%，Ag12.34%，杂质有 Fe、Bi、S、K、Ni 和不溶物。
黄铜矿 $CuFeS_2$	淡黄灰绿	半自形—他形具环带结构、聚片双晶	与磁黄铁矿紧密连生，沉淀于辉钼矿或黄铁矿颗粒凹陷间隙中；胶黄铁矿的收缩裂纹里，被自然或含铋矿物交代（局部）。在闪锌矿中呈乳滴状。	Cu32.85%、Fe32.47%、S33.00%
黄铁矿 FeS_2	黄白	自形—半自形、他形等	常与黄铁矿紧密连生，被黄铜矿、磁黄铁矿、自燃金等沿颗粒间隙边缘及其裂隙溶蚀交代。	Fe46.42%、S52.26%，同一矿体变化小，不同矿体中变化较大。
磁黄铁矿 $Fe_{1-x}S$	淡黄弱玫瑰色	半自形—他形、具聚片双晶	主要与黄铁矿连生，部分分布于自然铋中，形成交代残余结构。常被其他含铋矿物所交代。	Fe59.88%，S38.95%，x=0.02~0.01，化学成分变化较小
胶黄铁矿 FeS_2	黄白	椭圆状、棉絮状、同心环带状	内部有晶质黄铁矿，其冷却收缩裂隙被黄铜矿细脉交代充填。部分被磁黄铁矿熔蚀交代。	Fe47.74%。S50.23%（矿体 1、2-4 号平均值）
毒砂 FeAsS	银白	半自形状，具碎斑结构	常被黄铁矿、黄铜矿、自然金熔蚀交代。	
辉钼矿 MoS_2	灰白	半自形片状	沿节理有的被黄铜矿交代。	
闪锌矿 ZnS	灰白	他形粒状	晶体中含有乳滴状黄铜矿，被方铅矿交代含量很小，粒径 0.1~2.5mm。	
方铅矿 PbS	白色	他形粒状	具有三角解理，交代黄铁矿、闪锌矿、黄铜矿。含量很微，粒径<0.5 mm。	
斜方辉铅铋矿 $Pb_2Bi_2S_5$	白色肉色	弱非均质体，针状集合体	针状集合体中有自然金微包体，含量很少。	Pb41.42%、Bi33.40%、S23.74%。
辉铅铋矿 $PbBi_6S_{10}$	白色	他形粒状，弱非均质	常包围黄铜矿，或在黄铜矿、磁黄铁矿边缘出现，其中含有自然铋和较多的自然金粒，常与斜方辉铅铋矿呈连生体存在。	Pb13.02%、Bi59.65%、S25.59%
辉碲铋矿 $Bi_2(TeS)_n$	灰色	粒状，非均质	常在黄铜矿、磁黄铁矿中呈溶滴存在。	Bi69.60%、Te25.22%、S2.93%

矿石构造主要是块状构造、细脉浸染状构造、条带状构造、梳状构造、角砾状构造以及多孔状构造等。

块状构造：由硫化物（黄铜矿、磁黄铁矿等）半自形晶组成，含量达 90%以上，构成富硫化物矿石；

细脉浸染状构造：金属硫化物（黄铜矿、磁黄铁矿等）在石英、方解石脉或在蚀变围岩中呈细脉状和浸染状分布；

条带状构造：由磁黄铁矿和黄铜矿相间排列所组成。

梳状构造：石英和方解石呈梳状晶簇，磁黄铁矿和黄铜矿充填于晶洞中，一般形成于金—石英—硫化物阶段。

角砾状构造：早期形成的矿物组合在应力作用下发生破碎，被后期的矿石矿物及脉石矿物胶结，早期矿物及矿物组合呈角砾状分布。

多孔状构造：褐铁矿充填于金属硫化物石英及方解石的孔洞中，主要形成于表生阶段。

1.3.3 矿石类型

该矿床的矿石类型主要是原硫化物矿石，地表有次生氧化物矿石产生。矿床的氧化作用不强，氧化带不深，北山矿段约 10m，南山矿段约 20m。氧化带以下为原生硫化物带，未发现次生富集带（表 3-5）。

表 3-5 矿石类型及矿石矿物

矿石类型	矿石名称	分布特征	矿石矿物
原生硫化物矿石	含硫化物（<1%）的自然金-黄铁矿-黄铜矿型矿石	主要分布在花岗斑岩体和各矿体的边缘及蚀变围岩中，其次是分布在早期形成的石英脉中，矿石为浸染状或细脉状	金属矿物有黄铁矿、黄铜矿及少量的辉钼矿、白钨矿、磁黄铁矿、碲金矿等，脉石矿物有石英、绢云母、绿泥石等。
	②低硫化物矿石（1%~5%）	主要分布于北山矿段及矿脉两侧蚀变带中。矿石矿物以细脉或浸染状充填于裂隙中	有自然金、黄铜矿、黄铁矿以及少量磁黄铁矿、闪锌矿、黝铜矿等，脉石矿物有石英、绿泥石、绢云母等。
	富硫化物矿石	主要分布在 11 号脉中，矿石为致密块状	自然金、黄铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿、胶黄铁矿、毒砂、自然铋、方铅矿、方黄铜矿、黝铜矿（常与自然金连生）等，脉石矿物有石英、方解石。
氧化矿石	氧化带矿石	矿床的氧化作用不强，氧化带不深，氧化矿石为蜂窝状	含自然金、褐铁矿、臭葱石；含铜矿物以孔雀石、蓝铜矿为主，其次为自然铜、赤铜矿、辉铜矿、铜蓝、斑铜矿及蓝辉铜矿等。

1.3.4 金的赋存状态及成色

该矿床的自然金（包括银金矿）形态复杂，呈乳滴状、角星状、不规则叶片状、蠕虫状、脉状等，其形态受微细裂隙控制。金矿物除自然金以外，还有银金矿、金银矿出现，表明该矿床中金矿物形成的多阶段性；据陈殿芬等（1995）及本文的研究成果（表 3-6），小西南岔金铜矿床中金的成色变化较大（305~993），Au 平均成色低（728）。金的赋存状态主要为裂隙金、包裹金、微细粒金等，主要见于黄铜矿、磁黄铁矿、黝铜矿、斜方辉铅铋矿、辉锑铋矿和石英中，微细粒金主要赋存于黄铁矿中，其次是毒砂、磁黄铁矿和辉钼矿等（表 3-7）。

表 3-6　金矿物电子探针分析（%）

矿物	样号	Au	Ag	Cu	Pb	Fe	Te	总量	成色	资料来源
自然金	砂-2-1	99.27	0.27	0.4	—	—	—	99.94	993	陈殿芬
	砂-2-2	97.22	1.67	0.5	—	—	—	99.39	978	
	砂-1	97.58	1.64	0.68	—	0.10	—	100	976	
	砂-2-3	88.22	11.35	0.25	—	0.08	—	99.90	883	
	北山-1	87.04	12.06	0.50	—	0.20	—	99.80	872	本文
银金矿	北山-2	67.30	30.48	0.40	—	0.75	—	99.93	678	本文
自然金	S-14A	86.66	12.31	0.73	—	—	0.12	99.82	868	陈殿芬
		81.77	17.63	—	0.01	—	0.29	99.70	820	
		86.79	12.83	0.25	—	—	0.11	99.98	868	
金银矿	砂-2-4	30.50	69.37	0.11	—	—	—	99.98	305	陈殿芬
	砂-1-1	43.99	56.01	—	—	—	—	100	440	
	砂-1-2	32.13	67.89	—	—	—	—	100	321	
	S-14A	46.44	53.15	0.25	—	0.15	—	99.99	464	

北山矿段自然金与黝铜矿、含铋硫盐、碲化物等共生，自然金多呈星状交代黄铜矿或充填于黄铜矿、石英的微细裂隙中。自然金粒径一般在 0.05~0.5mm 不等。银金矿粒度较大，偶见宽 0.3 mm，长 1.5cm 的银金矿细脉赋存于石英脉中，并穿切于黄铁矿、黄铜矿和磁黄铁矿的矿物组合。在南山矿段，自然金的粒度较细小，一般在 0.05~0.1mm 之间，多呈角星状、不

规则叶片状结构交代黄铜矿，并与黝铜矿连生。也有的呈粒状包裹于磁黄铁矿中，并与黝铜矿紧密连生。

表 3-7　各矿物含自然金颗粒统计*

矿物	含自然金颗粒数			金粒总数	金粒出现机率（%）
	0.3~1.0mm	0.1~0.05 mm	＜0.05 mm		
黄铁矿	0	0	30	30	8.4%
磁黄铁矿	1	1	30	32	8.9%
黄铜矿	2	48	170	220	61.8%
硫盐及硫化物	0	13	20	33	9.3%
石英	3	10	28	41	11.5%
总计	6	72	278	356	100%

*部分数据引自吴尚全（1986）

1.3.5　成矿期次和成矿阶段

矿床的形成包括源运储及后期改造作用，该矿床已经剥露地表，因此存在氧化、淋滤等后期改造作用；但是，氧化作用不强，氧化带不深，北山矿段约 10m，南山矿段约 20m；氧化带以下为原生硫化物带，未发现次生富集带。因此，本文仅就原生成矿作用的矿化阶段加以论述。系统的矿床地质及矿石组构特征揭示，原生矿化分为五个阶段（表 3-8）。

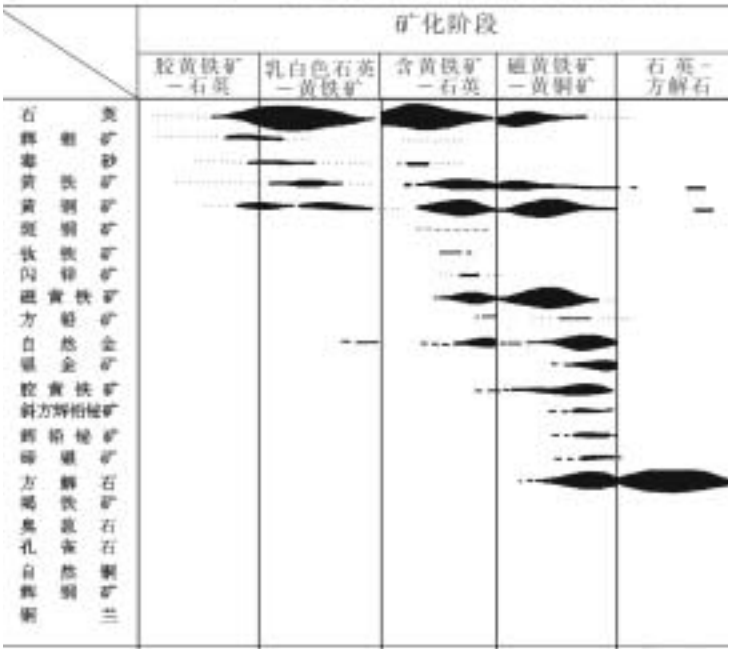
胶黄铁矿-石英阶段：流体沸腾、热液交代－充填作用为特征，形成细脉浸染状硫化物，矿石矿物主要是胶黄铁矿、黄铁矿、石英以及黄铜矿、辉钼矿、自然金等；

乳白色石英-黄铁矿阶段：热液充填沉淀结晶作用为主，形成黄铁矿黄铜矿石英脉；

磁黄铁矿-黄铜矿阶段：热液充填作用——金铜成矿为主，形成富多金属硫化物矿体，硫化物主要以黄铜矿、磁黄铁矿等为主，并有自然金、银金矿等大量形成；

含黄铁矿-石英成矿阶段：热液隐爆、充填结晶作用为主，形成角砾状矿

表 3-8　矿化阶段表



石（南山）以及硫化物石英脉，黄铁矿为主，少量黄铜矿、闪锌矿、方铅矿等；

石英方解石阶段：热液充填结晶作用为主，形成含黄铁矿、黄铜矿的石英脉、方解石脉或细脉，成矿尾声。

1.3.6　围岩蚀变及蚀变强度

该矿床的围岩蚀变的类型有黑云母化、钾长石化、绢云母化、硅化、碳酸盐化、绿泥石化、绿帘石化、阳起石化、透闪石化、泥化等。

黑云母化：发生在早海西期闪长岩中，尤其是中细粒和细粒闪长岩中更为多见；黑云母多呈细小片状集合体交代角闪石或呈似脉状穿切岩石中，为成矿早期的蚀变。

钾长石化：以肉红色花岗质细晶岩脉或石英钾长石脉以及在围岩中出现钾长石为特征，多沿裂隙或破碎带分布。

绢云母化（包括绢英岩化、黄铁绢英岩化）：发生在近矿围岩中，或广泛发育在矿体或石英脉的两侧；主要表现为斜长石被细小绢云母片交代，沿着斜长石的环带、解理缝形成不规则的交代。绢云母化经常有细粒石英沿着

矿物的粒间交代或者交代斜长石使其呈筛状，有时还会伴有较自形的黄铁矿的沉淀，形成绢英岩化和黄铁绢英岩化；该矿床有强烈的黄铁绢英岩化，使原岩的颜色、结构和构造发生破坏，造成致密细粒花岗岩变晶和鳞片变晶结构、岩石变成灰白色至浅灰白色，是近矿围岩蚀变标志之一；这三种蚀变往往使铜、金依次发生叠加富集。

硅化：大致平行的裂隙贯入产出，主要表现在岩石中矿物间隙周围生成数量不等的细小石英颗粒，呈团块状和浸染状叠加于其他蚀变岩中，有时可呈微细石英脉穿切岩石。据观察成矿过程中至少三期硅质活动：成矿早期的硅化，见有黑云母—绿泥石细脉穿切石英细脉，石英颗粒较粗，这期硅化较弱，成了乳白色石英脉；主成矿期，石英多呈细粒状，强烈交代脉体两侧岩石中的各种矿物，这些矿物常伴随较强烈的挤压破碎，有时还会出现较多的黄铁矿；成矿晚期和后期，硅化减弱，常表现为与方解石伴生的细脉穿切岩石。

碳酸盐化：大致有两种类型。一是方解石新鲜、他形、粒状，交代岩石中斜长石或角闪石形成，这种方解石也独自或与石英一起形成细脉穿切岩石，有时还会包裹自形完好的六方双锥柱状石英晶体，多发于在成矿晚期阶段；二是镁、铁碳酸盐，常以面状蚀变分布在泥化强烈的闪长玢岩、角岩中，有时交代闪长岩中的角闪石以及分布于黄铁绢英岩中，可能是成矿早期的一种蚀变。

绿泥石化：绿泥石化亦有两种。其一是鳞片状集合体或团块出现，常伴随矿体沿断裂带或破碎蚀变带产出的带状线型蚀变，有时伴有绢云母化、硅化，但多产于远离矿体的蚀变带外侧，有时在构造挤压面处生成绿黑色绿泥石岩；其二是交代普通角闪石和黑云母，有时与绿帘石共生，发育广泛，几乎在各种岩石中均有，有时沿矿物解理交代，相对较弱，是成矿早期热液作用所致。

绿帘石化、阳起石化、透闪石化：三者都是成矿早期所发生的蚀变作用，较为局限。属于与岩浆热液有关的一种钙质交代现象。可能与角闪石发生绿泥石化而释放出多余的 Ca 有关，属于一种伴生性蚀变。

从上述蚀变矿物的特征分析，在早期铜钼矿化阶段（第Ⅰ阶段）生成富钾的蚀变矿物（钾长石、黑云母和绢云母）以及绿泥石和石英，稍晚期出现

少量富钙的蚀变矿物如绿帘石、阳起石、透闪石；继而进入镁、铁硅酸盐物被交代，广泛变成绿泥石，同时也有继承性钾质活动生成钾长石脉，意味着新的 Au-Cu 成矿期的开始;在第Ⅱ阶段主要生成石英和黄铁矿及少量其他硫化物；第Ⅲ阶段大量的多金属硫化物伴随石英和少量方解石的生成；第Ⅳ阶段以石英、方解石和少量沸石的产出而宣告该成矿期的结束。

上述蚀变分带及矿化强度在空间上，可以看出无论是北山还是南山，蚀变分带大体相似，即由矿体向外依次为：①多金属硫化物矿体（相当于 Cu-Au 成矿期第Ⅲ阶段）；②石英贫硫化物带（硅化加黄铁矿化带，相当于 Cu-Au 成矿第Ⅱ阶段）③矿化破碎蚀变带（硅化、绢云母叠加蚀变带，有时局部有少量泥质或镁、铁质碳酸盐化的叠加，相当于成矿阶段Ⅰ）；④绿泥石化、绢英岩化叠加带；⑤黑云母化或绿泥石化带（有时也有少量的其他蚀变，如绿帘石等叠加）。但是由于北山矿化是细网脉型，蚀变分带性较差，而南山为大脉型为主、蚀变分带性较好。元素的变化表现从近矿围岩蚀变到远离矿体的围岩蚀变，Au、Ag 和 Cu 含量依次降低，表明蚀变带的成矿元素含量受热液含矿性的影响，也表明矿床形成以热液充填为主（表 3-9）。

表 3-9　不同蚀变带主成矿元素含量（$\times 10^{-6}$）

样号	蚀变带名称	Au	Ag	Cu
1	石英硫化物带	4.041	1.52	3748
2	石英贫硫化物带	2.735	2.31	1007
3	硅化、绢云母化叠加带	0.129	0.74	669
4	硅化、绢云母化叠加带	0.276	0.92	1974
5	富硫化物蚀变带	1.268	2.05	6270
6	富硫化物蚀变带	1.541	3.62	6000
7	绢英岩化带	0.043	0.34	732
8	绿泥石化黑云母化叠加带	0.094	0.34	795
9	多金属硫化物带	13.65	13.2	57679
10	石英贫硫化物带	5.561	30.2	76600
11	硅化、绢云母化叠加带	1.536	0.64	513
12	绿泥石化、绢云母化叠加带	0.975	0.68	437
13	绿泥石化、绢云母化叠加带	0.199	0.32	278
14	黑云母化带	0.005	0.37	338

1.4 矿石、矿物的元素地球化学

1.4.1 矿石的成矿元素、伴生元素及 REE

小西南岔金铜矿中，主成矿元素为 Cu、Au（表 3-10），Au 平均为 3.5×10^{-6}，Cu 平均为 5.4%，1000Au/Cu 比为 0.42，伴生的主要有益元素为 Ag（Ag 平均为 11.28×10^{-6}），Au/Ag 比为 0.44；除 Ag 之外，还有其它伴生的元素（表 3-10），从高到低依次为 Zn、As、Pb、Bi、Sb、W、Mo、Te、Hg。浓集系列（从小到大）为 Bi→Cu→Au→Te→Ag→As→Sb→W→Pb→Zn→ Mo→Hg。其中：南山矿段 Au 平均为 4.58×10^{-6}，Cu 为 7.7% ，Ag 为 15.21×10^{-6}，Au/Ag 比为 0.44，浓集系列（从小到大）为 Bi→Cu→Au→Te→Ag→As→Sb→W→Pb→Zn→Mo→Hg；北山矿段 Au 平均为 0.97×10^{-6}，Cu 为 0.21%，Ag 平均为 2.11×10^{-6}，Au/Ag 比为 0.43，浓集系列（从小到大）为 Te→Bi→Au→Sb→Cu→As→Ag→W→Mo→Pb→Zn→Hg。

在稀土元素方面，∑REE19.16~29.15$\times10^{-6}$；La/Yb3.79~60.98，变化较大，Sm/Nd0.17~0.22（图 3-4）。

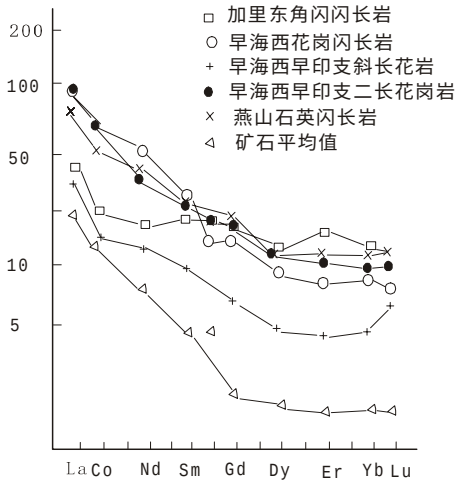


图 3-4 小西南岔金铜矿中矿石与外围岩体 REE 模式图

1.4.2 单矿物的微量元素

在元素分配上，金主要以自然金的形式存在于石英脉以及各种硫化物之中，Cu 主要以块状或细脉状黄铜矿形式出现；Mo、Pb、Zn 分别以辉钼矿、方铅矿、闪锌矿形式出现；Bi、Te 则以辉铅铋矿、辉碲铋矿、自然铋等形式

出现；As 以砷黄铁矿形式产出；Ag 主要以银金矿或类质同象形式产于闪锌矿、方铅矿中。从表 3-11 可看出：磁黄铁矿中 Au 平均含量为 47.78×10^{-6}，Au/Ag 比为 0.40，Co/Ni 为 2.48 黄铜矿中 Au 平均为 8.14×10^{-6}，Au/Ag 比为 0.124，Co/Ni 比为 0.70；黄铁矿中 Au 平均为 $10.9.95\times10^{-6}$，Au/Ag 比为 3.34，Co/Ni 比为 4.15；胶黄铁矿中 Au 平均为 768×10^{-6}，Au/Ag 比为 2.946，Co/Ni 比为 6.1。相比之下黄铁矿和胶黄铁矿中 Au 含量、Au/Ag、Co/Ni 比最大，次之为磁黄铁矿、黄铜矿，这也进一步说明了 Au 的矿化作用与黄铁矿、胶黄铁矿、磁黄铜矿关系密切。

据姚凤良（1990）等人资料，黄铁矿中 Co/Ni 比值在 1~3 之间者，多为岩浆热液矿床；变质热液矿床中黄铁矿的 Co/Ni 比多大于 3，地下水热液矿床及沉积型硫化物矿床中黄铁矿的 Co/Ni 比多小于 1。小西南岔金铜矿床的黄铁矿和胶黄铁矿中 Co/Ni 比变化为 2.3~16.6，其中黄铁矿中 Co/Ni 平均值为 4.15；胶黄铁矿中 Co/Ni 平均值为 6.1。黄铁矿中 Co/Ni 比可能预示着小西南岔金铜矿含热液除岩浆热液外，还有外来热液加入，见表 3-11。

表 3-10　主要硫化物中微量元素含量（$\times10^{-6}$）

元素 / 矿物	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	Co	Ni	Te	Hg	As	Sb	Co/Ni	Au/Ag
磁黄铁矿	5.94	85.36	43900	0	1490	940	350	120	540	20	0	2.7	0.0696
	174	176.8	57400	580	1660	570	440	160	160	150	20	1.3	0.9842
	2.16	24.39	17600	50	380	560	1270	40	140	150	10	0.4	0.0886
	10.80	36.58	14900	0	1570	900	590	30	320	150	10	1.5	0.2592
	46	76		240	870	130	22					6.5	0.6053
黄铁矿	2.7	<1.0	1900	0	140	870	150	40	250	150	10	5.8	>2.70
	219	55	75000	400	1200	50	20					2.5	3.9818
胶黄铁矿	200	140.2	6100	2230	890	1380	590	150	270	700	20	2.3	1.4265
	1431	347.6	6600	320	480	1490	520	110	1900	1600	20	2.9	4.1168
	1410	243.9	4300	1690	440	780	300	9900	230	750	20	2.6	5.7811
	31	74	380	11	270	400	24					16.6	0.4189
黄铜矿	1.08	195.1	331000	40	1630	70	90	20	810	10	10	0.8	0.0055
	3.78	79.27	331000	0	1730	40	30	10	680	80	10	1.3	0.0477
	2.7	115.8	377600	50	1730	20	90	4	1200	150	10	0.2	0.0233
	25	200	2320000	40	1200	170	20					0.5	0.4190

在稀土元素方面，石英中稀土元素的总含量（∑REE）为 2.64~4.95×10^{-6}，（La/Yb）$_N$比为 0.37~1.08，Sm/Nd 为 0.27~0.32。H.B.петровская 等（1985）对前苏联不同类型金矿石中稀土元素特征进行系统分析研究后指出：深部矿床石英中稀土元素具球粒陨石组合型，轻重稀土分异作用不强，（La/Yb）$_N$比约 3.5，成矿物质来源较深；浅部矿床石英中稀土元素特征与地壳岩层相近，轻重稀土分异程度高，（La/Yb）$_N$比为 9.0，矿床形成过程中有地壳物质的加入。小西南岔金铜矿中，（La/Yb）$_N$平均为 0.78，轻重稀土分异不强，故说明该金铜矿床成矿物质来源于深部地壳或地幔的特点。

1.5 流体包裹体类型、成分及成矿条件

1.5.1 流体包裹体类型

小西南岔金铜矿的流体包裹体分为五种类型：①两相气液包裹体，主要分布在矿床、花岗岩和闪长岩的石英中，方解石和闪锌矿中也常见；②两相富气液包裹体，此类型在矿床中部发育；③一相液体包裹体，此类包裹体在各种矿脉中均发育，特别是成矿晚期的石英、方解石中较为常见；④含子晶（主要为 NaCl，少量硬石膏和磁铁矿）多相包裹体，此类包裹体北山段较多；⑤三相含液态 CO_2 包裹体，此类包裹体数量很少。北山矿段的包裹体都很丰富，主要为①型包裹体，其次为③型、②型等包裹体，高盐度多相包裹体较发育，多种包裹体共存，流体包裹体比较大，在 15～35μm，个别达 50μm；南山矿段石英中包裹体丰富，以①型为主，其次为②型，仅在富矿段出现含子晶的多相包裹体，并与①型和③型包裹体共存，流体包裹体比较小，在 10～25μm（表 3-11）之间。

1.5.2 成矿流体温度

大量的流体包裹体测温结果显示，胶黄铁矿－石英阶段的成矿温度>500℃；热液成矿期不同成矿阶段的成矿温度分别为：乳白色石英－黄铁矿阶段 340~430℃；磁黄铁矿－黄铜矿阶段为 220~360℃；黄铁矿－石英成矿阶段为 160~240℃（主要为 180~220℃），石英-方解石阶段为 100~160℃。北山和南山矿段的成矿温度范围大致相同，但北山矿段主成矿阶段的温度区间要高于南山矿段。

表 3-11　矿床的流体包裹体特征

矿段	北山矿段		南山矿段
	第一组	第二组	
类型	Ia 型为主（气液比为 15%~40%），部分III型，少数 II 型和 Ib 型	主要为 I a 型和 II 型,方解石中包裹体为 1a 型和 II 型，气液比为 5%~20%	包裹体丰富，以 Ia 型最发育，其次为 II 型，尚有一些III型和 Ib 型包裹体
子晶矿物	子矿物除 NaCl 外，有 KCl 和硬石膏，子晶体积常大于气泡		子矿物为 NaCl，偶见 KCl
消失温度	消失温度多数高于气相或相当，为 240~396℃，个别大于 500℃		
分布和大小	石英和方解石包裹体都很丰富，尤以前者为多；包裹体约为 10~25μm,多数呈边缘不很整齐的多边形，略显石英负晶状。一般呈群、片分布，或沿一定方向呈带状延伸,也见呈交叉状（剪切裂隙）分布者。	石英包裹体小，一般小于 10 μm,多充填于愈合裂隙中，部分呈群、片分布。单个包裹体呈米粒状、椭球状。方解石包裹体呈方解石负晶状，一般仅 2~5μm。一些包裹体形态不规则，较大（>10 μm），但气液比很小。两者气泡常呈小黑点	富矿脉中包裹体数量多、类型全、个体大（10~25μm）。一般矿物内 Ia 型和 II 型，个体较小（多为 2~8μm）；通常较大的包裹体多呈散群分布（稍早），小包裹体多沿某方向呈片、带状分布（稍晚）；但也有大小近似明显沿两个方向呈带状分布的包裹体，形成受控于本区发育的裂隙构造。
关系	各类包裹体共存，III型包裹体常有集中分布的趋势	共存。部分沿方解石解理分布或沿横穿解理的裂隙分布	包裹体共存，III型包裹体相对集中， 于 Ib 型在一些 Au、Cu 品位较高的富矿地段

1.5.3　流体包裹体的盐度

包裹体的盐度变化大，变化范围为 2.85~56wt%NaCl（表 3-11），其中含子晶的多相包裹体盐度最高，为 27.9~56 wt%NaCl，平均达 38.3 wt%NaCl；两相气液包裹体的盐度较低,为 2.85~23.2 wt%NaCl,平均仅为 9.29 wt%NaCl，其中北山矿段气液流体包裹体的盐度平均为 11.18 wt%NaCl，而南山矿段平均为 8.66 wt%NaCl。上述结果表明，小西南岔矿区的包裹体可分为两大区：一为高盐度高温区；另一为低盐度低温度区，其中高盐度流体为早期的成矿

流体，与岩浆的关系更加密切，而中低盐度流体是高盐度流体与大气水混合的产物。

1.5.4 流体包裹体的成分

石英包裹体的流体相中，主要阳离子为 Na^+、K^+、Mg^+、Ca^+，主要阴离子为 Cl^-、SO_4^{2-}、F^-，并且富集 Cl^-、SO_4^{2-}、Na^+、K^+和贫 F^-、Ca^+、Mg^+为特点，Na^+/K^+平均为 8.97，Cl^-/SO_4^{2-}平均为 1.71，F^-/SO_4^{2-}平均为 0.54，F^-/Cl^-平均为 0.08（李荫清等，1995）。成矿流体中气相组分主要为 H_2O、CO_2、N_2 少量的 CH_4、C_2H_6、H_2 等，说明气相组成属于 $H_2O+CO_2+N_2$ 型。Kerulen 和 Schuiling（1982）认为 N_2 来源有三种：①有机物质的分解；②含钾的矿物（如黑云母等）的分解（矿物中部分 K^+被 NH_4^+替代）；③深部来源（地幔？）的 N_2 的风化作用。Husyon 等（1993）认为，热液中 N_2 的其他来源可能是岩浆流体中的硝酸盐，当氧化的硝酸盐遇到还原性介质时（$2NO_3^*+2H^*=N_2+5/2O_2+H_2O$），放出 N_2。

1.5.5 成矿时的氧逸度、深度与 Au、Cu 迁移和沉淀

小西南岔金铜矿中，矿石矿物主要为黄铁矿（含砷黄铁矿）、黄铜矿、磁黄铁矿；成矿流体中气相组分主要为 CO_2。根据 Ettner 等（1994）的 Fe-S-O 体系的 $\lg f_{O_2}$ 与 pH 图解，可近似地估计出小西南岔金铜矿形成时的氧逸度为 10^{-30}~10^{-34}。根据 J.Hass（1971）深度-温度图以及李荫清等（1995）的研究，初步确定出小西南岔金铜矿床形成时的平均静压力为 5.25~50MPa，按静岩压力与深度的关系（27.8MPa/km），得出本矿床的矿化深度为 188~1799m，为中浅成矿床。

从金铜沉淀时的氧逸度、成矿温度（>240℃），成矿流体的 $Cl^-/F^->1.0$，主成矿阶段金、铜沉淀 pH 为 3.56~6.63 角度分析，Au、Cu 可能主要以氯、硫络合物如$[AuCl_2]^-$、$[AuCl_4]^-$、$[CuCl_2]^-$、$[CuCl_1]^-$和$[Au(HS)_2]^-$、$[AuS]^-$、$[Cu(HS)_3]^-$、CuS_2^{2-}等形式迁移。

1.6 稳定同位素组成

1.6.1 硫同位素组成

对 63 件矿石的磁黄铁矿、黄铁矿、黄铜矿的测定值进行了系统整理，得

出它们的 $\delta^{34}S$ 变化范围和均值分别为：黄铜矿（34 件）d 的 $\delta^{34}S$ 在+2.1‰～+4.8‰之间、均值为+3.8‰；黄铁矿（11 件）的 $\delta^{34}S$ 在+3.1‰～+4.7‰之间，均值为+4.0‰ ;磁黄铁矿(18 件)的 $\delta^{34}S$ 在+2.7‰～+7.2‰之间,均值为+4.4‰。就南北两矿段而言，南矿段黄铜矿的 $\delta^{34}S$ 在+2.1‰～+4.8‰，黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 在+3.1‰～+4.2‰之间，磁黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 为+2.7‰～+7.2‰；北矿段黄铜矿的 $\delta^{34}S$ 在+2.6‰～+3.4‰，黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 在+3.5‰～+4.7‰之间（表 3-12）。

矿床中硫化物的硫同位素平均组成不一定等于沉淀出这些矿物的热液的全硫组成（$\delta^{34}S_{\sum S}$）。热液的性质、矿物中硫同位素组成、成矿过程好的温度、压力、pH 值、矿物的沉淀方式、矿物与热液间的同位素交换作用、热液体系的开放与封闭情况等都会对硫同位素组成产生影响。所以热液全硫的组成应是上述诸多因素的函数。Sakai（1989）指出，$\delta^{34}S$ 富集的相对次序是 SO_4^{2-}>>H_2S=硫化物>S^{2-}，故在 H_2S 占优势的范围内（即低 f_{O_2} 和低 pH 区），热液中沉淀的硫化物将有与 $\delta^{34}S_{\sum S}$ 相近的组成；在 SO_4^{2-} 占优势的高 f_{O2} 和高 pH 区，硫化物同位素组成比 $\delta^{34}S_{\sum S}$ 小得多；在 S^{2-} 占优势的高 pH 区和低 f_{O2} 区，硫化物将有比 $\delta^{34}S_{\sum S}$ 稍高的 $\delta^{34}S$ 值。在极限情况下，即 X_{H2S}>0.99（或 $X_{SO4^{2-}}$>0.99 和 $X_{S^{2-}}$>0.99）的区域中，pH 和 f_{O_2} 的变化都不影响矿物硫同位素组成；若各种硫离子或原子团存在的比例都较大，pH 和 f_{O_2} 的微小变化都会导致 $\delta^{34}S$ 的重大变化。就本矿床而言，矿石矿物组合中只有硫化物，故可看作是一种极限的情况，即热液全硫组成可用近似计算方法求得：

$$\delta^{34}S_{\sum S}=\sum_i X_i\delta^{34}S_i=X_1\delta^{34}S_1+X_2\delta^{34}S_2+\ldots\ldots+X_n\delta^{34}S_n$$

取 X_1 为 30%（黄铜矿所占百分比），X_2 为 10%（磁黄铁矿所占百分比），X_3 为 50%(黄铁矿、胶黄铁矿所占百分比)，则 $\delta^{34}S_{\sum S}$=0.3×3.62+0.5×3.61+0.1×3.93，即热液全硫组成约为 3.28‰，这一值与深源硫组成（0±2‰）相近，硫主要来自较深部位的均一源或未经改造的间接深源。

但是，上述硫同位素数据的变化范围和均值显示，小西南岔金铜矿床的硫同位素变化范围较窄（变异系数为 0.095），具有单一硫源的特征，且黄铁矿与黄铜矿之间的 $\delta^{34}S$ 是平衡分馏（黄铁矿大于黄铜矿），也就是说北矿段相对南矿段的 $\delta^{34}S$‰或 ^{34}S 偏高，可能是流体演化吸收了围岩的 ^{34}S，这一点

与细脉－浸染矿化是一致的，即：矿化过程中含矿流体与围岩的广泛接触所致；黄铁矿中 $\delta^{34}S$ 平均组成稍大于磁黄铁矿和黄铜矿，说明硫同位素在黄铁矿与磁黄铁矿和黄铜矿间的分馏达到了平衡，所以在小西南岔金铜矿中，可用黄铁矿与磁黄铁矿、黄铜矿的矿物对近似的估计形成时的温度。

表 3-12　硫同位素组成表（‰）

含量 / 矿物	黄铜矿	黄铁矿	磁黄铁矿	总计
$2.0\leq\delta^{34}S\leq2.5$	1	0	0	1
$2.6\leq\delta^{34}S\leq3.0$	4	1	0	5
$3.1\leq\delta^{34}S\leq3.4$	6	2	1	9
$3.5\leq\delta^{34}S\leq4.0$	10	2	5	17
$4.1\leq\delta^{34}S\leq4.5$	7	2	2	11
$4.6\leq\delta^{34}S\leq5.0$	3	0	1	4
合计	31	7	9	47
变化范围	2.1~4.5	2.7~4.2	3.1~4.7	
极差	2.4	1.5	1.6	
均值	3.62	3.61	3.93	

1.6.2　氢－氧同位素组成

小西南岔金铜矿中脉石英的 $\delta^{18}O$ 变化范围为 8.33‰~15.22‰（表 3-13），平均为 10.96‰。据 O'Neil 和 Clayton（1964），在 200~500℃条件下，水与石英间氧同位素分馏系数的表达式为：

$$1000\ln\alpha_{石英—水}=3.38\times10^{-6}/T^{2}—3.40$$

其中：$1000\ln\alpha_{石英—水}\approx\delta^{18}O_{石英}-\delta^{18}O_{水}$，利用这一关系，可求出小西南岔金铜矿中 $\delta^{18}O_{水}$ 变化为 1.44‰~8.0‰，平均值为 4.56‰，比正常岩浆水的 $\delta^{18}O$ 值 6.0‰~8.0‰（Taylor，1974）稍低，在 $\delta D-\delta^{18}O$ 图上（图 3-5），投影点落在岩浆水范围附近，可能反映了成矿过程中有大气降水的参与。

表 3-13　小西南岔金铜矿床氧同位素组成

样号	采样地点	$\delta^{18}O_{石英}$‰	$\delta^{18}O_{水}$‰	资料来源
Ⅰ X931	北山 600	8.33	1.44	本文
Ⅱ X932	南山地表	9.43	1.97	本文
ⅢX933	北山金锑矿点	10.63	4.09	本文
X564—2（2）	北山 564	8.85	4.5	本文
XⅢ18—6	南山三中	10.82	5.54	本文
4015	南山四中	15.22	8.0	吴尚全（1986）
4037	南山四中	13.47	6.4	吴尚全（1986）

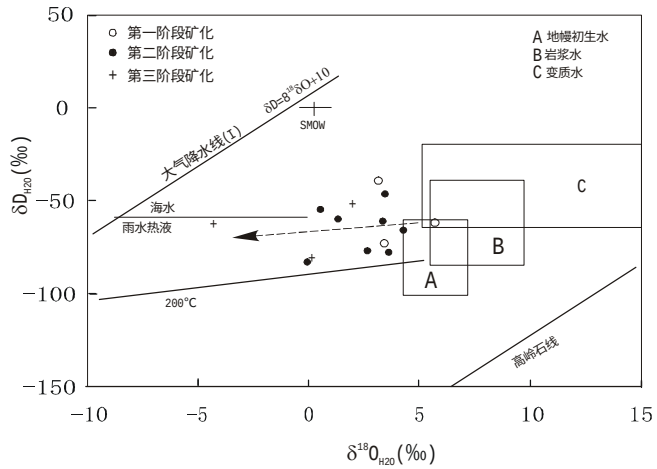


图 3-5　小西南岔金铜矿床氢－氧同位素图解

1.6.3　碳－氧同位素

该矿床的碳氧同位素较复杂，共获得 4 件石英、6 件方解石及其流体包裹体的碳、氧同位素的系统测试数据，换算为 $\delta^{18}O_{H2O}$ 后的值和 $\delta^{13}C_{CO2}$ 的特征为：RCQ 阶段石英流体包裹体的 $\delta^{18}O_{H2O}$ 为+3.5‰～+4.2‰，$\delta^{13}C_{CO2}$ 为-5.6‰～-3.5‰、均值为-5.4‰，QCS 阶段的 $\delta^{18}O_{H2O}$ 为+0.1‰～+2.0‰，$\delta^{13}C_{CO2}$ 为-5.6‰～-3.5‰；QCS 阶段方解石的 $\delta^{18}O_{H2O}$ 为+0.3‰～+11.39‰，$\delta^{13}C_{PDB}$ 为-8.8‰～-5.3‰；QCS 阶段方解石的 $\delta^{18}O_{H2O}$ 为-4.3‰，$\delta^{13}C_{CO2}$ 为-6.8‰。

