论文分类号：**P618.51**　　单 位 代 码：**1 0 1 8 3**

密　　级：公　开　　研究生学号：**2006612036**

吉　林　大　学

硕　士　学　位　论　文

黑龙江省乌拉嘎金矿矿床地质特征及矿化富集规律研究

Study on Geological Characteristics and Enrichment Regularities of Gold Mineralization in Wulaga Gold Deposit,Heilongjiang Province

作者姓名：来又东

专　　业：矿物学、岩石学、矿床学

导师姓名：孙丰月

及 职 称：教　授

学位类别：理学硕士

论文起止年月：**2007** 年 **5** 月 至 **2008** 年 **5** 月

吉林大学硕士学位论文原创性声明

本人郑重声明：所呈交的硕士学位论文，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：黑龙江省乌拉嘎金矿矿床地质特征及矿化富集规律研究

作者签名：　　指导教师签名：

2008 年 5 月 8 日

作者联系地址（邮编）：长春市建设街 2199 号（130061）

作者联系电话：13504483047

作者姓名	来又东	论文分类号	P618.51
保密级别	公　开	研究生学号	2006612036
学位类别	理学硕士	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	热液矿床成矿理论与预测	学习时间	2006 年 9 月 至 2008 年 6 月
论文中文题目	黑龙江省乌拉嘎金矿矿床地质特征及矿化富集规律研究		
论文英文题目	**Study on Geological Characteristics and Enrichment Regularities of Gold Mineralization in Wulaga Gold Deposit, Heilongjiang Province**		
关键词(3-8 个)	矿床地质；浅成低温热液型；造山型； 矿化富集规律；乌拉嘎金矿		

导师情况	姓　名	孙丰月	职称	教　授
	学历学位	博　士	工作单位	地球科学学院

论文提交日期	2008 年 4 月	答辩日期	2008 年 5 月
是否基金资助项目	否	基金类别及编号	

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）	

提　要

乌拉嘎金矿由金矿本区、塔南勘查区和十三公里勘查区组成。本文在分析研究乌拉嘎金矿区域成矿地球动力学和成矿地质背景的基础上，通过野外调研、岩矿综合鉴定、稳定同位素、流体包裹体测试等方法和手段，详细研究了该矿床的地质、地球物理、地球化学特征，成矿地质条件和物理化学条件，进而探讨成矿流体、成矿物质的主要来源，成矿作用的机制和过程，确定乌拉嘎金矿为由浅成低温热液金矿和造山型金矿组成的成矿系列。其中金矿区为受构造与中酸性侵入体联合控制的浅成低温热液型金矿床；塔南勘查区成矿条件与金矿区类似，十三公里金矿化主要分布于花岗闪长斑岩体的内外接触带附近破碎蚀变带中，属于造山型金矿的中成金矿床。同时通过矿化富集规律研究和矿体剥蚀保存情况分析，建立金矿综合找矿模型，预测矿区、塔南仍具有巨大找矿潜力，十三公里勘查区 Au、As、Sb 异常明显，磁测梯度带与 Au 和伴生元素富集区重合效果较好，显示很好的找矿前景。

关键词：矿床地质；浅成低温热液型；造山型；矿化富集规律；乌拉嘎金矿

目　录

前　言 **1**
一、依托项目及论文选题 1
二、地理位置和交通条件 2
三、以往工作程度 3
四、本次工作量 5
第一章　区域成矿地质背景 **7**
第一节　大地构造背景 7
第二节　区域地层 8
一、元古界 10
二、古生界 10
三、中生界 10
四、新生界 11
第三节　区域岩浆岩 11
一、晋宁期侵入岩 11
二、加里东期侵入岩 11
三、印支期侵入岩 12
四、燕山期侵入岩 12
第四节　区域构造 12
一、构造基本特征 12
二、断裂构造 13
三、环形构造 15
第五节　区域地球物理、地球化学特征 15
一、区域地球物理特征 15
二、区域地球化学特征 17
第二章　矿区及矿床地质特征 **19**
第一节　矿区地质特征 19
一、矿区地层 19
二、矿区岩浆岩 21
三、矿区构造 22
第二节　矿床地质特征 25
一、矿脉（体）特征 25
二、矿石特征 28

三、围岩蚀变 32
四、成矿期及成矿阶段划分 33
第三章　矿床成因 35
第一节　成矿物理化学条件——流体包裹体研究 35
一、金矿区流体包裹体特征 35
二、塔南勘查区流体包裹体特征 40
三、十三公里勘查区流体包裹体特征 44
第二节　同位素研究 47
一、硫同位素研究 47
二、氢、氧同位素特征 50
第三节　矿床成因类型 51
一、浅成低温热液型金矿 52
二、造山型金矿 57
三、成矿系列 59
第四章　矿化富集规律与成矿远景评价 61
第一节　矿化富集规律 61
一、地层控矿规律 61
二、岩浆岩控矿规律 61
三、构造控矿规律 62
四、矿体的侧伏斜列规律 67
五、叠生成矿规律 68
第二节　综合找矿模型 68
一、地质找矿标志 68
二、地球物理找矿标志 69
三、地球化学找矿标志 72
四、综合信息找矿模型 75
第三节　成矿远景评价 75
一、剥蚀保存条件 76
二、成矿远景评价 77
结　论 81
参考文献 82
中文摘要 I
ABSTRACT IV
图　　版
致　　谢
作者及导师简介

前　言

一、依托项目及论文选题

（一）依托项目

我国大中型矿山保有储量不足的问题已直接影响到我国经济社会的可持续发展，2004 年由国土资源部会同国家发展和改革委员会、财政部出台的《全国危机矿山接替资源找矿规划纲要（2004－2010 年）》，是保障我国经济社会可持续发展以及矿业可持续发展的重大战略举措。实施危机矿山接替资源找矿十分迫切，势在必行。本论文主要依托 2006 年以来孙丰月教授在黑龙江省嘉荫县乌拉嘎金矿所实施的危机矿山矿产预测项目，即“黑龙江省嘉荫县乌拉嘎金矿矿产预测”项目。

（二）论文选题

1. 选题的意义

乌拉嘎金矿是我国发现的第一个大型－超大型金矿床，也是东北最大的岩金矿床，随着长期的开采消耗和找矿难度的加大，地表及浅部的矿床开采已无法满足生产的需要，矿区东坑已经闭坑，西坑也面临严重资源不足，2008 年即将闭坑，矿山面临严重的资源危机，迫切需要探矿增储。前人研究认为乌拉嘎金矿属于斑岩型矿床，并在这一模式指导下进行了大量的找矿勘查工作，但是找矿效果不佳，一直未有突破。本次工作以乌拉嘎金矿为研究对象，根据控矿地质条件，矿床地质特征以及地球化学特征，确定矿床成因类型为浅成低温热液型，并总结矿化富集规律，指导矿区深部和外围矿产预测，为矿山探矿增储，以保证矿山后备资源充足，保证矿山的持续发展。

对乌拉嘎金矿、十三公里金矿化点金矿与岩体的关系研究，将有助于提高乌拉嘎金矿的研究程度，丰富浅成低温热液矿床和造山型金矿的成矿理论。通

过对乌拉嘎金矿的系统研究，总结成矿规律和有效找矿标志，为类似矿床理论研究提供借鉴。

2.选题的可行性

从 2006 年至今，笔者一直参与乌拉嘎金矿矿产预测项目，并随项目组两次到矿区从事野外矿产勘查工作，较为系统的掌握了研究区地质矿产综合资料，取得了乌拉嘎矿区及外围成矿地质背景研究新认识和成矿规律的新看法。另外研究区资料丰富，有众多专家学者在此从事过研究工作，可为论文的撰写提供大量的有用信息。

综合以上考虑，选取“黑龙江省乌拉嘎金矿矿床地质特征及矿化富集规律研究”这一课题作为硕士研究生学位论文来研究。

二、地理位置和交通条件

1. 研究区范围

乌拉嘎金矿位于黑龙江省东北部边陲港口嘉荫县的乌拉嘎镇境内，矿区地理坐标：东经 130°12′24″～130°30′00″，北纬 48°20′00″～48°30′00″。矿区面积 35km^2，矿区距伊春市新青区新青火车站 70km，有公路相通；新青区有铁路、公路可达伊春、鹤岗、佳木斯等地，交通便利（图 0－1）。

2.自然地理、交通及经济概况

金矿区位于小兴安岭东北麓，地势西南低，东北高，沟壑纵横，丘陵广布，漫岗、平原相间，绝大部分为第四系覆盖和森林掩盖，基岩出露较差。森林属温带针阔混交林，树种繁多，有柞、桦、胡桃、水曲柳等。区内主要河流除界河黑龙江外还有嘉荫河、结烈河、乌云河、乌拉嘎河、平阳河等 50 余条，皆属黑龙江水系，水利资源丰富。

本区属大陆性气候，冬长夏短。冬季严寒，冻结期在 10 月至翌年 4 月，年最低温度达-40℃，最高温度 30℃，平均气温-1.3℃，雨季在 8 月份，年降水量 630mm，无霜期 126 天。