为了进一步揭示其含矿流体的来源和演化，将上述 7 组数据投影在图 3-6

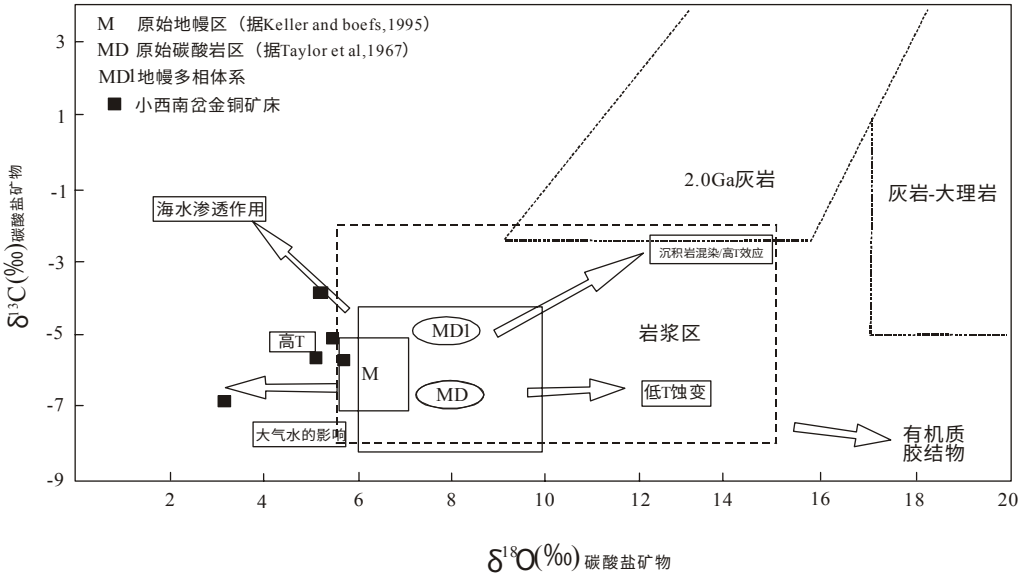


图 3-6 小西南岔金铜矿床 $\delta^{13}C_{PDB}$- $\delta^{18}O_{SMOW}$ 图解

上进行定性分析，投影结果显示：成矿阶段的石英－流体包裹体的 1 个成分点落在原始地幔源区，3 个成分点落在原始地幔源区的右上方，后者相对原始地幔而言，^{18}O 偏低、^{13}C 偏高，成分点排列特征与原始地幔－海水渗透作用趋势近于平行；方解石－流体包裹体的成分点较分散，其中仅 2 个成分点落在原始地幔区和原始地幔区的右侧，其余多数成分点落在地幔－大气水演化线上。从均一温度角度分析，中高温阶段的流体具有明显的原始地幔性质，中低温阶段有明显大气水加入，即含矿流体的碳是幔源为主，晚期或在 210℃左右曾发生过与大气水的强烈混合作用。

1.6.4 铅同位素

较可信的 6 件普通铅同位素测试资料显示，黄铁矿（3 件）的 $^{206}Pb/^{204}Pb$=18.103～18.388、$^{207}Pb/^{204}Pb$=15.405～15.590、$^{208}Pb/^{204}Pb$=37.888～38.184，μ 值分别为 8.52～8.79；方铅矿的（3 件）$^{206}Pb/^{204}Pb$=18.294～18.351、$^{207}Pb/^{204}Pb$=15.462～15.493、$^{208}Pb/^{204}Pb$=37.007～38.043，μ 值为 8.70～8.76；这种特征明显不同于中国东部陆缘金矿床（如胶东）。

目前尚无精确的资料揭示该矿床的 U、Th 含量，我们假定该矿床矿石或

硫化物的 U、Th 含量是低的，那么从成矿（123.35～127.8Ma）到现在因 U、Th 衰变产生的放射成因的铅完全可以忽略不计，可以用表面同位素比值分析其成因环境。将它们的比值投影在 $^{206}Pb/^{204}Pb-^{207}Pb/^{204}Pb$ 源区构造环境判别图上（图 3-7），3 个成分点落在原始地幔区，其余三个成分点分别落在 MORB、下地壳以及原始地幔区下方；在 $^{207}Pb/^{204}Pb-^{208}Pb/^{204}Pb$ 图解上，成分点落在 I-MORB 区域；结合 μ 值变化区间，可进一步间接判断成矿物质来源 I-MORB 性质的地幔或弱富集的原始地幔源区，仅有部分下地壳物质参与。

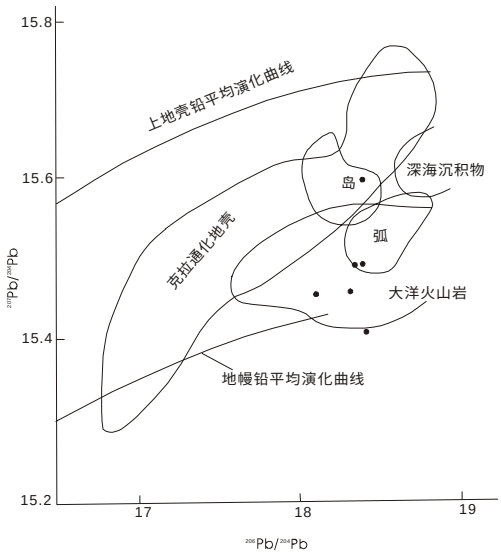


图 3-7　铅同位素 $^{207}Pb/^{204}Pb-^{206}Pb/^{204}Pb$ 环境图

1.7　成矿时代

有关该矿床的成矿石代，曾有两种看法：①认为成矿时代为海西晚期（何耀宗等，1984）；②成矿为燕山早期（刘文达等，1984；邹祖荣等，1989；孟庆丽等，2001）。

后者基于伴生脉岩为燕山期，用 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 快中子活化法及测得的小西南岔 11 号矿体含 Au、Cu 石英脉中的石英流体包裹体的 Ar－Ar 等时线年龄为为 123.35±0.8Ma，且这一年龄与金沟岭组火山岩的固结就位年龄具有高度的一致性。

本次对该矿床的赋矿围岩和与成矿伴生脉岩进行了年代学研究，获得围岩闪长岩－石英闪长岩的锆石 U－Pb 年龄为 270~260.2Ma，切割黄铜矿矿脉的安山玢岩锆石 U－Pb 年龄为 102.1±2.2Ma，细粒闪长岩的锆石 U－Pb 年龄为 123.45±2.2Ma；因此，初步确定含矿流体的上升的年龄为 123Ma，最终定在 102Ma 之前。

2 农坪富金铜矿床

农坪金铜矿床位于吉林省珲春市哈德门乡境内，处于延吉—图们—马滴达东西向大断裂与三道沟北北西向断裂带的交汇处。

2.1 矿区地质概况

与小西南岔矿区地质概况基本一致，矿区内出露的地层有古生代五道沟群（图 3-8）和二叠纪柯岛组和开山屯组，中生代中侏罗世—早白垩世火山岩以及零星出露的第三纪碎屑沉积。出露的岩浆岩以海西期和燕山期为主，海西期为斜长花岗岩和黑云母斜长花岗岩，呈大岩基产出，分布在矿区北部，燕山期为花岗闪长岩体，呈小岩株状分布于二叠系变质岩中，在矿区 15km^2 范围内已查明有十个大小不等的超浅成含矿岩体，且在小岩体形成之后，又有一些脉岩侵入燕山期小岩体中，其中以闪长玢岩、石英闪长玢岩为主。

矿区超浅成含矿岩体以 II 号最大，岩体 K-Ar 年龄为 157.27Ma，呈北西向展布的椭圆体产出，岩体长约 2000m，宽约 400m。岩体具有明显的相带，从中心相—过度相—边缘相岩体岩性一次为斑状花岗闪长岩、花岗闪长斑岩、花岗闪长斑岩，相带之间呈渐变过渡关系；岩石化学表现 Si_2O、Al_2O_3、Fe_2O_3、MgO 由中心相到边缘相略有增加的趋势（表 3-14）。

在断裂构造方面，矿区最大的断裂有两条，分别为东西向珲春河断裂和二部落-塔子沟断裂（塔子沟至农坪段为北西向，农坪至塔子沟段为东西向）。另外还有次一级的 NW 向断裂，主要发育在岩体内部，是主要的控矿构造。区内 NE 向断裂规模小，具压扭性特点。II 号岩体内的 NE 向断裂中尚未发现矿体或矿化。

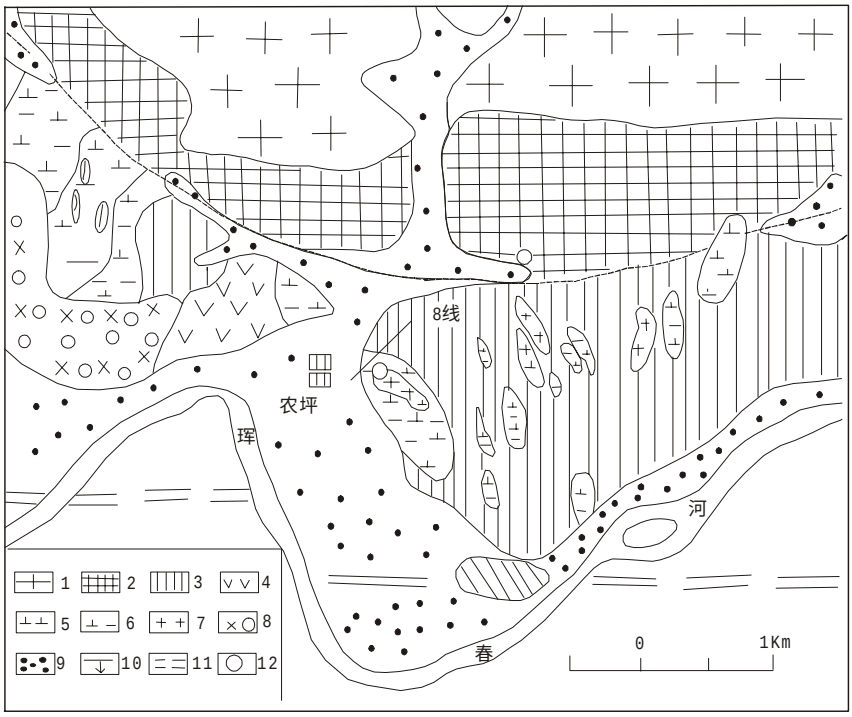


图 3-8　延边地区农坪金铜矿区地质图

1.早海西斜长花岗岩；2.古生代五道沟群；3.二叠系；4.J_3t-K_1j 火山岩；
5.海西期闪长岩；6.中晚燕山花岗闪长岩；7.中晚燕山斑状花岗闪长岩；
8.第三系；9.第四系；10.断层；11.东西向大断裂；12.金铜矿点

表 3-14 农坪岩体不同相带岩石氧化物含量（wt%）

岩石名称	相带	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
花岗闪长斑岩	边缘	68.53	0.34	15.98	1.00	2.05	0.03	1.50	3.78	4.13	1.69	0.14
花岗闪长斑岩	过渡	68.02	0.33	15.76	0.90	2.14	0.03	1.48	3.80	3.85	2.29	0.14
斑状花岗闪长岩	中心	67.70	0.37	15.42	0.87	2.27	0.04	1.48	4.09	4.06	2.26	0.15

2.2　矿床地质

该矿床产在 II 号岩体内部的走向 320°、倾向 NE、倾角 65°～70°的断裂带内，与 NW 向断裂的产状一致，这于区域上金铜控矿构造体系一致。

2.2.1　矿体产状、规模及品位

区内已初步圈出 6 个主要金矿体，3 个铜矿体，均为隐伏矿体，矿体总走向为北西向（表 3-15）。

表 3-15　矿床产状、长度、厚度、品位统计表

矿体	编 号	产　状	长度、厚度	品　位
金矿体	Ⅰ-1 号	走向 320°，北东倾，倾角 65°，呈脉状	①段：长 250m，延深 50m，平均厚度 1.41m，，该矿体距地表最近距离 210m，中心标高-100m	金平均品位 4.65×10^{-6}，最高品位可达 19.75×10^{-6}。伴生铜品位 0.21%
			②段：Ⅰ—1—0，Ⅰ—1—1，Ⅰ—1—2 三条平行小矿体，Ⅰ—1—0 矿体长 100m，延深 50m，平均厚度 2.64m；Ⅰ—1—1 矿体规模同Ⅰ—1—0，平均厚度 1.36m。上述两矿体距地表最小距离 95m。Ⅰ—1—2 是一条小矿体，厚度 1.65m	金平均品位 7.97×10^{-6}，最高 54.64×10^{-6}，伴生铜品位 0.10%； 金平均品位 11.41×10^{-6}，最高 28.64×10^{-6}，伴生铜品位 0.09%； 金品位 4.21×10^{-6}。
	Ⅰ-2 号	走向 320°，北东倾，倾角 60°	长 280m，延深 160m，平均厚度 1.46m，距地表最近距离 170m。矿体中心标高-100m	金平均品位 18.86×10^{-6}，最高品位 51.46×10^{-6}，伴生铜平均品位 0.05%
	Ⅲ号	矿体走向 315°， 倾向北东，倾角 65°左右	①段：长 120m，延深 280m，距地表最近距离 45m	平均厚度 0.92m，平均金品位 5.90×10^{-6}，最高品位 6.69×10^{-6}
			②段：长 40m，延深 65m，平均厚度 1.57m，距地表最近距离 35m	金平均品位 17.90×10^{-6}，最高品位 18.29×10^{-6}，伴生铜品位 0.23%
	0-1 号	走向 312°，北东倾，倾角 60°左右。	长 160m，延深 130m，平均厚度 1.86m，距地表最近距离 185m	金平均品位 3.23×10^{-6}，最高品位 3.68×10^{-6}
	0-2 号	走向 312°，北东倾，倾角 60°	①段：长 40m，斜深 40m，厚度 1.79m，距地表最近距离 227m	金平均品位 6.54×10^{-6}，伴生铜平均品位 0.21%
			②段：长 46m，斜深 60m，厚度 5.14m	平均金品位 5.77×10^{-6}
	5 号	矿体呈北西带状、宽脉状展布	延长 450m，厚 1.15~47.70m，平均厚 24.42m	铜品位 0.42%~1.62%，平均 0.45%。计算 E 级铜金属量 12940t
	6 号	矿体呈北西向带状展布，走向 320°，倾向北东，倾角 60°~70°。	矿体长 650m，厚 1.68~24.90m，平均 11.03m	计算 E 级铜金属量 17485t，铜品位 0.64%~1.19%，平均 0.99%。其中已计算出 D 铜金属量 6445t，铜平均品位 1.00%

金矿体以脉状为主，局部呈枝叉状，从详查区中选取Ⅰ-1 号、Ⅰ-2 号、Ⅱ号三条主矿体，已探明金工业储量 3 吨，普查储量 8 吨，分别计算了品位和厚度变化系数，结果如下表（表 3-16）。

铜矿体呈浸染状、细脉浸染状赋于花岗闪长斑岩体的面状黑云母化蚀变带中，圈出三条脉型铜矿体。

表 3-16　矿体品位、厚度变化系数统计表

矿体号	品位变化系数	厚度变化系数	有用组分分布程度	稳定程度
Ⅰ-1	156	67	不均匀	较稳定
Ⅰ-2	123	71	不均匀	较稳定
Ⅱ	141	52	不均匀	较稳定

2.2.2　矿石矿物组成、组构及矿化期次

矿石矿物组成主要为黄铁矿，其次为黄铜矿、辉铋矿、辉碲矿、方铅矿、闪锌矿等；脉石矿物主要为石英和方解石等。矿石以浸染状、细脉状、显微网脉状为主，少量角砾状。矿石结构为半自形粒状、交代结构等。矿石矿物简单，主要矿物组合有黄铜矿、黄铁矿、自然金和银金矿，有少量辉钼矿、方铅矿和闪锌矿。根据矿化特征可分两个矿化期，即且原生热液期和次生氧化期，而原生矿化期划分为四个成矿阶段（表 3-17）。

其中，热液成矿期形成以金为主的脉状金、铜矿体，是该区的主成矿期，矿石矿物以黄铜矿、黄铁矿、银金矿为主，有少量辉钼矿、方铅矿、闪锌矿、自然铋、辉铋矿、胶黄铁矿、磁黄铁矿、毒砂。表生成矿期形成次生铜矿体和大型砂金矿床。根据矿物组合特征和相互关系可将原生矿化期划分为四个成矿阶段：

石英-辉钼矿-胶黄铁矿-电气石阶段：形成细脉浸染状硫化胶黄铁矿、黄铜矿、毒砂等。

石英－黄铁矿－黄铜矿阶段：该阶段形成硫化物石英脉，硫化物以磁黄铁矿、黄铜矿为主，少量方铅矿、闪锌矿、黄铁矿、银金矿等。

多金属硫化物阶段：该阶段形成团块状硫化物，主要矿物为磁黄铁矿、黄铜矿，少量黄铁矿、闪锌矿、辉碲铋矿、辉铋矿、自然金等矿物。

石英方解石阶段：形成细脉状方解石脉以及石英方解石脉，含少量黄铁矿等。

表 3-17　矿物生成顺序表

矿化阶段 / 矿物名称	石英-辉钼矿-胶黄铁矿-电气石	石英－磁黄铁矿－黄铜矿	多金属硫化物	石英－方解石
黄铁矿				
黄铜矿				
方铅矿				
闪锌矿				
辉钼矿				
辉碲铋矿				
辉铋矿				
胶黄铁矿				
磁黄铁矿				
毒　砂				
石　英				
自然金				
电气石				
方解石				

上述阶段，后阶段叠加在前阶段之上，特别是多金属硫化物阶段和石英方解石阶段阶段叠加，形成了工业富矿体。

2.2.3　金的成色及其赋存状态

农坪金铜矿床汇总金以自然金为主，金的成色 878~977，平均为 920。金主要以包裹金、粒间金、裂隙金形式产在黄铜矿、黄铁矿、辉铋矿、辉碲矿等硫化物和石英之中，或产于硫化物与石英的粒间，金多呈粒状、不规则粒状、树枝状产出，金的粒度为 0.01~0.67mm。

2.2.4　围岩蚀变

矿区围岩蚀变强度较低，且分布不均匀。大体可以分为三期：早期围岩蚀变带以黑云母化、黄铁矿化为主，呈面状分布；脉状矿体定位期围岩蚀变为硅化、黄铁矿化、电气石化、绢云母化、绿泥石化为主，呈线状分布；晚期围岩蚀变以黄铁矿化、薄膜状碳酸盐化、沸石化、绿泥石化为主。早期围

岩蚀变与铜矿化关系密切，脉状矿体定位期围岩蚀变与金矿化关系密切，晚期蚀变标志金、铜矿化结束。

2.3 矿石成矿元素、矿物成分特征

农坪金铜矿床的脉状金矿体中，主成矿元素为 Au、Cu，与之相伴生的微量元素有 Pb、Zn、Ag、Sb、As、Ni、Co、Bi、Te 等。矿石中 Au 平均为 6.1×10^{-6}，Ag 平均为 2.83×10^{-6}，Cu 平均为 0.053%，Pb 平均为 30×10^{-6}，Zn 平均为 130×10^{-6}，As 平均为 160×10^{-6}，Bi 平均为 380×10^{-6}，Sb 平均为 60×10^{-6}。Au/Ag 为 2.15。从矿石矿物中微量元素的组成（表 3-18）可看出，黄铁矿、黄铜矿中 As、Ag、Bi 的含量均较高，Co/Ni 比在 1.25~2.66 之间。就其含金、银性来讲，黄铜矿中 Au、Ag 含量比黄铁矿高，且细粒黄铁矿中 Au、Ag 比粗粒黄铁矿高。

表 3-18 单矿物成分表（$\times10^{-6}$）

矿物	Fe	Cu	Zn	Pb	Ni	Co	Au	Ag	Bi	Sb	As	Te	Hg	Co/Ni
粗粒黄铁矿	457000	229	2211	50	50	133	0.75	23.50	20	7.5	132.5	1.3	0.25.	2.66
细粒黄铁矿	458800	128	1471	150	48	71	4.41	32.50	37.5	82.5	1068	3.6	0.25	1.48
黄铜矿	323000	243900	6063	100	57	71	13.1	93.50	49.6	10.8	1085	13.8	0.50	1.25

2.4 稳定同位素

仅获得矿石硫化物的硫同位素测定值，它们的 $\delta^{34}S$ 为 2.21‰~4.96‰，平均为 3.29‰，与上地幔硫同位素组成接近。

2.5 成矿温度

爆裂法测得包裹体的爆裂温度在 300~320℃之间，矿石矿物组合中出现辉钼矿、辉铋矿等中高温矿物，表明该矿床属中高温矿床。

2.6 成矿时代

目前，尚未得到农坪富金铜矿床的矿体的直接年龄数据，但是其矿化特征与小西南岔富金铜矿床基本一致，且处于一个成矿带上，矿区内同样发育中生代浅成闪长玢岩、石英闪长玢岩、英安斑岩；获得其赋矿围岩浅成花岗闪长斑岩的 K—Ar 年龄为 157.27Ma（孟庆丽等，2001）。因此，我们认为

该矿床的成矿时代应与小西南岔富金铜矿床的一致。

3 成矿模式

大洋板块快速斜向俯冲，形成一系列大型走滑剪切深大断裂带，这些断裂带可深达上地幔乃至切割岩石圈。当深源流体及气体状态 Au、Ag、Cu 等元素随地幔热柱向上运移到较浅部位，一部分气体转变为液相，形成气液混合相的幔源混合流体，到 80~100km 深时，由于其热力和能量使地幔岩石部分熔融，因此含矿热液应是深源含矿流体与地幔岩部分熔融产生初始玄武岩浆过程中分离出来的含矿地幔气液流体的混合。地幔岩石部分熔融增加了成矿物质，并沿火山通道网络向上运移，岩浆多旋回喷发、多期次侵入，后期富含成矿物质的次火山岩和含矿热液的持续上侵，交代次火山岩体而成矿。

矿体均产在中酸性斑岩体内，围岩蚀变呈面型，有高温的黑云母化和钾长石化，有中温的绢云母化和硅化，还有泥化蚀变；矿石以细脉状、浸染状构造为主，少量角砾状；根据围岩蚀变、矿石矿物组合及矿床地质地球化学特征判断，这类矿床应为斑岩型富金铜矿床（图 3-9）。

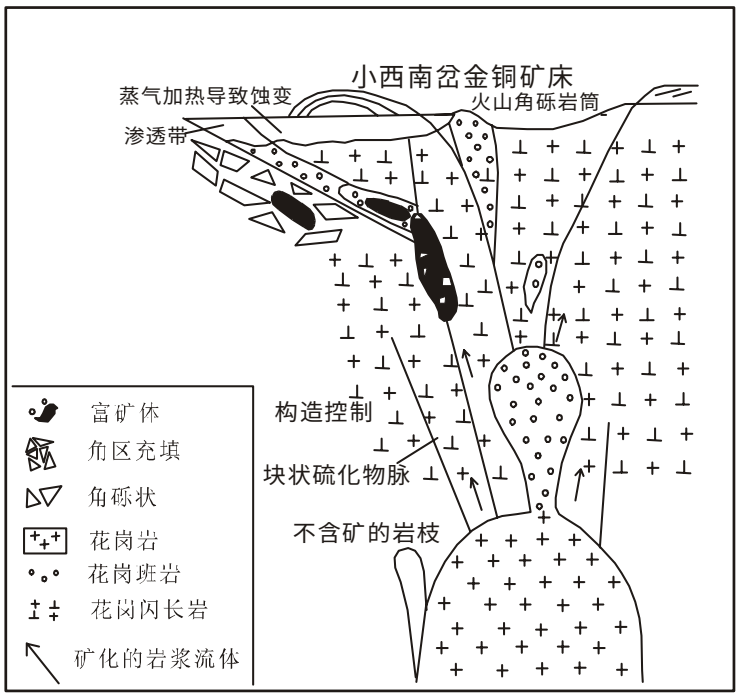


图 3-9 斑岩型富金铜矿床成矿模式图

这类矿床产在隆起带上，成矿热液中水主要来自岩浆成因水，成矿物质以地幔来源为主。

第二节　浅成热液高硫化型矿床

该类型矿床包括硫化物石英脉型（闹枝铜金矿床、富岩铜金矿床等）、含硫化物细脉浸染（九三沟铜金矿床、苍林、金沟岭小型铜金矿床等）、隐爆角砾岩＋硫化物石英脉复合型（杜荒子小型铜金矿床、西大坡小型铜金矿床等）等，现将其代表性矿床分述如下。

1　闹枝铜金矿床

该矿床位于吉林省汪清县境内，地处在敦化—杜荒岭和新合—马滴达两条东西断裂带控制的牡丹岭—春化隆起的中部，延边地区汪清县百草沟乡境内，处在大石头—大北城东西向深断裂带与嘎呀河北西向大断裂带交汇处。

1.1　矿床地质背景

该区出露的地层有中侏罗统屯田营组，岩石组合为安山岩、英安质角砾凝灰熔岩；次辉安山岩、次角闪安山岩；花岗闪长斑岩、黑云辉石闪长岩等，以及晚侏罗统金沟岭组火山岩—次火山岩，岩石组合为玄武安山岩、辉石安山岩；次辉石安山岩、次角闪安山岩、次斜长安山岩；钾长辉石闪长岩等；侵入岩主要有晚古生代石英闪长岩－花岗闪长岩－二长花岗岩（270~260Ma，本文），中生代侵入岩为似斑状黑云母斜长花岗岩（124Ma，吉林地矿局六所，1990）和花岗细晶岩（花岗斑岩）等（图3-10）。

矿区内大面积出露在是海西期的花岗闪长岩、中侏罗—早白垩世火山岩，少量早印支期二长花岗岩分布于矿区东部，并发育闪长玢岩和次安岩脉；断裂构造发育，主要有北西、南北、东西、北东向断裂，控制了岩体和矿体分布。容矿构造以北西向为主，其次为北北西向。总体倾向南西 180°～230°，少数容矿断裂走向为东西向（7 号矿脉）、北东东向（20 号矿脉）；矿区内已发现控矿断裂九条，其中 10 号、9 号、1 号、11 号、12 号和 20 号矿化蚀变断裂带分布在矿区的北东部，而 7 号、6 号、5 号和 4 号矿化蚀变断裂带分

布于矿区的西南部，容矿构造的具有多期活动特征，如 10 号断裂，我们观察到至少有 5 次活动。

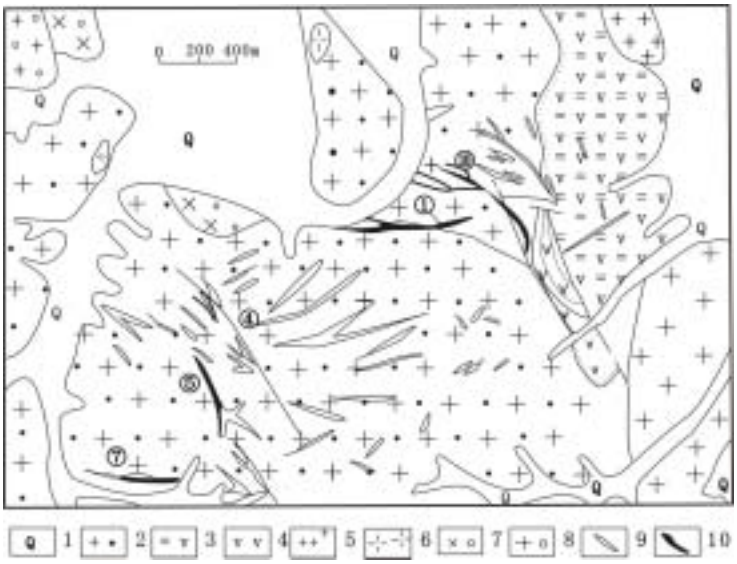


图 3-10　延边闹枝金铜矿区地质图

1-第四系；2-早海西花岗闪长岩；3-金沟岭火山岩；4-屯田营火山岩；5-二长花岗岩；6-花岗闪长斑岩；7-石英闪长岩；8-斜长花岗斑岩；9-闪长玢岩；10-矿体及编号

第一次，以形成各个容矿断裂破碎矿化蚀变带为特征，走向北西西舒缓波状断裂面和挤压片理面上蚀变强烈，断裂面一般倾向南，倾角有缓（25°～30°）、有陡（70°～75°），以扭性为主兼压性力学性质，破裂面属平面破裂变形，为北北东—南南西方向的水平挤压，它整体上控制了矿区面型蚀变作用。

第二次，断裂走向主要为北西西向和北西向，为张扭性和张性，控制了第一成矿阶段黄铁矿—石英脉的分布和围岩中线性展布的黄铁绢英石化作用。脉中常包有早期蚀变岩角砾。

第三次，继承性活动，将矿化蚀变岩破碎成宽窄不一，膨大收缩的岩条和豆条和豆荚状、透镜状和浑圆状构造角砾岩，并控制了含少量金属硫化物石英脉及贯入的含矿热液将构造角砾岩浸没交代。

第四次，以在矿体两侧常发育的 1～2cm 厚的黑色断层软泥（富含金）为特征，并且富含多金属硫化物石英脉，多产在派生裂裂隙内，或以支脉产

出，主脉与支脉产状大体相近，为压扭性或压性断裂。前者走向 340°～350°，倾向 SW，倾角 50°～55°。

第五次，以断裂被石英方解石脉充填、穿切多金属硫化物矿体为特征，一般宽 0.2～2cm，最宽可达 5cm。从接触带向围岩，裂隙规模逐渐减小，脉体逐渐变窄，走向 340°，倾向 SE，倾角 50°～60°，脉壁光滑，沿走向及倾向均呈舒缓波状，具明显的膨缩现象，亦为继承性的压扭断裂。

以上特征显示，容矿构造具有明显的类似“断层阀”作用的活动效应。

1.2 矿床地质

据目前勘探结果，该矿床有九条含金性较好的矿化蚀变带（表 3-19）。其中，10 号含金蚀变带规模最大，含金性最好；已圈出三个工业矿体（10-1 号、10-2 号、10-3 号）；9 号含金蚀变带规模较小，但局部含金性较好，圈出一个工业矿体。

1.2.1 构造破碎蚀变带与矿化的关系

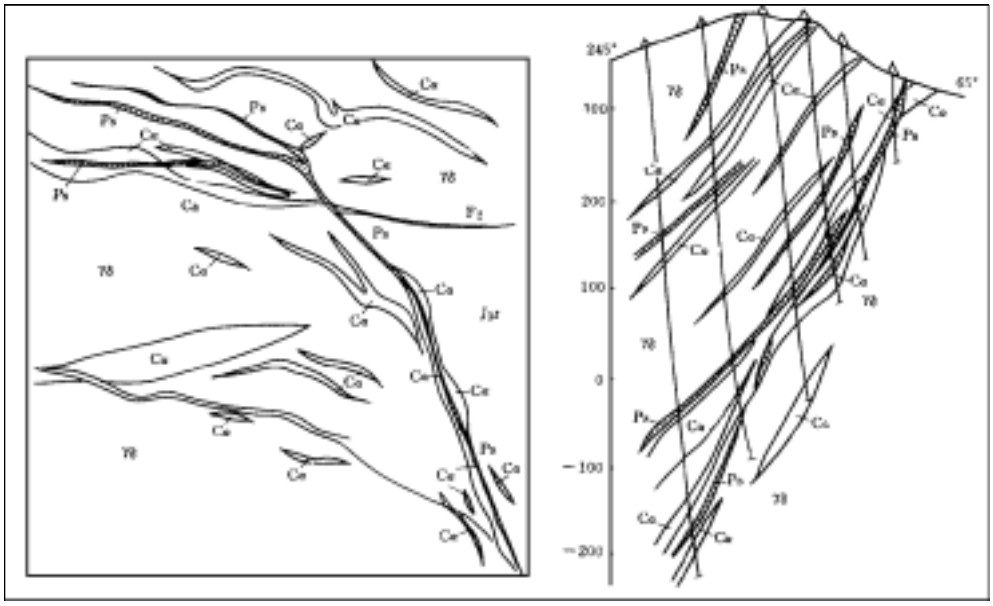
10 号含金破碎蚀变带（图 3-11）：它呈北西—南东向展布，产状以 72 线为界，其北西段倾向为 200°～235°、倾角 50°～65°，南东段倾向为 235°～245°、倾角 60°～65°；呈脉状分布在矿区中部火山岩出露区附近的花岗闪长岩中，空间上与次安山岩脉关系密切，围岩主要是花岗闪长岩和次安山岩，地表走向长度大于 1000m，延深大于 500m，厚度变化较大，一般 1～3m，最厚 12.3m，最窄处只有几十厘米；该带具有分枝复膈现象，较大的分枝有 10-2 号和 10-3 号。沿走向和倾向均呈舒缓波状，局部膨缩现象明显。10-1 号、10-2 号、20-3 号矿体产状与其所赋存的该含金破碎蚀变带产状基本一致。

9 号含金破碎蚀变带：位于 10 号脉北西段上盘的花岗闪长岩中，空间上与次安山岩脉关系密切，沿走向越往北西与 10-1 号矿体间距越大，最大水平间距 90 余米；蚀变带走向长 350m，宽 0.4～2.1m，最大延深 200m；该含金破碎蚀变带走向近南北，倾向 180°～190°，倾角 60°～70°，9-1 号矿体产于该含金破碎蚀变带中。

11 号含金破碎蚀变带：位于 10 号脉北东方向约 280m 处，地表长度较大，走向北西，基本上与 10 号脉平行；在其北西延伸部位矿化较好，Au 品位为

表 3-19　闹枝铜金矿床含金破碎蚀变带特征简表

矿体编号	规模（m）			产状			金品位（$\times10^{-6}$）	矿体特征	评价
	长	宽	深	走向	倾向	倾角			
10	1020	一般 0.8～12	>450	NW	西段 200°～235° 东段 235°～245°	50°～60° 60°～65°	10-1 号脉变化范围 0.1～74.48，一般 2～10	10-1 号、10-2 号、10-3 号矿体产于该含金破碎蚀变带。10-1 号矿体最大，总的呈脉状，具尖灭、再现、分枝复合现象。	C 级：916kgC+D 级：462kg
9	350	0.4～271	>200	EW	180°～190°	60°～70°	0.1～7.99		Au：98kg；Ag：235kg
5	900	1.0～2.0	>267	NW	220°～230°	40°～50°	0.24	矿脉稳定且连续、具膨缩分枝复合现象，蚀变为硅动绢云母化、绿泥石化、碳酸盐化及黄铁矿化	没有进一步工作的价值
7	650	0.5～1.5	>160	EW	325°～20°	14°～34°	0.12～0.4，最高为 4.2	脉矿具分枝、复合现象，脉体与围岩界线清楚，蚀变有：硅化绢云母化、及黄铁矿化，其次为碳酸盐化和绿泥石化。	没有进一步工作的价值
4	400	01.40～3.80		NW	SW	42°～65°	0.02～0.4，最高为 4.2	矿体呈膨缩现象，与围 岩界线清楚，蚀变为硅化、绢云母化、碳酸盐化、绿泥石化及黄铁矿化	没有进一步工作的价值
6	200	0.1～0.2		NW	45°～55°	30°～45°	0.25～3.07，最高为 8.03		
1	1000	0.3～6.5	>200	NW	200°～210°	50°～60°	0.05～0.24 最高为 1.19	蚀变为硅化、绢云母化、绿泥石化、黄铁矿化	已发现工业矿体，有进一步工作的价值
11	600	0.3～6.5	>200	NW	200°～220°	50°～70°	0.1～0.56 最高为 1.66	硅化、绢云母化、绿泥石化及黄铁矿化	已发现工业矿体，有进一步工作的价值
20	500	02～3	>40	NW	320°	27°～67°	4.25，最高为 8.63	硅化、绢云母化、黄铁矿化、绿泥石化、碳酸岩化	有进一步工作的价值



10 号矿脉地平面图　　10号矿脉76 勘探线剖面图

$\gamma\delta$- 花岗闪长岩；Cα-次安山岩；J_3t-火山岩；Ps-含金破碎蚀变带

图 3-11　10 号矿脉平面图、勘探线剖面图

0.4×10^{-6}，但 Cu、Ag 高，分别达 1.16%和 49.50×10^{-6}；倾向 200°～220°，倾角 50°～70°，走向上膨缩、分枝复合、尖灭再现之现象明显，含金量最高为 1.66×10^{-6}。

1 号含金破碎蚀变带：位于 10 号脉南部，走向上北西段与 10 号脉距离较大，最大间距 360m 左右，向南东方向与脉体汇合；沿走向长 1000m 左右，宽 0.3～6.5m，延深大于 200m，走向北西西，倾向 200°～210°，倾角 50°～60°，总体向南东侧伏，侧伏角 40°左右；中间膨大两端变窄，呈不规则脉状，出现分枝、复合、尖灭再现之现象；金品位一般 $0.05\sim0.24\times10^{-6}$、最大可达 1.19×10^{-6}，圈不出工业矿体。但根据其向南东侧伏的特点，尤其是在与 10 号脉交汇的部位，可能存在着隐伏矿体。

5 号含金破碎蚀变带：呈脉状分布在矿区西南部的花岗闪长岩中，空间上与次安山岩脉关系密切；该带走向稳定且连续，沿走向和倾向均具膨缩、分枝复合及舒缓波状特点。呈北西向展布，倾向 220°～230°，倾角 40°～50°，其走向长 900m、延深大于 260m，厚度一般 2～3m，最厚可达 18m。可以分

别圈出长 130m、厚 lm、金品位平均为 1.3×10^{-6}（矿体延深较小）的金矿体和长 80m，厚 7.7 m 的铜矿体，铜品位平均为 0.3%，矿体延深较小，但该破碎蚀变带银含量较高，可以单独圈出工业矿体。上述矿（化）体均产于破碎变带之中，与其所赋存的破碎蚀带产状基本一致。

20 号含金破碎蚀变带：产于矿区东部火山岩与花岗闪长岩的断层接触部位及其附近，主要围岩为花岗闪长岩、次安山岩和火山岩；沿走向呈舒缓波状，空间上切割次火山岩并与之关系密切；呈北东向展布，倾向 320°，倾角 27°～67°，走向长度近 500m，宽 2～3m，延深情况不详（因深部无工程控制）。地表金含量最高可达 8.63×10^{-6}，平均 4.254×10^{-6}，地表矿体控制长度为 400m，矿体厚度平均 0.775m，推断延深 40m。

1.2.2 矿体的形态、产状及规模

目前，该矿床共圈出四个工业矿体，现将它们的特征分述如下：

10-1 号矿体：产于 10 号含金破碎蚀变带中的主要矿体，其金储量占闹枝铜金矿床总储量 96%。呈北西一南东方向展布。其产状以 72 线为界，西段走向 290°～325°，倾向 200°～235°，倾角 50°～60°。东段走向 325°～335°，倾向 235°～245°，倾角 60°～65°，该矿体总体向南东方向侧伏，其侧伏角为 50°～55°。矿体沿走向长 450m，延深 560m，厚度 0.38～12.35m，一般 1～2m，厚度变化系数为 159.64%，赋存标高 361～87m，矿体呈不规则脉状，局部呈饼状。沿走向和倾向均具有膨缩、分枝复合、尖灭再现之现象。

10-1 号矿体：该矿体厚度为 0.38～12.35m，矿体总体上北西段薄，南东段厚。矿体等厚线长轴方向与矿体的侧伏方向基本一致。局部矿体厚度变薄（小于 lm），根据矿体空间上具有膨缩的特点，可以推断向南东方向侧伏延伸部位矿体有增厚的可能。