本区居民主要为汉族，其次为鄂伦春族。工业生产有采金业和林业，采金业以岩金矿开采为主，同时开采硫铁矿、蛇纹石、琥珀、褐煤等，林业分布在山区，以育林为主，采伐为辅。目前，乌拉嘎矿区西露天采场仍在采矿作业，东露天采场已经闭坑。矿石采自低品位的隐伏矿体。砂金开采处于次要地位，但仍有三条采金船进行作业。本区还有农机修造、木材加工、制砖等工厂。农业开发较晚，粮食作物以小麦、大豆为主，兼种玉米、谷子、水稻等作物。黑龙江沿岸村屯渔业发达，产大马哈鱼、鲟鱼、鲤鱼等。山产品有黑木耳、猴头蘑、蕨菜等。

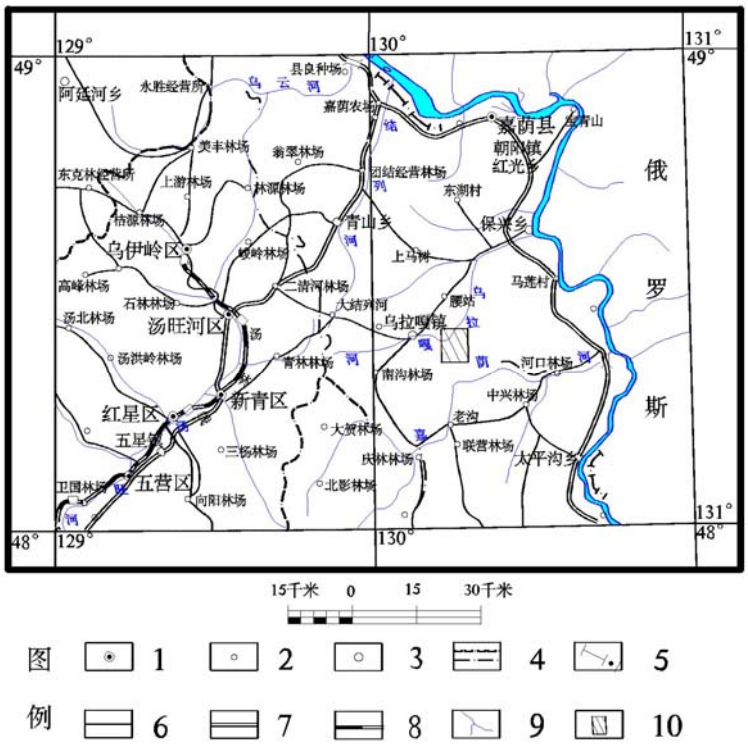


图 0－1 乌拉嘎金矿交通位置图（据孙丰月[①]，2006）

1.县级行政中心；2.厂矿、村庄、林场；3.乡镇驻地；4.市县界；5.国界；6.县级以下公路；7.省级公路；8.单线铁路；9.水系；10.乌拉嘎金矿区

三、以往工作程度

1.区域地质调查及物化遥

1958 年至 1964 年，黑龙江省地质局小兴安岭区测队等单位在乌拉嘎（团结沟）开展工作，并编写了报告，具体资料已经很难收集到，另外，1958 年至 1960 年地质部九 O 三航测大队在本区进行了 20 万航磁测量，发现了多处

[①]孙丰月.黑龙江省嘉荫县乌拉嘎金矿矿产预测设计,2006.

异常，均由超基性岩和玄武岩引起。研究区从 1976 年起开始开展 1:20 万区域地质调查，到 1979 年完成了嘉荫幅、太平沟幅区调工作。黑龙江省地质矿产局第三地质大队（现黑龙江省第六地质勘察院）化探队在乌拉嘎-金满屯一带开展了 1:5 万土壤测量，到 1984 年完成工作并提交了《黑龙江省嘉荫县乌拉嘎-金满屯一带地球化学土壤测量报告》。80 年代后期，黑龙江省地质矿产局第三地质大队五队在柳树河-嘉荫河一带开展了 1:5 万区域地质岩金矿调查工作，并提交了调查报告。90 年代初，原长春地质学院白士俊对团结沟金矿区外围水系沉积物进行了测量研究并提交了报告。

这些区域地质调查工作，为乌拉嘎金矿提供了丰富的基础地质资料，其成果对指导矿山生产和科研具有重要的实际意义。

2.矿区地质工作

从 1958 年淘金者在团结沟偶然发现砂金，1966 年黑龙江省冶金地质勘探公司（现为黑龙江省有色金属地质勘探局）704 队（现为武警黄金一支队）发现团结沟岩金矿床，很多地勘单位、研究院所都在团结沟金矿区进行了研究工作。从 1966 年到 1979 年，704 队对团结沟矿区范围内及周边外围进行了勘探。1981 年中国人民解放军 00515 部队对团结沟金矿储量进行了重新计算。90 年代初，黑龙江省第三地质大队所属佳木斯市三江地质技术开发公司对团结沟金矿西段进行了补充勘探。另外，矿山从 1975 年开采至今，勘探工作一直没有间断，共投入钻探工作量 34706m，槽探工作量 4339m^3（据齐永生等，2005）。

3.科研工作

乌拉嘎金矿作为黑龙江省最大的岩金矿床，一直是众多学者、专家研究的热点，1966～1985 年间，刘作程研究了矿区岩浆岩，朱奉三等研究了矿床地质、成因矿物学和同位素组成；李之彤等以及李成范等对矿床地质、矿床成因等方面进行了研究；对于其成因类型更是讨论的重点，先后提出了不同的观点。刘作程提出了爆破角砾岩的观点；1972 年将含矿斑岩体认定为次火山岩，并

认为矿床为次火山岩型；1973 年，认为该矿床的地质特征有别于国内外已知的次火山岩型矿床，因此将其确定为斑岩型（刘新三，1973），由于矿体绝大部分位于中酸性斑岩中等特点，不少学者持此观点（吴尚全，1984）。80 年代末期，任启江通过对矿床中黄铁矿等成因矿物学研究，提出了该矿床属于热泉型低温热液成因矿床。1989～1990 年，杨天奇、李碧乐等对团结沟金矿进行了区域成矿条件及成矿预测研究，90 年代初，王世称对团结沟金矿进行了综合信息成矿预测，并圈定了七个预测靶区；吴国学对矿区和外围进行了隐伏矿体预测，徐瑞松对小兴安岭地区进行了金生物地化效应遥感研究；靳是琴进行了乌拉嘎金矿找矿矿物学研究；另外，武警黄金指挥部（吴尚全等，1995）还编写出版了《黑龙江省团结沟斑岩金矿地质》一书。1996～1998 年，中国科学院地质研究所进行了矿区深部与外围找矿远景研究，并提交了深部找矿靶区验证工程设计和有关的物探报告，2000 年以来，主要是围绕矿区及外围隐伏矿体进行预测，吴国学、白士俊等两度与矿山合作进行预测；魏俊浩等还对乌拉嘎金矿的团结沟矿区和平顶山矿区两处的控矿构造进行了对比研究进行矿体预测。

此外，还有众多学者先后在各类科技期刊上发文或出版专著对乌拉嘎（团结沟）金矿的矿床地质特征、成矿条件、成因类型以及找矿方法和找矿潜力等方面进行系统探讨，极大地提高了乌拉嘎金矿的理论研究水平和科研工作程度。但对矿床成因和控矿规律一直存在有较多的分歧，本次工作着重对乌拉嘎金矿存在的成因类型不明确和矿化富集规律存在分歧的问题进行研究，确定金矿的矿床成因类型，认清控矿构造的类型、动力学及几何学特征，总结矿化富集规律，指导矿区深部和外围矿产预测。

四、本次工作量

笔者从 2006 年至 2007 年，随项目组两赴黑龙江省嘉荫县乌拉嘎地区进行野外调查和研究工作，共计 3 个月，在黑龙江省嘉荫县乌拉嘎金矿矿区及外围

开展地质研究及勘查评价，在该矿区结合物化探方法进行了地质勘查。另外，从2006年9月到现在，参与了相关的室内工作，主要包括：资料整理、光薄片综合鉴定、流体包裹体测试、硫同位素分析测试、绘制基础图件等，对该矿床的区域成矿地球动力学背景、矿区地质、矿床地质特征、矿床地球化学特征、成矿物理化学条件、成矿深度等进行详细的研究，同时对矿床成因和矿床类型进行探讨，对成矿物质来源进行了对比研究，总结出该地区矿床矿化富集规律和找矿标志，建立了综合找矿模型。完成的主要工作量见表0-1。

表0－1　乌拉嘎金矿区完成实物工作量一览表（项目完成工作量）

工作项目名称	比 例 尺	单　位	任务书要求工作量	完成工作量	所占要求工作量比例
测网布设	1:10000	km^2		20.52	
地质图修测	1:5000	km^2		2.7	
大功率激电中梯扫面	1:10000（100m×20m）	km^2	2	13.38	669%
大功率激电测深		点	30	100	333.3%
双频道激电中梯扫面	1:10000（100m×20m）	km^2	2	0.4	20%
次生晕测量	1:10000 km^2	km^2	2	10.08	504%
汞气测量	1:10000 km^2	km^2	2	7.6	380%
钻　　探		m	600	1051.56	176.42%
槽　　探		m^3	2000	4711.5	235.6%
土壤样（16元素）测试		件		4669	
岩矿石标本		件		335	
化学样（刻槽样）		件		311	
化学样（劈芯样）		件		293	
岩芯编录	1:100	m		900	
探槽编录	1:100	m^3		4711.5	
流体包裹体（温、压、成分）		件		64	
电子探针		点/片		50	
光片制作与鉴定		片		130	
薄片制作与鉴定		片		120	