10-2 号矿体：位于 10-1 号矿体南东段顶板，矿体产于花岗闪长岩中的 1n 号含金破碎蚀变带内，是 10-1 号矿体的分枝矿体。矿体赋存标高为 159m～2m。该矿为盲矿体，矿体沿走向长 150m，延深 230m 厚度为 0.6～1.92m，平均为 1.47m，厚度变化系数为 50.7%（属较稳定之矿体）。矿体呈脉状，形态较规整，在垂直纵投影图上呈似矩形沿走向和倾向均具有膨缩现象，并呈舒缓波状。矿体走向 325°～350°，倾向 235°～260°，倾角 40°～50°，矿体

呈水平分布。

10-3 号矿体：位于 10-1 号矿体北西的底板，是 10-1 号矿的分枝矿体，走向北西西。与 10-1 号的矿体的北西西段近于平行，倾向南南西，倾角 50°~70°。该矿体平均品位为 7.43×10^{-6}，最高可达 40×10^{-6}。

9-1 号矿体：产于 10-1 号矿体北西段的顶板花岗闪长岩中的 9 号含金破碎蚀变带内，沿走向 往西北与 10-1 号矿体间距变大，最大可达 90 余米，工业矿体标高在 174～257m，矿体长 45m，厚度在 0.48~0.75m，最大厚度可达 2.34m，矿体呈似透镜状，与 9 号含金破碎蚀变带一致。

1.2.3 矿石矿物组合及矿化阶段

闹枝铜金矿床的矿石中除石英、绢云母和少量方解石脉石矿物以外，还有种类较多的内生金属矿物，主要有黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、黄铜矿以及自然金、银金矿、辉银矿、自然银、斑铜矿、辉铜矿、方铅矿、别捷赫金矿。磁铁矿等。表生矿物有褐铁矿、孔雀石、蓝铜矿、高岭石等（图 3-12）。

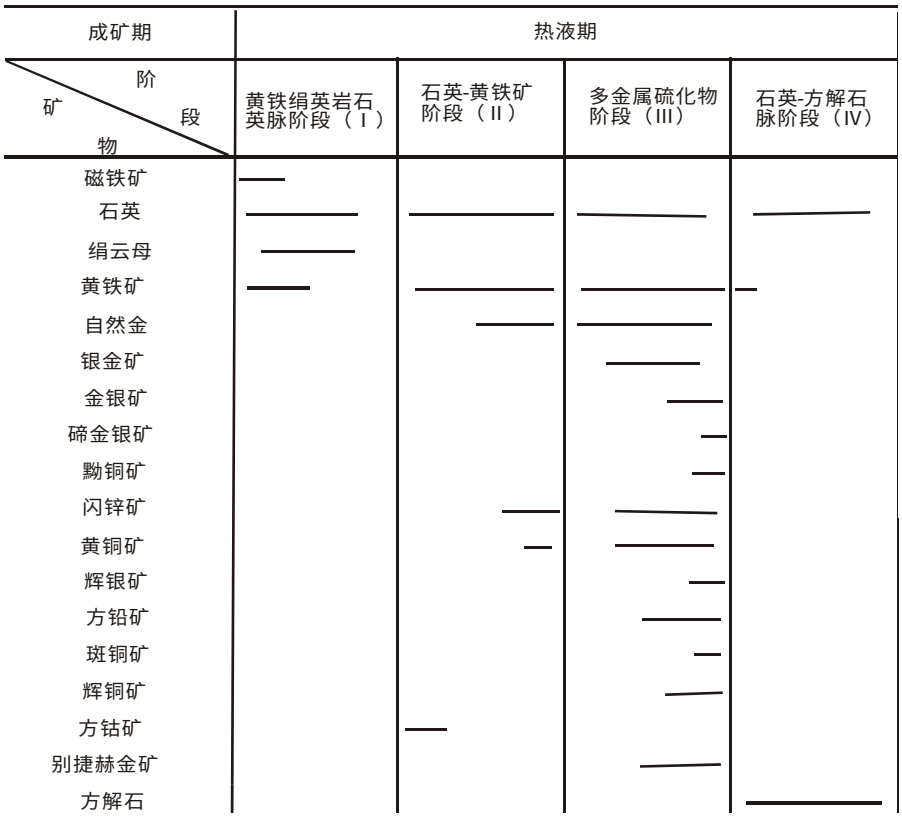


图 3-12 闹枝铜金矿床的矿化阶段及矿物生成顺序

根据野外脉体穿切关系和显傲镜下矿物之间交生关系可将成矿作用划分为四个成矿阶段，从早到晚依次为：

黄铁绢英岩－石英脉阶段：矿物共生组合为磁铁矿（残留）、石英、绢云母、黄铁矿。

石英一黄铁矿阶段：矿物共生组合为石英十黄铁矿+自然金+方铅矿+闪锌矿十黄铜矿，改阶段以黄铁矿为主。

多金属硫化物阶段，矿物共生组合为石英、绢云母、黄铁矿、黝铜矿、闪锌矿、黄铁矿、方铅矿，少量碲金银矿、斑铜矿、辉铜矿、别捷赫金矿等。因此，该阶段又称为富硫化物阶段。

石英方解石脉阶段：矿物组合简单，主要由方解石+石英组成。

1.2.4 矿石类型

该矿床的矿石类型主要为贫多金屑硫化物矿石和富多金属硫化物矿石两类。前者以黄铁矿为主，含少量闪锌矿和黄铜矿，金矿物主要为自然金，该矿石主要分布在矿区北段；后者富含闪锌矿、黄铜矿、方铅矿，金矿物以银金矿为主，主要分布在矿区南段。

1.2.5 金的赋存状态及金的成色

该矿床中有四种金的独立矿物，它们是自然金、银金矿、金银矿和碲金矿，粒径 0.01～0.3mm，属于显微金矿物；其赋存方式有包裹金、裂隙金和晶隙金三种，以裂隙金为主。或赋存在黄铁矿裂隙中或晶隙金的形式与闪锌矿、黄铜矿、方铅矿等交生，部分呈包裹金赋存于黄铁矿、闪锌矿及方铅矿等矿物中（表 3-20）。此外，金矿物与粗粒自形和半自形黄铁矿关系最密切，与磁铁矿（残晶）和黝铜 矿均有嵌生关系者其成色低（色浅），为银金矿和金银矿。

电子探针和电镜能谱分析获得的自然金中金含量为 87.17%～95.63%，平均金含量为 87.42%。银含量变化范围从 4.73%～19.3%，平均银含量为 11.75%。银金矿中，金含量变化范围从 70.83%～79.46%，平均为 75.14%，银含量从 20.52%～25.61%，平均银含量为 23.06%，并含有 Fe、Cu、Zn、Co、Ni 等杂质。金的成色为 505～956，但多数集中在 759～888 间，平均为 831（表 3-21）。

表 3-20　含显微金矿物在光片中与相关的矿物的交生关系

类型	含显微金矿物的粒数（64 粒）						
	黄铁矿	石英	闪锌	黄铜矿	方铅矿	黝铜矿	磁铁矿
包裹金	2	1	5		1		
裂隙金	29	1	1				
晶隙金	5		6	3	6	2	2
合计	36	2	12	3	7	2	2
百分比	56.3	3.1	18.8	4.7	10.9	3.1	3.1

表 3-21　金矿物化学成分及其成色

样号	矿物	Au	Ag	Fe	Cu	Zn	Co	成色	分析方法	资料来源
NSB27-2	自然金 银金矿	87.36 70.83	0.28					879 734		本文
1	自然金	90.79	8.08					918		
2	自然金	95.63	4.37					956	能谱分析	
3	自然金	88.17	11.08					888		
4	自然金	80.17	17.17					824		吉林地矿局第六地质调查所
5	金银金	48.97	18.00					505		
IN-86-cd-1	自然金	85.22	13.58		0.13		0.02	863		
IN-86-cd-2	自然金	90.77	8.48		0.10	0.03	0.03	915		
IN-86-cd-3	自然金	87.56	11.57		0.09			883	电子探针	
7	银金矿	79.48	25.52	0.02				795		刘文达
8	自然金	81.13	19.32					808		

1.2.6　围岩蚀变

该矿床的围岩蚀变主要是青盘岩化、沸石化、黄铁绢英岩化、碳酸盐化以及硅化等。

青盘岩化是一套低温绿泥石—碳酸盐组合，该区出现较少，主要发生在晚侏罗—早白垩世火山岩中，是一套中高温绿泥石—绿帘石—（钠长石）组成的蚀变；

黄铁绢英岩化在矿区构造破碎带内发育，主要蚀变矿物有绢云母、石英、黄铁矿（多为细小立方体晶形）。这种蚀变作用主要是由热液带入的 K^+和 H^+置换出斜长石和少量角闪石中的 Ca^{2+}和 Na^+，形成绢云母和石英，当角闪石变成黑云母再变成绿泥石，绿泥石再度蚀变形成绢云母时，释放的 Fe^{2+}可以形成黄铁矿在还原条件，有利于金的沉淀。

碳酸盐化是在黄铁绢英岩化基础上，由于大量 Ca^{2+}的流失，发生碳酸盐化作用，形成方解石等碳酸盐矿物。

硅化多发育在花岗闪长岩中，或叠加在黄铁绢英岩之上，绢云母大量消失，以致完全被石英代替，形成石英脉当有方铅矿、黄铁矿、黄铜矿等多金属硫化物再次叠加时就会形成富矿体。

上述围岩蚀变中，黄铁绢英岩化、硅化为主成矿期围岩蚀变。

由于区域断裂活动频繁，热液作用多次叠加，致使矿物组合杂乱，规律性较差，分带标志不明显。由内向外大致可分成四个带：

硅化破碎蚀变带：此带不甚发育，独立存在的情况较少，多叠加在黄铁绢英岩带上，靠近石英脉矿体的两侧，岩石常常较为破碎，并有较多微细石英脉。

黄铁绢英岩化带：黄铁绢英岩化带较发育，一般都比硅化破碎蚀变带宽，通常 3~5m 宽，位于硅化破碎蚀变带的两则，常夹有破碎挤压黑色泥质条带。其主要矿物组合是石英+绢云母十黄铁矿，常含少量高岭石、蒙皂石、伊利石等粘土矿物。纯黄铁绢英岩化矿化不好，金含量平均为 0.036×10^{-6}，当有他形黄铁矿等多金属硫化物叠加时金含量可达 3.82×10^{-6} 以上。

碳酸盐化、绢云母化带（青盘岩化叠加带）：该带位于黄铁绢英岩的外侧，岩石略显不均匀灰白色斑块，较黄铁绢英岩带宽，可达 10m 以上，可见有褐红色铁质淋失理象，可能岩石经历过较强的氧化环境，有利于金的迁移和富集。该带金含量不太高，一般地为（0.009~0.047）$\times10^{-6}$，局部可高达 0.1689×10^{-6}。

青盘岩化带：主要发育在次火山岩富集地段和火山岩分布区及其周围。该带中金的含量一般较低，即使在离矿体较近部位，如果无其它线状蚀变作用叠加，金含量不超过 0.02×10^{-6}。此带在深达 100m 以上可有泥化叠加，其

下则无。

1.3 矿床地球化学

1.3.1 矿石的成矿元素及伴生元素

闹枝铜金矿床中，主成矿元素为 Au（平均为 7.93×10^{-6}），伴生元素主要为 Ag（平均为 27.13×10^{-6}）、Cu（平均为 0.90×10^{-6}）、Zn（平均 0.49%）和 Pb（平均 0.23%），除 Au、Cu 外，Ag、Zn、Pb 均可综合开发利用，除 Au、Ag、Cu 之外，其它特征伴生元素的含量从大到小依次为 Zn→Pb→As→Bi→Sb→ Mo→W→Ti→Hg（表 3-22）。矿石中 Au／Ag 比为 0.29，1000Au／Cu 为 1.13，与小西南岔金铜矿床相比，Au／Ag 比稍低，而 Au／Cu 比大一些；Zn、Pb、As 普遍高，与小西南岔铜金矿床相类似。元素浓集序列（从大到小）为：B→Au→Ag→As→Cu→Pb→Sb→Zn→ Mo→Hg→W→Ti。当取相关系数为 0.4 时，可把元素分为三个组：第一组为 Au、Bi、Zn，说明 Bi、Zn 与 Au 关系密切；第二组为 Ag，并与第一组关系有弱的正相关：第三组为 Hg、Sb，Cu、Pb 和 As、Mo，这组元素可能代表了以 Cu 为主的多金属元素的矿化作用，并与金的矿化在时空上有一定的差异。

矿石的 ΣREE 变化为 $14.83\sim82.37\times10^{-6}$，轻重稀土比的变化要比小西南岔金铜矿小，为 4.45～12.10，Sm/Nd 比变化为 0.17～0.21，与小西南岔金铜矿相类似。

1.3.2 单矿物的微量元素

对黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿，黝铜矿等矿物进行了分析。其中：黄铁矿中 Au 平均为 22.83×10^{-6}（表 3-23），Au／Ag 比为 1.94，Co／Ni 比为 4.83。从不同成矿阶段黄铁矿中元素含量特点对比来看，第二成矿阶段的黄铁矿中 Au 含量、Au／Ag 比、Co／Ni 比都比第一、三成矿阶段的黄铁矿高。而 Ag 含量的特点是，第二成矿阶段黄铁矿中最低，次之为第一成矿阶段，第三阶段 Ag 最高，平均 40.34×10^{-6}。As 含量的变化特点是，第二阶段黄铁矿中最低，仅为 141×10^{-6}，第一阶段黄铁矿中含 As 量最高，达 2610.2×10^{-6}。从上述讨论及表 2-24 可得出黄铁矿中 Au 与 As 呈消长关系。黄铁矿中 Co/Ni 比变化在 2~10，平均为 4.83，与小西南岔矿床中黄铁矿中 Co/Ni 比值可以类

表 3-22　矿石中主成矿元素及伴生元素含量（$\times 10^{-6}$）

样号	矿石类型	样数	Au	Cu	Ag	Pb	Zn	W	Mo	As	Sb	Bi	Hg	Ti	Au/Ag	1000Au/Cu
NY154	块状硫化物矿石	1	6.6943	69	2.05	470	12366	2.15	2.23	690	85.87	58	0.411	0.70	3.27	97
NY155	浸染状矿石	1	0.0791	66	1.35	970	3823	6.30	0.59	54	13.57	1.88	0.178	2.95	0.06	1.19
NB131	浸染物矿石	1	0.4469	120	3.42	760	3771	8.06	11.1	940	14.79	9.6	0.109	3.25	0.13	3.72
NY132	块状硫化物矿石	1	3.8203	900	11.0	970	32678	7.06	29.4	1000	258.9	130	2.542	1.55	0.35	4.24
NY8	石英脉	1	0.0832	190	9.5	1500	291	5.04	22.9	150	25.49	3	0.082	2.45	0.009	0.44
NY123	块状硫化物矿石	1	0.57	152	1.98	530	5853	2.42	5.03	230	36.91	37	0.357	1.12	0.28	3.75
NY142	浸染状矿石	1	6.2149	190	9.5	1600	10086	1.71	6.70	47	7.63	28	0.057	3.5	0.65	32.71
NY143	块状硫化物矿石	1	20.8416	245	7.6	920	26946	1.31	24.1	66	9.95	90	0.217	1.55	2.74	85
NB601	硫化物矿石	1	11.4096	10.5	2.5	330	268	0.08	4.15	148	20.1	130	0.264	0.11	4.56	1086
NY604	矿石	1	1.0426	107	3.15	970	1500	1.26	0.06	151	1.05	0.64	0.06	9.0	0.33	9.74
NB607	矿石	1	95.8931	380	16.2	1800	34312	0.13	17.7	120	13.6	250	0.544	1.10	5.92	252
NB608	矿石	1	40.9231	480	14	1650	4933	0.37	32.56	350	41.6	200	0.238	0.41	2.92	85.3
NB609	矿石	1	4.3528	60	0.55	330	924	1.28	13.41	70	12.57	13.8	0.142	0.72	7.91	72.5
10-1 号脉	矿石	37	5.519	9435	34.42	2786	2922									0
矿区平均值			7.93	7041	27.13	2317	4917	2.86	13.07	308.9	41.63	75.22	0.40	1.49	0.29	1.13

比。闪锌矿中 Au 为 30.8×10^{-6}，Ag 为 172.0×10^{-6}，Au/Ag 比为 0.18，Co/Ni 比为 22；黄铜矿中 Au 平均为 $4.13\times30.8\times10^{-6}$ （表 3-24），Ag 为 212.5×10^{-6}，Au/Ag 比为 0.02，Co/Ni 为 10；方铅矿中 Au 平均为 37.03×10^{-6}，最高达 72×10^{-6}，Au/Ag 为 0.03，Bi 含量为 1091.1×10^{-6}；黝铜矿中 Zn 可达 6.62%，Ag 为 0.97%，As 为 7.64%，说明该矿床中黝铜矿以富 Zn、Ag、As 为特点。

表 3-23　黄铁矿中微量元素含量（$\times10^{-6}$）

阶段 / 元素	Ⅰ	Ⅱ	Ⅲ						平均
	NB128	NB601	NB123—1	NB132	NB154	NB605	NB679	NB690	
Au	2.08	87.68	18.26	19.98	25.66	7.5	5.08	16.42	22.83
Ag	9.75	6.5	27.0	95.5	119.0	38.0	15.5	80.0	48.91
As	2610.2	141	297	250	366	784	726.6	723.8	737.3
Sb		3	19	503	63	21	13.72	115.76	92.3
Bi	23.18	188	47	181	250	2.0	18.78	213.78	115.5
Se		0.09	0.23	0.04			0.38	0.75	0.19
Te		0.17	0.11	0.07			1.24	2.38	0.49
Co	400	200	100	200	200	200	200	200	212.5
Ni	105.5	20	20	40	30	100	36.5	0.0	44
Au/Ag	0.21	13.49	0.68	0.21	0.22	0.20	0.33	0.21	1.94
Co/Ni	3.79	10	5	5	6.67	2	5.48		4.83

表 3-24　铜铅硫化物中微量元素含量（10^{-6}）

矿物 / 元素	Au	Ag	As	Sb	Bi	Au/Ag
方铜矿	5.86 2.40	246 179	88 988	19 3598	44 6.8	0.024 0.014
方铅矿	1.65 72.4	175 1460	8.0 183.5	456 897.2	12 2170.2	0.009 0.050

金矿床中石英为主要的脉石矿物，其中杂质元素和碱质元素含量分别为 Al_2O_3=0.58%，K_2O=0.12%，Na_2O=0.31%。石英中 Au 平均为 0.23×10^{-6}，Ag 为 0.744×10^{-6}，Au/Ag 为 0.31。同上述硫化物相比，石英中金银含量较低，这可能预示闹枝铜金矿床中石英不是金的主要载体矿物。

石英的稀土元素特点是：ΣREE（0.75～46.95）$\times10^{-6}$。不同成矿阶段，稀土总量也有差别，从第一成矿阶段到第三成矿阶段，稀土总量依次为：15.02×10^{-6}、1.21×10^{-6}。石英中 La/Yb 比变化为 2.24～15.05，平均为 6.0，明显地大于小西南岔金铜矿，表明闹枝铜金矿床的石英中轻重稀土分馏程度相对较高。

通过矿石和单矿物中成矿元素及伴生特征微量元素含量的研究可以总结出：闹枝铜金矿中金主要赋存在硫化物中；Cu 主要以黄铜矿、黝铜矿等形式产出。Pb、Zn 主要以方铅矿、闪锌矿形式出现，同时黝铜 矿中有含量较高的 Zn。As 主要存在于黄铁矿、黄铜矿及黝铜矿中。Bi 主要产于方铅矿中或以辉铋矿形式出现。Ag 主要以银金矿和自然银、辉银矿形式产出，方铅矿、黝铜矿中含有较多的银，闪锌矿中次之。

1.4 流体包裹体研究

1.4.1 流体包裹体类型

原生包裹体的主要类型有：①气液相包裹体，气液比在 5%～25%间；②液相包裹体；③气相包裹体，气液比达 80%左右；④含 NaCl 和 KCl 子晶的多相包裹体，子晶所占体积达 15%左右，其中以第①型包裹体为主；从包裹体类型上讲，与小西南岔金铜矿类似。

1.4.2 成矿流体的温度和盐度

流体包裹体的均一温度测定结果得出，成矿流体均一温度变化范围为 160～450℃，集中在 220～360℃间；盐度变化范围为 1.4～50wt%NaCl，但主要集中在 1.9～9.6wt%NaCl 间；低盐度气液流体包裹体的密度为 0.81～$0.92g/cm^3$，而高盐度多相流体包裹体的密度为 1.08～$1.10g/cm^3$。根据温度和盐度的特点，也可将闹枝铜金矿床的成矿流体分为两大类型，一为高温高盐度流体，另一为低温低盐度流体，这一点与小西南岔金铜矿床类似。

1.4.3 流体包裹体成分

成矿流体中，主要离子为 Cl^-、F^-、SO_4^{2-}、Na^+、K^+、Ca^{2+}，其中 Cl^-/F 大于 1，Na^+/K^+而小于 1。成矿流体的 pH 值为 3.27～7.79。第一到第二、第三阶段的 pH 平均值分别为 7.48、4.53、7.68（陈殿芬等，1995）。

1.5 稳定同位素组成

1.5.1 硫同位素

闹枝铜金矿床中硫同位素组成（表 3-25）变化范围是-1.5‰～2.8‰，极差为 4.3‰；在硫同位素组成直方柱图上（图 3-13），$\delta^{34}S$ 主要落在 1.0‰～3.0‰之间，具有较明显的塔式效应，这些特点都说明硫同位素组成较为均一的特点。从不同硫化物中 $\delta^{34}S$ 大到小的顺序分别是：黄铁矿、方铅矿、黄铁矿、闪锌矿，这一顺序可能反映了不同硫化物矿物间硫同位素的分馏未达到平衡，这种不平衡关系从矿物共生特点上讲，说明多金属硫化物阶段形成的硫化物矿物为共存关系，而非共生关系。

表 3-25　硫同位素组成表（‰）

矿物 / $\delta^{34}S$（CDT）	黄铁矿	黄铜矿	闪锌矿	方铅矿
变化范围	1.01～2.8	0.2～1.0	-1.5～2.31	0.8～1.56
极差	1.79	0.8	3.71	0.76
均值	2.14	0.60	0.41	1.18

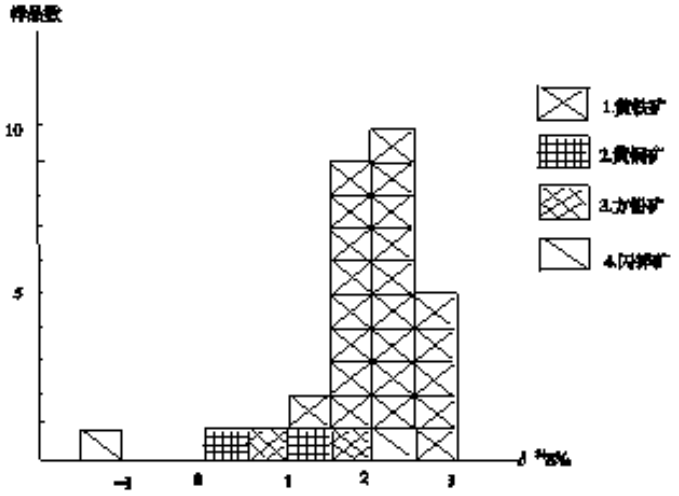


图 3-13　硫同位素组成直方柱状图

不同成矿阶段黄铁矿中 $\delta^{34}S$ 组成特点是：第一阶段的 $\delta^{34}S$ 变化在 1.8～1.9‰之间、均值为 1.9‰，第二阶段的 $\delta^{34}S$ 变化在 2.4‰、均值为 2.3‰，第

三阶段的 $\delta^{34}S$ 变化在 1.0～2.3、均值为 1.7‰；根据矿物学研究，第Ⅰ、Ⅱ成矿阶段中硫化物相主要是黄铁矿，而第Ⅲ阶段硫化物主要为黄铁矿（40%）、黄铜矿（30%）、方铅矿（15%）、闪锌矿（15%），那么矿床中 $\delta^{34}S_{\Sigma S}$ 可近似的用下列公式求得：

$$\delta^{34}S_{\Sigma S}=1/3[\delta^{34}S_{PY（Ⅰ）}+\delta^{34}S_{PY（Ⅱ）}+\sum Xi\delta^{34}S_{PY（Ⅲ）}]$$

其中，$\delta^{34}S_{PY}$ 为黄铁矿中硫同位素组成，Xi 为第三阶段中硫化物所占的百分比，$\delta^{34}S_i$ 为相应硫化物的硫同位素组成值。经计算得到闹枝铜金矿床中全硫的同位素组成为 1.8‰。

1.5.2 氢-氧同位素

闹枝铜金矿床的石英中，$\delta^{18}O$ 变化范围为 4.583～10.652‰（表 3-26），平均值为 8.04‰。成矿流体中 $\delta^{18}O_{水}$变化为-4.70‰～4.68‰，比正常岩浆水的 $\delta^{18}O$（6.0‰～8.0‰）低。不同成矿阶段，成矿流体 $\delta^{18}O$ 亦有差别，从第一到第三阶段分别为 0.28‰、4.68‰和 0.54‰，可能成矿早、晚期大气降水加入程度相对较大。

表 3-26　闹枝铜金矿床成矿流体的氧氢同位素组成（‰）

阶段	样号	$\delta^{18}O_{SMOW}$		δDO_{SMOW}	均一温度（℃）
		石英	水		
Ⅰ	NB417	8.578	0.20	-84.64	262.6
Ⅰ	NB119	4.583	-4.70	-90.62	243.2
Ⅰ	NB124—1	4.583	-1.39	-123.8	327.2
Ⅰ	NB8	9.45	1.86		281.8
Ⅰ	NB52	9.02	2.72		317.2
Ⅰ	NB131	9.923	2.99		298.9
Ⅱ	NB601	10.652	4.68	-113.05	327.4
Ⅲ	NB123	7.525	0.54	-97.03	297.5

注：与石英氧同位素相平衡的成矿流体的氧同位素组成采用 R.N.Clayton（1972）公式计算而得

五个石英包裹体中的 δD 值变化不大，为-84.64‰～-123.8‰，平均值为-101.83‰，其中第一到第三阶段成矿流体 δD 值依次为-99.69‰、-113.05‰、-97.03‰。δD 值远离岩浆水和变质水的氢同位素分布范围（图 3-14），这也反映出在成矿过程中有大气降水的参与，并明显向左下“漂移”。产生这种漂

移的原因可能有如下两种：①水—岩间的交换，即大气降水与围岩间的交换作用；②大气降水与深成岩浆热液间的相互混合。

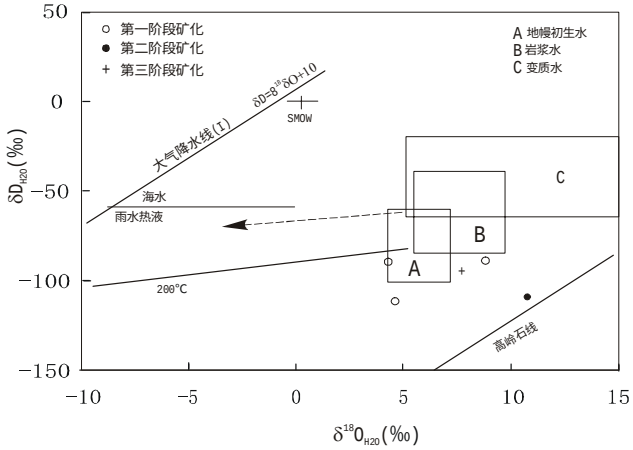


图 3-14　闹枝金铜矿床氢－氧同位素图解

水岩之间的交换可用交换前后水和岩石间的 $\delta^{18}O$ 变化，求出这一过程的水/岩比。交换前岩石的初始 $\delta^{18}O$ 值变化为 5‰～9‰，平均为 7‰，交换后岩石的 $\delta^{18}O$ 值可用蚀变岩的实测值代表，平均为 3.5‰（范围 2‰～5‰）；交换前的 $\delta^{18}O_{水}$可用延边汪清地区中生代的大气降水组成代表。据张理刚（1989)资料,汪清地区的现代大气降水组成是：δD 为-90‰左右,依据 C.Craig（1961）的雨水线公式，其中 $\delta^{18}O_{水}$为-12.5‰，但中国东部中生代大气降水的氢、氧同位素组成比现代的大气降水分别低 20‰和 2‰±。那么据此可推断出汪清地区中生代大气降水 δD 为-70‰～-130‰，平均达-110‰，而 $\delta^{18}O_{水}$为-12.5‰～16.5‰，平均为-14.5‰.这样交换前的 $\delta^{18}O_{水}$为-12.5‰～-16.5‰；交换后的 $\delta^{18}O_{水}$可用石英包体中 $\delta^{18}O_{水}$来代替，$\delta^{18}O_{水}$平均为 0.86‰。根据 H.P.Taylor（1978）的水岩交换公式，求出水岩比为 0.23 左右，表明围岩蚀变较强。

大气降水与深成岩浆热液间的混合程度也可用公式方法求得，获得大气水加入的百分数为 0.25%，说明在成矿作用过程中，占主导作用的仍为深部岩浆热液。

1.5.3　碳－氧同位素

成矿晚期石英-方解石阶段方解石的 $\delta^{13}C$ 为-10.2‰，而 $\delta^{18}O_{水}$为-8.7‰。

碳同位素组成接近于深源碳-3‰～-7.5‰（Tatlor 等，1986）；$\delta^{18}O_{水}$明显地低于岩浆水的氧同位素组成；也说明成矿晚期大气降水加入的程度要比成矿早期更明显一些。

1.5.4 铅同位素

获得方铅矿的铅同位素组成分别是：$^{206}Pb/^{204}Pb$ 为 18.355；$^{207}Pb/^{204}Pb$ 为 15.555；$^{208}Pb/^{204}Pb$ 为 38.233，这与岩浆热液矿床铅的组成相似。

1.6 成矿作用与矿床成因讨论

闹枝铜金矿床为一个较为典型的脉状为主的铜金矿床，矿石矿物主要为黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、黝铜矿和斑铜矿等，铜金沉淀时的温度范围为 240～340℃。根据 Etter 等（1994）的 Fe-S-O 体系的 lgf_{O_2}与 pH 图解，估算出闹枝铜金矿形成时的 f_{O_2}为 10^{-28}～10^{-33}；比小西南岔铜金矿床形成时的氧逸度要大一些。矿体就位深度为 0.6～1.56km，压力为 16.67～43.23Mpa。

从上述特征，可以推知 Au、Cu 主要的迁移形式为 $AuCl^{2-}$（或 $Au(HS)^{2-}$）、$CuCl^{2-}$等。根据矿床地球化学特征的研究可总结出，造成闹枝铜金矿床中 Au、Cu 等沉淀的主要原因是深部岩浆热液流体与地壳浅部大气降水的混合。两种不同性质的水的混合，导致 pH、f_{O_2}的改变，引起 Au、Cu 的沉淀。

2 九三沟铜金矿床

九三沟铜金矿床位于吉林省汪清县复兴镇境内，地处杜荒子—汪清中生代火山断陷盆地的东部，北北东向复兴断裂与北西向金仓断裂的交汇处。

2.1 矿区地质概况

矿区内出露的地层主要是中侏罗—早白垩世陆相安山质火山碎屑岩及凝灰熔岩（安山质角砾岩、角砾凝灰岩、凝灰熔岩、安山岩等）以及二叠纪泥质浅变质岩，局部地段可见第三纪砂砾及玄武岩（图 3-15）；岩浆岩主要为燕山中晚期与火山活动相伴生的次火山岩和浅成侵入岩体，呈岩脉或小岩株产出，主要岩石类型为细粒闪长岩、闪长玢岩、石英闪长玢岩、花岗斑岩等。其中细粒闪岩长呈岩脉或小岩株侵入到中侏罗—早白垩世火山岩中。石英闪

长玢岩侵入到火山岩或细粒闪长岩中，呈岩株或岩脉产出。其中，九三沟岩体出露面积为 0.2km^2，九三沟铜金矿产于石英闪长玢岩中。花岗斑岩出露在矿区的西部，呈脉状侵入到火山岩及石英闪长玢岩中。在矿区中部见花岗斑岩切穿了铜金矿体，故可确定花岗斑岩形成时代要晚于矿体。

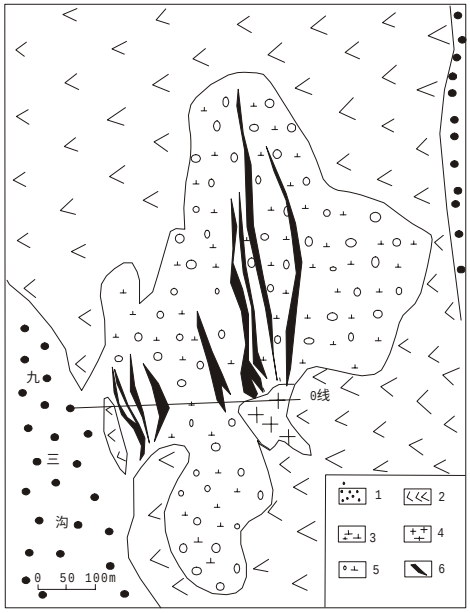


图 3-15　九三沟铜金矿区地质图

1.第四系 2.J_2t-K_1j 火山岩 3.闪长岩及石英闪长玢岩 4.花岗闪长岩 5.蚀变带 6.金矿体及破碎带

矿区内断裂构造发育，主要有东西向、北东向和北西向三组，分别控制着火山沉积盆地、次火山岩和浅成小侵入体以及矿体的展布；控矿构造主要为北东向和北北东向断裂，其次为北北西向断裂。

2.2　矿床地质特征

九三沟铜金矿床的矿体产于北北东向断裂带中，主要赋存于石英闪长玢岩内接触带的破碎角砾带内，少数矿体分布在外接触带的火山岩中(图 3-15)。

2.2.1　矿体的大小、产状及金的品位

在石英闪长玢岩内的北北东向断裂破碎角砾岩带中，有九个金矿体，金储量占整个矿区的 90%以上。最长的七号矿体出露长达 500m，宽 6～10m。矿体与围岩界线不清，只能根据化学分析圈定边界。其中，以 1、2、3 号矿

体最为重要，其特征如下。

1 号矿体：为扇形板状，倾角 0°～20°，厚度一般为 1.50～8.87m，平均厚度 5.12m。Au 品位一般为 2.6～11.39×10^{-6}，平均品位为 5.44×10^{-6}，Cu 品位为 0.48×10^{-6}。

2 号矿体：为板状，南端倾角 27°，北端倾角 9°，厚度一般为 1.39～9.89m，平均厚度 3.17m。Au 品位一般为（1.44～8.06）×10^{-6}，平均品位为 6.23×10^{-6}，Ag 平均品位 7.42×10^{-6}，Cu 平均品位为 0.19%。

3 号矿体：呈板状，倾角 0°～20°，厚度一般为 1.09～14.28m，平均厚度 5.15m；Au 品位一般为 2.94～6.59×10^{-6}，平均品位为 4.67×10^{-6}，Ag 平均品位 5.51×10^{-6}，Cu 平均品位为 0.10%。

3-1 号矿体：为 3 号矿体的分枝矿体，矿体厚度 2m，金平均品位 5.63×10^{-6}；Ag 平均品位 5.26×10^{-6}；Cu 平均品位为 0.14%。

2.2.2 矿石矿物组合、组构、矿石类型、金的赋存状态及成色

矿石中金属矿物以黄铁矿为主，其次为黄铜矿、砷黝铜矿、辉铋矿、辉铜矿、闪锌矿、毒砂、自然金；脉石矿物有伊利石、水白云母、绢云母、斜长石、铁白云母、石英、电气石。矿石结构有自形、半自形粒状结构、它形粒状结构、包含结构、碎裂结构、交代熔蚀结构。矿石构造有细脉浸染构造、显微脉状构造、团块构造、角砾构造等。主要矿石类型为自然金—黄铁矿—砷黝铜矿—黄铜矿矿石，其次为黄铁矿—毒砂—自然金矿石。

矿石中金矿物主要以自然金为主，其次为银金矿，绝大多数以微粒和细粒为主，直径一般为 0.15～0.04mm，大者可达 0.1～0.2mm。金矿物多与金属硫化物相伴生，呈粒间金或包裹金产出。金矿物赋存状态不同，金的成色也不尽相同。包裹金成色相对较高，达 900 以上，而粒间和裂隙金成色销低，600～700。

2.2.3 矿化阶段

根据上述矿物形成顺序和组构特征，将该矿床可分为五个成矿阶段，依次为：

黄铁矿－硅酸盐阶段：广泛形成白云母化、硅化、电气石化、青盘岩化、黄铁矿化、含金甚微。

自然金—毒砂阶段：形成了黄铁矿—毒砂—自然金矿石，是金的主要成矿阶段。

自然金—砷黝铜矿阶段：形成强烈的绢云母化、硅化、黄铁矿化、伴生金属矿物有砷黝铜矿、辉铋矿、黄铜矿、辉铜矿等，并有强烈的金矿化，为金的最主要成矿阶段。

方铅矿—闪锌矿阶段：形成方铅矿—闪锌矿，含金甚微，局部可见银金矿。

方解石—石英细脉阶段：形成方解石—石英细脉，伴生少量黄铁矿。

2.2.4 围岩蚀变

矿区内围岩蚀变极为发育，围岩蚀变类型主要为黄铁绢英岩化、绿泥石化、硅化等。蚀变成群、成带状分布，蚀变总体走向为东西向。九三沟铜金矿的蚀变分带性较为明显：内带为黄绢英岩化，主要产于角砾岩中，矿体主要赋存在该蚀变带内；过渡带为黄铁矿、绿泥石、绢云母化带，产于角砾岩周围的岩石及其接触带附近的火山岩内；外带为青盘岩化带，广泛分布于火山岩中。

2.3 矿床地球化学

2.3.1 矿石及单矿物中微量元素特征

九三沟铜金矿石的稀土模式曲线（图 3-16）与矿区的石英闪长玢岩相似，表明二者在成因上有联系性。

矿石中黄铁矿微量元素含量特征为（表 3-27）：Au 56.4～91.9×10^{-6}；Ag 13.6～61.9×10^{-6}；Cu 和 As 的含量变化较大，而且黄铁矿中 Cu 高时 As 也相应增高；Co 含量为 50.3～138.9×10^{-6}；Ni 为 12.5～126×10^{-6}；Co/Ni 比 0.94～11.04，Co/Ni 平均为 4.15。

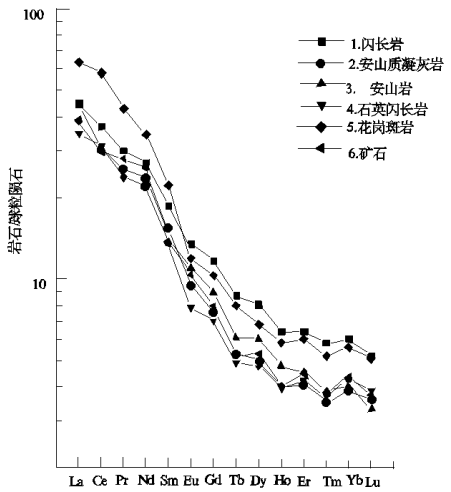


图 3-16 九三沟铜金矿区岩体与矿石 REE 模式图

表 3-27　九三沟铜金矿黄铁矿中微量元素含量（10^{-6}）

样号	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	Co	Ni	As	Co/Ni
G1—2	59.5	61.9	72.9	130	61.2	119	126	164	0.94
G6—1	56.4	30.9	14000	101	59.2	138	12.5	4100	11.07
G6—2	58.7	13.6	312	159	59.2	75.4	18.9	818	2.99
G6—3	79.8	24.1	355	188	81.0	50.3	18.8	656	2.68
90—5	91.9	44.5	1400	275	118	59.7	28.3	1800	2.11