第一章　区域成矿地质背景

第一节　大地构造背景

从世界范围以及中国浅成低温热液型金矿床的地域分布及目前的研究成果看，浅成低温热液型金矿主要集中产在 3 个巨型成矿域，即：地中海－喜马拉雅成矿域；古亚洲（中亚－蒙古）成矿域；环太平洋成矿域（陈根文，2001；沙德铭等，2003；江思宏等，2004；鄢云飞等，2007）。这些地区均处于火山－岛弧环境或古大陆边缘环境，成矿作用受到与火山作用有关的构造控制。就成矿时代来看，该类型金矿床成矿时代较新，绝大多数形成于中－新生代，我国东北地区多数金矿形成于中生代的 J-K 时期，成矿年龄大致为 145-67Ma（林宝钦，1992），本区乌拉嘎金矿即形成于白垩世。受西伯利亚板块和中朝板块的碰撞拼贴、太平洋板块的斜向俯冲，我国东北地区构造岩浆岩化强烈，形成了众多的斑岩型－浅成低温热液铜金矿床。

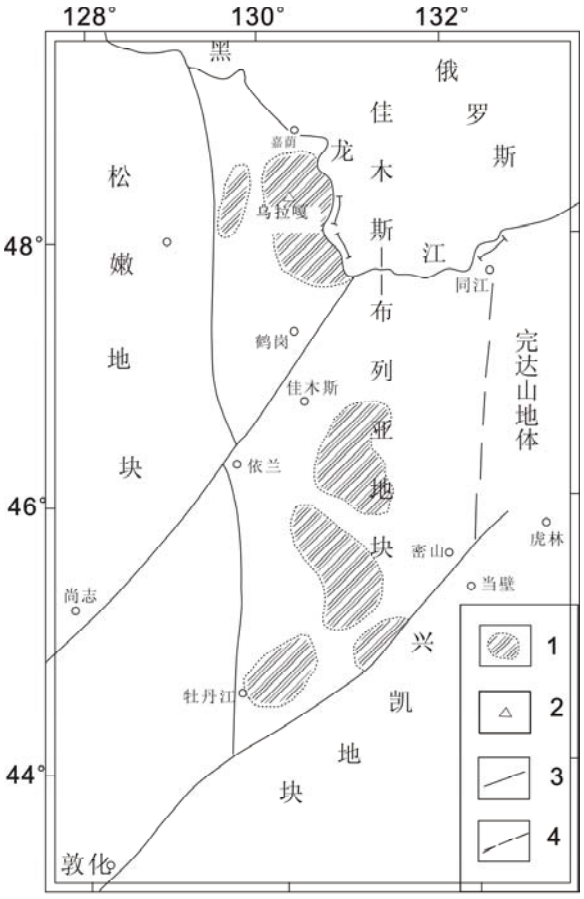


图 1-1 佳木斯地块大地构造位置图

（据吴尚全，1995 修编）1-变质基底分布区；2-乌拉嘎金矿区；3-断裂构造；4-推断断层

乌拉嘎地区构造位置处于古亚洲构造域与滨太平洋构造域交接复合部位的东北缘，Ⅰ级构造单元处于大兴安岭—内蒙地槽褶皱区与兴凯湖—布列亚地块区衔接处北段，

Ⅱ级构造单元位于五星—关松镇隆起带与佳木斯隆起带相交接处的北端。

佳木斯地块呈南北向延伸，南面是兴凯地块，以敦化-密山断裂为界；东面是完达山地体，以同江-当壁断裂隔开；西与松嫩地块相接，以牡丹江-汤旺河断裂为界；北跨过黑龙江与俄罗斯境内的布列亚地块相连，构成佳木斯-布列亚地块(图 1-1)。

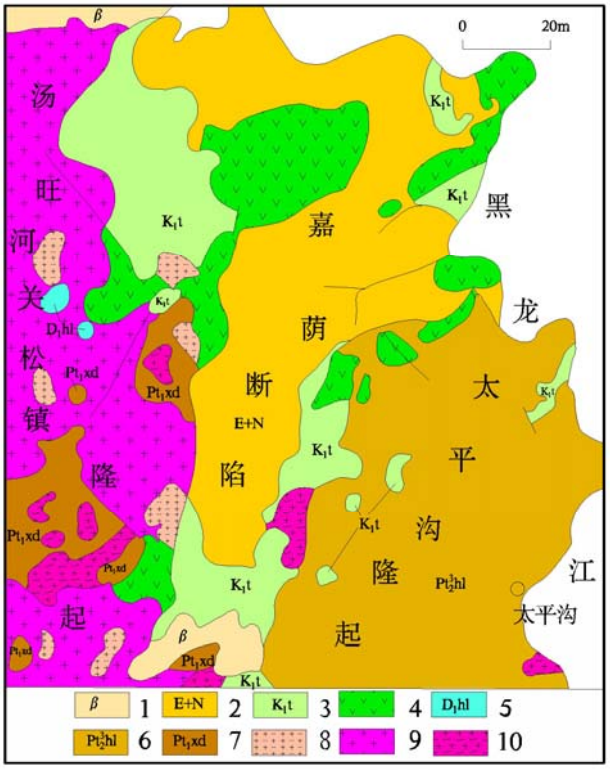


图1-2 乌拉嘎金矿区域地质略图（据吴国学，2005修编）

1.新近系玄武岩；2.新近系孙吴组和古近系乌云组；3.下白垩统淘淇河组；4.下白垩统宁远村组；5.下泥盆统黑龙宫组；6.中元古界黑龙江群；7.早元古界兴东群；8.燕山期花岗岩；9.印支期花岗岩；10.元古代混合花岗岩

佳木斯地块隆起带北段被 NNE 向乌拉嘎深断裂带分割成三部分（图 1-2）：西部为汤旺河-关松镇隆起，中部为嘉荫断陷，东部为太平沟隆起。乌拉嘎金矿位于太平沟隆起与嘉荫断陷交界处。

第二节　区域地层

根据区域地质调查报告（1:20 万）研究区地层出露比较齐全，由老到新有元古代的古、中、新元古界，古生代的寒武系、泥盆系和二叠系，中生代的三叠系和白垩系，新生代的古近系、新近系和第四系（表 1-1）。

表 1－1 区域地层表

地层单位					代号	岩性描述
界		系	统（群）	组		
新生界		第四系			Q	超河漫滩堆积、现代河床与低漫滩堆积
		新近系	更新统	罗家窝棚组	N_3l	巨砾、砾石、灰白色砂砾层夹粗砂层以及灰色粘土扁豆体
			上新统	孙吴组	$N_{1-2}s$	砂砾岩、砾岩、含砾粗砂岩和砂砾岩
			中新统	大罗密玄武岩岩组	βN_1	褐紫色气孔状与杏仁状玄武岩、灰黑色伊丁石与橄榄石玄武岩夹安山玄武岩
		古近系	古新统	乌云组	E_1w	灰黄色粘土岩、泥质页岩夹细砂岩和底部砂砾岩
中生界		白垩系	上白垩统	富饶组	K_2f	泥岩、粉砂岩、砂岩和含砾砂岩，并夹有薄层褐煤
				鱼亮子组	K_2yl	黄色与灰绿色砾岩、砂砾岩、含砾砂岩
				嫩江组	K_2n	灰色泥岩、泥质粉砂岩和细粒长石砂岩
				永安村组	K_2ya	下部为杂色砂岩层；上部为黄、灰色粉砂岩和细砂岩、泥灰岩、砾岩类薄层石膏等
			下白垩统	淘淇河组	K_1t	砾岩、砂砾岩、长石砂岩、长石质硬砂岩、粉砂岩、页岩夹煤层
				宁远村组	K_1n	酸性火山岩和火山碎屑岩及少量中性火山岩
		三叠系	下三叠统	五道岭组	（P_2-T_1）w	流纹斑岩及其凝灰熔岩，凝灰角砾岩，安山岩、安山玢岩及其凝灰熔岩夹泥质、凝灰质板岩
古生界		二叠系	上二叠统	红山组	P_2h	含砾石石英砂岩、细－中粒长石岩屑砂岩夹黑色板岩及粉砂质板岩、黑色板岩、砂砾岩
			下二叠统	土门岭组	$P_{1-2}t$	炭质板岩、泥质粉砂质板岩、长石石英砂岩，条带状结晶灰岩、大理岩
		泥盆系	中泥盆统	宏川组	D_2hc	凝灰质砂砾岩、角砾岩、砂岩、板岩及灰岩
			下泥盆统	黑龙宫组	D_1hl	灰白色大理岩、藻类灰岩、泥质灰岩
		寒武系	下寒武统	晨明组	$\in_1c$	薄层灰岩、沥青灰岩、砂岩和粉砂岩
				五星镇组	$\in_1w$	下部灰黑色生物大理岩夹炭质板岩，上部灰黑色炭质板岩为主
				铅山组	$\in_1q$	结晶灰岩、白云石大理岩、泥质灰岩夹炭质板岩
				老道庙沟组	$\in_1l$	下部为沥青质结晶灰岩，上部为砂板岩夹薄层灰岩
元古界	新元古界		马家街群		Pt_3^1mj	千枚状红柱炭质片岩、结晶灰岩、片状石英、含十字二云片岩、绢云石英片岩、含石榴炭质片岩及石榴电气白云片岩
	中元古界		黑龙江群上亚群		$Pt_2^3hl^b$	石墨白云片岩、石榴白云钠长片岩、绿泥白云钠长片岩、石榴白云石英片岩等
			黑龙江群下亚群		$Pt_2^3hl^a$	钠长片岩、二云片岩、石英岩、白云石榴钠长片岩、白云钠长片岩、黑云绢云钠长片岩、蓝闪片岩及钠长角闪片岩等。
	古元古界		东风山群	红林组	Pt_1h	石英片岩、片麻岩、大理岩、变粒岩、浅粒岩
				桦皮沟组	Pt_1hn	二云片岩、电气石石英岩、大理岩及变粒岩
			兴东群	建堂组	Pt_1j	含矽线红柱黑云片岩、含石墨钠长浅粒岩、斜长角闪岩、混合岩化片岩和混合岩以及变粒岩
				大盘道组	Pt_1dp	大理岩夹多层红柱二云石英片岩、绢云石英片岩
				大马河组	Pt_1d	中下部的变粒岩夹大理岩，上部的变粒岩与混合岩

一、元古界

包括古元古代兴东群和东风山群，中元古代晚期黑龙江群和新元古代马家街群。兴东群主要分布于区域内东部的萝北、嘉荫一带，呈南北向带状断续延伸。东风山群主要分布于区域内伊春市区部分地区，呈南北向展布。黑龙江群变质岩石组合的规律性不够清晰，90 年代初，在其中发现了奥陶纪的几丁虫和放射虫－硅质岩，说明是一构造混杂岩带（徐衍强，1991）。《黑龙江省区域地质志》（1993）将其划分为上、下两个亚群，黑龙江群下亚群 (Pt_2^3 hl^a)和黑龙江群上亚群(Pt_2^3 hl^b)。黑龙江群主要分布于萝北和嘉荫一带，大致呈南北向断续的带状展布。马家街群仅出露于萝北县刚本山等地。

二、古生界

仅出露有寒武系、泥盆系和二叠系，它们均呈南北走向，零星分布于区域的西南缘。寒武系仅有下寒武统，分布于区域西南缘汤旺河流域的伊春市五营地区。自下而上划分为老道庙沟组（$\in_1$l）、铅山组（$\in_1$q）、五星镇组（$\in_1$w）和晨明组（$\in_1$c）。泥盆系区域上只出露有下泥盆统黑龙宫组（D_1hl）、中泥盆统宏川组（D_2hc），大都零星分布于伊春市区东北地区。二叠系发育不甚齐全，零星分布于区域西缘、伊春市东北部一带。自下而上仅有两个组,下部为土门岭组（$P_{1\text{-}2}$t），上部为红山组（P_2h）。

三、中生界

仅出露有下三叠统和白垩系，它们零星分布于嘉荫断陷盆地两侧及其边缘地带。三叠系仅有上二叠－下三叠统五道岭组[（P_2-T_1）w]，出露于东风林业局、红星林业局、十二林场和五道库一带。区域上白垩系发育较齐全，分布比较广泛，主要分布于佳木斯隆起带北端，太平沟隆起的北西侧外围，嘉荫断陷盆地及其两侧外缘。地层单位有下白垩统宁远村组（K_1n）和淘淇河组（K_1t），上白垩统永安村组（K_2ya）、嫩江组（K_2n）、鱼亮子组（K_2yl）和富饶组（K_2f）。

四、新生界

由老而新出露有古近系、新近系及第四系。

古近系只有古新统乌云组（E_1w）出露，分布于嘉荫县乌拉嘎镇和腰站一带。新近系有中新统大罗密玄武岩岩组(βN_1)和中新统-上新统孙吴组（$N_{1-2}s$）。玄武岩岩组分布于萝北县西北的庆林林场与鹤岗市区北部的笑林林场一带，沿结烈河及嘉荫河两岸亦有零星出露。孙吴组广泛分布于嘉荫断陷盆地范围内，萝北县西北部的庆林林场以北和新青林业局以南亦有零星出露。第四系主要是沿河谷分布，以黑龙江沿岸面积较大，另外在一些山顶上的夷平面亦有零星分布。

第三节　区域岩浆岩

区域内岩浆侵入活动频繁，广泛出露且类型复杂，既有超镁铁-镁铁质岩类，亦有中-酸性岩类。其中，尤以中-酸性岩类侵入岩最为发育，侵入时代由老到新分别为晋宁期、加里东期、印支期和燕山期。

一、晋宁期侵入岩

晋宁期岩浆活动划分为两个亚旋回：一是中元古代晚期形成的晋宁早期侵入岩；另一是新元古代早期形成的晋宁晚期侵入岩。晋宁早期侵入岩有两个岩组：超镁铁质岩岩组（Σ_2^1）和辉长岩-闪长岩岩组（υ_2^1、δ_2^1），前者多呈岩株状、脉状、透镜状以及扁豆状分布于嘉荫－萝北一带；后者零星出露于丽林林场附近，多呈小岩体并被元古代花岗岩（γ_2）侵入。晋宁晚期侵入岩为混合花岗岩岩组，主要分布于萝北的都鲁河、小泥河、四方山林场一带，嘉荫县境内亦有零星出露。其空间上与元古代变质岩系密切相伴，并局部可见侵入关系。

二、加里东期侵入岩

该期侵入岩时代应为中加里东期，多以较大的花岗岩岩基出露，部分呈岩

株状产出。侵入或捕虏寒武纪或奥陶纪的地层，具有明显的侵入关系，围岩常发育角岩化、矽卡岩化和硅化等蚀变。接触带附近常出现混染带，有较多的围岩（地层）捕虏体。岩石成分变化较大，岩性则以混染花岗岩、花岗闪长岩和斑状二长花岗岩为主，还包括少量的英云闪长岩及闪长岩等岩石类型。

三、印支期侵入岩

侵入时代属晚印支期，岩性几乎全为花岗岩，完全叠加于中加里东期构造岩浆带之上。在区域西缘和毗邻的伊春－延寿造山带中分布最为广泛，显示岩浆活动最为强烈。岩石类型以中酸性、酸性和碱性岩类为主，岩体多呈大岩基、巨大岩基产出。其岩石类型有二长花岗岩、正长花岗岩和碱长-碱性花岗岩。晚印支期花岗岩与有关矿产具有十分密切的关系，印支期是区域内一个重要的成矿期。

四、燕山期侵入岩

侵入时代为中燕山期，岩石类型复杂，以中酸性岩类为主，但岩体规模一般较小，多呈岩株或岩脉状产出，并与围岩具明显的侵入关系。岩浆活动具多期多阶段性，且与断裂构造和火山活动密切相关，多呈线状展布，岩石具中细-细粒花岗结构、斑状结构以及文象结构，与金、铜、铁、锡、铅、钼以及稀有、稀土等金属矿产关系密切。

第四节　区域构造

一、构造基本特征

本区位于中亚-蒙古构造域和滨太平洋构造域的交接复合部位，属佳木斯地块北段。佳木斯地块隆起带北段被 NNE 向乌拉嘎深断裂带分割成三部分（图 1-2）：西部为汤旺河-关松镇隆起，中部为嘉荫断陷，东部为太平沟隆起。区内新老构造体系并存，后期构造对前期构造体系的继承、改造和破坏作用明显，因此构造形迹十分复杂。

二、断裂构造

本区发育有 NNE、NW 和 NE 向等断裂构造。NNE 向乌拉嘎深断裂规模大、活动时间长，对本区构造演化起重要作用。东部太平沟隆起区，以 SN 向、EW 向和 NW 向断裂构造为主；西部汤旺河一关松镇隆起区以 NE 向、NW 向和 NNE 向断裂构造为主；中部嘉荫断陷区断裂构造不发育（图 1-3）。