注：数据引自刘斌等（1998）

2.3.2　同位素地球化学

2.3.2.1　硫同位素

九三沟铜金矿石中，四件黄铁矿单矿物的 $\delta^{34}S$ 变化范围为 3.4‰～4.0‰，$\delta^{34}S$ 平均为 3.6‰；黄铁绢英岩中黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 为 3.4‰；石英闪长玢岩中黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 平均为 2.8‰。矿石蚀变岩和石英闪长玢岩中的黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 相近，表明蚀变与矿化是同一成矿热液作用的产物。在矿床的金属硫化物中，黄铁矿占 90%以上，因此可近似地用黄铁矿的 $\delta^{34}S_{PY}$ 值推断热液的 $\delta^{34}S$ 值。九三沟铜金矿床中，热液的 $\delta^{34}S_{\sum S}$ 近似等于 3.6‰，这一值与陨石的 $\delta^{34}S$ 相接近，表明硫来源的深源性。

2.3.2.2　铅同位素

所测的九三沟铜金矿区黄铁矿、方铅矿中铅同位素组成见（表 3-28）。在 Doe 和 Zartman（1979）和 Zartman（1981）的铅构造模式曲线上（图 3-17），九三沟矿区黄铁矿、方铅矿中的铅同位素组成投影在地幔与造山带区，靠近地幔区，表明铅来源的深源性。

表 3-28　九三沟矿区铅同位素组成

矿物名称	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
方铅矿	18.236±7	15.4716±8	37.9212±7
黄铁矿	18.7064±9	15.4850±8	37.8721±18
黄铁矿	18.2524±15	15.4784±21	37.937±7

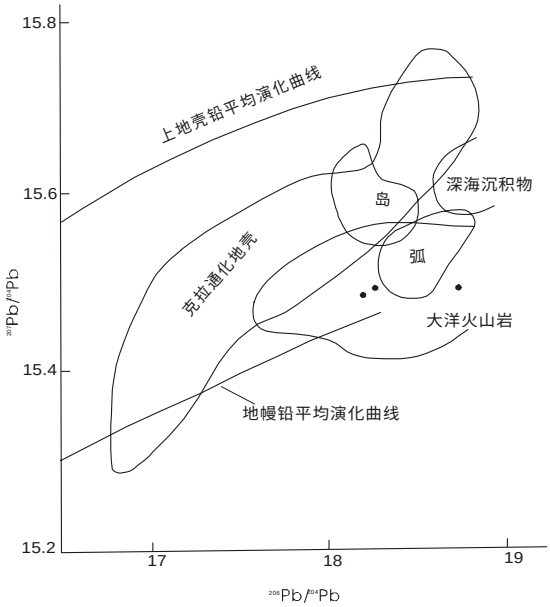


图 3-17　铅同位素 $^{207}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$ 环境图

2.4　成矿时代

九三沟铜金矿床赋存于石英闪长玢岩内接触带的破碎角砾带内，少数矿体分布在外接触带的火山岩中；矿区西部有花岗斑岩出露，呈脉状侵入到火山岩及石英闪长玢岩中，且在矿区中部见花岗斑岩切穿了铜金矿体，故可确定花岗斑岩形成时代要晚于矿体。在相邻地区获得花岗闪长斑岩（小西南岔矿区）的锆石 U－Pb 年龄为 106.7 ± 1.6Ma（本文），因此，该矿床的成矿时代应与小西南岔富金铜矿床一致，成矿结束在 106Ma 之前。

3　杜荒子小型铜金矿床

吉林东部杜荒岭金矿是2000年发现的破碎蚀变岩型金矿。矿区位于延吉地体东部边缘，刺猬沟—金仓中生代继承性火山箕状断陷盆地东南周边断陷断裂与大石头—大北城EW向深断裂交汇区带。

3.1　矿区地质概况

区内地层主要有上二叠统开山屯组砂砾岩、砂岩、黑色板岩，下二叠统满河组变质中酸性火山岩夹砂板岩，下白垩统金沟岭组安山质角砾岩、辉石

安山岩、玄武安山岩及其碎屑岩（图3-18）。



图3-18　杜荒岭铜金矿区地质图

岩浆活动较为频繁，主要有华力西晚期黑云母花岗岩—花岗闪长岩，燕山早期钾长花岗岩，燕山晚期闪长岩、石英闪长（斑）岩—闪长玢岩及次安山岩等。其中，燕山晚期的岩浆活动与金矿化或金矿体的形成关系密切，金矿体产在石英闪长（斑）岩中，并受破碎蚀变带控制。细粒闪长岩、闪长玢岩呈岩脉或小岩株状侵入于金沟岭组火山岩中，一般呈次火山岩相产出；石英闪长斑岩侵入于金沟岭组火山岩及细粒闪长岩中，呈岩株或岩脉状产出。在岩体的外接触带的安山质凝灰岩中，可见黑云母化、绿帘石化、绢云母化、硅化及黄铁矿化等退色蚀变，蚀变增强时局部形成黄铁绢英岩化凝灰岩。在岩体的内接触带可见暗色矿物趋于定向性和结晶粒度变细的特点，岩体中尚有大量的火山岩捕掳体。

构造主要是复兴—九三沟—杜荒岭EW向断裂带，为控矿构造，走向75º～80º，倾向330 º～350 º，倾角一般为75º。此外，还发育有NEE、NE、NNE、NW向4 组次级断裂，但与成矿关系不密切。

3.2　矿床地质特征

矿区已发现含 Au 矿脉 18 条，成群平行近等间距产出，其中 4、6、7、9、10、13、14、15、17、18 号矿脉已提交 334 或 333 级金预测资源量，构成工业矿体。围岩为石英闪长岩，与矿体界限较为清楚。

3.2.1　矿体特征

矿体主要位于矿区西部，矿体围岩为石英闪长（斑）岩，主矿体受东西向构造带控制，呈左斜排列的北东延长的椭圆形矿体（图 3-15），一般长 50m，宽 30m 左右，延深 50～80 余米，北东方向侧伏。另一种小矿体呈脉带状，断续延长 140m，宽 3.1~7.7m，延深 70～150m，呈北东或北东东走向。矿体产状受 NEE 向、NW 向、EW 向断裂裂隙控制，富集地段在区构造裂隙交汇

部位，主矿体形成于构造交汇部位的破碎蚀变角砾岩带中。破碎蚀变角砾岩带的角砾成分单一，主要是石英闪长（斑）岩遭受强烈破碎蚀变后形成的绢英岩，个别保留原岩结构和成分。角砾粒径在 0.2～5cm，大者达 10～30cm，角砾含量 50～70%。胶结物为遭受强烈的绿泥石化、绢云母化、硅化、碳酸盐化的同成分蚀变岩。

3.2.2 矿石的矿物组成、结构构造及矿石类型

矿石矿物主要产于胶结物中，金属矿物有黄铁矿、黄铜矿、其次有磁黄铁矿、毒砂、银金矿，少量自然银、自然金、辉铝矿、方铅矿、闪锌矿、辉铜银矿等。它们多呈浸染状，有时呈细网脉或团块状出现。矿化以铜金矿化为主，矿化不均匀，品位变化大。非金属矿物有绿泥石、绢云母、石英及少量碳酸盐岩矿物等。

主要矿石类型为黄铜矿－磁黄铁矿－黄铁矿类型和自然金－黄铜矿－黄铁矿两种类型。第一种类型主要出现在主矿体（破碎蚀变角砾岩）中，伴生矿物可见斑铜矿、毒砂等；第二种主要在脉带状蚀变岩或带状破碎角砾岩中的矿体，伴生矿物有银金矿、斑铜矿、辉钼矿等。

3.2.3 蚀变带、围岩蚀变与矿化关系

该矿床的蚀变带可分面状和线状两类。

3.2.3.1 面状蚀变

主要受北东、北东东、北西向断裂裂隙的交汇部位所控制，与次火山岩浆侵入相的期后汽液活动有关，热液强烈交代围岩者，完全改变了原岩面貌，形成规模较大的椭圆形、扁豆状及不规则状蚀变；蚀变主要有绿泥石化、绢云母化、黄铁矿化、硅化等，其蚀变无明显分带，蚀变规模较大的有 I、II、V 号蚀变带。

Ⅰ号蚀变带：位于矿区西部，矿（化）体延长呈椭圆形碎裂角砾岩状斜列排列的，受北东、北东东和北西向多组构造裂隙控制，矿（化）体一般长 50m，宽 30m 左右，延深大于 80m（图 3-17）。蚀变特征同 II 号蚀变带，平均含金 2.18×10^{-6}；局部富集，金品位达（3.68~3.78）$\times10^{-6}$，铜可达 0.03%~0.18%。金 D+E 级储量 200kg。目前正在开采。

Ⅱ号蚀变带：呈扁豆状，北北东-北东向延长，长 300m，最大宽 100m，

倾向北西，蚀变岩呈鳞片粒状变晶结构，蚀变矿物占 60%～80%，主要有绢云母、石英，有时出现白云母和电气石、叶腊石，普遍含有浸染状黄铁矿，在绢英岩的周围尤其顶部出现中等程度的高岭土化、绿泥石化。与蚀变相伴生的硫化矿物主要是黄铁矿，其次有少量毒砂和黄铜矿，呈细粒浸染状，其中黄铁矿和毒砂结晶良好，粒度较大（1.3mm）。该蚀变带金铜平均品位分别为 0.37×10^{-6} 和 0.038%，微量元素分析显示还有钼、铅、银，当有后期石英硫化物叠加时，金品位可达 6×10^{-6}，铜含量可达 0.1%以上。

Ⅴ号蚀变带：位于矿区西部，受北东和北西两组裂隙交叉部位控制，地表形态不甚规则，长 200m，宽 50m，倾向东，向南侧伏，剖面呈反多字形斜列，延深大于 l00m。蚀变以绢云母化为主，硅化弱，黄铁矿化较强，黄铁矿呈自形一半自形晶均匀分布在蚀变岩中，含量可达 3%～4%。蚀变带北部出现高岭土化，深部有叶腊石化叠加。金品位可达 9×10^{-6}。

3.2.3.2 带状蚀变

矿区内带状蚀变发育，蚀变带多达 70 余条，受北东东向压扭性断裂带控制。蚀变带总体走向 70 º ~80º，倾向北北西，延长一般几十米至百余米，最长 200m，宽几厘米至 5m，地表沿走向膨缩变化显著，具有尖灭再现断续延伸的特点，蚀变矿物以绢云母和石英为主，其次为绿泥石和黄铁矿。部分地段可见硫化物细脉（矿物为黄铜矿、黄铁矿及少量毒砂）叠加形成矿体，金品位可达 1.4×10^{-6}，个别高达 89.49×10^{-6}。主要见于Ⅰ、Ⅱ号蚀变带，是民采的主要矿化蚀变带。

以上论述可知，该矿床的围岩蚀变主要有硅化、绢云母化、绿泥石化、黄铁矿化、褐铁矿化、高岭土化和碳酸盐化等。其蚀变类型及其与矿化的关系密切。

硅化：在该矿床中普遍发育，常发育在蚀变带中心部位，具多期次、多阶段特征，大体上可划分为 3 个世代，即：第一阶段以颗粒较大，次圆状，表面浑浊状石英为特征，常包裹有绢云母鳞片及微细杂质，具有波状消光、颗粒化、定向拉长和重结晶等现象；第二阶段以颗粒细小，浑浊含杂质的石英为特征，常伴有黄铁矿、黄铜矿、金矿物等产出，结晶程度低，有时呈细脉状、网脉状分布；第三阶段以自形洁净的石英脉和石英晶簇产出，并伴有

碳酸盐矿物。

绢云母、绿泥石化：绢云母化是本区最普遍的蚀变类型，在蚀变带中心发育强烈，两侧逐渐变弱，呈鳞片分布；多为交代长石和部分暗色矿物形成，有时沿石英周边裂隙分布，原岩中的长石晶体仅保留外形轮廓，局部具有鳞片变晶结构。绿泥石为热液交代普通角闪石和少量黑云母形成。

黄铁矿、褐铁矿化：黄铁矿化普遍发育，含量一般在 2%~5%，具多期次特点。黄铁矿常呈星散浸染状、细脉浸染状和团块状分布，粒度 0.05~1.50mm。其中，黄铁矿至少有 3 个世代：第一世代（I）呈弱碎裂结构，边缘及裂隙处常被黄铜矿或褐铁矿交代，呈星散浸染状分布；第二世代（II）多呈星散浸染状或细脉浸染状分布，为半自形—他形细粒，常与绢云母化、硅化在空间上相互叠加和紧密伴生（统称黄铁绢英岩化）；第三世代（III）常呈他形极细粒不规则团块状集合体产出，呈黄白色。褐铁矿化发生在地表，为黄铁矿被氧化形成，呈蜂窝状分布，有时可见黄铁矿假象。

此外，在成矿期后可见碳酸盐矿物呈云朵状交代长石及暗色矿物，零散分布。有时可见方解石以细脉及网脉状穿切于蚀变带中。

上述围岩蚀变以面型为主，金矿体及其两侧出现线性蚀变，根据蚀变性质、程度，由矿体中心向两侧可划分出 3 个蚀变带，与矿化的关系如下。

黄铁绢英岩带：以强硅化、绢云母化和黄铁矿化为明显特征。其中，强硅化的黄铁绢英岩带位于构造破碎带的中心，蚀变矿物以石英为主，其次为绢云母、黄铁矿，少量黄铜矿，常是富矿体所在部位，Au 含量一般在 5.0×10^{-6} 以上；黄铁绢英岩带分布于强硅化的黄铁绢英岩带的两侧，处于构造破碎带内，主要蚀变矿物组合为石英、绢云母、黄铁矿，局部有黄铜矿，金矿化较发育，Au 含量一般在 1.0×10^{-6}～5.0×10^{-6} 之间。

石英绢云母带：是破碎蚀变带中最常见的蚀变带，蚀变矿物组合除绢云母、石英外，还有少量的绿泥石、黄铁矿、粘土等；Au 含量一般在 0.5×10^{-6}~1.0×10^{-6} 之间，属贫矿体或金矿化带。

青磐岩带：远离金矿体中心，主要矿物为绢云母、绿泥石、高岭土和碳酸盐岩等，蚀变较弱，金矿化甚微，Au 含量在 0.5×10^{-6} 以下。

上述 3 个蚀变带之间无明显界线，属渐变过渡关系。其围岩蚀变大致经

历了 3 各阶段（表 3-29）。早期蚀变是范围广、规模最大，形成特征强硅化的黄铁绢英岩带，经过热液流体对岩体的改造和交代，形成了粘土、石英、绢云母、绿泥石、黄铁矿等蚀变矿物，伴有微弱的金矿化。蚀变以面型为主。中期蚀变作用主要受构造破碎带控制，蚀变范围远不及早期广泛，仅沿构造破碎带呈带状分布；主要蚀变矿物组合为石英、绢云母、黄铁矿等，伴有少量黄铜矿等金属硫化物和大量的金矿化，为 Au 的主要成矿期。晚期构造活动减弱，热液温度降低，蚀变范围进一步缩小，主要发育一些硅化石英细脉、石英晶簇、碳酸盐细脉及黄铁矿化、褐铁矿化、孔雀石化等。

表 3-29　蚀变带及矿物组合

特　征		强硅化的黄铁绢英岩带（I_1）	黄铁绢英岩带（I_2）	石英绢云母带（Ⅱ）	青磐岩带（Ⅲ）
蚀变带宽度/m		1－2	6	30	大于 60
蚀变岩名称		黄铁绢英岩（交代石英岩）	黄铁绢英岩	石英绢云母化石英闪长岩	弱蚀变石英闪长岩
蚀变矿物组合	主要	石 英	石英、绢云母	绢云母	绢云母
	次要	绢云母、黄铁矿	黄铁矿	石 英	绿泥石、粘土
	少量	黄铜矿	黄铜矿	绿泥石、粘土	方解石
	蚀变	大于 95%	80%	40%	20%
	残留	小于 5%	20%	60%	80%
蚀变强度		强	——→	弱	

3.3　矿化期及矿化阶段

根据矿化、蚀变矿物组合，相互间的穿插关系，产状特征等，区内矿化可划分二个矿化期，即岩浆热液期和地表氧化期。氧化期属于原生成矿期后的作用，对矿床的富集作用不明显，本文仅就岩浆热液期加以描述。

岩浆热液期可大体分三个阶段，包括：细脉浸染黄铜矿－黄铁矿阶段、多金属硫化物阶段和石英－方解石阶段。

细脉浸染黄铜矿－黄铁矿阶段：是早阶段矿化，在石英闪长（斑）岩内呈分散状、星点状、浸染状黄铜矿化、黄铁矿化，伴随有弱绿泥石化、硅化等热液蚀变，在岩体的内外接触带及构造裂隙带形成了面状、带状石英绢云母蚀变带，伴有少量金矿化。

多金属硫化物阶段：沿构造破碎带及构造交汇部位发育，在构造破碎角砾岩中形成浸染状分散的金、铜矿化，并形成了广泛分布的黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿等硫化物细脉、网脉，是金的主要成矿期，往往形成富矿石，同时伴随有较强的绿泥石化、绢云母化、硅化和弱电气石化。

石英－方解石阶段：形成了玉髓状石英细脉、方解石细脉等，伴随的蚀变主要是碳酸盐化，基本不含金和铜的硫化物。

3.4 成矿时代

该矿床的金铜矿化明显受断裂控制，矿区内发育有华力西晚期黑云母花岗岩—花岗闪长岩、燕山早期钾长花岗岩、燕山晚期闪长岩、石英闪长（斑）岩—闪长玢岩及次安山岩等。但燕山晚期的岩浆活动与金矿化或金矿体的形成关系密切，金矿体产在石英闪长（斑）岩中，因此，推测成矿时代为燕山中晚期。

3.5 矿床成因

杜荒岭铜金矿床自发现以来，一直被认为是隐爆角砾岩型和脉状复合型金铜矿，矿床不仅受隐爆角砾岩筒控制的，而且受东西向（产状 350º∠85º）断裂带控制的，产于其次级北东向张扭裂隙（产状 280º∠60º 或 110º∠65º）与东西向带裂隙交会部位。矿体呈扁豆状（长×宽＝60×40m），长轴走向为北东向，矿体延深向北东向侧伏，且北东端矿体宽大、南西端矿体变窄至尖灭。平面上、在原开采矿体的西侧 10～17 余米处又发现两个平行侧列的矿体，矿体规模与已开采的矿体规模相似。这表明矿体是受东西向断裂破碎带控制的，赋存空间为北东向张扭裂隙与东西向破碎裂隙带交会部位。

在矿化蚀变方面，典型的青盘岩、石英绢云母、黄铁绢英岩化以及蚀变作用具有较明显的分带性特征表明，该矿床是一个较为典型的中温热液矿床。

综合区域及矿床地质特征，该区金铜矿化明显受断裂控制，矿化蚀变在多期、多阶段热液活动过程中形成的，金铜矿化蚀变与次火山岩岩浆活动关系密切，空间上同处于同一构造带，含矿热液沿破碎角砾岩带裂隙充填胶结，形成富含金铜等元素的胶结物，构成矿区成型的呈扁豆状斜列的金铜矿体，说明成矿作用主要是在构造活动过程中，在比较开放的、压力较低的地质条件下进行的，是属于与次火山岩有关的浅成中低温热液裂隙充填型金铜矿床。

4 成矿模式

太平洋板块向大陆板块的俯冲，这种构造环境改变了原来地体拼贴挤压

的构造环境和构造应力场，Eu 负异常和镁铁质火山作用都可能表明本区曾发生拆沉作用（高山，1997、1998、1999；England 和 Houseman，1989），最终导致壳幔物质相互作用，形成了一套来自下地壳到上地幔的岩浆喷发及侵入活动，并伴随成矿作用发生。早期随着脆性变形为主的断裂构造不断的张开闭合，岩浆呈脉动式频繁侵入喷出，含矿热液向两侧渗透形成围岩蚀变，富矿热液则以充填方式侵位于早期火山岩堆积体中，形成脉型金矿体，晚期岩浆活动以次火山岩侵入为主，主要以含矿岩浆热液向岩体两侧渗透，在岩体的内外接触带形成含矿蚀变岩或浸染(细脉浸染)型金、金铜或铜金多金属矿体。

这类矿床产在火山盆地与隆起区的边缘断裂构造带内，成矿溶液中有大量的来自大气降水的混合，成矿物质来源为壳幔混合来源。根据围岩蚀变、矿石矿物成分组合及地质、地球化学特征，这类矿床应为浅成热液高硫化型矿床（图 3-19）。

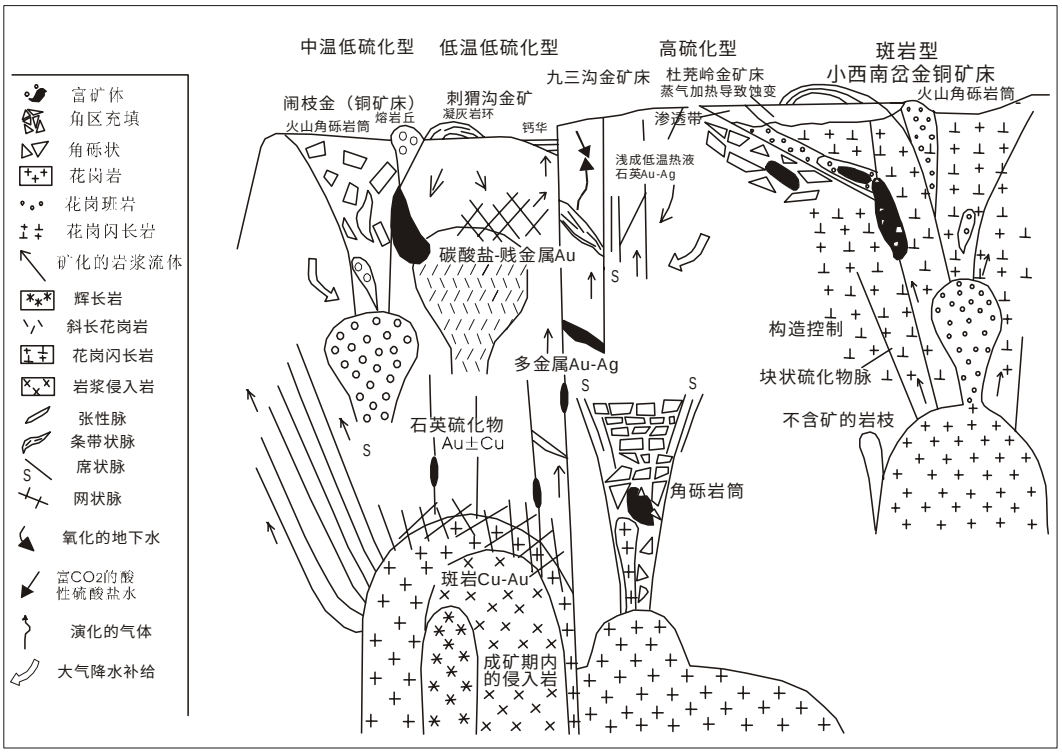


图 3-19　浅成热液高硫化型矿床成矿模式图

第三节　浅成低温热液低硫化型矿床

初步研究表明，研究区属于相对独立的金矿床并不是很多，主要有刺猬沟金矿床、五凤－五星山金矿床，包括含硫化物石英脉、方解石脉以及冰长石石英脉等矿化类型。现就典型矿床分述如下。

1　刺猬沟金矿床

刺猬沟金矿床位于吉林省汪清县境内，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，产在汪清东部中生代火山盆地内部的破火山机构及有关的断裂系统中。

1.1　矿区地质概况

矿区出露地层主要是中侏罗统屯田营组的火山岩，矿区北测有二叠系柯岛组浅变质（海相、海陆交互相沉积岩，夹有少量火山碎屑岩，主要岩石类型为凝灰质板岩、砂板岩）岩系；在火山口附近以及区域构造叠加交汇部位发育次角闪安山岩、次斜长安山岩、次粗面安山岩、次英安岩和次流纹岩等（图 3-20），以 NW、NE 和 SN 向产出，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；此外，还有呈小岩株或岩脉产出的浅成侵入岩，侵

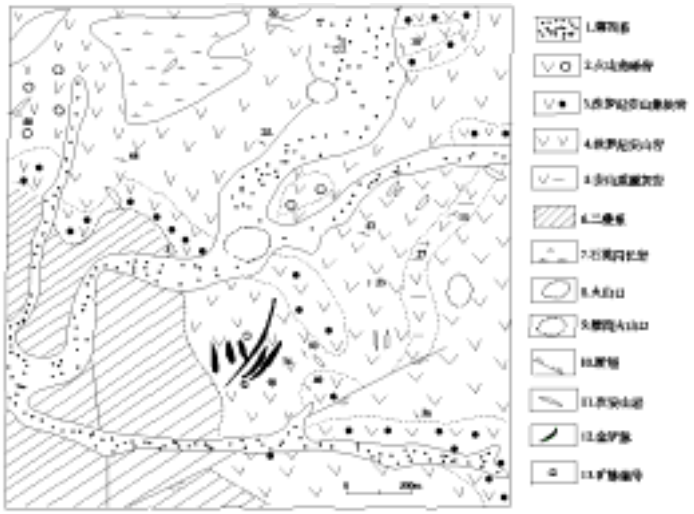


图 3-20　刺猬沟金矿床矿区地质图

入二叠纪浅变质岩和中侏罗世火山岩，岩性主要有辉石闪长岩、角闪闪长岩、花岗闪长斑岩等，它们多为火山口相或近火山口相产物。

矿区内断裂构造较为发育，主要容矿断裂有三条：

1 号：该断裂地表出露长度 1320m，宽 10～20m，延深大于 500m。总体走向北东 10°，近直立，断裂分枝复合现象多见；

2 号：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°，断裂膨缩和分枝复合再现现象明显；

3 号：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。

1.2 矿床地质

刺猬沟金矿床为含硫化物石英—方解石脉、方解石脉以及冰长石－石英脉型，它们产于中侏罗世第一次喷出形成的安山质凝灰角砾熔岩和安山岩中，沿走向和倾向延至二叠纪地层时，脉体迅速尖灭，并随不整合面向北东方向侧状，其侧伏角与不整合面倾角一致。

1.2.1 矿脉形态、产状及规模

刺猬沟金矿床主要由三条含金石英脉组成，从西向东编号依次为Ⅰ号、Ⅱ号、Ⅲ号脉。三条矿脉走向近于平行，Ⅰ号和Ⅲ号脉相距 80m，Ⅲ号脉在Ⅱ号脉东侧 400m 处，其中以Ⅰ号脉体规模最大（表 3-30），Ⅲ号脉规模最小。沿走向和延深方向上，脉体呈透镜状，具膨大、缩小和分枝复合现象，每个透镜体之间的间隔为 70～120m。目前，在Ⅰ号石英脉中圈出了 3 个矿体，Ⅱ号矿脉圈出 2 个脉状矿体，Ⅲ号矿脉圈定了 1 个细脉状矿体（表 3-31）；其中，Ⅰ号矿脉中金储量约占整个矿床的 88%，矿体的具体特征如下。

表 3-30 矿脉规模、产状特征一览表

脉体编号	脉体长度（m）	矿脉厚度（m）			产 状			延深（m）	矿体长度（m）
		最大	最小	一般	走向	倾向	倾角		
Ⅰ	1290	23.50	10.20	1～5	10°（总体）	不定	＞70°	＞500	690
Ⅱ	960	12.00	0.35	1～2	30°	120°	＞70°	300	380
Ⅲ	340	0.90	0.05		10°	不定	＞70°		140

表 3-31　矿体特征一览表

矿体编号	矿体规模					产状		
	长度（m）	水平宽度（m）			垂深（m）	走向	倾向	倾角
		最大	最小	平均				
Ⅰ—1	71	4.5	0.6	1.96	210	10°～30°	东	＞85°
Ⅰ—2	520	8.5	0.55	2.58	90	10°	西	＞60°
Ⅰ—3	200	5.3	0.44	1.66	40	35°～335°，10°～35°	西	＞75°
Ⅱ—1	270	4.7	0.6	1.61	120	30°	东	＞70°
Ⅱ—2	80	2.9	0.70	1.87		50°	南东	
Ⅲ—1	70			0.70		10°	不定	

Ⅰ-1 矿体：位于Ⅰ号矿脉的北端，地表处于脉体拐弯处的分枝复合部位，地下深处合并为一体，从南至北走向由 NE10°转向 NE35°，呈“S”形展布，地下几个中段矿体走向趋向于平直，拐弯不明显。矿体倾向不定，倾角大于 85°。沿倾向具有波状弯曲之特征。矿体呈近直立的大扁豆体。矿体地表长 71m，最大水平宽度 4.5m，最小 0.6m，平均宽度 1.96m，最大延深 200m，延深是延长的 3 倍。矿体宽度与脉体宽度一致，在走向上北宽南窄，北部最大宽度 4.2m，最小 0.6m，平均 2.1m，340 中段最大宽度 4.2m。南部最大宽度 2.2m，沿倾向中间宽、两端窄，地表最大宽度 4.5m，最小 1.2m，平均 2.5m；260 中段最大宽度 2.0m，最小 1.0m，平均 1.42m，矿体厚度变化系数为 0.57m。该矿体是刺猬沟金矿床中最富的一个矿体，金品位最高达 111.96×10^{-6}，最低为 3.46×10^{-6}，平均 13.52×10^{-6}（表 3-32）。金储量占整个矿床的 40.65%。

表 3-32　各矿体的品位及 Ag/Au 比值

矿体编号	Au（$\times10^{-6}$）			Ag（$\times10^{-6}$）			Ag/Au
	最高	最低	平均	最高	最低	平均	
Ⅰ—1	111.96	3.46	13.52	49.17	7.79	18.18	1.34
Ⅰ—2	20.09	2.23	8.64	27.17	0.06	8.41	0.97
Ⅰ—3	40.96	1.50	7.73	11.50	1.60	3.43	0.66
Ⅱ—1	12.6	2.37	5.94	22.38	2.00	7.31	1.23
Ⅱ—2	9.78	3.20	5.77	5.20	2.08	3.96	0.69
Ⅲ—1	6.18	5.4	5.79	32.90	28	30.05	5.1

I-2 矿体：是刺猬矿金矿床中规模最大的一个矿体，金储量占整个矿床的储量 46.95%；位于 I 号脉体的中部，产状与脉体产状一致，平面上呈 S 型展布，剖面上呈舒缓波状，矿体厚度一般小于脉体厚度；矿体地表总体长度 500m，最大水平宽度 3.5m，最小为 0.55m，平均为 2.58m，厚度变化系数为 0.66；最大延深 135m，由南向北埋深逐渐加大，具明显的向北侧伏现象。矿体金品位最高 20.09×10^{-6}，最低 2.23×10^{-6}，平均 8.64×10^{-6}，金品位变化系数为 0.53；银品位最高 27.17×10^{-6}，最低 0.06×10^{-6}，平均为 8.41×10^{-6}；Ag/Au 比值为 0.97（表 3-33）；金品位由地表向深部基本上由富变贫。反映出矿体向北侧伏及愈往南其剥蚀程度加大的特征，该矿体金品位总体变化趋势是，沿走向由北向南变贫，沿倾向上由富变贫。

I-3 号矿体：位于脉体的最南部，地表呈“S”形展布。矿体由北至南走向 35°转向 335°，然后转向 NE10°~NE35°，矿体倾向西，局部向东倾，倾角 74°~85°。矿体金品位最高为 40.96×10^{-6}，最低为 1.50×10^{-6}，品位由地表向深部愈来愈贫，金品位变化系数为 0.61。矿体规模小，金储量占整个矿床的金储量的 3.51%，矿体长 200m，最大水平宽度 5.3m，最小 0.44m，平均 0.66m，厚度变化系数 0.87，矿体最大延深 40m（表 3-33）。

1.2.2 矿石矿物组合、组构及成矿阶段

刺猬沟金矿床的矿石中，硫化物含量小于 1.0%，属少硫化物工业类型金矿床。矿石中金矿物组合相对简单，主要为银金矿、辉银矿，次之为自然金、针碲金矿、碲金矿；主要金属矿物为黄铁矿，次之为闪锌矿、黄铜矿、方沿矿、辉铋矿、辰砂等。脉石矿物为方解石、石英、白云石、冰长石、重晶石、明矾石等。矿石结构主要有自形-半自形结构、他形粒状结构、固溶体分解结构和交代结构等；矿石构造有角砾状、晶洞（晶簇）状、梳状和浸染状等。

依据上述特征，可将刺猬沟金矿床的矿化期次划为热液期和表生期两期，并以热液期为主要成矿期，可进一步分为四个成矿阶段，从早到晚依次为：

冰长石－石英脉阶段：形成冰长石、石英，局部形成冰长石石英脉或网脉；

白色粗晶-巨晶方解石脉阶段：形成颗粒粗大的方解石，少量黄铁矿等。中细粒石英-方解石阶段：主要形成细粒石英方解石脉、细脉；

含金属硫化物、中细粒石英方解石阶段：形成少量黄铁矿、闪锌矿、黄铜矿、方沿矿、辉铋矿、辰砂等以及中细粒石英、方解石，呈脉状产出。

含白云石、蛋白石、重晶石和方解石阶段：成矿晚期，形成白云石、蛋白石、重晶石、方解石和石英等。

1.2.3 围岩蚀变

刺猬沟金矿区的围岩蚀变类型与闹枝铜金矿区基本相似。主要有以青盘岩化、赤铁矿化和沸石化为代表的面状蚀变以及由硅化（玉髓石英、次生石英）、黄铁绢英化、冰长石化、碳酸盐化等组成的近矿围岩蚀变。由近矿到远离矿体大体上可分成三个带：①绢云母化、硅化、碳酸盐化、粘土化蚀变带；②黄铁绢英岩化带；③青盘岩化蚀变带。

各阶段的矿物生成顺序及共生组合见（表 3-33）所示。

表 3-33　刺猬沟金矿中矿物生成顺序表

成矿期 / 成矿阶段 / 矿物	热液成矿期					表生期
	冰长石-石英网脉阶段（Ⅰ）	粗粒-巨粒方解石脉阶段（Ⅱ）	黄铁矿-中粒石英脉阶段（Ⅲ）	微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				—		
主铅矿				—		
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	

1.2.4 金的赋存状态及其金的成色

金主要有三种赋存状态，其中有石英或石英与方解石的晶隙金，石英、黄铁矿、闪锌矿中的包裹金，与黄铁矿、针碲矿、辉银矿的连生金。以石英间隙金和石英、黄铁矿中的包裹金为主。金的成色为 560～826（表 3-34），平均为 683。

表 3-34　金矿物的成色

序号	Au	Ag	Cu	Fe	Te	Au/Ag	金的成色
1	69.54	30.41	0.00	0.00		2.29	695
2	68.96	31.22	0.00	0.01		2.21	687
3	71.36	28.48	0.02	0.00		2.51	715
4	76.21	13.73	0.00	0.02		5.55	723
5	73.93	16.13				4.58	821
6	70.58	14.86				4.74	826
7	50.30	28.50			0.071	1.76	638
8	47.70	33.50			0.169	1.42	587
9	49.50	41.00			0.135	1.48	547
10	51.00	40.00				1.28	560
11	67.98	27.30				2.49	713

1.3　矿床元素地球化学

1.3.1　矿石的成矿元素及伴生微量元素、稀土元素

刺猬沟金矿床中，主成矿元素为 Au，25 件矿石样品中 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 比为 0.19，明显高于小西南岔和闹枝矿床。除 Au、Ag、Cu 之外，矿石中还有 Zn、Pb、As、Sb、Mo、Ti 、W、Sn 、Bi 和 Hg 等伴生元素。元素的浓集序列为 ：Te→Au→Ag→Bi→As→Sb→Pb →Mo→Ti→Zn→W→Cu→Hg。

不同成矿阶段矿石的稀土元素的特征参数不尽相同（表 3-35），从早到晚矿石中稀土元素的总量逐渐降低，而 $La/Yb_{(N)}$ 和 δEu 却逐渐增加。在稀土元素模式曲线（图 3-21）上，矿石的稀土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。

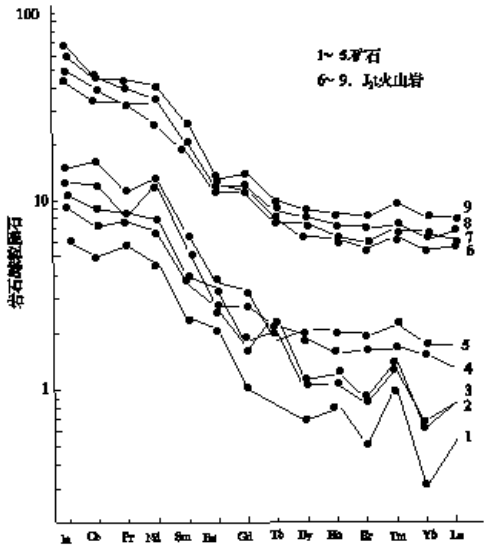


图 3-21 刺猬沟金矿区矿石 REE 模式图

表 3-35　刺猬沟金矿区矿石中稀土元素特征参数

成矿阶段	脉体类型	ΣREE（10^{-6}）	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	含硫化物方解石脉	10.82	20.04	1.24	0.17

1.4　流体包裹体研究

本文对不同阶段以及不同矿体中石英、方解石中的包裹体类型及特征进行了研究，结合前人的研究成果，总结如下：

1.4.1　包裹体类型及特征

该矿床的流体包裹体主要类型是气液两相、其次为单一的气相和液相，在不同矿脉中及相应矿化阶段的主要类型和特征分述如下：

在含冰长石石英网脉中，Ⅰ-1 矿体主要为气液包体，气液比为 5%～10%±，长径 8～15μm，形态为多边形，少量气相及多相包体；Ⅰ-2 号矿体主要为纯液相包体，次为气液包体，少量多相包体。原生气液包体气液比可达 20%，长径为～10μm，形态多为不规则多边形；Ⅰ-3 矿体主要发育纯液相包体，次为气液相包体，少量多相包体，原生气液包体的气液比为 5%，长径为 5μ，椭圆及不规则状。

在石英方解石脉中，石英内部的流体包裹体：Ⅰ-1 矿体以气液包体为主，次为气相包体，原生气液包体比为 10%～15%，形态近似椭圆但不规则，长径 8～20μm；Ⅰ-2 号矿体包体少，多为纯液相包体，少量气液及多相包体，原生气液包体气液比 8%±，椭圆状，长径为 4μm；Ⅰ-3 矿体主要为纯液相包体，少量气液、气相及多相包体，原生气液包体的气液比为 5%，椭圆状，长径为 12μm。另外，在方解石中的流体包裹体，主要为纯液相气相包体，长径为 5～4μm。

含硫化物石英方解石脉的石英中的流体包裹体，Ⅰ-3 矿体主要为纯液相包体，其次为气液包体，少量气相包体，原生气液包体的气液比为 8%，长径为 8～14μm，椭圆及多边形（表 3-36）。

表 3-36　包裹体特征表

阶段	样号	矿物	包体一般特征	长径（μm）	气液比（%）
Ⅰ	CB14—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	5～16	5～8
	CB2①	石英	主要为纯液相包体，少量气液相及多相包体	5	5±
	CB4508—8	石英	主要纯液相包体，少量气液及多相包体	5	20±
	CB5409—13	石英	主要为纯液相包体，次之为气液相及多相包体	5	5±
	CB4508—1	石英	主要为纯液相包体，次之为气液包体，少量多相包体	5～10	5±
	CB2602—3	石英	主要气液相包体，等量气相及多相包体	8～15	5～10
Ⅲ	CB2606—4	石英	主要气液包体，次之为气相包体	8～20	10～15
	CB25	石英	包体少，多为纯液相包体，等量气液及多相包体	4 14	5～8
		方解石	纯液相包体及气液包体	5	5
	CB4C	石英	主要纯液相包体，少量气液、气相及多相包体	12	5±
Ⅳ	CB5（2）	石英(粗粒)	主要纯液相包体，次之为气液包体和气相包体	8～14	8±