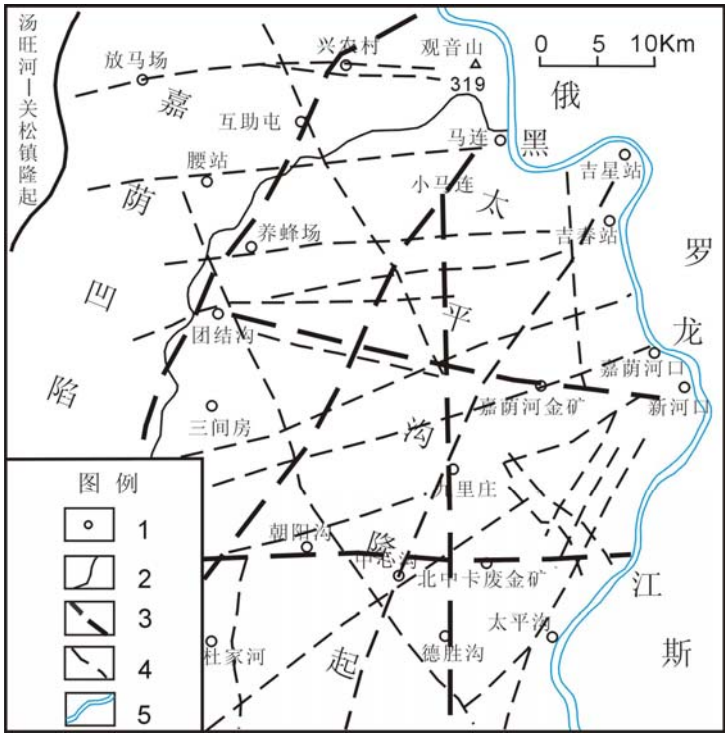


图1-3 乌拉嘎地区区域断裂构造图（据吴国学，2005修编）

1.村庄；2.道路；3.区域深大断裂；4.断裂；5.河流

1.EW 向断裂构造

是本区的基底构造，主要发育在鹤岗隆起区，形成于元古代末期，在中、新生代又强烈复活，表现为张性特征，控制着中、新生代火山盆地及新生代沉积盆地的分布。包括观音山－兴农村断裂、吉春站南断裂、新河口－团结沟断裂带以及北中卡－朝阳沟断裂等。东西向断裂沿走向的连续性差，多被其它方向的断裂所切割。在区域上表现为东部发育，成带出现，宽度较大，向西断层逐渐减弱，一般以单一断层出现。

2.近 SN 向断裂构造

主要发育在鹤岗隆起区及不同构造单元的接触带，规模大，活动时间长，也是一基底构造，对本区构造演化起重要作用。主要为乌拉嘎-嘉荫深断裂带和保兴-四方山林场断裂带。二者皆为深大断裂，控制着各自所在区的岩金分

布。乌拉嘎-嘉荫深断裂带由乌拉嘎-嘉荫拗陷西缘深断裂和乌拉嘎-嘉荫拗陷东缘深断裂组成，区域上该深断裂带为佳木斯地块和张广才岭一松嫩地块的分界断裂，在本区即为乌拉嘎-嘉荫拗陷与太平沟隆起和汤旺河-关松镇隆起的分界断裂。保兴-四方山林场断裂带位于乌拉嘎金矿区的东南和南部外围的保兴、马连站、花泡、四方山林场一线，由数条断续展布的断裂组成宽约 5km 的断裂带，是太平沟隆起区重要的控矿构造带。

3．早期 NE 向压性断裂

元古代末期—早古生代早期，本区遭受一次强烈的 NW—SE 向挤压应力场作用，使东部太平沟隆起地层形成一系列轴向 NE——NNE 走向的复式褶皱构造。

4．NE 向和 NW 向扭性断裂构造

NE 向和 NW 向扭性断裂构造活动时间较长，与早期 EW 向基底断裂构造和 SN 向压性构造相伴而生，在中新生代又强烈活动，控制着现今主要河谷的走向。

NE 向扭性断裂早期表现为逆时针剪切扭动，中新生代表现为压扭性特点。大型的 NE 向扭性断裂构造自北西向南东可分为两个带，即五星-新青线性断裂构造带和扭性-压扭性农兴沟-庆林林场断裂构造带。NW 向断裂构造早期表现为顺时针剪切扭动，中新生代表现为张扭性特点。大型的 NW 向断裂构造由北东向南西可分为黑龙江张扭性断裂构造带和乌伊岭-汤旺河断裂构造，后者对其区内金矿化有一定的控制作用。

5.NNE 向断裂构造

NNE 向断裂主要发育在西部的汤旺河—关松镇隆起及中部的嘉荫凹陷区。形成于侏罗纪，延续活动至新生代，是燕山运动的产物。晚印支期形成的近 SN 向嘉荫凹陷，在白垩纪末期受 NNE 向构造改造形成了 NNE 向断陷盆地。该断裂构造表现为压性—压扭性构造挤压带、构造劈理带的特点。主要的 NNE

向断裂为结烈河—小西林断裂构造带。

三、环形构造

本区环形构造包括乌拉嘎－马连站环状构造、富强西环状构造和青山村环状构造。这些环形构造与某些金矿床（点）及化探异常有一定关系。

乌拉嘎－马连站环状构造位于嘉荫县东南部太平沟隆起北缘的乌拉嘎－马连站一带，呈一轴向北东的椭圆形隆起区，面积约 400km^2，为地幔隆起区的变质基底穹窿构造，边界被弧形和线性断裂圈闭。这一环状构造的边缘控制着中燕山晚期花岗斑岩侵入体（$\gamma\pi_5^{2\,(2)b}$）和岩金矿床及其相关的砂金矿床的分布。因此，该环状构造为一重要的控岩控矿圈闭构造。

富强西环状构造位于乌云火山岩盆地中富强村西部，呈轴向近北西的近椭圆形，面积 300km^2，主要岩性为火山岩。该环状构造具有环状－放射状水系及放射状断裂系统，推断其为乌云火山盆地的火山机构构造。

青山村环状构造位于伊春市新青区西北的青山村一带，呈轴向北东的椭圆形，面积 500km^2，为侵入到中加里东期花岗岩中的酸性花岗岩侵入体，其西侧边缘被宽 2km 的半环形花岗岩带包围，表现为典型的岩浆侵位活动特征。

第五节　区域地球物理、地球化学特征

一、区域地球物理特征

研究区地球物理信息主要取自 1/100 万重力和 1/100 万航磁资料，局部为 1/20 万（据周阜成，1985）。

（一）区域重力场特征

根据黑龙江省百万分之一区域布格重力异常，本区重力场的形态变化比较复杂。从异常的数值及其变化的主要趋势来看，由北往南场值逐渐升高。从伊春地区的－20 多毫伽抬高到佳木斯附近的 0 毫伽左右，南北变化幅度 20 毫伽。

东西向变化，以北纬49°线为界，49°线以南，重力场自东向西呈正负交替变化，随着地形海拔高度的增加，异常值则以不同的梯度减小。区域上重力场的数值及其变化趋势，基本上与地形成镜像关系。根据黑龙江省区调研究的划分方案，乌拉嘎金矿区位于伊春－张广才岭异常区和佳木斯－宝清异常区的交界位置。伊春－张广才岭异常区是一条大致呈南北走向的异常带，该区重力场具有典型褶皱带区的特征。佳木斯－宝清异常区异常特征差异较大。该区异常具有薄盖层地台区异常特点。两正负异常区大体以团结沟三合屯为界，左侧重力值为负，右侧重力值为正（图 1－4）。

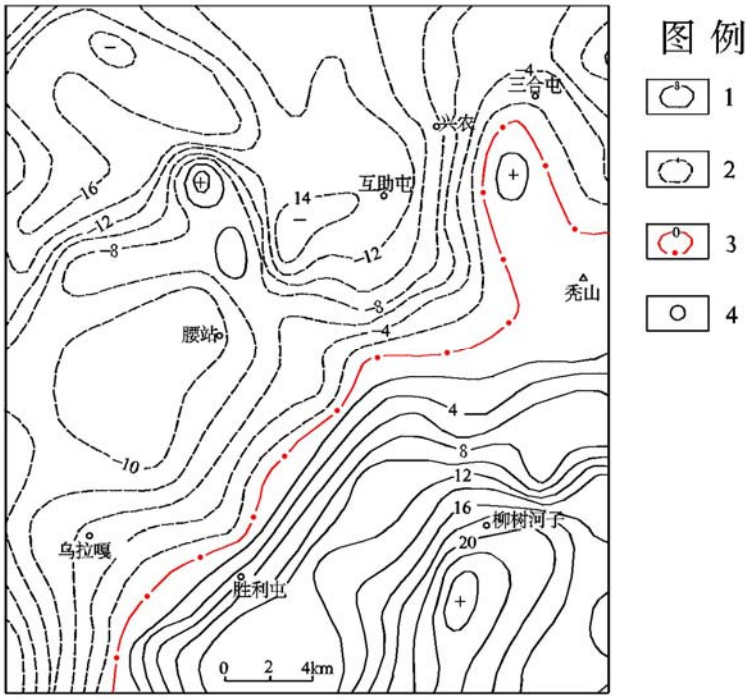


图 1-4 乌拉嘎地区布格重力异常图（据曹熹等，1992 修编）

1.异常正等值线；2.异常负等值线；3.异常零等值线；4.村庄

（二）区域磁场特征

根据黑龙江省物探队对 1/100 万、1/20 万航磁资料的解译，本区磁异常强度差别很大。伊春－张广才岭地区磁场比较复杂，由于大面积花岗岩侵入，其磁场特征为正背景场中紧密排列的正异常区，局部异常连续性较好，形成大范围不同强度和不同曲线特征的磁场带，其间无磁性或弱磁性地质体分布区，则形成明显局部负异常区。该区大致以庆安－伊春连线为界，南北两侧磁场宏观特征也有差异，北部异常强度大，曲线具有高频振荡的特点，而南部曲线比较

光滑、平稳、极大值略低于北部，形成几条醒目的 NE 走向的正磁异常带。另外区内磁场的正背景值由北往南逐渐降低。松辽平原地区，表现为稳定负背景场中的宽缓正异常区，宽缓的正异常沿走向延伸较长，区内局部异常轴向以北西、南北、北东向为主。佳木斯－宝清地区属于正负交替型磁场，具有明显的背景场，其背景值自北往南，由正变负。局部异常较平缓，走向以南北向为主，单轴向比较分散、延伸不大。那丹哈达岭地区其磁场特征为在正背景中磁场起伏不大的正异常区。

二、区域地球化学特征

（一）元素分布特征

根据区域 1/20 万水系沉积物测量结果，研究区内 Co、Cu、Pb、Ni、Cr、V 六种元素的含量较高，且较为集中。Co 主要分布在嘉荫河北岸，其分布与岩浆活动有关；Cu 主要分布在太平沟以北及以西一带，与黑龙江群片岩中的热液石英脉有关；Pb 仅分布于朝阳沟一带，与花岗闪长玢岩有关；Ni、Cr 分布于小南沟及小北沟一带的超基性岩体附近；V 仅分布于德胜沟上游一带，与岩浆活动有关。另外，于大金顶子镍矿附近 Ni、Cr、Co 的含量也较高。据长春地质学院（1988 年）对本区出露的变质地层、火山岩层和燕山期岩体进行的地球化学测量研究，Au 在变质地层中的含量明显低于地壳平均值，表明该地层在区域变质以及后期的混合岩化等重大区域性地质作用中 Au 曾经大量运移。变质地层中金的释放，为成矿提供了物质来源条件，为 Au 的矿源层。

（二）元素组合特征

根据研究资料，本区具有很好的元素组合特征，Au、As、Sb 具有很好的相关性，其异常常相伴产出，一般 Au 的富集部位同时也有 As、Sb 的富集。根据黑龙江省地矿局物探大队第一化探队的资料，乌拉嘎地区其 Au、As、Sb 组合异常有三个异常区。团结沟－兴农村异常区；柳树河东北部异常区；马连站南异常区。其中团结沟－兴农村异常区富集最为明显，Au、As、Sb 元素异

常套合比较好，呈北北东向条带状延伸。柳树河东北部异常 Au、As 异常不重合，成互补关系被 Sb 异常包含。马连站异常区有两个明显的 Au 异常中心，As、Sb 异常范围较大，均包含了两 Au 异常区（图 1－5）。另外根据最新研究发现，塔南地区次生晕显示很好的 Au、As、Sb、Hg 组合异常，异常呈东西向条带状，与矿化破碎蚀变带相吻合。

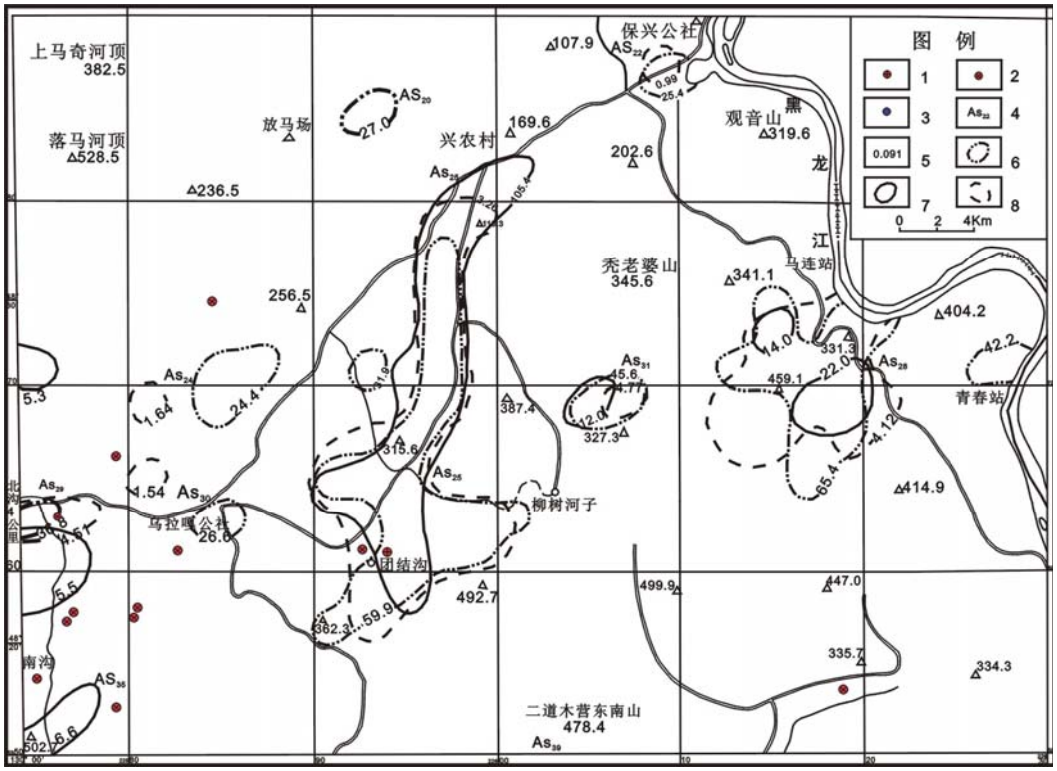


图 1－5　乌拉嘎地区 As、Au、Sb 组合异常图（据温洪洲等，1986 修编）

1.金；2.砂金；3.镍；4.异常编号；5.异常平均含量

第二章　矿区及矿床地质特征

第一节　矿区地质特征

乌拉嘎金矿包括金矿本区、塔南勘查区、十三公里勘查区等，本次工作主要对其进行对比研究。乌拉嘎金矿处于西伯利亚地台与中朝地台的接合部，乌拉嘎断陷东缘与太平沟隆起结合部中段，乌拉嘎断陷与太平沟复背斜、小马莲站背斜的交汇处（王永祥等，2005）（图 1-1）。塔南勘查区位于乌拉嘎金矿区太平沟隆起以南和乌拉嘎断陷构造分界处附近，北边主要为代表太平沟隆起的黑龙江群片岩（钠长片岩、斜长云母石英片岩），南边为代表乌拉嘎断陷（中生代盆地）的淘淇河组砂砾岩、含砾砂岩、粗砂岩和少量的中生代玄武岩、安山岩。十三公里金矿化点，位于乌拉嘎金矿北东方向，柳树河隐伏断裂的西侧，金矿化主要分布于岩体的内外接触带附近。矿区内地层比较简单，断裂构造发育，岩浆活动频繁，成矿条件良好。

一、矿区地层

矿区出露地层极不连续，中间跨度大，因而比较简单。由老到新有中元古代晚期黑龙江群下亚群（$Pt_2^3hl^a$），中生界下白垩统宁远村组（K_1n）、淘淇河组（K_1t），上白垩统鱼亮子组（K_2yl），新生界新近系中新统－上新统孙吴组（$N_{1-2}s$），中新统大罗密玄武岩岩组和第四系（图 2－1）。

1、中元古界

本区出露的中元古界地层为黑龙江群下亚群，主要分布于矿区东北部、东部和南部以及十三公里地区。主要岩性为绿泥钠长片岩、绿泥透闪片岩、绿泥透闪钠长片岩、含蓝闪石绿泥钠长片岩、石英片岩、片状石英岩和板岩等。它受北东向构造控制，构成小马连站河复背斜次一级的乌拉嘎背斜褶皱构造。该亚群地层是部分矿体的围岩，同时也是成矿成晕的提供者，岩石经受了后期强

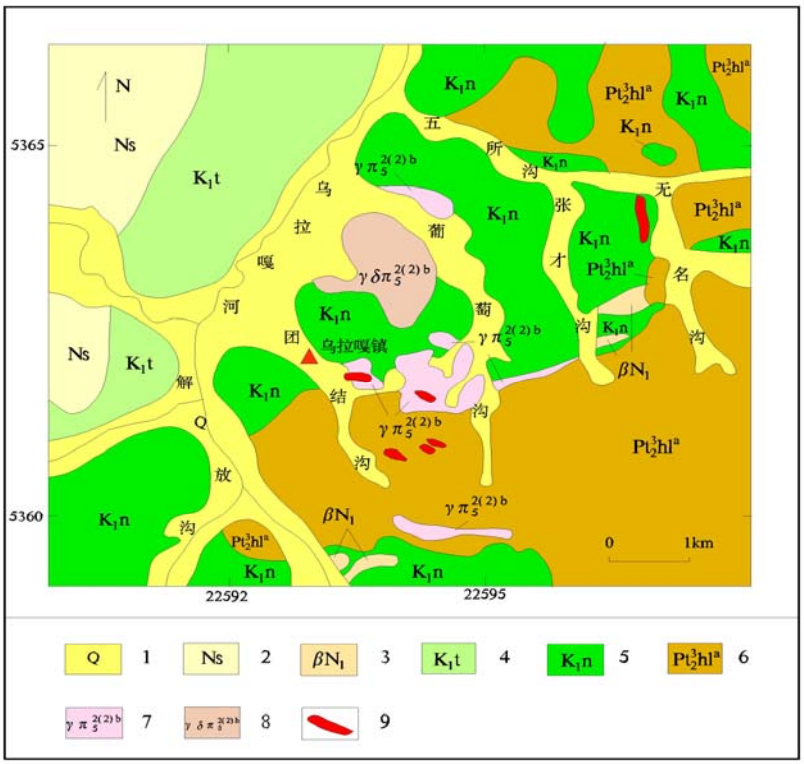


图 2-1 乌拉嘎金矿矿区地质略图（据王永祥等，2005 修编）

1.第四系；2.中新统－上新统孙吴组砾岩、砂砾岩及泥岩；3.中新统玄武岩；4.下白垩统淘淇河组碎屑岩；5.下白垩统宁远村组火山岩；6.中元古界黑龙江群下亚群片岩；7.斜长花岗斑岩；8.花岗闪长斑岩；9.矿体