上述特征显示，随着沉淀温度的升高，原生气液包体的长径略有增加，气液比也略有增加。

1.4.2 成矿温度和盐度

从不同阶段、不同矿体样品的包裹体均一温度（表 3-37）可知，除没有获得到第二阶段的均一温度外，获得的第一成矿阶段含冰长石、方解石网脉形成的平均温度 221.4℃，第三矿化阶段石英方解石脉形成的平均温度为 240.3℃，第四阶段含硫化物石英方解石脉的平均温度为 304.5℃。从早阶段到晚阶段该矿床成矿流体的均一温度是升高的。从Ⅰ号矿脉的不同矿体看，Ⅰ-1、Ⅰ-2 号矿体成矿流体的均一温度较低，分别为 230.2℃和 199.2℃，而第Ⅰ-3 号矿体成矿流体的均一温度较高，平均为 265.2℃。

表 3-37　刺猬沟矿床Ⅰ号矿脉均一温度表（℃）

	Ⅰ-1	Ⅰ-2	Ⅰ-3	加权平均值
Ⅰ	222.7	187.1	228.3	221.4
Ⅲ	267.5	203.3	297	240.3
Ⅳ			304.5	304.5
加权平均值	230.2	199.2	265.2	

根据由包裹体成分计算的盐度见表 3-38，从表可看出，该矿床盐度介于 0～8wt%NaCl 之间。另外，利用冷冻法测得部分盐度数值明显较低，第Ⅰ阶段为 0.4～0.7wt%NaCl，第Ⅲ阶段为 0.1～0.3wt%NaCl，反映了该矿床成矿流体以低盐度为特征。

包裹体主要成分及参数见表 3-38。由表 3-38 和图 3-22 看出，该矿床成矿流体主要成分类型为 $K^+-Ca^{2+}-HCO_3^-$，且从早到晚 Ca^{2+}、HCO_3^- 浓逐渐升高，这与碳酸盐晚期发育是一致的。早期富 K^+、Na^+，晚期富 Ca^{2+}；早期富 Cl^-、SO_4^{2-}，晚期富 HCO_3^-。总体上，K^+/Na^+比值、Cl^-/SO_4^{2-}比值逐渐降低；Ca^+/Mg^{2+}、CO_2/H_2O 及 CO/CO_2 比值渐增大，反映了成矿流体的成分演化特征。

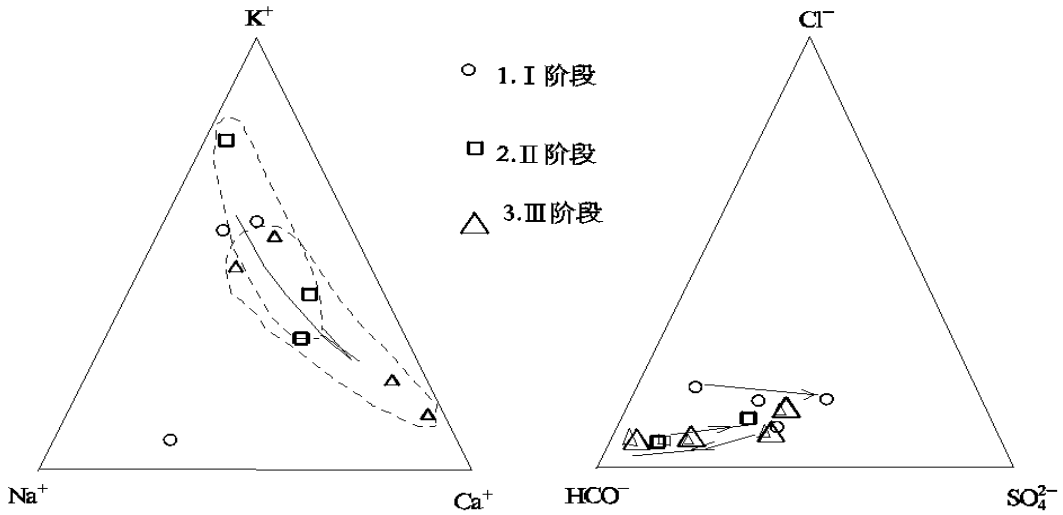


图 3-22　矿流体主成分演化图

表 3-38　石英包裹体成分及参数表（$\times 10^{-6}$）

阶段	样号	K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	HCO_3^-	F^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Na^+/K^+	Ca^{2+}/Mg^{2+}	Cl^-/SO^{2-}	CO_2/H_20	CO/CO_2	盐度 wt%
Ⅰ	CB-2	0.75	0.31	0.37	0.024	1.72	0.16	0.18	1.96	0.684	9.25	0.254	0.006834	3.86	4.07
	CB14-1	0.5	0.17	0.14	0.044	2.02	0.15	0.18	0.61	0.568	1.91	0.798	0.004982	2.367	0.624
	CB19	1.39	0.19	0.10	0.044	2.11	0.21	0.08	0.55	0.229	1.36	0.393	0.007648	52.33	7.422
	CB5409-13	0.95	0.19	0.52	0.61	2.32	0.16	0.19	2.45	0.344	0.52	0.206	0.01321	3.32	5.53
	CB4508-8	1.18	0.27	1.29	0.76	2.84	0.14	0.25	3.03	0.4	1	0.220	0.01445	1.23	7.57
	CB2606-3	0.78	0.19	0.29	0.12	1.93	0.13	0.30	1.80	0.413	1.45	0.445	0.006256	3.08	0.854
Ⅱ | Ⅲ	石英-方解石脉 CB-4	1.81	0.16	5.61	0.10	7.63	0.23	0.29	0.59	0.151	33.57	1.35	0.01383	4.91	1.515
	CB25	0.71	0.14	1.30	0.076	2.92	0.20	0.38	2.65	0.338	10.4	0.393	0.01145	5.15	1.380
	粗晶方解石脉 CB2606-4	0.12	0.78	0.54	0.31	1.43	0.12	0.19	3.08	11	0.104	0.167	0.009760	6.43	2.21
Ⅳ	CB-5（2）	0.89	0.07	6.19	0.58	9.18	0.22	0.41	5.44	0.132	6.46	0.333	0.02419	3.95	4.26

1.5 稳定同位素组成

1.5.1 硫同位素组成

从刺猬沟金矿床贫硫化物矿石中获得 10 件黄铁矿样品，其 $\delta^{34}S$ 变化为-3.4‰～2.9‰，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，并可能与中生代的火山-次火山岩系有关。

1.5.2 氢、氧同位素

11 件石英的氧同位素分析结果列表 3-39，$\delta^{18}O_{石英}$变化范围为-1.3‰～6.2‰，平均为 1.6‰，计算与石英平衡的水为 $\delta^{18}O_{水}$（Clayton，1972）变化范围为-13.0‰～-0.6‰，平均为-8.3‰；δD 变化为-104.7‰～93.6‰，平均为-98.6‰（表 3-39）。在 δD—$\delta^{18}O$ 图解（图 3-23）上，成分点落在大气降水与岩浆水之间靠大气降水一侧，表明成矿流体主要由大气降水组成，岩浆水的作用较小。

表 3-39　刺猬沟金矿床氧氢同位素组成（‰）

样号	$\delta^{18}O_{石英}$	$\delta^{18}O_{水}$	δD	Th℃
1	2.618	-5.573	-96.82	267
2	-0.576	-11.530		212.1
3	2.938	-8.151	-10.474	210
4	-0.572	-10.746		226
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
平均值	1.57	-8.29	-98.64	

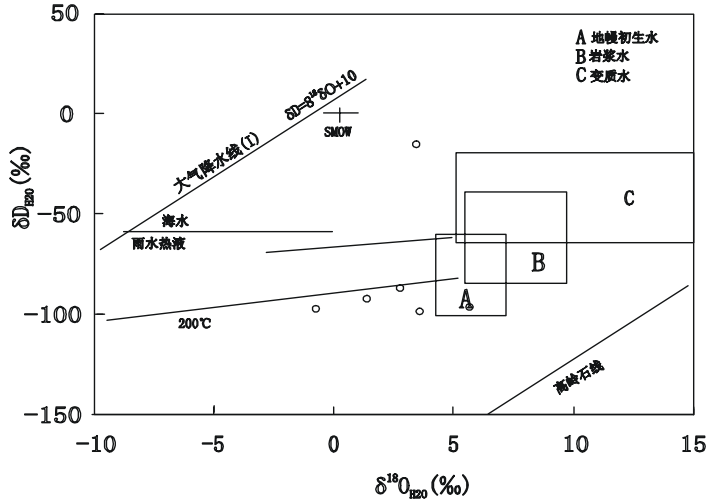


图 3-23　刺猬沟金矿床氢－氧同位素图解

1.5.3　碳同位素

方解石的 $\delta^{13}C$ 变化为-5.60‰～-7.64‰，碳同位素组成属深源碳，与区域上二叠系大理岩中的 $\delta^{13}C$ 有明显区别（大理岩中的 $\delta^{13}C$ 变化为 0.691‰～3.582‰，平均为 2.13‰）。

不同成矿阶段的流体 Eh、pH 值见表 3-40，从中可看出，pH 随值 6.65 从增至 7.34，Eh 值则由 61.78 至 20.77mv。反映出，在当时 T、P 条件下矿床沉淀环境属于偏碱性和低氧化状态。

表 3-40　成矿流体 Eh、pH 值

矿体阶段	Ⅰ-1		Ⅰ-2		Ⅰ-3		均值	
	pH	Eh（mv）	pH	Eh（mv）	pH	Eh（mv）	pH	Eh（mv）
Ⅰ	6.63	62.77			6.51	69.36	6.65	61.78
	6.59	65.14	6.85	50.05	6.66	60.98		
Ⅱ-Ⅲ	6.37	78.15	6.76	55.08	7.24	26.68	6.79	53.50
Ⅳ					7.34	20.77	7.34	20.77
均值	6.53	68.69	6.82	51.73	6.94	44.58		

1.5.4　矿体定位深度和压力

依据 J.Haas（1977）的深度与温度关系图，得到本矿床的定位深度为 263～1063m，矿床形成时的静压力为 7.31～29.53MPa。矿床的定位深度比闹枝铜

金矿要相对浅一些。

1.6 成矿时代

刺猬构金矿床产于中侏罗世第一次喷出形成的安山质凝灰角砾熔岩和安山岩中，周永昶等（1992）对刺猬沟含 Au 石英方解石脉中石英进行了 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄测定，获得年龄为 176.8±1Ma，1 号矿脉的 $^{40}Ar-^{39}Ar$ 年龄为 170Ma（李庚一等，1994）。最新的锆石 U－Pb 年龄数据显示该火山岩组的锆石 U－Pb 年龄在 115~105Ma 之间；矿化又是发生在火山作用之后，因此，有关该矿床的矿化时代可能不是发生中侏罗世晚期，而是发生在早白垩世。

2 五凤－五星山金矿床

五凤－五星山金矿床位于吉林省延吉市境内，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沟－五凤北东向断裂的交汇部位。

2.1 矿区地质概况

五凤-五星山金矿区出露的主要是中生代（K_1）中性火山熔岩和火山碎屑岩，在矿区的东北部有燕山期粗粒碱长花岗岩出露，呈岩基产出；有大量的次粗安粗面岩、花岗岩细晶岩脉产在碱长花岗岩中。在五凤-五星山金矿床中，五凤矿段的围岩主要为火山岩，而五星山矿段的金矿化主要产于碱长花岗岩与粗面岩的内外接触带中，表明金矿化的形成晚于次火山岩。

矿区内断裂构造较为发育，主要控矿构造为 NE 向断裂和 NW 向断裂；在五凤矿段，NE 和 NW 向断裂较发育；而在五星山矿段，仅有 NW 向断裂，且主要发育在接触带附近。其中，NE 向断裂带由近于平行的 10 余条断裂组成，走向稳定，长约 2000m 宽约 800m 延深 600m 以上，倾向 300°～310°，倾角 40°～55°，有时呈弧形，局部膨大或收缩，西南端撒开，断层性质属于平移-正断层，部分 NE 向断裂直接矿化或蚀变，被浊沸石、方解石、冰长石和石英等脉石充填交代。NW 向断裂带走向 300°～330°，倾向西南，倾角 70°左右，共有十余条断裂 组成，一般长 100～300m 也有分支复合和膨胀收缩

现象，部分断裂矿化和蚀变，被浊沸石、方解石、冰长石和石英等脉石充填交代。

2.2 矿床地质

该矿床由五凤和五星山两个中型金矿床组成，工业类型分别为含硫化物石英方解石脉型和细脉浸染－石英脉复合型，现将它们的矿床地质特征分述如下。

2.2.1 五凤金矿床

2.2.1.1 矿床特征

该矿床产于闪长玢岩内，矿体为含硫化物石英方解石脉型金矿床，含金脉体由北东向脉带和北西向脉带构成。北东向脉带由 18 条矿脉组成，脉宽 0.5～1m，局部可达 3～8m；矿脉总体较为规则，走向 30°～40°，倾向 NW，倾角 40°～50°；矿脉带总长近 2000m，宽 170m，延深可达 600m 以上。北西向脉带由 20 余条矿脉组成，脉宽变化大，一般为 0.1～1.8m，最宽可达 5.6m。矿脉长度为十～二、三百米，个别近 1000m。矿脉平均走向 300°～330°，倾向 SW，倾角 50°～70°，地表较缓，深部渐陡。

2.2.1.2 矿石类型、组成及组构特征

其矿石类型与刺猬沟矿床类似，属于含硫化物（含量<1%）方解石-石英脉型，矿石矿物组成为简单。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、碲银矿和磁铁矿、褐铁矿等；脉石矿物有石英、方解石、玉髓、蛋白石、冰长石、萤石、沸石、绢云母、绿泥石等。

矿石结构有它形-自形晶结构、隐晶质结构、交代结构、填隙结构、胶体环带结构和压碎结构等；构造主要有角砾状构造、晶洞晶簇状构造和块状构造等。

2.2.1.3 矿化阶段及矿物生成顺序

该矿床矿化可划分为致密状－玉髓状石英脉阶段、方解石石英阶段和含萤石、沸石、方解石的石英脉三个矿化阶段。各阶段矿物生成顺序及共生组合见表（表 3-41）。

表 3-41　五凤矿段成矿阶段

矿物	矿化阶段		
	致密状－玉髓状石英脉	方解石石英脉	萤石方解石沸石
绿泥石	———		
钠长石	———		
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		——	—

2.2.1.4　金银赋存状态

含金矿物主要为银金矿，次为碲金矿和碲金银矿；含银矿物主要为辉银矿和金矿，次为碲银矿和碲金银矿。银金矿多交代黄铁矿等硫化物，并在硫化物和石英颗粒间呈粒间产出。辉银矿与银金矿连生，并被其浸染交代。破裂状它形黄铁矿含金银高，成为金的主要载体矿物。

2.2.1.5　围岩蚀变

五凤矿段的围岩蚀变有钠长石化、绿泥石化、黄铁矿化、硅化、绢云母化、碳酸岩化和冰长石化、沸石化等。蚀变具多期叠加特征，往往形成对称状分布的蚀变矿物组合。

2.2.2　五星山矿床

该矿床主要分布于花岗岩体与闪长玢岩的接触带附近，属细脉浸染状－石英脉复合型金矿床。

2.2.2.1　矿体的规模及产状

五星矿脉的细小石英脉宽度小于 1 或 1 左右，个别单条脉体宽 3～5cm，

极个别达 1m。主要形成平行细脉群和交织网脉。由于控制脉体的裂隙小，有时达到显微尺度上，使得矿体与围岩界线不清，靠取样分析资料进行矿体圈定。共圈定 4 条矿体，其规模和金品位如表 3-42。矿体和矿化带总体走向 300°～320°，倾向 SW，倾角 70°～90°。

表 3-42　五星山矿段矿体规模品位表

矿体赋存部位	矿号	地表长度（m）	平均厚度（m）	垂深（m）	Au	
					最高	平均
南接触带	Ⅰ-1	100	6.6	25	17.41	7.87
	Ⅰ-2	145	13.5	100	181.52	4.00
	Ⅰ-3	95	5.5	47.5	142.06	7.80
北接触带	Ⅱ	85	11.5	42.5	10.95	6.36

2.2.2.2　矿石矿物及其组构

五星山矿段矿石中金属硫化物含量小于 1%，主要有黄铁矿、褐铁矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、金银矿等。脉石矿物有石英、方解石、冰长石及沸石等。矿物组合较简单，矿石类型属贫硫化物石英-方解石型。矿石的结构与五凤矿段相似，矿石的构造主要有浸染状、细脉浸染状等。

2.2.2.3　成矿阶段及金的赋存状态

五星山矿段成矿阶段：冰长石-石英阶段、冰长石-石英-少量-多金属硫化物-方解石阶段和方解石-沸石阶段。

金主要以银金矿的形式与黄铁矿及呈黄铁矿假象的褐铁矿共生，金的成色为 527～592。

2.2.2.4　围岩蚀变

矿床围岩的热液蚀变具多期叠加特征，其蚀变矿物有绿泥石、钠长石、黄铁矿、绢云母、高岭土、石英、方解石、冰长石和沸石等。早期蚀变以弱青盘化为主（绿泥石化、钠长石化、黄铁矿化、碳酸盐化、绢云母化），矿体定位期蚀变以硅化、高岭土化、黄铁矿化为主，成矿晚期蚀变以沸石化、碳酸岩化为主。

2.3 矿床的元素地球化学特征

从表 3-43 中可看出，五凤-五星山矿石中 Au 变化为 0.006～2.686×10^{-6}，平均为 0.342；Ag 平均为 3.092×10^{-6}；Cu 平均为 13.6×10^{-6}。矿石中元素的浓度序列为 Hg→Au→Ag→As→Sb→Bi→Pb→Zn→Co→Cu→Ni。不同矿段的黄铁矿单矿物中元素含量有一定区别（表 3-44），五凤矿段的黄铁矿中 Au、Ag 含量明显高于五星山矿段。

矿石的稀土模式曲线与矿区内安山岩、次安山岩更为相似（图 3-24），说明成矿与火山、次火山活动更密切。

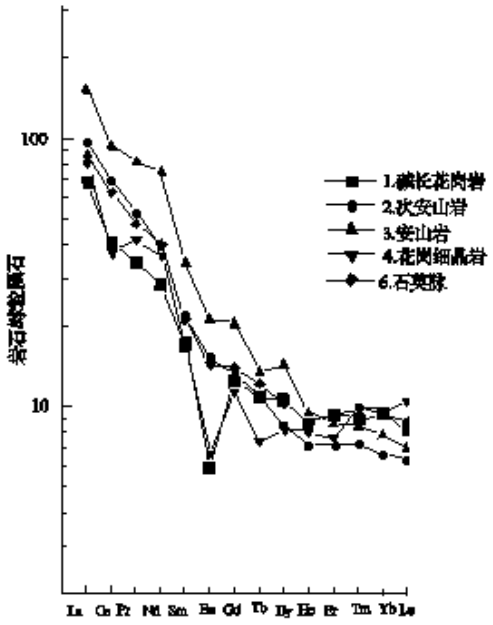


图 3-24　五星山金矿区岩体 REE 模式图

表 3-43　五凤—五星山金矿区矿石中微量元素含量（×10^{-6}）

矿床	样号	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	Co	Ni	Hg	As	Sb	Bi
五凤	KIV-01	0.054	3.8	17.5	23.5	37.0	4.0	6.5	35	90.1	2.05	0.15
	KIV-02	0.211	2.0	16.0	16.5	49.5	4.0	10.5	42	92.5	1.29	0.15
	KIV-03	0.300	4.5	11.5	28.0	60.5	5.5	9.5	30	96.7	2.43	0.24
	KIV-04	0.734	1.7	15.0	30.0	40.5	2.5	12.5	26	88.7	1.97	0.15
	KIV-05	0.037	4.7	14	21.0	59.5	11.5	9.5	35	52.5	1.2	0.21
	KIV-06	0.006	0.7	12.5	14.0	81.5	6.5	9.5	15	25.5	1.21	0.14
	KIV-07	0.040	2.4	15.0	14.0	41.5	4.0	6.5	22	84.6	1.97	0.13
	KVI-3	0.006	2.1	15.0	32.5	67.0	7.5	7.5	18	26.1	3.22	0.14
	KVI-5	0.030	2.9	10.5	23.5	30.5	6.5	4.0	26	68.9	2.15	0.13
	KV-12	0.053	3.8	11.5	23.5	52.0	6.5	7.5	33	50.1	1.03	0.12
	T-4	0.174	4.3	17.5	14.0	31.0	6.5	10.5	34	62.3	1.03	0.21
五星	K2703	0.526	6.7	11.5	9.5	52.0	4.0	5.5	38	28.8	0.57	0.25
	K2704	0.009	2.2	9.0	21.0	105.0	21.5	36.0	29	41.9	0.96	0.32
	K2307	2.686	4.2	17.5	18.5	66.0	5.5	11.0	46	45.8	0.68	0.23
	KW2705	0.205	0.38	10	314	76.9	6.32	9.36	231	17.6	285	0.15
平均值		0.342	3.092	13.6	40.23	57.23	6.82	10.39	44	58.15	20.48	0.18

注：数据引自邹祖荣等（1989）

表 3-44　黄铁矿中微量元素分析结果（%）

矿段	Au ($\times10^{-6}$)	Ag ($\times10^{-6}$)	Cu	Pb	Zn	Co	Ni	Se	Te	Co/Ni
五凤	190.0	102. 0	0.08	0.29	0.03	0.03	0.013	0.00025	0.0005	2.31
五星山	13.8	28.5	0.065	0.13	0.07	0.05	0.025	0.0015	0.0005	2.0

2.4　矿床同位素组成特征

五凤矿段黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 为 1.0‰～2.6‰，平均为 1.7‰，接近陨石硫，反映矿床中硫属深源硫；方解石的 $\delta^{13}C$ 为-9.4‰～-6.9‰、平均为-8.0‰，$\delta^{18}O$ 为 0.8‰～4.5‰；平均为 3.1‰。在 $\delta^{13}C$ 与 $\delta^{18}O$ 图上（图 3-25），方解石的碳、氧数据投影在天水混合的火山岩碳区，表明氧同位素与天水有强烈的交换作用。石英和方解石中流体包裹的氢、氧同位素组成为：δD 为-98‰～-87‰，平均为-91‰，$\delta^{18}O$ 水为-6.68‰～-3.18‰，平均为-4.93‰。

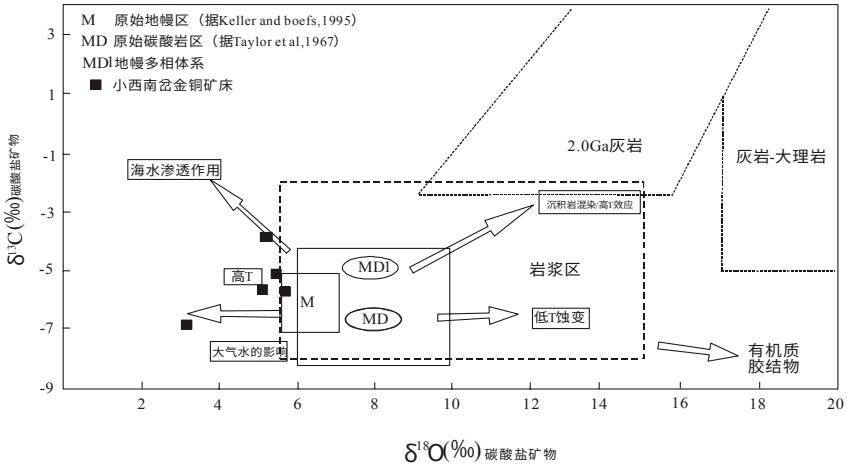


图 3-25　南岔金铜矿床 $\delta^{13}C_{PDB}$-$\delta^{18}O_{SMOW}$ 图解

2.5　流体包裹体研究

2.5.1　包裹体类型

研究表明，五凤、五星山矿床中流体包裹体较少，大致有三种类型，即：气体包裹体（占 10%～15%，气液比大于 50%）、气液相包裹体（占 80%以上，气液比为 2%～50%）、液相含 CO_2 包裹体（<10%）。

2.5.2 盐度、密度及成分

该矿床的含矿流体盐度较低，0.5~4.8wt%NaCl 之间；流度的密度 0.80~0.3/cm^3 之间；成矿流体的主要成分为：

K＞Na>>Ca≈Mg；SO_4^{2-}＞Cl^-＞F^-＞NO_3^-；CO_2≈CO>>N_2＞CH_4＞H_2

2.5.3 含矿流体温度及矿体定位深度

五凤、五星山矿床的含矿流体均一温度在 80～400℃之间，平均为 250℃，但主要集，在 200～240℃间，含矿流体温度又可划分为三个区间（芮宗瑶等，1995）。

①300～400℃，此温度可能代表绢英岩化温度。

②180～300℃，此温度为主要流化物和金银沉淀温度。

③80～180℃，此温度为方解石和玉髓沉淀温度。

结合芮瑶等(1995)的研究结果，确定本矿床的成矿压力大致在 4～6MPa，推测矿体定位深度为 143～216m。

2.6 成矿时代

五凤－五星山金矿床分别产于中生代晚侏罗世-早白垩世金沟岭组-泉水村组（J_3－K_1）的闪长玢岩内以及与中生钾长花岗斑岩体的接触带附近，早期获得五凤盆地安山岩和单矿物 Rb—Sr 等时线年龄分别为 147.5Ma(沈远超，1983）；最近，郭锋等（2006）获得的 Ar－Ar 年龄在 120～105 之间；见于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，我们推测矿化应在早白垩世晚期（110Ma±）。

3 成矿模式

矿床的形成主要是延边地区东部中生代晚侏罗—早白垩世的构造—火山—岩浆活动的综合产物。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 S-N（略偏东）向挤压应力状态，从而形成了近 E-W 向压性断裂、近 S-N 向张性断裂和 NW 向压扭性断层、NE 向张扭性断层。区内近 E-W 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。

主要矿床均受近东西向构造带的次级构造裂隙—NE 向、NNE 向和 NW 向构造带或其与火山机构的联合控制

这类矿床产在火山盆地内，热液成分以大气降水为主，根据矿物成分、围岩蚀变及地质、地球化学特征判断，应为浅成低温热液低硫化型矿床（图 3-26）。

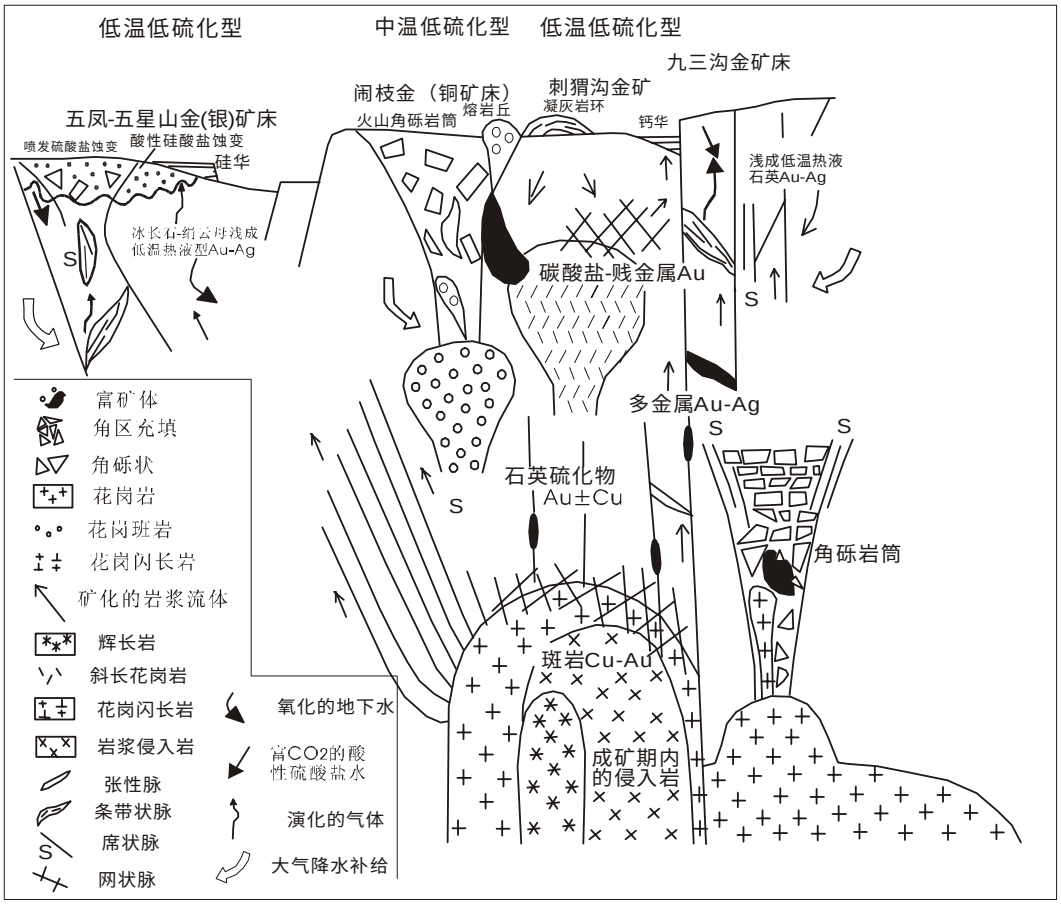


图 3-26　浅成低温热液低硫化型矿床成矿模式图

小　结

小西南岔金铜矿床以香房河谷北东向成矿后断裂为界，分为北山段和南山段。北山矿段多呈复脉，单脉和网脉或细脉浸染状，其中复脉和单脉型为主要矿化类型，在金、铜品位特征上，两者在空间上具明显的垂直分带。南山矿段脉体规模较大，主要以单脉型为主，细脉浸染型为辅；其特征表现：

主矿体上陡下缓，矿体主要分布在闪长玢岩两侧破碎带中。矿化与硫化物的关系是金属硫化物含量高、金和铜的品位也相应高；与闪长玢岩脉的关系是上盘矿体连续性好，且矿体的连续性较好，而下盘矿体分布零星，形态复杂。并且，在金铜矿体中，金高、铜也高，而铜高、金却不一定高。北山矿段以出现金—银—铋—碲的矿物组合为特征，它们与少量黄铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿伴生，赋存于石英脉及蚀变围岩中，形成少硫化物金铜矿石，但往深部，这种特殊矿物组合迅速消失。南山矿段是本区的成矿系统的较深部位，此处的矿物组合是黄铁矿—黄铜矿—磁黄铁矿—自然金。其中黄铁矿含量较高，在南山矿段东南向延伸部位，矿物组合为磁黄铁矿—黄铜矿—黄铁矿。整体上，主要金属矿物为黄铜矿、黄铁矿及磁黄铁矿，少量胶黄铁矿、方黄铜矿、毒砂、辉钼矿、闪锌矿、方铅矿、黝铜矿、斑铜矿、蓝辉铜矿、斜方辉铅铋矿、磁铁矿、斜方硫铅铋矿、辉碲铋矿、碲银矿、自然铋、碲金矿、银金矿及自然金等；脉石矿物有石英、方解石、绢云母、绿泥石、钾长石及黑云母等。次生矿物有褐铁矿、针铁矿、孔雀石、铜蓝、自然铜、白铁矿、辉铜矿、沥青铜矿等。

矿床的氧化作用不强，氧化带不深，北山矿段约 10m，南山矿段约 20m。氧化带以下为原生硫化物带，未发现次生富集带该矿床的围岩蚀变的类型有黑云母化、钾长石化、绢云母化、硅化、碳酸盐化、绿泥石化、绿帘石化、阳起石化、透闪石化等。本次对该矿床的赋矿围岩和与成矿伴生脉岩进行了年代学研究，获得围岩闪长岩－石英闪长岩的锆石 U－Pb 年龄为 270~260.2Ma，切割黄铜矿矿脉的安山玢岩锆石 U－Pb 年龄为 102.1±2.2Ma，细粒闪长岩的锆石 U－Pb 年龄为 123.45±2.2Ma；因此，初步确定含矿流体的上升的年龄为 123Ma，最终定在 102Ma 之前。

农坪金铜矿床处于延吉—图们—马滴达东西向大断裂与三道沟北北西向断裂带的交汇处。矿体总走向为北西向，金矿体以脉状为主，局部呈枝叉状，铜矿体呈浸染状、细脉浸染状赋于花岗闪长斑岩体的面状黑云母化蚀变带中矿石矿物组成主要为黄铁矿，其次为黄铜矿、辉铋矿、辉碲矿、方铅矿、闪锌矿等；脉石矿物主要为石英和方解石等。根据矿化特征可分两个矿化期，即：原生热液期和次生氧化期。矿区围岩蚀变强度较低，且分布不均匀。大

体可以分为二期：早期围岩蚀变带以黑云母化、黄铁矿化为主，呈面状分布；脉状矿体定位期围岩蚀变为硅化、黄铁矿化、电气石化、绢云母化、绿泥石化为主，呈线状分布，早期围岩蚀变与铜矿化关系密切，脉状矿体定位期围岩蚀变与金矿化关系密切；晚期围岩蚀变以黄铁矿化、薄膜状碳酸盐化、沸石化、绿泥石化为主，晚期蚀变标志金、铜矿化结束。

铜金矿床包括硫化物石英脉型（闹枝铜金矿床、富岩铜金矿床等）、含硫化物细脉浸染（九三沟铜金矿床、苍林、金沟岭小型铜金矿床等）、隐爆角砾岩＋硫化物石英脉复合型（杜荒子小型铜金矿床、西大坡小型铜金矿床等）。根据矿化、蚀变矿物组合，相互间的穿插关系，产状特征等，区内矿化可划分二个矿化期，即岩浆热液期和地表氧化期。氧化期属于原生成矿期后的作用，对矿床的富集作用不明显。该矿床的金铜矿化明显受断裂控制，矿区内发育有华力西晚期黑云母花岗岩—花岗闪长岩、燕山早期钾长花岗岩、燕山晚期闪长岩、石英闪长（斑）岩—闪长玢岩及次安山岩等。但燕山晚期的岩浆活动与金矿化或金矿体的形成关系密切，金矿体产在石英闪长（斑）岩中；因此，推测成矿时代为燕山中晚期。综合区域及矿床地质特征，该区金铜矿化明显受断裂控制，矿化蚀变在多期、多阶段热液活动过程中形成的，金铜矿化蚀变与次火山岩岩浆活动关系密切，空间上同处于同一构造带，含矿热液沿破碎角砾岩带裂隙充填胶结，形成富含金铜等元素的胶结物，构成矿区成型的呈扁豆状斜列的金铜矿体，说明成矿作用主要是在构造活动过程中，在比较开放的、压力较低的地质条件下进行的，是属于与次火山岩有关的浅成中低温热液裂隙充填型金铜矿床。

研究区相对独立的金矿床主要有刺猬沟金矿床、五凤－五星山金矿床，其工业类型是含硫化物石英脉、方解石脉以及冰长石石英脉等。金属硫化物含量<1%，主要有黄铁矿、褐铁矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、金银矿等。脉石矿物有石英、方解石、冰长石及沸石等。矿化分为冰长石-石英阶段、冰长石-石英-少量-多金属硫化物-方解石阶段、方解石-沸石阶段。五凤－五星山金矿床分别产于中生代晚侏罗世-早白垩世金沟岭组-泉水村组（J_3－K_1）的闪长玢岩内以及与中生钾长花岗斑岩体的接触带附近，早期获得五凤盆地安山岩和单矿物 Rb—Sr 等时线年龄分别为 147.5Ma（沈远超，1983）；最近，

郭锋等（2006）获得的 Ar－Ar 年龄在 120～105 Ma 之间；见于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，我们推测矿化应在早白垩世晚期（110Ma±）。

第四章　成矿规律及区域成矿模式

有关该区金铜矿床的成矿规律探讨，前人已经进行过多方面论述（芮宗瑶等，1995；刘斌，2003；赵宏光等，2005），并认为该区的内生金铜矿床的成矿与中生代岩浆作用，特别是与火山－次火山岩浆作用有时、空密切联系。但是，详细的地质研究和科学论证还显得十分薄弱；为此，本章从该区的内生金铜矿化的时空分布规律入手，结合元素、同位素地球化学特征，论述金铜成矿的时、空分布规律以及不同类型的金铜矿化之间的成因关系，进而建立区域成矿模式。

第一节　控矿条件

1　区域地层

本区出露地层有：前泥盆系变质岩；晚古生界二叠系浅变质的海相沉积碎屑岩、碳酸岩及海底火山喷发的火山岩；中生界陆相火山喷出岩；新生界陆相火山喷发的玄武岩（表4-1）。前泥盆系五道沟群仅在富岩、青河沟、五道沟等地零星出露。二叠系分布于火山岩带的周边，呈东西向展布，出露于刺猬沟—南沙金沟一带和金苍北部，为该火山岩带断陷盆地的基底，是延边坳拉槽形成和发展过程中的产物。中生界侏罗系和白垩系火山岩构成了区内主要地层，由两个大的火山喷发旋回构成，第一旋回（刺猬沟组）由中性向中酸性演化，第二旋回（金沟岭组）由中性向中基性演化，该火山岩属于濒太平洋大陆边缘活动带的陆相火山岩系，其形成与库拉板块向欧亚板块俯冲有关，是挤压环境下形成的钙碱性系列火山岩。该期火山岩与金、多金属矿的关系较为密切，刺猬沟组上段和金沟岭组上部层位中Au、Cu、Pb等元素丰度和变异系数均较高。多数矿床（点）、物化探异常均产于该套地层中，如五凤、闹枝、刺猬沟、干河沟、九三沟、杜荒岭等金矿床,特别是与该期火山喷发岩有成因联系的次火山岩与成矿关系非常密切，因此，中生界火山—岩浆旋回与金、多金属成矿关系十分密切，对在区内形成火山—次火山热液型矿床十分有利。

表4-1　地层简表（据王海金，2006）

年代地层			岩石地层			主要岩性
界	系	统	名称		代号	
新生界	第四系				Q_4	砂、卵石、粘土、亚粘土
	第三系		船底山组		N_2	橄榄玄武岩
			土门子组		C	砂砾岩
			珲春组		Eh	砂砾岩、砾岩
中生界	白垩系	下统	金沟岭组		K_2j	中性、中基性火山熔岩；中性火山碎屑岩 沉火山岩及火山沉积岩
	侏罗系	中统	刺猬沟组	上段	J_2C^2	英安质熔结角砾凝灰岩、安山岩与安山质角砾熔岩互层
				下段	J_2C^1	安山质熔集块角砾岩、安山岩与安山质角砾熔岩互层、沉凝灰岩
	三叠系	上统	大兴沟群	天桥岭	T_3tp	流纹岩及流纹质火山碎屑岩
				马鹿沟组	T_3m	凝灰质砂岩，粉砂质板岩，黑色板岩夹薄层煤
				托盘沟组	T_3t	安山质熔岩，火山碎屑岩为主，上部夹流纹质英安质火山碎屑岩。
古生界	二叠系	上统	开山屯组		P_2k	砂砾岩、砾岩
		下统	寺洞沟组	板岩段	P_1S^2	灰黑色泥质板岩为主夹硬砂岩、粉砂岩
				砂岩段	P_1S^1	灰黑色硬砂岩、粉砂岩为主、夹灰黑色板岩、长石砂岩、石英砂岩
			柯岛组	薄前组	P_1t	杂色含砾砂岩、板岩
				山谷崖组	P_1S	杂色复成分砾岩为主、夹含砾砂岩
			庙岭组		P_1m	泥质板岩、砂岩夹厚层灰岩
			满河火山岩		P_1mh	片理化变安山岩、变英安岩、变流纹岩等火山熔岩及碎屑岩
	前泥盆系		五道沟群		$AnDwd^b$	红柱石板岩、堇青石板岩为主，夹泥质板岩、变质砂岩、火山岩