烈的韧性变形作用，地层的揉皱和糜棱岩化较普遍，走向一般为 270°~310°。岩层挠曲变形显著，片理和劈理都很发育，且地层倾向多变。

2.中生界

中生界地层仅出露白垩系，包括下白垩统宁远村组（K_1n）、淘淇河组（K_1t）和上白垩统松木河组（K_2s）。

宁远村组主要出露于矿区解放沟两侧以及乌拉嘎河、葡萄沟、五所沟、张才沟、无名沟之间，总体呈北东向分布。此外，矿区中南边缘和无名沟水系中

上游也有零星出露。与下伏的黑龙江群下亚群呈不整合接触，上部被淘淇河组不整合覆盖。岩性主要有英安岩、英安质凝灰岩、英安质及安山质集块岩、安山质火山角砾岩、流纹质凝灰熔岩及熔结凝灰岩、晶屑岩屑凝灰岩、凝灰质砂岩，为陆相火山碎屑岩和火山熔岩建造。在矿区，宁远村组为白垩系最下部层位，在中燕山晚期的斜长花岗斑岩岩体（$\gamma\pi_5^{2(2)b}$）近侧的该组地层中，既有网脉状碳酸盐化与绿泥石化蚀变，也有沿微裂隙贯入的微细黄铁矿细脉和斜长花岗斑岩岩枝穿插。

淘淇河组主要分布于矿区的西北部，西南边缘也有出露，在塔南地区主要呈北东向展布。主要由砾岩、砂砾岩、长石砂岩、粉砂岩、页岩夹煤层所组成，是一套陆相正常沉积碎屑岩建造，局部可含有一些火山物质。

3.新生界

矿区中只出露有新近系中新统－上新统孙吴组（$N_{1\text{-}2}s$）、中新统大罗密玄武岩岩组（βN_1）。

新近系孙吴组主要分布于矿区西部与乌拉嘎河河西一带，主要是由黄色砂砾岩、砾岩、含砾粗砂岩夹细砂岩、泥岩等组成，该组底部砂砾岩胶结程度很差，呈半松散状态，砾石成分复杂；大罗密玄武岩岩组分布于张才沟与无名沟之间南段，解放沟、东支沟东坡亦有零星分布，以斜方辉石安山玄武岩为主体，且多发育强烈蚀变。

第四系主要为阶地堆积与现代河床及河漫滩堆积，上更新统阶地堆积主要为黄褐色、褐灰色、灰白色砾石、砂砾石和黄色土所组成，沿现代水系分布，有砂金矿床赋存。

二、矿区岩浆岩

矿区岩浆岩分布于乌拉嘎断陷东侧的葡萄沟、张才沟、团结沟一带，有数个岩体出露，主要呈岩株、岩墙状。团结沟岩体和葡萄沟岩体在深部连成一体，总体轴向 280°，沿走向及倾向均有膨缩分枝现象。主要岩性是花岗闪长斑岩，

向顶部渐变为斜长花岗斑岩，两种岩性为过渡关系。是燕山晚期岩浆沿嘉荫断陷东缘断裂乌拉嘎段的火山管道上升至近地表实现侵位的次火山岩相产物。

团结沟岩体呈岩株状产出，出露面积 0.66km^2，走向近东西，中间略向南凸出，西端向北西偏转，东端向北东偏转，倾向北，倾角 25°左右，长约 4km，最宽约 0.75km，是葡萄沟岩体南部的一个舌状分枝，该岩体是乌拉嘎金矿体的主要围岩。团结沟花岗斑岩体 K/Ar 同位素年龄为 100Ma、102Ma、112.6Ma（吴尚全，1995），斑岩锆石同位素年龄为 105、114Ma（江雄新等，1986），属早白垩世岩浆超浅成侵入产物。

乌拉嘎金矿床的斜长花岗斑岩体均发生了不同程度多期破碎，特别是在岩体与片岩的接触带内，斑岩破碎尤为强烈，并构成一近东西向展布的角砾岩带。它是重要的容矿场所，控制着大部分矿体的分布。距团结沟岩体南约 3km 的南山（塔南），出露一个近东西向的板状花岗斑岩岩体，地表出露部分，发育与金矿化关系密切的硅化、褐铁矿化，已施工的钻孔（深度不详）多见金矿化显示（品位 0.6～0.9×10^{-6}）。十三公里地区燕山期中酸性浅成-超浅成花岗闪长斑岩、闪长玢岩呈岩株状、脉状、岩枝状产出，有柳树河岩体、十里河岩体等，北东向岩脉也很发育，局部偶见下元古代蛇纹岩。受北东向乌拉嘎大断裂控制，呈带状展布于马连站复背斜与乌拉嘎断陷的接壤部位，规模不等的岩体群将黑龙江群变质杂岩切割得支离破碎。

三、矿区构造

矿区构造主要包括断裂构造和环形角砾岩带构造。断裂构造呈现多期活动的特点，古老的东西向断裂可在中生代复活并被改造，NNE 向的乌拉嘎深断裂旁侧发育着一系列 NWW、NNW、NEE 向次级断裂。各组断裂构造对成岩成矿具有不同的作用。

1.断裂构造

矿区内断裂构造主要为 NNE 向乌拉嘎深断裂，控制着乌拉嘎断陷盆地的

形成和发展，其次为矿区范围内乌拉嘎断陷盆地与太平沟隆起之间的次级近东西向断裂构造，北缘断裂控制着团结沟斑岩体的产出及其内矿体的定位。

近东西向构造是矿区内最古老的构造，比较发育，主要为一系列东西向压性断裂及轴向东西的褶曲。多分布在中元古界黑龙江群结晶片岩中，一部分产于古元古界兴东群高级变质岩区，它们在中生代被 NNE 向乌拉嘎深断裂改造明显。复合形成新的近东西向构造，是乌拉嘎金矿床最重要的储矿构造。

南北向构造在本区不甚发育，据遥感资料解译，矿区附近有三条近 SN 向断裂。它们均穿过晚白垩纪地层，其中一条穿过岩体。属晚期断裂，性质不明。

北北东向构造在矿区内非常发育，既有 NNE 向嘉荫断陷盆地，又有 NNE 向乌拉嘎深断裂。乌拉嘎深断裂是本区最大的构造活动带，在西北部走向 NNE，倾向东，近直立，它是牡丹江深断裂的分支断裂。北北东向构造是区内次火山岩的主要导岩构造，由它控制了区内火山活动，它是燕山期火山熔岩、斜长花岗斑岩岩浆的活动通道，同时也控制了含矿热液的运移，是重要的导矿构造。嘉荫断陷盆地分布于矿区西侧，占据了区内较大的面积，其形成明显受乌拉嘎深断裂控制。在矿区东延部分，岩体和韧性变形岩石接触带为 NNE 向断裂带，也是原来的 EW 向断裂带被 NNE 向乌拉嘎断裂改造形成的次级构造，靠近接触带两侧的岩体和韧性变形岩石中均发育此方向裂隙。

北西西向构造是矿区内最主要的控矿构造。岩体内北西西向构造带实为一系列北西西向构造角砾岩带，绝大部分靠近接触带，叠加在隐爆角砾岩带之上，范围比后者小，带内岩石破碎更强烈，角砾为棱角状或次棱角状，角砾有一定程度的定向性，角砾之间有一定的位移，其充填物为斑岩成分的碎裂泥、含金玉髓状石英脉、黄铁矿脉和碳酸盐脉。岩体内北西西向张性构造控制的矿脉数量较多，在岩体内斜列分布，统计结果表明它们走向在 274°～288°之间（图 2-2）。在矿区西部，斑岩体与韧性变形岩石接触带走向北西西，此带属于早期东西向压性断裂在北北东向乌拉嘎断裂影响下复活，与北北东向乌垃嘎断裂的