2　岩浆作用

区内岩浆活动频繁，其侵入岩分布比较广泛，主要形成于华力西晚期和燕山期。

华力西晚期侵入岩，主要分布在工作区周边，多呈岩基状产出，受东西

向、南北向等区域构造所控制，其岩浆分异程度较高，属正常序列。主要岩石类型为花岗闪长岩和二长花岗岩，在本区与成矿关系不甚明显。燕山期侵入岩在区内分布较广泛，明显受东西向、北东向、北西向区域断裂构造及火山岩带的控制，多以小岩株、岩脉产出，岩性以酸性花岗岩为主，中性岩类次之，是在多次火山喷发晚期，伴随构造岩浆活动，沿断裂带、火山构造侵入而定位，在空间上分布于火山盆地边缘或盆地内，与一定的火山机构密切，在成因上为火山岩同源岩浆分异演化过程中不同发展阶段产物。该期侵入岩在本区与金、多金属成矿关系密切，岩体中普遍见有高岭土化、绢云母化、黄铁矿化等面状蚀变和细脉浸染状的多金属矿化，是区内良好的找矿标志。

3 地质构造

该火山岩带位于延边坳拉槽东北部，东邻兴凯地块，经历了前泥盆纪兴凯地体大陆边缘活化阶段、延边坳拉槽发展演化阶段及中新生代濒太平洋活化阶段，由于多期强烈的地壳活动，在本区形成了复杂的构造格局，可划分出加里东、华力西和燕山 3 个构造旋回。

前两个构造旋回，以塑性变形占主导地位，形成了区内古老的基底褶皱构造。燕山构造旋回期间，由于库拉板块对欧亚板块进行了强烈的俯冲作用，使本区转入濒太平洋大陆边缘构造发展演化阶段，其构造形迹以脆性变形为特征，断块升降运动和平移剪切作用占主导地位，伴随有强烈的火山活动，形成了一系列的火山断陷盆地，构成了区内主要构造格局。燕山构造运动期为本区最重要的火山热液型金、多金属和斑岩型金、铜成矿期。

纵观全区，五凤—小西南岔东西向断裂带横贯全区，是本区的主要控岩、控矿构造，它具有长期继承性活动的特点，控制了区内的火山断陷盆地。从区内矿床（点）和矿化集中区的展布来看，主要是各种断裂构造的复合交汇处，特别是与火山机构叠加复合部位控制有关。如刺猬沟金矿就是位于火山机构叠加在区域性东西向断裂与北东向断裂交叉部位，这种复合构造控制了矿床，九三沟金矿也是受控于火山机构叠加在区域性东西向断裂与北东向断裂、北西向断裂交叉的构造部位，区内类似构造部位还有很多，并且都存在异常及矿化显示。

第二节　金铜矿化的时、空分布规律

1　空间分布规律

在第三章的论述中可知，该区内生金铜矿化类型有富金铜矿化、铜金矿化和金矿化，这些矿床类型在空间上即有明显的联系性、又有相对独立的一面，先将其空间分布规律分述如下：

1.1　富金铜矿化空间分布

该类型矿化主要分布在延边东部牡丹岭—春化东西向隆起带上的近南北向构造断裂内，赋矿岩石主要为不同时代的花岗岩类，除发育小西南岔富金铜矿床、农坪富金铜矿床以及三道沟富金铜矿床外，还有较多的金铜矿化点以及铜钼、钨矿化，并产有大型白钨矿床（杨金沟），它们构成一个近南北向的金铜（Mo－W）矿化聚集中区（带）（图 4-1）。

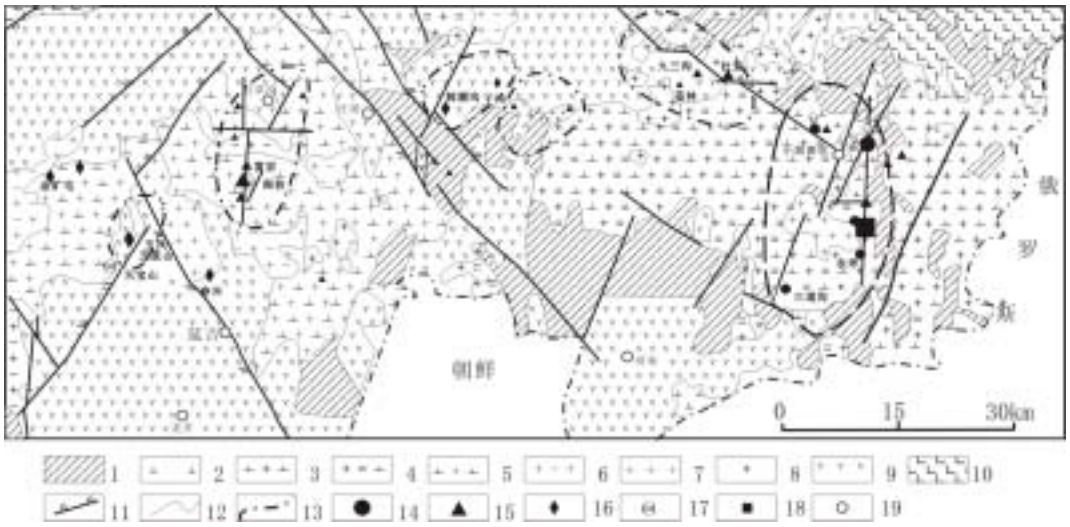


图 4-1 延边地区各类矿化空间分布图

1-古生代浅变质岩；2-二叠世石英闪长岩（270－250Ma）；3-晚二叠世花岗闪长岩（205Ma）；4-晚三叠世花岗闪长岩（205Ma）；5-早侏罗世花岗闪长岩(190-180Ma)；6-中晚侏罗世花岗岩(160~150Ma)；7-早白垩世花闪长岗岩(115~110Ma)；8-早白垩世斜长花岗岩(115~110Ma)；9-中生代火山-沉积岩(T-K)；10-新生代火山岩；11-断层及倾向；12-地质界线；13-国界线；14-矿床及大小；15-富金铜矿床；16-铜金矿床；17-铜+铅锌+钼矿床 18-钨矿床；19-市县

1.2 铜金矿化空间分布

研究区铜金或以金为主、伴生铜矿化发育，分布在中生代火山沉积盆地的边缘断裂构造带内，有两个相对集中的矿化区，第一个是分布在火山沉积盆地西侧的闹枝一带，另一个是分布在火山沉积盆地东侧的九三沟－杜荒岭一带，分别产有闹枝铜金矿床、富岩铜金矿床和九三沟、杜荒岭铜金矿床，在矿化集中区内还发育着许多铜金矿化点（图 4-1）；矿床的赋矿围岩有古生代的花岗岩、中生代花岗岩以及火山岩类等。

1.3 金矿化空间分布

区域相对独立的金矿床主要是五凤－五星山金矿床和刺猬沟金矿床，它们分别产在五凤中生代火山岩盆地、刺猬沟火山岩盆地中的相关断裂构造体系内，即五凤－五星山金矿床受朝阳川－彩秀岭北西向断裂与老头沟－五凤北东向断裂的交汇部位，五凤矿段受 NE 和 NW 向断裂控制明显。

以上论述可知，该区上述三类矿床的空间分布规律是富金铜矿化（床）产在中生代盆山耦合构造或断隆构造的隆起区（带）上，而铜金矿化（床）则产在盆地与隆起区的过渡带上，金矿床产在火山盆地内。这说明该区是一个典型的盆－山耦合内生金、铜成矿构造区。

2 矿化规律和成矿时代

有关延边地区各类金铜矿床的成矿时代，曾有两种看法：①认为成矿时代为海西晚期（何耀宗等，1984）；②成矿与燕山早期火山一次火山作用有关（刘文达等，1984；邹祖荣等，1989）。但是，通过近 10 年、特别是近 3 年有关区域火山岩、花岗岩以及与成矿伴生的脉岩的年代学研究，进一步揭示富金铜矿、铜金矿和金矿的矿化不仅在空间上相互联系，而且在时间上大致相同，均为早白垩世的产物。

2.1 富金铜矿床的成矿时代

富金铜矿化在空间上主要分布在延边地区的东部近南北岩浆隆起构造带上，主要矿化类型是磁黄铁矿、黄铜矿，闪锌矿，方铅矿矿化不发育；与之

伴生脉岩、相关热事件以及赋矿围岩之间关系表明：小西南岔富金铜矿床的赋矿围岩是闪长岩－石英闪长岩－细粒闪长岩，伴生脉岩为安山玢岩－英安玢岩，矿田内发育花岗闪长斑岩、细粒花岗岩以及斜闪煌斑岩。前人用 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 快中子活化法测得的小西南岔 11 号矿体含 Au、Cu 石英脉中的石英流体包裹体的 $^{40}Ar－^{39}Ar$ 等时线年龄为 123.35±0.8Ma（周永昶等，1995），本次获得赋矿围岩闪长岩－石英闪长岩的锆石 SHRIMP U－Pb 年龄为 270－260.2Ma（图 4-2a，2b）；蚀变细粒闪长岩的 10 个单点年龄中除一个年龄明显偏离谐和线（387.0± 11.8Ma）、其余均落谐和线上及附近，可分为 294.0~267.7Ma（5 个点加权平均年龄 278 ±14 Ma）、129.8 ±2.6 Ma、107.0～103.2Ma（2 个点加权平均年龄为 105 ±2.4Ma 和 46.8±2.6Ma（图 4-3a，3b）；与矿化密切半生的闪长玢岩的锆石 12 个样品 SHRIMP U－Pb 年龄分析点均落在谐和年龄曲线上，其年龄变化在 108～98Ma 之间（102.1± 2.2Ma）切割黄铜矿矿脉或与之平行共生的安山玢岩锆石 U－Pb 年龄为 102.1±2.2Ma（图 4-4a，4b），这表明小西南岔富金铜矿床含矿流体活动上升的年龄可能为 123Ma，最终定位在 102Ma 之前。

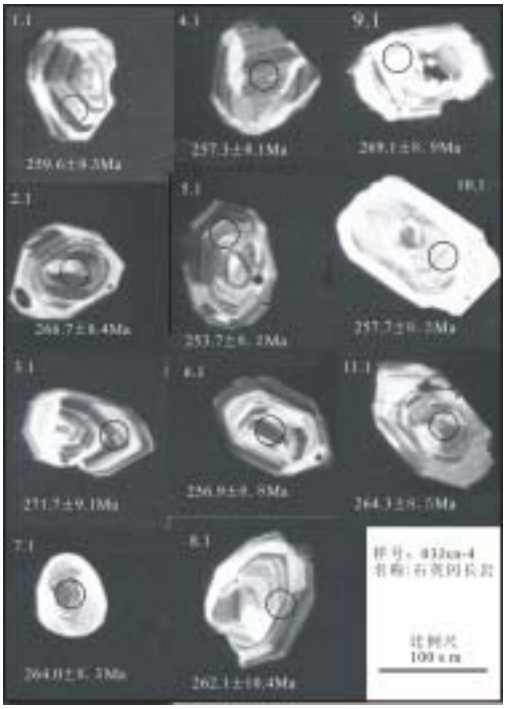


图 4-2a　石英闪长岩的锆石 CL 图象

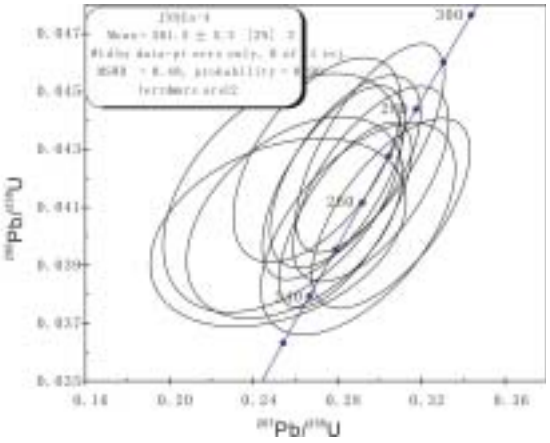


图 4-2b　石英闪长岩的锆石 SHRIMP U－Pb 一直线曲线年龄

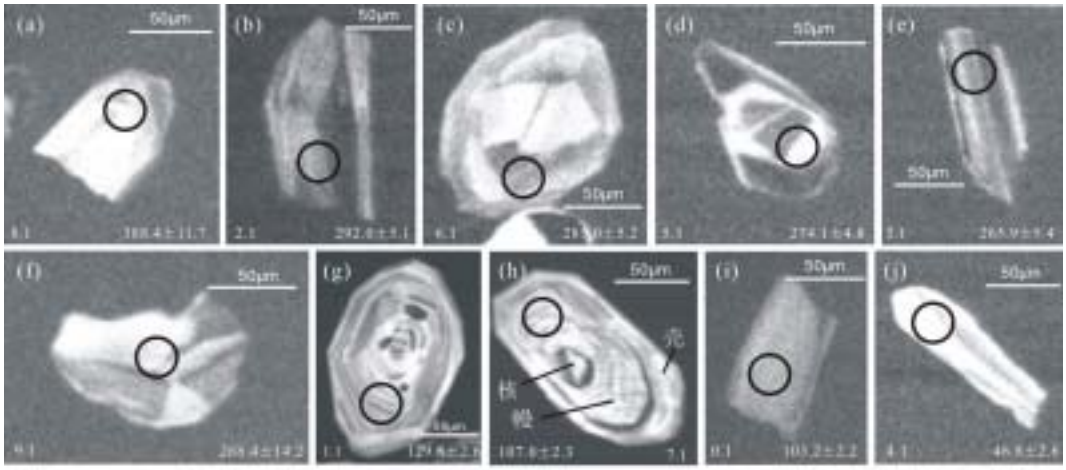


图 4-3a　细粒闪长岩的锆石 CL 图象

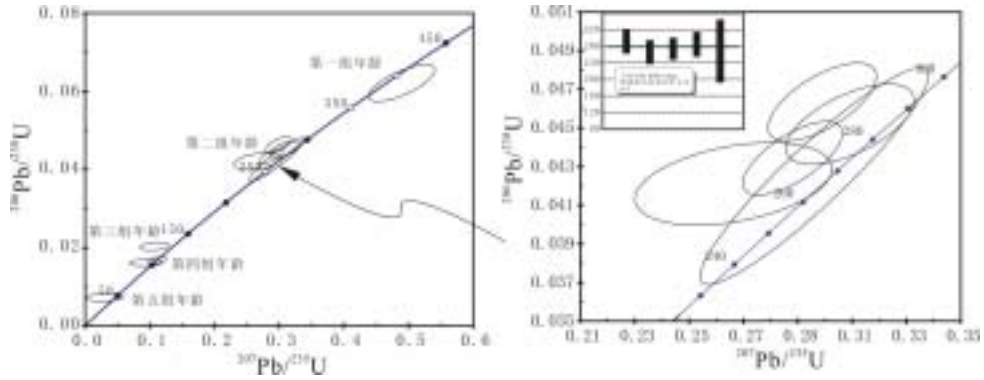


图 4-3b　细粒闪长岩的锆石 SHRIMP U－Pb 年龄

农坪富金铜矿床与小西南岔富金铜矿床处于一个成矿带上，矿化类型主要是黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿矿化，闪锌矿、方铅矿矿化不发育；赋矿围岩是花岗闪长斑岩－似斑状花岗闪长岩，成矿密切的伴生脉岩是英安斑岩；对其年代学的研究较薄弱，从赋矿围岩花岗闪长斑岩的 K—Ar 年龄为 157.27Ma（孟庆丽等，2001）来看，该矿床的矿化亦为燕山期；考虑到其矿化特征、空间分布以及伴生脉岩与小西南岔富金铜矿床的相似性，我们认为该矿床的矿化时代应与小西南岔富金铜矿床的一致。

基于以上论述，我们认为延边地区的富金铜矿化主要发生在白垩世中晚期，时代应在 123~105Ma 之间，集中在 110Ma。

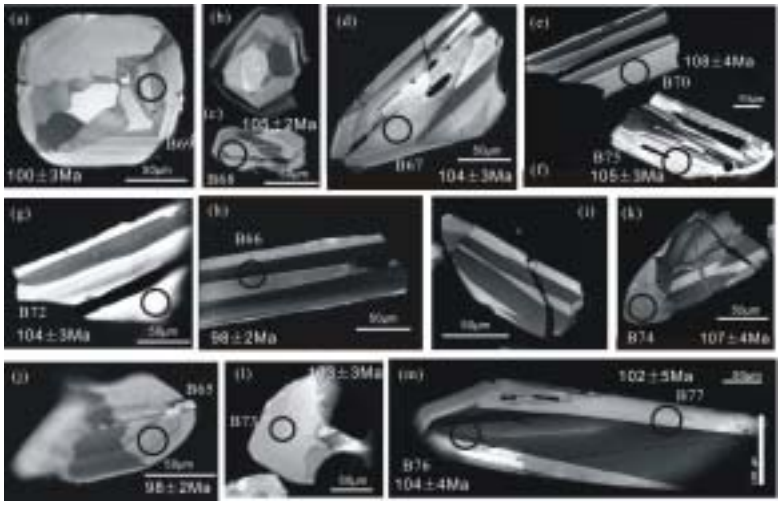


图 4-4a　闪长玢岩的锆石 CL 图象

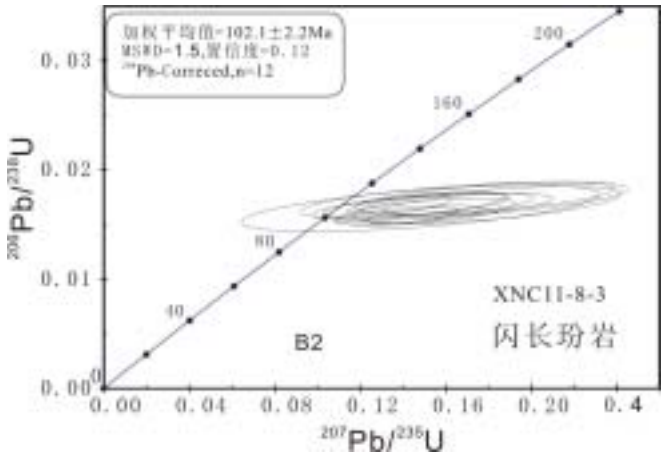


图 4-4b　闪长玢岩的锆石 SHRIMP U－Pb 一直线曲线年龄

2.2　铜金矿床的矿化和成矿时代

从金铜矿化的分布规律来看，研究区有两个相对集中的矿化区（图 4-2），它们是汪清盆地西部边缘的闹枝－富岩铜金矿化区和东部九三沟－杜荒岭铜金矿化区。主要矿化类型是黄铁矿矿化，其次是黄铜矿矿化，局部发育方铅矿、闪锌矿矿化。

闹枝－富岩铜金矿化区主要矿床是闹枝富金铜矿床和富岩铜金矿床，两者产于同一个构造断裂带内。

闹枝铜金矿床的赋矿围岩石英闪长岩－花岗闪长岩－二长花岗岩以及中侏罗统屯田营组、晚侏罗世-早白垩世金沟岭组火山岩－沉积岩之间，矿区内

发育闪长玢岩、英安斑岩、钾长辉石闪长岩、似斑状黑云母斜长花岗岩、花岗斑岩等。年代学研究揭示：石英闪长岩－花岗闪长岩的锆石 U－Pb 年龄为 115~105Ma，似斑状黑云母斜长花岗岩的 Rb－Sr 等时线的年龄为 124Ma（吉林地矿局六所，1990）；中子活化法测得闹枝金铜矿 10 号脉含 Au 石英脉的石英内部流体包裹体的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄为 127.8±0.2Ma（周永昶等，1992）。

九三沟－杜荒岭铜金矿化区，发育的主要矿床是九三沟铜金矿床和杜荒岭铜金矿床。九三沟矿床的赋矿围岩是石英闪长玢岩和安山玢岩，在矿区西部有呈脉状侵入到火山岩、石英闪长玢岩中的花岗斑岩，且在矿区中部可见花岗斑岩切穿铜金矿体的现象。杜荒岭矿床矿区内发育石英闪长（斑）岩—闪长玢岩及次安山岩，金铜矿化发生在石英闪长斑岩中；其矿化特征与邻区的黑龙江东宁金厂特大型铜金矿化基本一致（朱成伟等，2003），陈锦荣等用快中子活化法测得金厂矿石石英$^{40}Ar－^{39}Ar$平均年龄为119～123 Ma，说明成矿作用发生于燕山中晚期（早白垩世晚期），并与小西南岔富金铜矿床的矿化时代基本一致。

2.3 金矿的矿化和成矿时代

典型矿床是五星山－五凤和刺猬沟金矿床，它们均产在中生代火山沉积盆地内，主要矿化类型是黄铁矿、毒砂、自然金、银金矿，蚀变类型围方解石、石英、冰长石以及绢云母、绿泥石等。它们与富金铜矿床、铜金矿床不同的是矿化体类型是含金硫化物石英脉、含硫化物石英方解石脉、方解石脉、冰长石石英脉（表 3-31），赋矿围岩是火山岩。

地质和年代学研究表明：刺猬沟金矿床产在屯田营组火山岩内的断裂体系，矿区内发育辉石闪长岩、角闪闪长岩、花岗闪长斑岩等浅成岩株或脉岩，周永昶等（1992）对刺猬沟含 Au 石英方解石脉中石英进行了 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄测定，获得年龄为 176.8±1Ma，1 号矿脉的 $^{40}Ar－^{39}Ar$ 年龄为 170Ma（李庚一等，1994）；但是，最新的锆石 U－Pb 年龄数据显示该火山岩组的锆石 U－Pb 年龄在 115~105Ma 之间（许文良，未发表成果），而矿化又是发生在火山喷发作用之后，显然矿化时代应发生在早白垩世晚期。五凤金矿床产于金沟岭组-泉水村组火山岩系内部（闪长玢岩），而五星山金矿床产于闪长玢

岩内部及火山岩与中生代钾长花岗斑岩体的接触带附近，前人获得的五凤盆地安山岩和单矿物 Rb—Sr 等时线年龄为 147.5Ma（沈远超，1983）；最近，郭锋等（2006）获得的 $^{40}Ar-^{39}Ar$ 年龄在 120～105Ma 之间；见于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，我们推测矿化应在早白垩世晚期 110~105Ma。

以上论述得出，该区富金铜矿床、铜金矿床、金矿床的矿化均发生早白垩世，略晚于我国华北克拉通之上的胶东、辽东和辽西及小秦岭等地区金矿床的成矿时代（125~122 Ma，罗镇宽等，2001; Miao et al.，2000; Yang et al，2001），相当于中国东部中生代大规模成矿作用的晚期（毛景文等，1999）。

第三节　成矿流体起源与演化

各类矿床的地质、地球化学特征已经在第三章中进行了论述，不同矿床的含矿流体特征有明显的差别。下面就成矿流体物质成分、盐度、温度的演化进行讨论。

1　成矿流体成分

有关流体成分的研究，前人已经做了大量工作，但获得的数据均为群体包裹体的分析结果，本次研究加强了单个流体包裹体分析，这项研究为流体来源、演化奠定了重要基础。

1.1　富金铜矿床

该矿床流体包裹体丰富，为 2 相气液、1 相液体、少数含子晶（石盐、钾盐、石膏、黄铜矿等）多相和含液态 CO_2 三相包裹体。包裹体液相中富 Na^+、Cl^-和 SO_4^{2-}，气相中 H_2O 占优势，CO_2 次之，少量的 CH_4、C_2H_6、H_2 等，Na^+/K^+平均为 8.97，Cl^-/SO_4^{2-} 平均为 1.71，F^-/SO_4^{2-}平均为 0.54，F^-/Cl^- 平均为 0.08；属 $NaCl-H_2O-CO_2$ 体系。包裹体同位素分析表明，成矿流体为高氧化岩浆热液和大气降水的混合流体。在温度高于 360~400℃ 的中性—弱酸性热流体中，Au 和 Cu 的络合物呈迁移状态，在温度低的弱酸—酸性的氧化－还原过程，产生广泛的石英—绢云母化的过程中导致 Au、Cu 络合物

分解，沉淀出大量 Au 和 Cu。

流体包裹体激光拉曼探针分析图谱显示，小西南岔富金铜矿床的单个流体包裹体的气相成分主要是 CO_2，少量的 CH_4、CO、N_2 等，揭示地幔流体来源的特征（图 4-5a，b）；在盐度与均一温度图解上显示在高温阶段显示高盐与低盐流体共存，以及低温低盐流体的特征，揭示成矿作用具有典型的二次

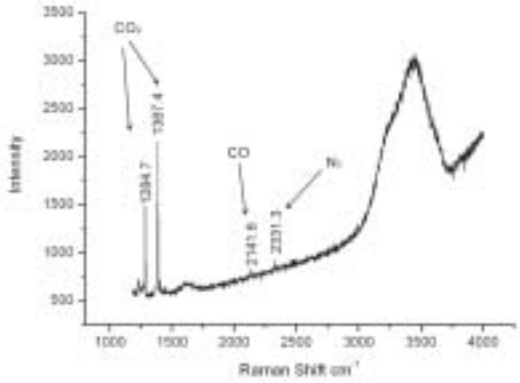


图 4-5a　小西南岔单个流体的激光拉曼分析

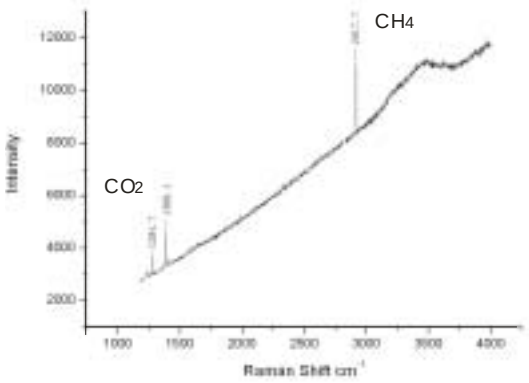


图 4-5b　小西南岔单个流体的激光拉曼分析

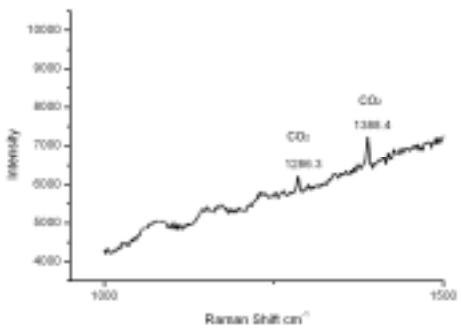


图 4-5c　闹枝单个流体的激光拉曼分析

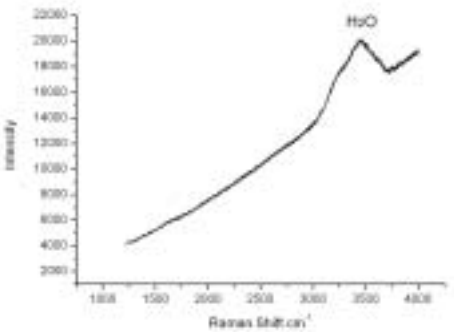


图 4-5d　闹枝单个流体的激光拉曼分析

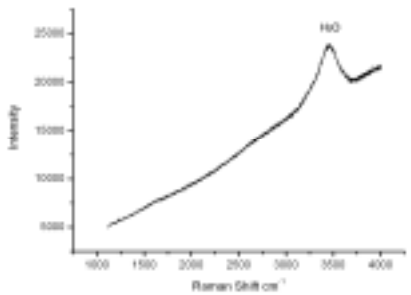


图 4-5e　九三沟单个流体的激光拉曼分析

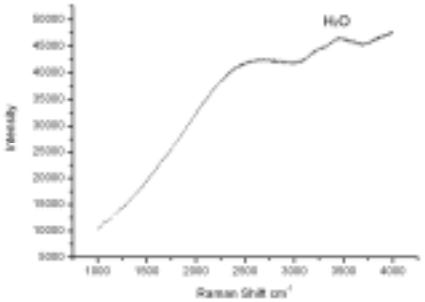


图 4-5f　五星山单个流体的激光拉曼分析

沸腾流体成矿特征（CO_2 或 H_2O），并有大气水或地下水参与混合的演化趋势（图 4-6a）。

1.2 铜金矿床

该类型矿床流体包裹体亦较丰富，有纯液相、纯气相（少量）、气液两相和富气相的流体包裹体，少量含子晶（石盐）的三相，其气液比值在 15%~70%之间，以 20%~45%为主。前人的群体包裹体的分析数据显示，其流体包裹体液相中的离子主要是 Cl^-、F^-、SO_4^{2-}、Na^+、K^+、Ca^{2+}，其中 Cl^-/F^-大于 1，Na^+/K^+而小于 1；气相中主要是 CO_2、H_2O 等。

流体包裹体激光拉曼探针分析图谱显示：闹枝铜金矿床的单个流体包裹体的气相成分主要是 CO_2 或 H_2O（CO_2 或 H_2O）（图 4-5c，d），在盐度与

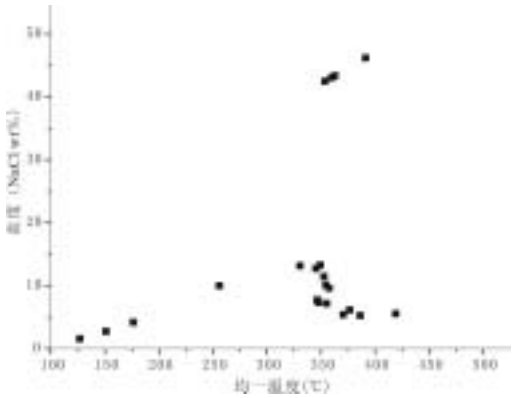


图 4-6a 小西南岔流体包裹体的盐度与均一温度之间的关系图解

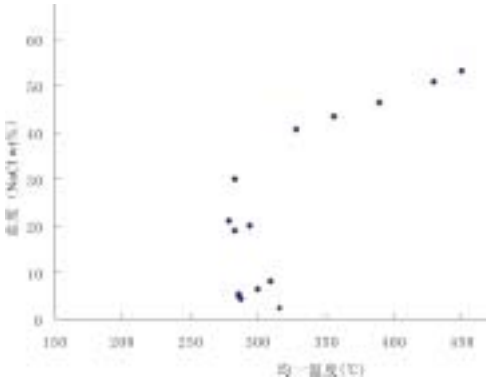


图 4-6b 闹枝铜金矿床的流体包裹体的盐度与均一温度之间的关系图解

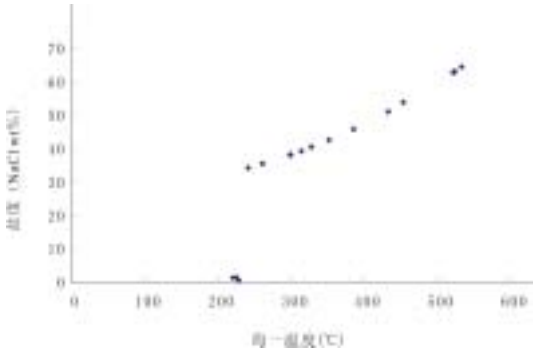


图 4-6c 九三沟流体包裹体的盐度与均一温度之间的关系图解

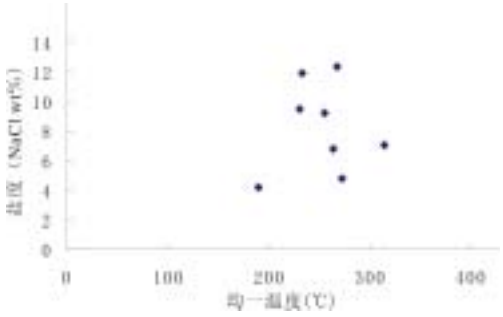


图 4-6d 五星山流体包裹体的盐度与均一温度之间的关系图解

均一温度图解上显示高温高盐度、中温中盐度和低盐度的含矿流体组合，揭示成矿阶段流体具有沸腾作用的特征，推测成矿流体为来源地幔、并有大气水或地下水大量参与的特征（图 4-6b）。

九三沟铜金矿床的流体包裹体有纯气相及富气相、气液两相及含子晶的多相包体，主要是高盐度的流体包裹体，其次是低盐度的流体包裹体；由于流体包裹体片较厚，激光拉曼探针实验不理想，多数没有检测到具体成分，个别只检测到只检测到水（图 4-5e），相当于低盐、低温流体包裹体。

1.3 金矿床

气液包体为主，次为气相包体，主要成分为：K＞Na>>Ca≈Mg，SO_4^{2-}＞Cl^-＞F^-＞NO_3^-，CO_2≈CO>>N_2＞CH_4＞H_2；对五星山进行的激光拉曼探针实验只检测到水，且含量高，显示以水为主的流体包裹体（图 4-5f）。在盐度图解上（图 4-6d）均显示低温、低盐的特征；

以上论述可知，由富金铜矿床到铜金矿床、金矿床显示如下规律：

（1）气相中 CO_2 含量逐渐降低，H_2O 的含量升高；

（2）在盐度方面，小西南岔富金铜矿床与铜金矿床基本类似，高盐和低盐共存，金矿床只呈现低盐度的特征；

（3）指示地幔流体来源的 N_2 只在富金铜矿床中存在。

这种规律暗示，富金铜矿床的含矿流体形成于地幔、相对封闭体系环境下成矿的，而铜金矿床可能也来自地幔，但受到地下水或大气水的强烈混染，金矿床则是地下水热液为主的含矿流体。

2 同位素地球化学

2.1 稳定同位素

2.1.1 硫同位素

前人对延边地区富金铜矿床、金铜矿床、金矿床的稳定同位素的测定数据特征与流体包裹体的成分测定基本一致。

2.1.1.1 富金铜矿床

在小西南岔富金铜矿床中，硫同位素（$\delta^{34}S$）值热液全硫组成约为 3.28‰，

变异系数为 0.095，黄铁矿与黄铜矿之间的 $\delta^{34}S$ 是平衡分馏（黄铁矿大于黄铜矿），这一特征不仅说明是在平衡状态的分流特征，同时具有来自深源硫的属性（0±2‰）相近；北矿段相对南矿段的 $\delta^{34}S$‰或 ^{34}S 偏高（图 4-7），可能是流体演化吸收了围岩的 ^{34}S，这一点与细脉－浸染矿化是一致的。而农坪富金铜矿也具有类似的特征，矿石硫化物的硫同位素的 $\delta^{34}S$ 为 2.21‰~4.96‰，平均为 3.29‰。

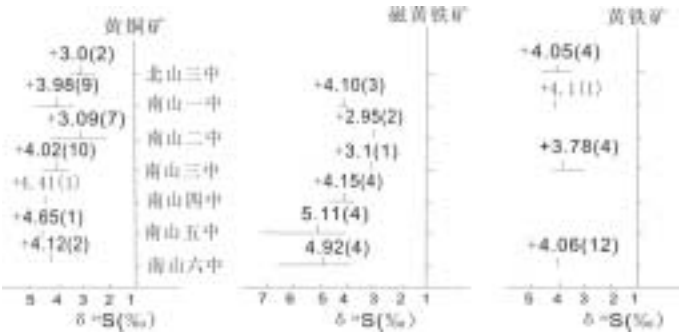


图 4-7　小西南岔硫同位素图

2.1.1.2　金铜矿床

闹枝铜金矿床中硫同位素组成（表 3-26）变化范围是-1.5‰～2.8‰，极差为 4.3‰；在硫同位素组成直方柱图上，$\delta^{34}S$ 主要落在 1.0‰～3.0‰之间，具有较明显的塔式效应；九三沟铜金矿床中，热液的 $\delta^{34}S_{\sum S}$ 近似等于 3.6‰，这一值与陨石的 $\delta^{34}S$ 相接近，揭示含矿流体的硫具有来自深源地幔源的属性。

2.1.1.3　金矿床

从刺猬沟金矿床贫硫化物矿石中获得 10 件黄铁矿样品，其 $\delta^{34}S$ 变化为 -3.4‰～2.9‰，平均值为-0.76‰；五凤矿段黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 为 1.0‰～2.6‰，平均为 1.7‰，它们的硫同位素的变化范围小，平均值与陨石硫相接近，表明硫来源的深源地幔源特征。

2.1.2　氢-氧同位素

成矿流体的氢－氧同位素组成除了受原始水的氢-氧同位素的组成影响，还受其他因素的影响其中主要包括水/岩作用的温度和围岩的氢－氧同位素组成。只有通过对这些因素进行全面的研究之后，才有可能对成矿流体中水的原源有较正确的了解。经过校正的氢、氧同位素见表4-2；富金铜矿中的小西南岔金铜矿中$\delta^{18}O_{水}$变化为1.44‰~8.0‰，平均值为4.56‰，比正常岩浆水的$\delta^{18}O$值6.0‰~8.0‰（Taylor，1974）稍低，在δD-$\delta^{18}O$图（图4-8）上，投影点落在岩浆水范围的左侧及内侧，反映了成矿流体为岩浆热液为主，有少量

雨水/地下水参与的特征。

表 4-2　金矿床成矿流体中氢、氧同位素特征（10^{-3}）

矿床	样品号	矿物	δ（^{18}O）	δ（$^{18}O_{H2O}$）	δ（D）	W/R	温度（℃）	资料来源
小西南岔富金铜矿	HV_{0-2}	石英	9.8	3.39	-73		326	李荫清（1995）
	HV_{3-2}	石英	9.5	3.16	-38		325	
	HV_{0-4}	石英	9.5	1.21	-59		269	
	N_{18}	石英	4.4	-4.3	-62		207	
	HV_{11-3}	方解石	10.9	5.61	-61		370	
	S_{13}	石英	12.3	2.04	-51		224	
	HV_{204-3}	石英	12.6	3.41	-46		247	
	S_{19}	石英	11	3.5	-77		291	
	HV_{11-6}	石英	8.6	0.46	-55		273	
	S_3	石英	13	4.15	-66		255	
	S_{21}	石英	10.9	0.13	-80		214	
闹枝铜金矿	NB_{417}		8.6	0.2	-85		263	长春地质学院 沈阳黄金学院
	NB_{119}		4.58	-4.7	-91		243	
	NB_{124-1}		4.6	-1.39	-124		327	
	NB_{601}		10.65	4.59	-113		327	
	NB_{123}		7.53	0.54	-97		298	
刺猬沟金矿	CB258		2.62	-5.57	-97	0.6	267	周永昶（1992）
	14-1		2.94	-8.15	-105	1.1	212	
	5409-13		-1.34	-10.91	-97	82		
	CN4		3.57	-3.43	-101	0.3	203	
	CNB5		6.18	-0.56	-94	0	297	
五凤金矿	9WBC-3		4.5	-3.6	-96	0.2		陈仁义等，1993
	9WBC-1		5.3	-6.7	-88	0.2		
	9WBC-2		7	-5	-98	0		
	9WBC-4		4.6		-66			
	9WBC-6		5.7	-6.3	-87	0.1		
	9WXZ-3		8.8	-3.2	-87			
	9WXZ-1		4	-4.6				
	9WXZ-2		3.9					

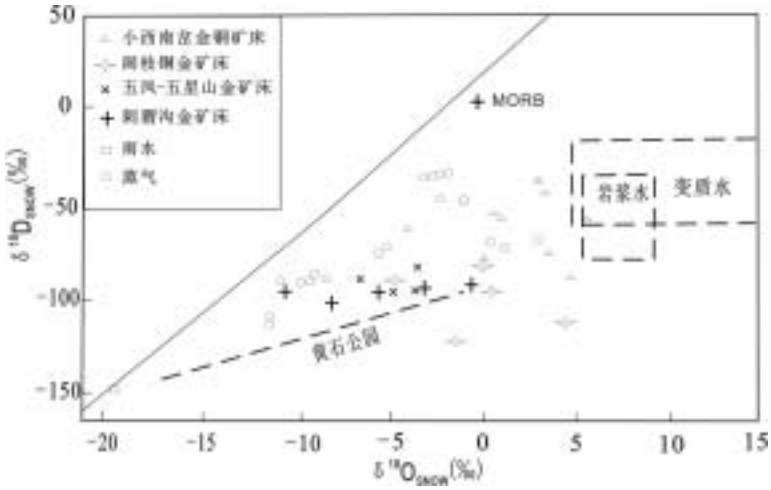


图4-8　延边地区各类内生矿床的氢－氧同位素图解

在金铜矿床方面，闹枝铜金矿床比正常岩浆水的 $\delta^{18}O$(6.0‰～8.0‰)低，五个石英包裹体中的 δD 值远离岩浆水和变质水的氢同位素分布范围。而是与小西南岔富金铜矿床的被雨水/地下水混染的成分点接近、并向较强烈的水/岩交换或雨水/地下水混染方向演化；但占主导作用的仍为深部岩浆热液。

在金矿床方面，以刺猬沟、五风－五星山金矿床为代表的金矿床在 δD—$\delta^{18}O$ 图解上，成分点落在大气降水与岩浆水之间靠大气降水一侧，表明成矿流体主要由大气降水组成，岩浆水的作用较小。

上述特征表明，从富金铜矿床到铜金矿床以及金矿床，含矿流体表现由岩浆流体向大气水/地下水连续演化的规律。

2.1.3　碳-氧同位素

系统总结上述三类矿床的同位素资料，并将数据投影在 $\delta^{18}O_{H2O}-\delta^{13}C_{CO2}$ 图解上。从图 4-9 可以看出：在富金铜矿床中，小西南岔富金铜矿床流体的 $\delta^{18}O_{H2O}$、$\delta^{13}C_{CO2}$ 落在热液混合源区、靠近深源碳区，揭示流体不仅具有深源和地下水混合的特征，同时反映流体来自地幔源；在铜金矿床中，成矿晚期石英-方解石阶段方解石的 $\delta^{13}C$ 为-10.2‰，而 $\delta^{18}O_{水}$为-8.7‰。碳同位素组成接近于深源碳-3‰～-7.5‰（Tatlor 等，1986）；$\delta^{18}O_{水}$明显地低于岩浆水的氧同位素组成，也说明成矿晚期大气降水加入的程度要比成矿早期更明显一些；在金矿床中，成分点均落在天水循环的火山岩碳区，含矿流体为地下

水或天水与火山岩发生强烈的水－岩交换作用形成的含矿流体。

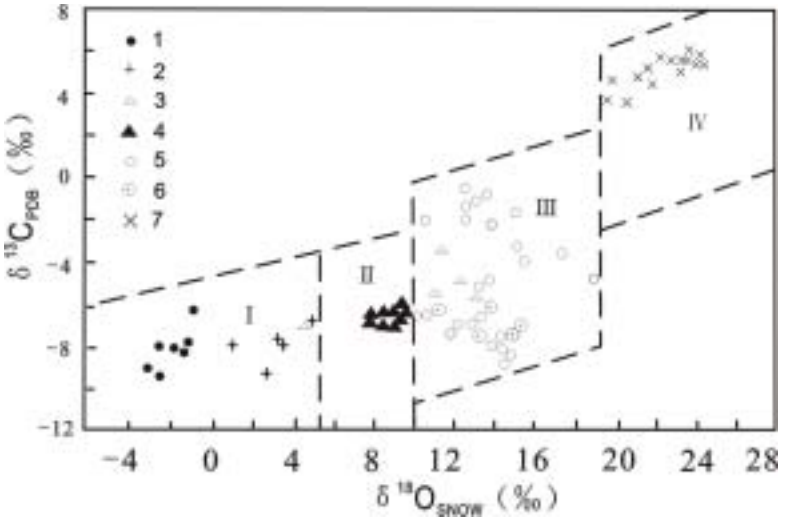


图 4-9　延边地区各类内生矿床的碳－氧同位素图解

1.刺猬沟金矿床中方解石；2. 五凤-五星山金矿床方解石；3.小西南岔金铜矿床中方解石（Ⅰ区）和石英流体包裹体 CO2（Ⅱ区）；4.华阳川-垣头-黄龙铺-桃园一带的碳酸岩脉型 U-Nb-Pb-REEMo 矿床中方解石；5.大厂锡-多金属矿床中方解石；6. 大厂锡-多金属矿床中白云石（丁悌平等，1988）；7.关门山铅锌矿床中白云石及围岩白云岩；Ⅰ－天水循环的火山岩碳区；Ⅱ －深源碳区；Ⅲ－热液混合碳区；Ⅳ－海相碳酸盐岩的碳区

2.2　稀有气体同位素与成矿热流体的源区和演化示踪

为了深入揭示成矿流体的来源，我们重点研究了小西南岔富金铜矿进行了流体包裹体的稀有气体同位素的研究，从所获得数据列表 4－3。

2.2.1　流体包裹体的稀有气体同位素特征

从表给出的稀有气体同位素含量和比值及相对误差数据可知，所获的流体包裹体的氦、氖和氩同位素在含量和比值方面，不同矿石和相同矿石的不同矿物之间均有一定的变化区间，尤其是在氦、氩同位素方面，具体介绍如下。

（1）氦同位素

实验所获流体包裹体的 ^4He 含量变化范围为（17.1～1064）$\times10^{-9}$ccSTP/g，最大与最小值之间相差近 60 倍；$^3He/^4He$ 比值变化在 0.08～4.45Ra 之间，相对误差小于 0.2Ra（0.17～0.02Ra），其高值接近大陆岩石圈地幔流体（6±1Ra），低值接近大陆地壳流（0.01～0.05Ra）。具体地讲：来自南山矿段硫化物石

表 4-3　小西南岔富金铜矿床的稀有气体同位素含量和比值

Sample No.	分布	矿石类型	Sample type	Weight(g)	$^{3}He/^{4}He$(Re/Ra) (±1σ)		$^{20}Ne/^{22}Ne$ (±1σ)		$^{21}Ne/^{22}Ne$ (±1σ)		$^{38}Ar/^{36}Ar$ (±1σ)		$^{40}Ar/^{36}Ar$ (±1σ)		^{4}He (10^{-9} ccSTP/g)	^{40}Ar (10^{-8} ccSTP/g)
N11-3c	南山矿段	硫化物石英脉	chacopyrite	1.0415	4.45	±0.06	10.17	±0.03	0.03	176	51	±0.0005	319.2	±0.7	176	99.3
N11-3c			pyrrhotite	1.0249	3.56	±0.17	9.81	±0.08	0.03	171	67.8	±0.0008	360.5	±0.5	171	18.8
N24-1		富硫化物石英脉	pyrite	0.2546	1.12	±0.07	9.80	±0.11	0.03	1064	220	±0.0011	391.7	±1.2	1064	44.3
N24-2			pyrrhotite	1.1656	2.79	±0.08	9.99	±0.11	0.03	56.8	4.51	±0.0009	416.3	±1.9	56.8	3.65
N24-3			chacopyrite	0.9785	2.87	±0.03	10.08	±0.04	0.03	612	85.8	±0.0034	429.7	±3.9	612	134
B580-6A-1	北山矿段	硫化物石英脉	pyrite	1.0226	1.83	±0.120	9.88	±0.07	0.03	19.4	3.36	±0.0006	407.5	±1.1	19.4	4.06
B580-6A-1a			pyrite	1.1169	1.890	±0.14	8.82	±0.15	0.03	17.1	3.19	±0.0008	402.2	±1.3	17.1	4.22
B580-6A-1			Colloid pyrite	1.1761	0.13	±0.02	9.91	±0.13	0.03	158	4.84	±0.0006	430.4	±1.3	158	4.08
B595-3		细脉浸染状硫化物蚀变岩	pyrite	0.4522	0.08	±0.02	9.74	±0.10	0.03	395	19.3	±0.0008	377.3	±0.6	395	11.2
B542-3E			chacopyrite	0.3922	0.163	±0.02	10.05	±0.07	0.03	312	8.81	±0.0021	306.7	±2.7	312	11.1

英脉的样品，其流体包裹体具有来自幔源流体的属性；来自南山矿段富硫化物石英脉和北山矿段硫化物石英脉的样品，其流体包裹体具有 $^{3}He/^{4}He$ 接近饱和大气水的比值，但 ^{4}He 含量最低；而来自北山矿段细脉浸染状硫化物蚀变岩的样品，其 $^{3}He/^{4}He$ 比值最低、接近年轻的地壳流体，^{4}He 含量介于上述两者之间（表 4-3）。

在 ^{4}He 含量和 $^{3}He/^{4}He$ 比值图解上（图 4-10），所有成分点均落在含量较高的 cut－off 线的右侧，体现该矿床的流体包裹体中普遍含有较高的放射成因 ^{4}He；但从 ^{4}He 含量与 $^{3}He/^{4}He$ 比值关系来看：并不是随 ^{4}He 逐渐增加，$^{3}He/^{4}He$ 比值的逐渐降低，或因不同矿物晶体对流体包裹体的氦封闭能力差异所导致的 ^{4}He 逐渐降低，$^{3}He/^{4}He$ 比值的逐渐降低；而是 $^{3}He/^{4}He$ 比值的降低与矿石类型有突出的联系。这种特征表明：$^{3}He/^{4}He$ 比值的降低似乎不完全受叠加放射成因 ^{4}He 和因矿物晶体对流体包裹体的氦封闭能力的差异所制约。

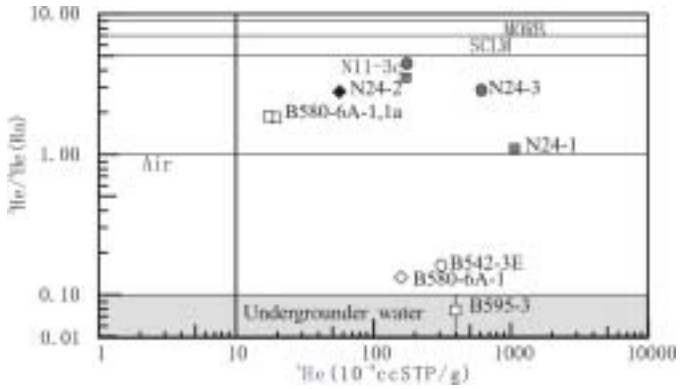


图 4-10　流体包裹体的同位素含量 Ne 同位素以及关系图

（2）氖同位素

Ne 的 $^{20}Ne/^{22}Ne$ 和 $^{21}Ne/^{22}Ne$ 比值除 1 件样品出现异常低的比值外（为实验检测过失所至），其它样品的 $^{20}Ne/^{22}Ne$、$^{21}Ne/^{22}Ne$ 比值分别在 8.8～10.2（误差在 0.03~0.15）和 0.3（误差 0.001~0.002），多数样品的 $^{20}Ne/^{22}Ne$ 和 $^{21}Ne/^{22}Ne$ 比值接近饱和大气成分（$[^{21}Ne/^{22}Ne]a=0.29$），仅少量样品的 $^{20}Ne/^{22}Ne$ 比值略高于饱和大气的成分（$[^{20}Ne/^{22}Ne]a=9.8$）。就矿石类型而言：除来自南山矿段硫化物石英脉的样品，其流体包裹体有相对较高的 ^{20}Ne 含量

和较高的 $^{20}Ne/^{22}Ne$ 比值外，其它类型的矿石的流体包裹体均呈现相对低的 ^{20}Ne 含量和较低的 $^{20}Ne/^{22}Ne$ 和 $^{21}Ne/^{22}Ne$ 比值；即：前者反映流体中含有幔源 ^{20}Ne 参与，后者仅反映饱和大气水的氖，并且后者的 ^{20}Ne 含量变化体现出流体性质的差异。

（3）氩同位素

所获流体包裹体的 ^{40}Ar 含量在（3.19~174）$\times10^{-8}$ccSTP/g 之间，其不同样品之间的含量变化规律与 ^{20}Ne 基本一致。在同位素比值方面：$^{38}Ar/^{36}Ar$ 比值为 0.1857~0.1892（误差为 0.0005～0.0021），与饱和大气水成分（$^{38}Ar/^{36}Ar$= 0.1880）基本一致；$^{40}Ar/^{36}Ar$ 比值在 306～430 之间（误差为 0.7~2.7）、均高于饱和大气水（$^{40}Ar/^{36}Ar$ = 295）以及年轻的地壳流体。这种 $^{38}Ar/^{36}Ar$ 比值与饱和大气水成分（$^{38}Ar/^{36}Ar$ = 0.1880）一致、$^{40}Ar/^{36}Ar$ 比值略大于饱和大气水的流体在成因上极为复杂、并具有很大的不确定性，至少反映：①放射性成因的 ^{40}Ar 叠加；②MORB 型地幔流体（13000～25250）或地幔柱型地幔流体（296～2780）被饱和大气水或年轻的地壳流体强烈改造的混合的流体；③老地壳流体（$^{40}Ar/^{36}Ar$ > 295.6）；④俯冲洋壳产生的流体等。

以上有关该矿床的流体包裹体稀有气体的含量和比值论述可知，该矿床流体包裹体的稀有气体特征是：①$^{21}Ne/^{22}Ne$ 和 $^{38}Ar/^{36}Ar$ 比值变化范围较小、接近大气；②$^{3}He/^{4}He$、$^{38}Ar/^{36}Ar$、$^{20}Ne/^{22}Ne$ 比值以及 ^{4}He、^{20}Ne、^{40}Ar、^{84}Ke、^{132}Xe 各同位素的含量均有较大的变化。

以上论述可知，在该矿床中，流体流体包裹体的稀有气体同位素的含量和比值并非均一，尤其是同位素含量和 $^{3}He/^{4}He$ 比值。目前，对在成矿体系出现的这种差异，有多种解释，包括：①因构造作用或矿物对流体包裹体的稀有气体封闭能力所引起的同位素扩散、丢失；②因放射性元素（Th、U、K 等）衰变所引起的子体同位素（^{4}He、^{40}Ar 等）以及核裂变形成的同位素叠加（^{3}He）；③不同性质的流体混合；④源区流体性质以及流体演化过程的同位素分馏效应。

2.2.2 数据的可靠性、代表性和同位素分馏效应

（1）数据的可靠性和代表性

上述有关本次实验获得的稀有气体同位素和比值数据论述可知，除一件样品出现明显的$^{20}Ne/^{22}Ne$和$^{21}Ne/^{22}Ne$异常外（已确定为实验技术过失），其它样品在He、Ne、Ar、Ke、Xe同位素含量和比值上均有明显的协调变化关系，这充分显示本次实验的数据是精确、可靠的。

有关矿物的包裹体稀有气体同位素的代表性问题，曾有许多地质学家论述过。从理论上讲：稀有气体在矿物晶体中分布主要有4 种赋存状态：①圈闭在不同阶段矿物结晶生长过程捕获的流体包裹体中；②矿物晶格中由放射性元素的（如：$^{238,\ 235}U$、^{232}Th、^{40}K和^{6}Li）衰变和核裂变（^{18}O、^{24}Mg）而产生的后生放射元素（如：^{4}He、^{21}Ne、^{40}Ar）衰变成因；③流体包裹体中的放射性元素衰变和核裂变；④矿物晶体表面及裂隙内吸附的稀有气体。也就是说，就矿床的古流体研究而言，应选用年轻的、同矿化阶段的硫化物或含有相同阶段原生流体包裹体的硫化物作为实验样品最为科学。但对小南岔金铜矿床而言，本次实验虽然所选具有是相同矿化阶段的单矿物，能避免不同矿化阶段矿物混杂或不同阶段的流体包裹体共存、因矿物晶格所含的U、Th、K、Li以及O、Mg元素导致的放射性元素子体的叠加（如：^{4}He 和^{40}Ar）、以及经高度真空消除了因矿物晶体表面及裂隙内吸附的稀有气体的影响；然而不能排除有次生、假次生流体包裹体的共存；换言之，本次实验数据仅代表准同期单矿物或准同期原生群体流体包裹体的稀有气体同位素特征。此外，数据还包含了在成矿期后的时间里因稀有气体同位素的物理化学效应所导致流体包裹体中的轻稀有气体同位素发生扩散、丢失以及所含放射性元素的衰变、有关元素的核裂变导致流体包裹体中的某种稀有气体同位素含量出现增减。

（2）流体包裹体稀有气体同位素的物理扩散效应

长期以来，对因矿物的物理性质所引起流体包裹体的稀有气体同位素扩散分馏效应倍受关注。一般地来讲，橄榄石和硫化物是具有良好的封闭能力的矿物，且在硫化物中，黄铁矿的封闭程度最高，它具有很低的氦扩散系数。但是，来自小西南岔金铜矿床的黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿的流体包裹体氦同位素含量和比值变化特征，并不完全支持黄铁矿是最理想的实验样品。

我们注意到，从来自相同样品或具有准同矿化阶段的黄铁矿、磁黄铁矿

和黄铜矿各样品的氦同位素角度分析，各矿石中均表现黄铜矿具有相对高的$^{3}He/^{4}He$比值，而黄铁矿、磁黄铁矿的$^{3}He/^{4}He$比值偏低；在$^{3}He/^{4}He$比值与$^{40}Ar^{*}/^{4}He$和$^{36}Ar/^{3}He$比值相关图解上（图4-11），亦显示部分黄铁矿的流体包裹体有类似He丢失趋势。但是，这种现象与矿物的结晶顺序和它们对稀有气体的封闭系数均是矛盾的；若排除矿物晶体对流体包裹体的稀有气体扩散效应差异，或黄铁矿、磁黄铁矿不是因扩散所引起的$^{3}He/^{4}He$比值偏低，那么导致黄铁矿、磁黄铁低于黄铜矿的矿流体包裹体的$^{3}He/^{4}He$ 比值最大可能是：因黄铁矿、磁黄铁矿的脆性程度高，构造作用易导致晶体出现微破裂，这种裂隙能为晚阶段以及成矿期后的次生流体包裹体生长提供有力空间，所获数据伴生有一定量的次生流体包裹体。

然而，上述黄铁矿、磁黄铁矿流体包裹体的$^{3}He/^{4}He$比值偏低，无论解释为矿物对流体包裹体的稀有气体的扩散所引起，还是认为包含次生流体包裹体，它们的整体变化并没有明显偏离幔－壳演化线（图4-11），可以为我们探讨该矿床的流体来源和演化提供科学依据。

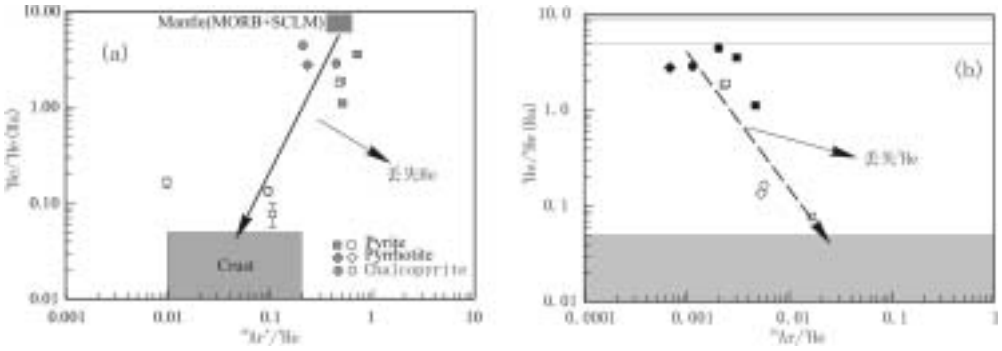


图 4-11　流体包裹体的 $^{3}He/^{4}He$ 比值与 $^{40}Ar^{*}/^{4}He$（a）和 $^{36}Ar/^{3}He$ 比值（b）相关图解

（3）矿物流体包裹体的稀有气体化学分馏效应

稀有气体在流体包裹体中的含量和比值的变化除与上述所及的物理扩散效应有关外，流体包裹体本身还可发生化学分馏效应。这种效应通常与流体包裹体所含放射性元素的多少、捕获后的时间段有关。一般地来将，对于那些被捕获时代较老和含有较高的放射性元素（如：^{238}U、^{235}U、^{232}Th、^{40}K和

^{6}Li）的流体包裹体具有重要意义。

目前，有关小西南岔富金铜矿床的成矿作用研究表明：①成矿时代为燕山期中期（123Ma）；②原生流体包裹体以两相气液包裹体为主，同时可见含石盐子晶的三相原生包裹体（本次研究）；③群体流体包裹体的超微量分析显示液相主要成分是 Na^{+}、K^{+}、Cl^{-}、SO_4^{2-}、F^{-}离子，而气相是 H_2O、CO_2 以及 H_2、N_2 等；④伴生脉岩均含有一定量的放射性元素，如：U、Th 和 Li 含量只为 0.85×10^{-6}、3.09×10^{-6}、37.82×10^{-6}。因此，可推测流体包裹体应含有一定量 K、U、Th 和 Li 元素。可以肯定自捕获（123Ma）到现今，流体包裹体中存在因放射衰变产生的 ^{4}He、^{40}Ar 叠加，以及可能存在外来的宇宙成因 ^{3}He 介入。

就 ^{4}He 而言，叠加的 ^{4}He 主要与 U、Th 含量有关。若流体包裹体中的 U、Th 含量高，因放射性 ^{238}U、^{235}U、^{232}Th 衰变引起的 ^{4}He 也相应地高，而 $^{3}He/^{4}He$ 比值低；但实际上不同矿石（＋矿物）之间出现的差异是伴随 $^{3}He/^{4}He$ 降低，^{4}He 的含量也降低的，这显然与因放射性 ^{238}U、^{235}U、^{232}Th 引起的 ^{4}He 增加相矛盾；况且即使扣除因放射成因的 ^{4}He 叠加，$^{3}He/^{4}He$ 值与测定值之间的差异也在实验误差范围内，再者流体包裹体中 U 的含量一般小于 3.0×10^{-6}（假定被捕获时的 $U<0.85\times10^{-6}$ 和 $Th<3.09\times10^{-6}$，相当于伴生脉岩的成分），Th 在热液中几乎是不溶的（Th/U = 0）。

在 ^{3}He 方面，无论是其宇宙成因还是因中子反应 ^{6}Li （n ，α） 产生 ^{3}He 均将导致所测流体包裹体的 ^{3}He 明显增加。若认为南山、北山两矿段的 $^{3}He/^{4}He$ 比值差异是由于宇宙成因或因中子反应导致的，那么南山样品应该是具有长时间剥露地表特征，但事实上南山样品来自井下、且新鲜（本文），显然无法用宇宙成因和因中子反应解释北山矿段低的 $^{3}He/^{4}He$ 比值，况且目前在整个矿区范围内尚未发现含锂的矿物存在。

对于 ^{40}Ar 而言，主要是因 ^{40}K 衰变引起的 ^{40}Ar 的叠加，Turner 等人（1992）和 Qiu（1996）研究过流体包裹体内原地放射成因 ^{40}Ar 的产率，认为对钾矿物或含钾矿物的流体包裹体不能完全排除其放射成因 ^{40}Ar 的叠加（$\lambda_{40K}=1.33\times10^{-10}$），小西南岔富金铜矿原生流体包裹体的 K^{+}含量在 0.13~2.02μg/g

之间，并见钾盐子晶矿物，可以肯定所测矿物流体包裹体自捕获（123Ma）到现今存在因放射成因的 ^{40}Ar 叠加，即测定的 $^{40}Ar/^{36}Ar$ 比值要比捕获时的 $^{40}Ar/^{36}Ar$ 初始值相应地高一些。事实正如此，本次实验所获的 $^{40}Ar/^{36}Ar$ 比值与相对 $^{3}He/^{4}He$ 比值在其相关图解上，绝大多数样品的流体包裹体均表现具有高于现代大洋（TAG）硫化物流体包裹体的 $^{40}Ar/^{36}Ar$ 比值（图 4-11b），其多数成分点落在略偏离现代地幔与饱和大气水的混和线。

以上有关实验方法、流体包裹体因物理化学效应所引起的稀有气体变化的论述和讨论，可知本次实验的数据中，除一件样品数据的$^{20}Ne/^{22}Ne$和$^{21}Ne/^{22}Ne$为实验检测失误外，其它样品数据基本可以代表成矿时被捕获圈闭的原生流体包裹体。其数据特点基本可以反映：①所测矿物的流体包裹体基本没有发生明显的He、Ne、Ar、Ke、Xe丢失，因扩散丢失或次生包裹体的稀有气体效应可以忽略不计；②流体包裹体中存在因放射性元素衰变产生了的^{4}He、^{40}Ar叠加，但其含量和比值尚能反映原始捕获时的特征；③宇宙成因的^{3}He对$^{3}He/^{4}He$比值基本无影响。整体来讲：样品中的流体包裹体的稀有气体含量和同位素比值基本可以代表相同矿物结晶时捕获的原生群体流体包裹体的稀有气体同位素组成，其样品的流体包裹体稀有气体同位素含量和比值的不同，应与捕获时的流体性质或流体起源与演化机理有关。

2.3.3 成矿流体起源、演化机理与成矿环境

目前对地球系统内岩石、矿物的流体包裹体、熔融包裹体的稀有气体同位素体系的研究，为我们提供了有关岩石圈地幔（大洋、大陆）形成与演化以及壳幔物质循环等方面的重要信息。在汽水热液矿床研究的领域上，利用稀有气体同位素示踪古流体已不再是简单地作为判断流体类型以及地幔、地壳、饱和空气雨水组分在成矿介质中参与程度，已进入综合反演矿床的形成机理和形成环境等方面的研究。小西南岔富金铜矿床含矿流体包裹体的 He－Ne－Ar 同位素实验数据，为我们深入研究该矿床的成因提供了重要的科学依据。

（1）流体类型

业已研究证实，建立在地球系统范围内的流体源主要是大洋型地幔（MORB）、大陆型地幔（SCLM）、地幔柱类型地幔/软流圈、地壳、大气。但是，成矿古流体往往不具有上述典型流体源特征，大多数矿床的流体均显示过渡型的流体性质，它们表现以不同比例的流体源参与或混合而成的流体为特征。根据前人对这种流体性质的认识，我们将小西南岔富金铜矿床的流体包裹体划分为三种过渡类型，即:类幔源流体、类地壳流体和类饱和饱和大气水。

（a）类幔源流体

该类型流体为来自南山矿段硫化物石英脉和富硫化物石英脉（2 件）的黄铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿的流体包裹体，石英的流体包裹体研究得出其流体包裹体主要是气液、富气相的两相孤立的流体包裹体以及细小的群体包裹体，可见含石盐子晶的三相流体包裹体。它们具有较高的 He、Ne、Ar、Ke、Xe 同位素含量，较高的 $^{3}He/^{4}He$ 比值（2.8~4.5Ra，误差为 0.03~0.17Ra）和较高的 $^{20}Ne/^{22}Ne$ 比值为 9.8~10.2，$^{40}Ar/^{36}Ar$ 比值大于饱和水大气端元，为 319～430。在 $^{3}He/^{4}He-^{36}Ar/^{3}He$ 比值的相关图解上，成分点落在接近地幔端元（MORB＋SCLM）（图 4-11b）；在 $^{3}He/^{4}He-^{40}Ar^{*}/^{4}He$ 比值相关图解上，成分点亦落在靠近地幔端元（图 4-11a）；均指示地幔流体对该流体形成有明显的贡献（相对 $^{3}He/^{4}He$ 比值而言，约占 40～50%）。此外，Ne 三种同位素的成分点落在大气端元的上方的 mfl 上，暗示这种类型流体包裹体的地幔端元可能与地幔柱型地幔/软流圈流体更为密切。

（b）类地壳流体

样品是来自北山矿段的细脉浸染状硫化物蚀变岩矿石的黄铁矿、磁黄铁矿以及黄铜矿，稀有气体同位素以含量低于类地幔流体、$^{3}He/^{4}He$ 比值（0.08～0.16R，误差为 0.02Ra）接近地壳流体、三种氖的同位素与饱和大气水基本一致、$^{40}Ar/^{36}Ar$ 比值变化在 306～430（误差为 0.63~2.7）为特征。在 $^{40}Ar/^{36}Ar-^{3}He/^{4}He$ 和 $^{36}Ar/^{3}He-^{40}Ar^{*}/^{4}He$ 比值相关图解上，成分点落在饱和大气水与现代地壳流体端元之间的混和线上，具有强烈的地壳流体属性。

已有研究表明，现代地下水具有的较低的 $^{40}Ar^*/^4He$ 比值，是地下水从流经岩石中优先获取 ^4He（相对于 ^{40}Ar）的结果 那么，它们具有的较低的 $^3He/^4He$ 和 $^{40}Ar^*/^4He$ 比值以及相对较高的 $^{36}Ar/^3He$ 比值，是否可以解释为热液萃取流经围岩中 ^{40}Ar 或是热流体与地下水混合作用的结果还是与热流体被捕获时的封闭温度（氩的封闭温度一般是大于 200 ℃，而氦的封闭温度小于<200 ℃）有关？考虑到它们矿物与类地幔流体以及类饱和大气水流体的矿物是同成矿期形成的，我们认为这种流体的形成应主要归功于外界流体的混入。

此外，地壳流体一般富集 ^{21}Ne，但三种 Ne 同位素比值为饱和大气特征，并且 Ne 与 He 不具耦合特征，显示该流体并非是简单的地壳流体或饱和地下水，应为热流体与年轻的地壳流体或年轻的饱和地下热流体混合后的派生流体。

（c）类饱和大气水

样品来自南山矿段的富硫化物石英脉（1 件）和北山矿段的硫化物石英脉（2 件）的黄铜矿、黄铁矿、胶黄铁矿，其以 He、Ne、Ar、Ke、Xe 同位素的含量低，$^3He/^4He$ 比值（Ra＝1.12~1.89Ra，误差 0.07~0.14）接近饱和大气水为特征（$^3He/^4He$、$^{20}Ne/^{22}Ne$、$^{21}Ne/^{22}Ne$、$^{40}Ar/^{36}Ar$ 比值分别为 1，9.8，0.29，295.6），具有幔源流体被饱和大气水强烈混合的成因属性（图 4-12）；但 $^{40}Ar^*/\ ^4He$ 比值与类地幔流体基本一致，因此推测该流体类型可能是类地幔流体直接演化的派生产物。

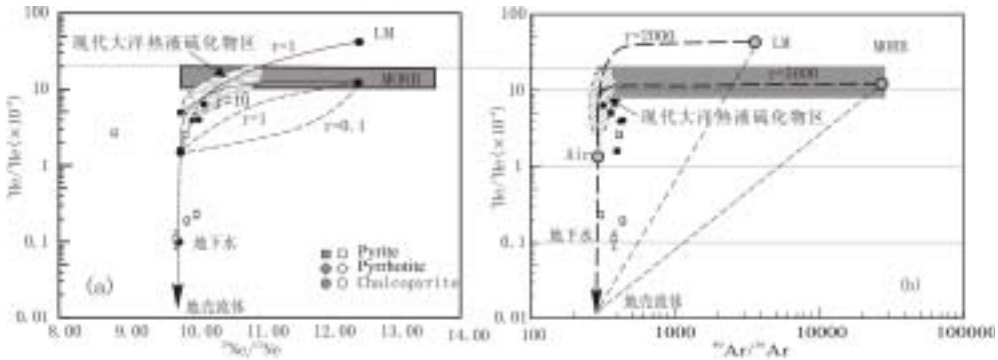


图 4-12　流体包裹体的 $^{20}Ne/^{22}Ne-^3He/^4He$ 和 $^3He/^4He-^{40}Ar/^{36}Ar$ 比值二元混合模式图
假设 MORB 源区的上地幔（UM）和下地幔（LM）分别具有($^{20}Ne/^{22}Ne)_{UM}$ ＝12.5，$(R/Ra)_{UM}$=8.8；($^{20}Ne/^{22}Ne)_{LM}$ ＝12.5，$(R/Ra)_{LM}$=30；$r=(^{22}Ne/4He)_A/(^{22}Ne/4He)_{UN/LM}$，r 从 0.1 到 10）；(Nions，et al.，1994；Allegre，et al.，1986；Langmuir，et al.，1978)

（2）流体起源与演化机理

以大洋岩石圈地幔（MORB）、大陆岩石圈地幔（SCLM）、大气、地壳以及地幔柱（热点）、岛弧/造山带、活动大陆边缘等构造体系下的流体稀有气体同位素模型已成为当前刻画不同地球动力学背景下的物质循环的重要参照系。小西南岔富金铜矿床的流体包裹体的稀有气体同位素特征所表现出的三种流体类型与其流体的来源、演化机理密切相关。

a、流体起源

从流体包裹体的 He、Ne、Ar、Ke、Xe 同位素的含量和特征比值来看，虽然它们在含量和 $^{3}He/^{4}He$ 比值上有明显的差别，但它们均具有：（1）三种 Ne 同位素比值除类地幔型流体具有地幔柱型地幔/软流圈流体参与外、均表现为类饱和大气水特征；（2）$^{40}Ar/^{36}Ar$ 比值均具有地幔（MORB＋LM＋地幔柱型地幔/软流圈）流体被饱和大气水或地壳流体的不同程度的混合性质；（3）$^{3}He/^{4}He$ 比值的降低和 $^{36}Ar/^{3}He$ 比值的降低基本在一条幔壳混合线上；（4）流体包裹体的氢、氧同位素指示流体具有初始岩浆水以及岩浆水与雨水混合的特征。以上这些特征表明，它们的流体性质均不同程度地与幔源有关，即反映热动源是统一的。

但是，由 MORB、LU（地幔柱型地幔/软流圈）起源的流体均具有相对较高的 $^{20}Ne/^{22}Ne$、$^{21}Ne/^{22}Ne$ 和 $^{40}Ar/^{36}Ar$ 比值，而小西南岔富金铜矿床的三种类型流体除类地幔流体具有略高于饱和大气水的 $^{20}Ne/^{22}Ne$ 比值或地幔柱型地幔流体参与外，其它两类均具有与饱和大气水接近的 $^{20}Ne/^{22}Ne$ 和 $^{21}Ne/^{22}Ne$ 比值，$^{40}Ar/^{36}Ar$ 比值最高也只达 430（现有数据）。这表明该矿床的古成矿流体/岩浆并非是来自典型的地幔柱型地幔源。类地幔流体具有：(1)与大陆岩石圈地幔接近的 $^{3}He/^{4}He$ 比值；（2）$^{3}He/^{4}He$ 与 $^{40}Ar/^{36}Ar$ 比值的不确定相关关系，或与火山弧体系岩浆体系的稀有气体同位素性质相似；（3）略高于饱大气水的 $^{20}Ne/^{22}Ne$ 比值；（4）流体包裹体的液相成分主要是 Na^{+} 和 K^{+}（Na>K）。结合形成时代和所处的构造环境，推测流体的起源应主要与古太平洋板块俯冲作用有关，应属于大洋板块上部的洋壳部分发生去气、脱水等产生的流体或来自其部分熔融的熔体。换言之，小西南岔富金铜矿床

的流体主要来自俯冲洋壳的脱水、脱气或由此产生的富挥发分的部分熔融熔体，并在部分熔融乃至岩浆形成过程中有地幔柱型地幔/软流圈（软流圈）的流体加入，这一结论与成矿过程伴生幔源弱埃达克质的中酸性脉岩是一致的（作者未发表资料）。

（b）流体演化与作用机理

从稀有气体同位素的含量和特征比值来看，从类地幔流体到类地壳流体，其稀有气体的整体演化特征是:伴随 $^{3}He/^{4}He$ 值逐渐降低，非放射性同位素 $^{36}Ar/^{3}He$ 比值逐渐升高，但 ^{4}He、^{20}Ne、^{40}Ar、^{84}Ke 和 ^{132}Xe 同位素的含量是类地幔流体相对较高，而类饱和大气水的含量最低，类地壳流体的含量介于上述两者之间；并不完全遵循 $^{3}He/^{4}He$ 值的降低而降低，展示了含矿流体在成矿过程至少发生了两阶段复杂的演化过程。结合矿脉、矿石组构和时空分布以及与流体类型的对应关系，我们认为导致出现三种不同类型的流体包裹体应主要归咎于流体演化的动力学机理。

（i）硫化物石英脉的形成与流体沸腾作用

来自南山矿段的硫化物石英脉、角砾状富硫化物石英脉以及北山硫化物石英脉硫化物的流体包裹体稀有气体同位素特征表明，它们的流体属性分别为类地幔和类饱和大气水属性，地球化学演化特征表明：（1）在 $^{3}He/^{4}He$ 与 $^{40}Ar/^{36}Ar$ 比值相关图解上，成分点均落在饱和大气端元与下地幔流体或 MORB 端元的混合线上，并向饱和大气水演化（图 4-11）；（2）在 $^{3}He/^{4}He$ —$^{20}Ne/^{22}Ne$ 比值图解上，落在大气端元与下地幔流体（r＝1）或 MORB 端元（r＝10）的混合线上，并显示南山矿段硫化物石英脉的矿物流体包裹体的地幔端元参与的程度高，向南山矿段角砾状富硫化物石英脉和北山矿段硫化物石英脉演化，逐渐转化为饱和大气水为主的流体。上述演化特征多数学者将其归因于随地幔流体的演化，饱和大气水的不断加入。

但事实上，这种连续性的变化既可以解释为地幔流体在相对开放体系下被饱和大气水混合后的结晶作用过程，还可以解释相对封闭体系下的流体沸腾作用所致。但考虑到：（1）它们之间的 $^{40}Ar/^{36}Ar$ 比值不具明显的同位素分馏；（2）类地幔流体包裹体具有高的放射性 ^{4}He、^{20}Ne、^{40}Ar、^{84}Ke 和 ^{132}Xe

同位素的含量，而类饱和大气流体稀有气体同位素的含量最低；（3）流体演化是在中深环境下进行。我们更倾向于南山矿段的硫化物石英脉是流体上升以充填作用为主形成的，而南山矿段的富硫化物石英脉以及北山硫化物石英脉是随后的流体沸腾作用产生的，这一点与矿石具有的脉状构造和叠加热液充填角砾状构造，特别是在矿石的石英中普遍发育孤立和沸腾群包裹体共存的特征基本吻合，并且与理论推测的沸腾作用将会导致气相中的稀有气体的含量明显降低，尤其是 $^{3}He/^{4}He$ 值降低是一致的。

（ii）细脉－浸染状矿体形成与混合作用

上述有关流体分类中的论述揭示，细脉－浸染状矿体流体包裹体的流体性质为类地壳流体。与南山矿段的硫化物石英脉、富硫化物石英脉以及北山硫化物石英脉硫化物的流体包裹体相比，主要区别是持有较低的 $^{3}He/^{4}He$、$^{36}Ar/^{3}He$ 和 $^{40}Ar^{*}/^{4}He$ 比值或其比值接近地壳流体；在相关图解上，成分点均落在靠近年轻地壳流体端元，具有地幔流体被强烈的地壳流体混合而成的流体属性。

但是，普遍而言，地壳中含有较高的放射性元素（U－Th、K 等），将发生衰变，长期的雨水作用必将导致本区地壳流体的富集 ^{40}Ar 和 ^{21}Ne。本次实验所测样品的流体包裹体未获得到较高的 $^{21}Ne/^{22}Ne$ 比值，部分样品出现相对较高的 $^{40}Ar/^{36}Ar$，仅反映流体被捕获后的 ^{40}K 的衰变、叠加 ^{40}Ar 同位素。因此，细脉浸染型硫化物蚀变岩的硫化物流体包裹体具有低的 $^{3}He/^{4}He$ 比值和介于之间的 ^{4}He、^{20}Ne、^{40}Ar、^{84}Ke 和 ^{132}Xe 同位素含量的理想解释是：相对开放体系的流体强烈沸腾作用，沸腾的气相被年轻地壳流体强烈混合形成；这一点与细脉浸染型硫化物蚀变岩形成早于脉状硫化物石英脉是一致的。

以上有关该矿床的稀有气体同位素类型、流体成因以及与矿化的时空关系的讨论，我们可以将该矿床的成矿流体演化概括为：（1）早期沸腾→含矿流体与地壳流体发生强烈混合作用→细脉浸染型矿体；（2）流体充填作用→南山矿段脉状矿体；（3）残余流体再度沸腾，形成南山矿段热液充填角砾状矿体以及北山矿段的硫化物石英脉。

结合该矿床的形成时代（123Ma），我们可以得出该矿床的成矿动力学

背景是形成于古太平洋（伊泽奈崎）板块向古亚洲大陆俯冲的大陆边缘环境；其形成的动力学过程可概括为：（1）古太平洋板块的俯冲去气、脱水或部分熔融作用形成富含流体的埃达克质岩浆；（2）伴随地幔柱型地幔/软流圈流体的楔入岩浆体，熔体与流体分离形成埃达克质岩浆和含矿热流体；（3）熔体与流体上升，最终形成埃达克质脉岩以及脉状与细脉浸染状共生的富金铜矿床。

2.3 铅同位素特征与源区示踪

铅同位素分析数据在 $^{207}Pb/^{204}Pb-^{208}Pb/^{204}Pb$ 图解上，富金铜矿床成分点落在 I-MORB 区域；结合 μ 值变化区间，可进一步间接判断成矿物质来源 I-MORB 性质的地幔或弱富集的原始地幔源区，仅有部分下地壳物质参与。金铜矿床中闹枝矿床的铅同位素在铅构造模式图上，投影点位于上地幔与造山带演化线之间，这与岩浆热液矿床铅的组成相似。铅构造模式曲线上（图 3-13），九三沟矿区黄铁矿、方铅矿中的铅同位素组成投影在地幔与造山带区，靠近地幔区，表明铅来源的深源性。

第四节 成矿模式

1 经典岩浆热液铜金矿床模式

1.1 与岩浆热液有关的金铜矿床模式

有关矿床模式的研究始于上世纪 80 年代，美国学者 D.P.Cox 和 D.A，singer（1986）编著的《矿床模式》，书中将与中酸性侵人岩和火山岩有时空和成因联系的铜金矿床建立了七个描述性矿床模式。这些矿床都与产于岛弧和活动陆缘环境中钙碱性岩浆演化晚期具斑状结构的岩系有关。法国学者 J.J.Bache 在《世界金矿床》（1987）一书中，把与火成岩有关的金矿床分为两类，建立了六个模式类型十四个亚型。其中铜可作独立矿床和伴生元素综合利用的有八个亚式。八个亚型几乎都可以找到与 D. P. Cox 模式的对应关系。从内容上看：

（1）世界上，与火成岩有关的铜金矿床、金铜矿床和经典的斑岩铜金矿床，它们产出的板块动力学环境主要是岛弧和活动陆缘环境。

（2）与成矿有密切成因关系的岩石类型主要为钙碱性火山侵入杂系演化晚期具斑状结构的浅成俊人岩和次火山岩系。

（3）成矿时代主要为中一新生代。

（4）不同矿床的矿石矿物组合、矿石结构构造和矿体的形态产状随着矿体定位的构造地质环境的不同，有明显的差异。但就矿体形态分类来看，主要有以细脉浸染状和网脉状为特征的面形多维斑岩矿化体和严格受断裂构造控制的热液充填脉型矿体两大类型，即斑岩一热液脉型铜金型矿床。

（5）矿床类型主要有经典的斑岩矿床、热液脉型矿床和矽卡岩矿床，它们应属斑岩一热液成矿系统中一个成矿系列的产物。

（6）主成矿元素的组合特征主要有

① Cu－Au±Ag±Mo；

② Cu－Ag－Au±Mo；

③ Cu－Mo±Au±Ag；

④ Cu－（Pb、Zn）－Ag－Au；

⑤ Au－Ag±Cu 五种类型。

从主成矿元素和矿床的工业类型来看，它们都应划归斑岩铜金（Cu－Au）矿床的范畴。

1.2 浅成低温热液矿床的成矿模式

近年来，随着研究工作的不断深入，Hedenquist 等 2000 年提出了其矿床特征介于高硫化型（HS）与低硫化型（LS）之间的中硫化型（Intermediate sulphidation，缩写为 IS）矿床。通常情况下，低硫化型矿床含黄铁矿、磁黄铁矿、毒砂和高铁闪锌矿，高硫化型矿床含黄铁矿、硫砷铜矿、四方硫砷铜矿、铜蓝，而中硫化型矿床的特征硫化物组合为一套具有中等硫化状态的矿物组成“黄铁矿、黝铜矿/砷黝铜矿、黄铜矿和低铁闪锌矿”。与富金的低硫化型矿床相比，中硫化型矿床富含 Ag 和贱金属，多数情况下可能反映了盐度的差异。Deyell 等 2003 年在对菲律宾凯利（Kelly）Au-Ag 矿床不同阶段的

矿物组合进行了详细的研研究后认为，该矿床早期富集贱金属，到中期富集砷黝铜矿、黝铜矿，而晚期则叠加了硫砷铜矿，提供了从低硫化→中硫化→高硫化热液系统演化的一个典型实例。西班牙阿尔马利亚（Almeria）地区的帕莱—伊斯里卡（Palai-Islica）Au-Cu 矿床也记录有高硫化型和中硫化型矿体，中硫化型矿体位于向斑岩型矿床转换的深度，而高硫化型位于其上（Carrillorfj，Moralesrs，Boyceaj etal，2003）。

Corbett（2002）年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与斑岩型 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类。首先，将低硫化型矿床划分为两类，即岩浆弧型和裂谷型，然后再根据矿床形成深度和矿物组合将岩浆弧型进一步划分为石英硫化物 Au±Cu 型、碳酸盐贱金属 Au 型、多金属 Au－Ag 矿脉型和浅成低温热液石英 Au－Ag 型等 4 类矿床，这些矿床不仅在形成深度，而且在矿物组合、围岩蚀变和形成机理等方面均存在重要差别。尽管如此，由于上述矿床在成矿上属于一个连续的系列，因此往往在一个大的矿区内（甚至在一个矿床范围内），可以见到两种甚至三种这样的矿床类型，如 Mineral Hill 矿床不仅产有石英硫化物 Au±Cu 型矿体，而且还产有多金属 Au－Ag 型矿体。而裂谷低硫化型浅成低温热液型金矿则由冰长石-绢云母浅成低温热液 Au－Ag 矿石组成，形成于岩浆弧或弧后的裂谷环境。局部可以见到该类型矿床与碳酸盐贱金属 Au 型和石英硫化物 Au±Cu 型矿床具有某种过渡关系。如在 Tolukuma 矿床，不仅能够见到冰长石绢云母型 Au-Ag 型矿体，而且还能够见到石英硫化物 Au±Cu 型矿体和浅成低温石英 Au±Ag 型矿体；Corbett（2002）不仅提供了岩浆弧背景下浅成低温热液型金矿床，尤其是低硫化型矿床的详细分类，而且重要的是，作为一名矿床勘查学家，它还指出了这些矿床的内在关系；对于建立延边地区内生铜金矿床的模式具有重要的指导意义。

2　浅成低温热液型矿床与斑岩型及其他矿床之间的成因联系

尽管还有不少矿床学家对斑岩型矿床与浅成低温热液型矿床之间的关系存在这样或者那样的疑问，但是随着在浅成低温热液型矿床深部发现大量的

斑岩型矿化，或者在斑岩型矿床附近发现大量的浅成低温热液型矿床的事实，引起了人们对斑岩型矿床与浅成低温热液型矿床之间存在的内在关系的高度重视，表现在近年来对这方面的研究正方兴未艾，有大量的文章发表，作者们从不同角度来探讨它们之间的转换关系。主要原因是这些浅成低温液热矿床与斑岩型矿空间上距离较近，有的甚至产在一个矿区，上部为浅成低温热液型 Au 矿床，下部为斑岩型 Cu-Au 矿床，如勒潘多（Lepanto） 高硫化型浅成低温热液型 Cu-Au 矿床就产出在远东南（FarSoutheast）斑岩铜矿之上。我国也有这方面的实例，如福建紫金山 Cu-Au 矿区，并且，吉林延边的小西南岔 Au-Cu 矿床与其下部的斑岩铜矿床空间上距离较近。从斑岩型矿体到浅成低温热液型矿体，其成矿流体中岩浆成分所占的比例、温度、盐度和深度逐渐降低或者变浅，并发育有一系列逐渐过渡的蚀变带。整个矿化（即从斑岩型到浅成低温热液型）持续的时间大约为 30～20 万年。

基于以上我们的研究成果和论述，我们建立了延边斑岩型富金铜矿、浅成热液高硫化型铜金、浅成低温热液低硫化型金矿床的综合成因模式（图 4-13）。



图 4-13　延边地区富金铜矿床与铜金矿床金矿床的成矿模式

本区中生代火成岩组合是一种由走滑和伸展作用所控制的特殊造山式样。太平洋板块向大陆板块的俯冲，致使本区拉张活动不断加剧。Eu 负异常和镁铁质火山作用都可能表明本区曾发生拆沉作用（高山，1997、1998、1999；England 和 Houseman，1989），最终导致壳幔物质相互作用，形成了一套来自下地壳到上地幔的岩浆喷发及侵入活动，并伴随成矿作用发生。

区内在拉伸应力作用下形成火山盆地，在火山盆地的边缘形成中心式火山穹隆构造和隆起断块，火山穹隆的次级火山机构（爆破角砾岩筒）、次火山岩相、锥状火山口、环状和放射状断裂和近 E-W 向断裂带、S-N 向断裂带的次一级 NE 向、NW 向断裂构造属于容矿构造体系。这些容矿构造直接控制了区内金矿床各个矿体的分布。随着广泛的火山-岩浆侵入体的就位、岩浆水-大气降水的对流循环以及空前普遍的地热水的活动，岩浆岩、基底岩石和火山岩中的矿质成分在热流体的驱动下，发生新的迁移和沉淀。因此，矿床（体）空间上沿火山穹隆中心的古火山口外侧的环状裂隙带或次火山岩体的内外带分布。在火山盆地的隆拗过渡带产出高硫化型铜金矿床；在火山盆地边缘隆起区和火山盆地的隆起断块区产出斑岩型富金铜矿床；在火山盆地的喷发中心和破火山口附近产出浅成热液低硫化型金矿床。

第五节　区域成矿潜力评价

应用地质物、化探综合信息和模式类比法在找矿靶区的优选和评价上，起到了不可估量的作用。特别是大型、特大型矿床，总是与众不同，与周围的地质体有明显的差异。因此，通过对五凤—小西南岔地区中生代火山岩型金、多金属成矿床(点)成矿地质条件分析，提出如下金多金属找矿远景区。

1　五凤-五星山找矿远景区

该区位于延边东部中生代火山岩型金、多金属成矿带的西部，主要受南北向的依兰—延吉断裂和东西向的老头沟—延吉深大断裂控制。区内中生代火山岩分布广泛,火山岩盆地底部为晚侏罗世刺猬沟组中性—中酸性火山熔岩和火山碎屑岩，上部为金沟岭组火山喷出岩，岩浆岩有华力西晚期花岗岩

及燕山期花岗岩，特别是燕山晚期花岗斑岩及中—中酸性脉岩特别发育。

区内矿产有五凤—五星山金矿床,该矿床具有典型的浅成低温矿床的基本特征，因此，该成矿远景区内应注意寻找低温蚀变矿物组合，加强对火山构造的研究，特别是地表面状蚀变带应该引起重视。

2 新田—富岩金、多金属找矿远景区

位于五凤—小西南岔东西向火山岩带西部，区内有闹枝金矿床、新田铜、钼矿、富岩金矿、棉田金矿、棉田南沟铅锌矿、清金沟金矿等 10 余处，区内矿床主要成因类型为次火岩型金矿（闹枝金矿）和斑岩型矿床（新田铜、钼矿床)。区内除了华力西期花岗闪长岩分布以外，多为燕山期花岗斑岩，石英闪长岩等呈岩株状分布，揭露了该区中生代火山—岩浆活动频繁，成矿作用强烈的特点，为寻找斑岩型铜钼矿和次火山岩型金矿提供了先决条件。

区内物、化探异常遍布全区，Au、Ag、Cu、Mo、Pb、Zn 组合异常相互套合，为该区提供了间接找矿标志。

该成矿远景区位于五凤—小西南岔东西向火山岩带中部，东西长约 40km,南北宽 10km,大面积分布晚侏罗世刺猬沟组,中酸性火山岩和早白垩世金沟岭组火山岩，基底地层主要为二叠系变质岩组成，该火山岩盆地边缘受东西向的汪清—杜荒子深大断裂和北西向的地荫沟-金苍断裂，北东向的刺猬沟—塔子沟断裂所控制。盆地内断裂构造发育，岩浆活动频繁,侵入岩有燕山期的钠长斑岩、花岗闪长岩斑岩、细粒闪长岩、闪长玢岩等。

区内矿床、矿点分布密集,有刺猬沟金矿床、干河沟金矿床、林子沟铅锌矿床、苍林金、铜矿床、九三沟金矿床、杜荒岭金矿床，矿床成因类型主要为火山岩型金矿床、次火山岩型金矿床和火山角砾岩型金矿床。矿床受火山构造及其区域构造联合控制，特别是杜荒岭、九三沟金矿床是典型的角砾岩筒型金矿。

区内面状蚀变带特别发育有分水岭面状蚀变带，小砬子沟面状蚀变带，苍林石头蚀变岩，这些面状蚀变均由青盘岩化、硅化等蚀变组成。其蚀变规模大，蚀变强度之强，是寻找火山、次火山岩型金矿的主要标志。

3 小西南岔金、铜、钨找矿远景区

位于东西向成矿带的东部，其基底地层为南北走向的新元古代五道沟群变质岩、岩浆岩主要为华力西晚期斜长花岗岩、闪长岩及燕山期花岗岩、花岗斑岩组成。

区内有小西南岔金铜矿（大型），杨金沟金矿、大六道沟金矿、五道沟白钨矿、东南金铜矿、农坪金矿等矿床、矿点分布，成矿地质条件较好，是寻找金矿多金属矿床有望靶区。

综上所述，五凤是寻找浅成低温热液金矿远景区，而新田—富岩是寻找火山岩型、斑岩型 Au、Cu、Mo 矿远景区；刺猬沟—杜荒岭是寻找火山一次火岩岩型及角砾岩筒型 Au 及多金属矿远景区，小西南岔—五道沟是寻找热液脉状 Au、Cu、W 及斑岩型金、铜矿远景区。

小 结

基于以上论述，得出延边地区各类内生金矿化的热动源为与大洋板块俯冲作用有关的富集地幔；其中：富金铜矿床的成矿为高氧化岩浆热液经二次沸腾作用而成矿的；铜金矿床成矿流体具岩浆热液与大气水/地下水混合经沸腾作用而成矿的；而金矿床则显示以大气水为主的流体结晶沉淀作用而成矿的。并基于时、空分布规律以及矿化蚀变特征，建立了延边地区斑岩型富金铜矿床和低温高硫化型热液铜金矿床、低温低硫化型热液金矿床的成矿模式。

结　论

通过对延边地区富金铜矿床、铜金矿床、金矿床的矿床地质、地球化学、年代学研究，初步得出如下几点认识：

（1）进一步确定小西南岔大型、农坪中型富金铜矿床是细脉浸染－硫化物石英脉复合型，闹枝铜金矿床、富岩铜金矿床等为硫化物石英脉型，九三沟、苍林、金沟岭等铜金矿床等为细脉浸染型，杜荒岭、西大坡铜金矿床为隐爆角砾岩－硫化物石英脉复合型，刺猬沟金矿床、五凤－五星山金矿床为含硫化物石英脉、方解石脉以及冰长石石英脉型。

（2）依据流体包裹体的研究成果，初步认为：小西南岔大型、农坪中型富金铜矿床为高中温高氧化岩浆热液矿床，含矿流体来自与俯冲作用有关的岩石圈地幔流体库，流体的二次沸腾作用先后形成“北山矿段”细脉浸染型矿体、硫化物石英脉以及南山矿段”硫化物石英脉＋含磁黄铁矿黄铜矿脉、热液充填角砾状矿体；九三沟、杜荒岭等为高中温高氧化岩浆热液铜金矿床或高硫化型矿床；闹枝、富岩等铜金矿床为中温低硫化型铜金矿床；刺猬沟金矿床、五凤－五星山金矿床为典型的低温低硫化型大气水为主的热液金矿床。

（3）依据年代学的研究成果，初步确立延边地区的上述各类铜金矿化均发生在早白垩世晚期（123Ma），矿化结束在 105Ma，相当于中国东部中生代岩石圈大规模减薄的晚期。

（4）与上述各类矿床成矿密切的岩浆热液事件是水泉沟组玄武安山岩-安山岩-英安岩（130Ma±）和矿区范围内呈脉状产出的细粒闪长岩安山玢岩、英安斑岩、花岗闪长斑岩（124～104Ma）；鉴于上述火山岩的原始岩浆具有源于壳幔过渡带新增生的地壳物质，而伴生脉岩具有 Adakitic Rocks 的成因属性以及形成环境为活动陆缘区，我们认为延边地区金铜成矿流体热动源与大洋板块俯冲作用有关的富集地幔，并在早白垩世经历了拉张、挤压走滑转化过程先后结晶沉淀而成矿；而流体上升、地壳流体/大气水的参与程度和作用机理的不同可能是导致形成不同类型铜金矿化的主要原因。

参考文献

[1]陈殿芬，周文茂．吉林小西南岔金铜矿床的金属矿物及矿石研究．矿床地质，1995，14(2)：127～150

[2]葛肖虹．吉林东部的大地构造环境与构造演化轮廓。现代地质，1990，4(1)：107~113

[3]姜开君，周永昶．吉林珲春东部中生代内生成矿作用讨论—以小西南岔金铜矿床为例．地质与勘探，1992，28(10)：8-12

[4]李荫清，陈殿芬．吉林小西南岔金铜矿床流体包裹体及成矿作用研究，矿床地质，1995，14(2)：151～173

[5]李鹤年，杨刚宾．吉林延边地区火山岩型金矿地球化学特征．黄金．1991，12(7)：6～11

[6]刘大瞻，王晓功．小西南岔金铜矿带的构造特征及其控矿作用，吉林地质，1987，(1)：76～83

[7]刘文达．延边与金矿有关火山岩的岩石特征及成岩问题，吉林地质，1983，(4)：13～30

[8]刘若新．流体地球化学。地球化学：历史、现状和发展趋势。北京：原子出版社，1996

[9]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．长春：吉林科技出版社，1992.

[10]芮宗瑶，张洪涛等．吉黑东部斑岩型－浅成热液型铜金矿床多重成矿模式．矿床地质，1995，14（2）：174～183

[11]孙超．小西南岔金铜矿同位素地质学研究．矿产与地质．1994，8(2)：119～123

[12]吴尚全．吉林小西南岔铜金矿床的主要地质特征及其成成因．矿产地质．1991，5(2)：75～84

[13]孟庆丽,周永昶,柴社力．中国延边东部斑岩-热液脉型铜金矿床．吉林科学技术出版社,2001,1-162

[14]周永昶等．延边地区显生宙花岗岩成因系列及其构造演化序列．长春地质学院建院40周年论文集.长春:吉林科技出版社，1992

[15]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.长春地质学院学报,1984，(4):13-28

[16]陈毓川等．中国矿床成矿系列初论.北京: 地质出版社，1998

[17]张理刚．成岩成矿理论与找矿.北京:北京工业大学出版社，1989

[18]张贻侠．矿床模型导论. 北京: 地质出版社，1993

[19]Boyle R.W．金的地球化学和金矿床.北京：地质出版社，1984

[20]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. 矿床地质,1999，18(4):359-371

[21]吴福元. 壳幔物质交换的岩浆岩石学研究.地学前缘，1998，5(3)：95-103

[22]翟裕生,邓军,李小波.区域成矿学. 北京：地质出版社，2000,1-267

[23]贾大成,胡瑞忠,冯本智,卢焱.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. 长春科技大学学报,2001,31(3):224-229

[24]陆丰,热液矿床中金的地球化学.地质地球化学,1991，(1):1~8

[25]迟效国,林景仟,胶东中生代断裂花岗质岩浆带的 Rb-Sr 年代学及岩浆源区.地球化学,1992.(3):265~272

[26]FaureG.．同位素地质学原理.北京:科学出版社.1983

[27]丁悌平．氢氧同位素地球化学.北京:地质出版社.1980

[28]李鹤年,杨刚宾．吉林延边火山岩型金矿床地球化学特征.黄金,1991.12(7):6~11

[29]王泽利,孙彦斌．吉林延边刺猬沟金矿冰长石的成因研究.长春科技大学报, 2000，30(专辑):80~83

[30]吴堑虹．构造活动带对金矿影响的几点认识.黄金,1992.13(1): 5~10

[31]姚凤良等．胶东西北部脉状金矿.长春:吉林科技出版社.1990

[32]迟效国,林景仟．胶东中生代断裂花岗质岩浆带的 Rb-Sr 年代学及岩浆源区.地球化学,1992.(3):265~272

[33]胡朋, 赫英, 张义, 江思宏, 刘妍.浅成低温热液金矿床研究进展, 黄金地质,2004, 10(1):48-54

[34]罗天明.脉岩与热液脉状金矿化的时空伴生及其地质意义.矿产与地质，1992，6(2)：118~125

[35]刘斌.吉林东部火山-岩浆岩区金铜矿成矿模式探讨. 地质与资源,2003,12(2):72-77

[36]朱永峰,艾永富,赵永超．关于岩浆热液矿床形成的几个问题：以斑岩型矿床为例.矿床地质,1995，14(4)：380-384

[37]张德会．流体的沸腾和混合在热液成矿中的意义. 地球科学进展,1997，12(6): 546-552

[38]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. 高校地质学报,2003，9(4):620-637

[39] 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. 矿床地质, 1999,18(4):359-371

[40]Bache J.J.,世界金矿床.世界地质，1987，8(3)：1-126

[41]Rowins J P.. Reduced porphyry copper-gold deposits: a new variation on an old home. Geology，2000，28:491-494

[42]Thompson W, Newberry R J.. Gold deposits related to reduced granitic intrusions. Reviews in Economic Geology,2000，13:377-400

[43]Burnham C W.. Physicochemical constraints on porphyry mineralization. In Relations of tectonics to ore deposits in the southern Cordillera, R W. Dikinson and W D. Payne(eds.). Arizona Geol. Soc. Digest,1981，14:71-77

[44]Burnham C W. Magmas and Hydrothermal fluids. In Geochemistry of Hydrothermal ore deposits.3rd edn, H L. Barnes(ed.), New York: Wiley, Published simultaneously in Canada, 1997,63-123

[45]Deposits.3rd edn, H L. Barnes(ed.), New York: Wiley, Published simultaneously in Canada,1997,63-123

[46]Safonov Y G.. Gold and gold-bearingdeposits of the world: genesis and metalogenic potential. Geology of deposits, 2003，45(4):265-278

[47]Misra K C. Understanding mineral deposits. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/ Boston/ondon, 2000, 353-413

[48]Batchelor R.A.and Bowden P..Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicatonic parameters.Chemical Geology，1985,48：43-55

[49]Kerrich R, Goldfarb R, Groves D, et al.. The characteristics, origins, and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces. Science in China, Series D (supp.), 2000,43: 1-69

[50]Sillitoe R H.. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. Economic Geology, 1972,67:184-197

[51]olomon M.. Subduction, arc reversal, and the origin of porphyry copper-gold deposits in island arcs. Geology, 1990,18:630-633

[52]owins J P.. Reduced porphyry copper-gold deposits: a new variation on an old home.

Geology,2000, 28:491-494

[53]高山，金振民，拆沉作用（delamination）及其壳-幔演化动力学意义[J]，地质科技情报，1997，16（3：1-7）.

[54]Mihai N.Ducea，金振民，等.下地壳拆沉作用及大陆地壳演化[J],高校地质学报,1998,4(3):241-249.

[55]高山,张本仁,金振民．秦岭-大别造山带下地壳拆沉作用[J],中国科学(D 辑), 1999, 29(6):532-541.

[56]吴福元.壳幔物质交换的岩浆岩石学研究[J],地学前缘,1998，5(3):95-103.

攻读博士学位期间发表的论文

1．赵宏光，姚凤良，孙景贵. 吉林省东部山区斑岩型多金属矿床成矿规律及成矿条件研究—以小西南岔金铜矿床为例[J]. 黄金地质, 2005, 26(7):2-14.

2．赵宏光，孙景贵，陈军强，等. 延边小西南岔富金斑岩铜矿床的含矿流体起源与演化—— H,O,C,S,Pb 同位素示踪[J]. 吉林大学学报, 2005, 35(5): 602-606.

3．赵宏光，孙景贵，凌洪飞，等. 胶东金矿成矿流体性质及其地质意义[J]. 地质与勘探, 2005, 41(5):27-33.

延边中生代浅成热液铜金矿床的成矿模式研究

姓　　名：赵 宏 光
指导教师：姚凤良 教 授　吉林大学
专　　业：矿物学、岩石学、矿床学

吉林省延边地区是我国东部陆缘成矿带的重要内生金铜矿集区之一，它地处兴蒙造山带的东段，狭于华北板块、兴凯地块、佳木斯地块之间，是一个经历了古亚洲洋演化、中生代古太平洋板块向古亚洲板块俯冲的大陆边缘复合成矿构造区；目前，已探明大型热液金铜矿床一座、钨矿床一座，中型浅成低温热液金矿床（五凤－五星山、刺猬沟、九三沟等）、中温热液铜金矿床（闹枝、富岩、杜荒岭等）6 座，以及众多的浅成金及铜金矿化点；充分显示该区是一个典型浅成热液金铜矿集区。有关区内典型矿床的成因以及成矿模式前人已做过研究, 但尚存在一些内容亟待深化：(1)矿化、矿化蚀变类型和分布规律；(2)成矿时代和与成矿有关的构造、热事件；(3)成矿流体的性质与演化；(4)矿产资源勘查和预测；(5)矿床成因与成矿模式。为此，本人在学习期间针对上述存在的矿床学理论问题，从成矿地质背景出发，展开了典型矿床的矿床地质、流体地质、地球化学以及年代学研究，并结合国内外的研究现状，建立了该区铜金矿床的成矿模式。

1. 延边地区区域地质概况和成矿动力学环境

延边地区地质构造复杂，出露的地层主要有早古生代的青龙村群、五道沟群和晚古生代上石炭统山秀岭组、二叠纪的柯岛组、开山屯组变质岩系；中生代屯田营组、金沟岭组、泉水村组的沉积岩、火山岩，以及新生代第三纪的玄武岩、第四纪的碎屑沉积物等。侵入岩主要是晚古生代闪长岩、花岗闪长岩、二长花岗岩，其次是中生代花岗岩、花岗闪长岩。与铜金成矿密切的热事件主要是泉水村组玄武安山岩、安山岩和安山玢岩、英安斑岩，元素、

同位素地球化学特征研究揭示晚三叠火山熔岩、浅成岩具有双峰式的特征，为两种母岩浆的存在，玄武安山质代表了基性端元的原始岩浆成分，流纹岩代表了酸性端元原始岩浆的成分。它们的 Sr-Nd 同位素的组成显示原始岩浆应起源于壳幔过渡带新增生的地壳物质。形成环境属于活动陆缘区，地壳演化从三叠世到白垩世经历了拉张、挤压、走滑转化过程。而于成矿伴生脉岩具有 Adakitic Rocks 成因属性，揭示含矿流体热动源与大洋板块俯冲作用密切相关。

2．延边地区铜、金矿床的地质、地球化学特征

深入研究了延边地区各类铜、金矿床以及重要矿化点的矿床地质、地球化学和流体包裹体地质特征，确定小西南岔大型、农坪中型富金铜矿床是细脉浸染－硫化物石英脉复合型， 闹枝铜金矿床、富岩铜金矿床等为硫化物石英脉型，九三沟、苍林、金沟岭等铜金矿床等为细脉浸染型，杜荒岭、西大坡铜金矿床为隐爆角砾岩－硫化物石英脉复合型，刺猬沟金矿床、五凤－五星山金矿床为含硫化物石英脉、方解石脉以及冰长石石英脉型。并依据流体包裹体均一温度、盐度以及稳定同位素、稀有气体同位素等研究，进一步得出：小西南岔大型、农坪中型富金铜矿床为高中温高氧化岩浆热液矿床，含矿流体来自与俯冲作用有关的岩石圈地幔流体库，流体的二次沸腾作用先后形成“北山矿段”细脉浸染型矿体、硫化物石英脉以及南山矿段”硫化物石英脉＋含磁黄铁矿黄铜矿脉、热液充填角砾状矿体；九三沟、杜荒岭等为高中温高氧化岩浆热液铜金矿床或高硫化型矿床；闹枝、富岩等铜金矿床为中温低硫化型铜金矿床；刺猬沟金矿床、五凤－五星山金矿床为典型的低温低硫化型大气水为主的热液金矿床。

3．延边地区铜、金矿床的成矿规律和成矿模式

延边地区富金铜矿床、铜金矿床、金矿床的分布具有明显的规律性，富金铜矿床分布在延边东部隆起带上，高硫化型铜金矿床分布在汪清中生代火

山岩盆地边部，低硫化型金矿床分布在五星山－五凤和汪清中生代火山岩盆地内，低硫化型铜金矿床分布汪清中生代火山岩盆地边缘的西侧；从整体来看前两者分布在延边地区的东部，后两者分布在延边的中部，形成东部为高氧化岩浆热液金铜、铜金成矿发育，中部则是低硫化型金、铜金成矿发育，与 Corbett(2002)提供的岩浆弧背景下浅成低温热液型金矿床和斑岩型矿床的概念模式不同的是缺典型的斑岩铜矿床。基于延边地区的铜金的成因、时空分布规律，建立了适于延边地区的高氧化岩浆热液富金铜矿床－岩浆热液为主的高硫化型铜金、低硫化型铜金矿床－地下水/大气水为主的低硫化型金矿床成矿模式，其各类内生金矿化的热动源为与大洋板块俯冲作用有关的富集地幔，直接热动源为内侵的花岗质岩浆。成矿过程为：富金铜矿床为高氧化岩浆热液经二次沸腾作用而成矿，铜金矿床为岩浆热液与大气水/地下水混合经沸腾作用而成矿，金矿床则是以大气水为主的流体结晶沉淀作用而成矿。

本论文的创新点在于首次提出“ 延边地区为中生代内生铜金矿床的成矿属于“ 高氧化岩浆热液富金铜矿床－岩浆热液为主的高硫化型铜金与低硫化型铜金矿床、地下水/大气水为主的低硫化型金矿床成矿的复合成矿体系 ”，确定了成矿时限在 123~102Ma 之间；这项研究对于指导该区铜金资源勘查具有重要的意义。

本论文没有解决的问题：由于发现大量的浅成低温热液型金矿床与斑岩型矿床之间密切伴生,它们之间的内在关系正在引起越来越多矿床学家的重视,对其形成机理的研究还有待于进一步深入。

关键词：延边地区；中生代；浅成热液铜金；成矿模式

Studies on the Ore Forming Models of Mesozoic Epithermal Gold-Copper deposits in Yanbian, Jilin province

Name: Hong Guang Zhao

Advisor: Prof. Feng liang Yao

Major: Mineralogy, Petrology and Mineral deposits

Yanbian area is one of the most important gold-copper deposits concentrate province in east China continental margin ore-forming belts. It locates in the east of Xingan-Mongolia orogen，and controls by the North China Craton, Xingkai block and Jiamusi block. This area has experienced the Paleo-Asian Ocean evolvement, the subduction of plaeo-pafic plate to Paleo-Asian plate during Mesozoic, and these geological activities lead Yanbian district to be a continental margin multiple ore-forming area. Now days, A huge thermal gold-copper deposit, a tungsten deposit, and several epithermal gold deposits (Wufeng-Wuxingsan, Ciweigou, and Jiusangou) and three midthermal copper-gold deposit (Naozhi, Fuyan, and Duhuangliang) have been discovered and now under exploitation. Besides these deposits, there are a lot of mineralize occurrences. Theses evidences show that Yanbian area is a typical epithermal gold-copper metallogenic province. Former researchers have investigated the genesis and ore-forming models for these deposits, however, some questions still needed to answer: (1) the mineralization, alternation, and distribution character of these deposits, (2) ore-forming geochronology and related structure-tectonics，(3) properties of ore-forming fluid and its evolution mechanism, (4) mineral deposits investigation，exploration and resources forecast, (5) genesis of deposits and ore-forming model. On considering these listed questions, my study and research focus on the deposits geology, fluid characters, geochemistry, and geochronology, at the same time, the development of international studies of deposits were considered to construct the ore-forming model of this region.

1 Regional Geological Setting and Ore-forming Dynamics of Yanbian Area

This area has experienced a complex geological-tectonics history. The oldest strata are the early Palezoic Qinglongcun groups and Wudaogou groups. The late Palezoic strata are metavolcanic-metasedimentary rock series of Upper

Carboniferous Shanxiuling formation, Permian Kedao formation, and Kaisantun formation. Tuntianying formation, Jingouliang formation, and Quanshuicun formation constitutes the Mesozoic strata. Cenozoic strata include Tertiary basalts and Quaternary sedimentary. Intrusive granites are formed in two stages, late Paleozoic diorite, granodiorite, and monzonite granite, and Mesozoic granite, granodiorite. Gold-copper mineralization thermal events are related with the Quanshuicun formation of basalt-andesite, andestie and porphyry andesite. The elements, isotopes geochemistry show that these the late Trias volcanic, hypabyssal rocks have the bimodal characters, which imply that there are two kind host magma. The basalt-andesite represents the primitive magma of basic ends while the rhyolite represents acidic host magma. The Sr-Nd isotopes have shown that the primitive magmas are generated from accretion crust materials located between the crust-mantle transition belts.

2 Copper and gold deposits in the geological and geochemical characteristics of Yanbian Area

We depth study of all sorts of copper and gold deposits and mineralized important point of deposit, Geochemical and fluid inclusions geological features in Yanbian Area.So confirm the large of the small southwest, Pingfu medium farmers Gold and Copper Deposits is disseminated thready-sulfide compound quartz veins. Naozhi copper-gold deposit, Copper-rich gold deposits is sulphide-quartz veins, Jiusan Ditch, Canglin and the groove Residents of copper-gold deposit are smaller veins disseminated. Duhuang Ling and the western slope of the copper-gold deposits are hidden breccia-sulphide complex quartz vein. Hedgehog gold deposit, Wufeng-five star mountain gold deposit contain sulfide quartz veins, calcite veins and ice feldspar quartz vein. And based on fluid inclusions homogenization temperature, salinity and stable isotopes, noble gas isotope research, we further educe: the large of the small southwest, Pingfu medium farmers Gold and Copper Deposits are High temperature oxidation of magmatic hydrothermal deposits,the ore-bearing fluid from the subduction of lithospheric mantle basement, secondary Boiling role of the fluid has created thready disseminated orebody, sulphides quartz veins of the Skyline Mine and Sulfide quartz vein, containing pyrrhotite veins brass, filling hydrothermal breccia orebody of the South Mountain Mina; Jiusan Ditch, DuhuangLing are high-temperature oxidation of magmatic hydrothermal copper- gold deposits or high-sulfide deposit;Naozhi and Copper-rich copper-gold deposit are Low Temperature Vulcanized copper-gold deposit; Hedgehog gold deposit,

Wufeng-five star mountain gold deposit are typical low temperature and low sulphidation of the mainly atmospheric water hydrothermal gold deposit.

3 The mineralization rule and mineralization model of Copper and gold of Yanbian Area

Yanbian Area the distribution of rich gold-copper deposits, copper-gold deposit and gold deposits have obvious regularity.The rich gold-copper deposit locate in the eastern part of Yanbian uplift belt, High sulphidation copper-gold deposit located in Wangqing Mesozoic volcanic basin edge, Low sulphidation gold deposit locate in the five star Mountain-Wufeng and Wangqing Mesozoic volcanic basin, Low sulphidation copper-gold deposits locate in the west edge of Wangqing Mesozoic volcanic basin. Overall the two former locate in the eastern region of Yanbian, the two latter locate in the central part of Yanbian,Formate high magmatic hydrothermal oxidation of bronze of the eastern,copper-gold mineralization development, but the central is a low sulphidation gold, copper-gold mineralization development, and the magmatic arc background epithermal gold and porphyry deposit from Corbett(2002) ,the different of the conceptual model is the lack of typical porphyry copper deposit. Base on the Yanbian area of the copper-gold causes,Spatio-temporal distribution, establishment the suitable Deposit Mineralization model for the Yanbian region of high oxidation magmatic hydrothermal rich gole-copper deposits-magmatic hydrothermal high sulphidation copper-gold,low sulphidation copper-gold deposit-groundwater or atmospheric water-based low-sulfide gold deposits,and the various gold deposits within the heating source and oceanic plate subduction of the enriched mantle of the direct thermal power sources is the intrusion of granitic magma. The processes of Mineralization are the deposits of rich gold-copper is high oxide magmatic hydrothermal boiling by the secondary role of mineralization, copper-gold deposit is magmatic hydrothermal and atmospheric water or groundwater mixed with boiling role of mineralization, gold deposit is based on atmospheric water-based fluid crystallization precipitation mineralization.

The innovation of this paper lies in the first put forward "Yanbian area of Mesozoic Endogenous copper-gold mineralization "were composite mineralization system of high high oxidation magmatic hydrothermal rich gold-copper deposits-high and low copper-gold sulfide-based magmatic hydrothermal, low-sulfide gold based groundwater or atmospheric water" . Identified the time of the Mineralization is between 123~102Ma. The study has important significance for guiding the area copper-gold exploration.

This paper does not settle the question is that because a large numberof epithermal gold and porphyry deposits are closely associated, the intrinsic relationship between them are increasingly attracting the attention of deposits experts and the formation mechanism still needs further study.

Key words：Yanbian Area; Mesozoic; Epithermal Hydrothermal copper-gold; Mineralization model

致　谢

本学位论文是在导师姚凤良教授的悉心指导下完成的，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，先生渊博的知识、敏锐的思维、严谨的治学态度、勤勉的工作作风、正直和宽容的人格、循循善诱扶植后学，都给学生莫大的感染和激励，对学生终身的事业追求、人生道路的选择将产生深远的影响，使学生受益匪浅，在此对先生及师母多年来对学生的关心、爱护和培育表达深深的敬意和由衷的感谢。

特别感谢孙景贵教授，在论文的资料收集、野外考察、室内分析研究、撰写过程中，给予了大力支持和帮助，在野外工作中共同克服各种困难，密切配合，解决了很多研究中的关键问题，对论文的修改提出了很多宝贵的意见和建议，在此发自内心的感谢孙景贵教授，也感谢孙景贵教授的家人为我们的工作创造的条件及付出的艰辛。

在攻读博士过程中，孙丰月教授、李碧乐教授、许文良教授、吴国学副教授、李绪俊教授、葛文春教授、孙戈天副院长、于晓飞副院长、李艳博老师等均给与了无私的帮助和支持，研究工作得到了董福湘博士、宋海峰博士、赵俊康硕士、陈军强硕士、梁树能硕士的多方协助，在此表示诚挚的谢意。

在攻读博士期间，得到了父母及妻子李月红女士的鼓励和支持，感谢他们在生活上提供的帮助和支持，使我得以顺利完成学业。

最后，感谢各位评委认真细致的评审和高屋建瓴的宝贵意见！