次级北西西向张性断裂发生重接形成的复合断裂带，此带既是一构造角砾岩带，又是一构造裂隙带。由于该带是由早期的东西向压性结构面转化而来，因此其具有两种结构面特征，断裂带韧性变形岩石一侧，离断裂带越近，平行断裂的片理化越强烈，并出现一些小褶皱和冲断层，褶皱轴和冲断面与主断裂面近于平行，显然保存了早期压性结构特点；同时，后期张性断裂特征更为明显，断裂带内分布零乱的断层角砾，角砾成分为花岗斑岩、云母石英钠长糜棱岩、含石墨石英糜棱片岩等；角砾大小不等，棱角分明，排列杂乱，由含金玉髓状石英、黄铁矿和碳酸盐充填胶结而成，带内断层泥疏松，浸染状、烟灰状黄铁矿发育；断裂带走向 287°左右，倾向北北东，倾角 20°~30°。北西向构造控制了矿体的侧伏方向，矿区最大的一号矿体就产在此接触带。靠近接触带的韧性变形岩石中发育北西西向张性构造，为一些张性裂隙，这些裂隙规模小，延伸不远，中间充填含金玉髓状石英脉，矿脉多中间膨大，两端尖灭。此类矿脉金品位较高，但数量少。

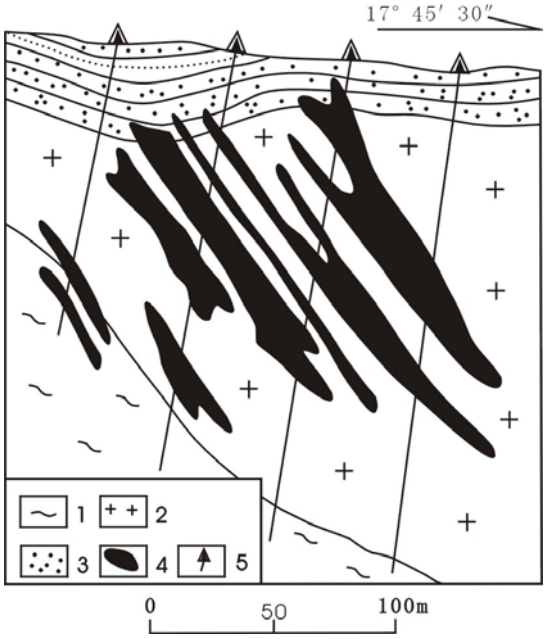


图 2-2　125 勘探线剖面图（据冶金 704 队）

1. 黑龙江群下亚群结晶片岩；2. 斜长花岗斑岩；3. 坡积物；4. 矿体；5. 钻孔位置

北北西向张扭性控矿构造也是较重要的控矿构造，走向 335°~340°，在斑岩体内部发育，此构造带既是构造角砾岩带，又是构造裂隙带，有两种存在形式：一种是和北西西向张性角砾岩带相伴出现，一种是自己单独出现。前者角砾岩带较宽，角砾岩特征与北西西向角砾岩特征基本相同，矿化特征亦相似，

在空间上呈斜列分布，其形成稍晚于北西西向构造带，矿化叠加在北西西向矿化之上使其加富；后者空间分布上呈雁行式排列或斜列，离接触带稍远，规模较小，带较窄，带内以含金玉髓状石英脉、黄铁矿脉为主，黄铁矿化相对发育。总的看来，由北北西向张扭性构造控制的矿体规模较小，但矿比较富。

2.环形隐爆角砾岩带构造

团结沟花岗斑岩体为浅成一超浅成的侵入体，在其上部和边部形成隐爆角砾岩带。该带上宽下窄，漏斗状或囊状体产出，平面上，此带沿斑岩体内带环状分布，角砾岩带内部角砾无定向。带内岩石呈碎裂状、角砾状，角砾大小不等，角砾之间无摩擦，无位移并可拼合；碎裂裂隙和角砾之间被玉髓状石英脉和黄铁矿脉穿插、焊接，形成脉状、网脉状、条带状矿石和矿化。

第二节　矿床地质特征

一、矿脉（体）特征

乌拉嘎矿床迄今为止共发现 76 条矿脉，其中有 64 条矿脉赋存在花岗斑岩体内及与靡棱片岩接触处，主要为含矿角砾岩带；另外 12 条矿脉产于糜棱片岩破碎蚀变带中（图 2－3）。

1．矿脉中矿体的形态：矿体多呈脉状-似脉状、扁豆状、蝌蚪状，主矿体在走向和倾斜方向常有分枝。出露地表的矿体在横剖面上多呈上宽下窄的漏斗状；隐伏矿体多上中部厚大，下端多有分枝；含矿角砾岩发育地段，矿体呈串珠式椭球状。

2．矿体的产状：矿体主要赋存于斜长花岗斑岩与黑龙江群下亚群接触带附近的近东西向展布的构造角砾岩带中，90%以上的的矿体产于内接触带斑岩构造的角砾岩带内，外接触带分布的矿体很少，且规模较小（图 2－4）。107 线以东矿体主要赋存在 50~248m 标高，矿体出露于地表；以西主要赋存在 0~160m 标高，为隐伏矿体，矿体至地表平均深约 80~100m（图 2－3，图 2－

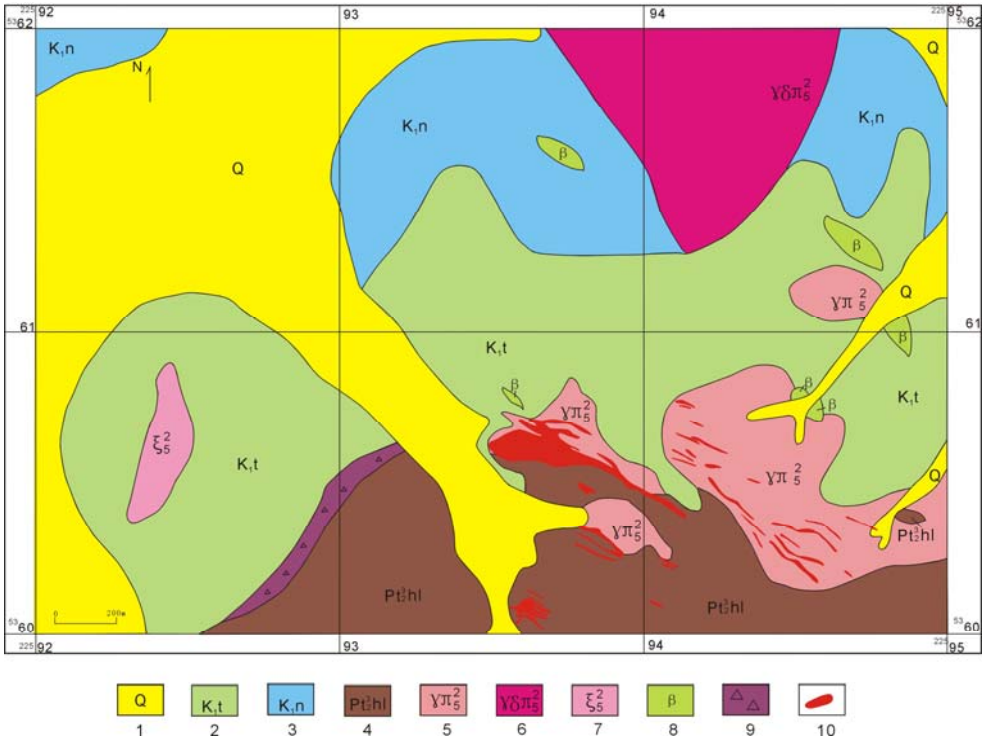


图2-3 乌拉嘎金矿区地质图

1．第四系；2.下白垩统淘淇河组；3.下白垩统宁远村组；4.中元古界黑龙江群；5.花岗斑岩；6.花岗闪长斑岩；7.次英安岩；8.玄武岩；9.构造角砾岩；10.矿体

5）。矿体走向 250°~288°，在 121 线以西，走向转为 250°，总体倾向北东，倾角较缓，多数在 20°~26°左右，矿带向北西侧伏，侧伏角 7°左右。赋存于外接触带结晶片岩中的矿体，其产状受糜棱片岩构造张裂隙的控制，走向 300°左右，倾角 27°~50°。

3．矿体规模：矿体大小、规模相差悬殊。东、西两矿区 1 号脉两矿体赋存于 139~120 线间，总长 1550m，最大厚度 133.32m，平均厚度 46m，最大延深 450m，赋存标高多在 0～248m，金的平均品位 4.0×10^{-6}，其储量占总储量的 96.7%。矿脉规模较大的尚有 12 号、20 号、21 号、22 号和 23 号矿体，其它矿体为小盲矿体或出露地表的小矿体，规模较小，其总储量只占 3.3%。

西矿区矿体隐伏于地下，产于花岗斑岩与糜棱片岩的内、外接触带，大多分布于花岗斑岩体内，矿体总体走向为 NWW-SEE 向，倾向 NNE，倾角 10°～30°，呈透镜状、不规则脉状，多分枝，矿体上盘覆盖厚度 12.4~ 290m，平均厚度 96m。矿体产状、形态均受斑岩体内 NWW 向张性角砾岩带构造控制（图 2-5）。在 123~129 线间，矿体呈厚大透镜状；在 117~121 线间矿体呈扁透镜状。经 1992 年补充勘探后，西部主矿体控制长 350m，沿倾斜延深 240m，矿体最大厚度 132m，平均厚度 38m，矿体向 NWW 向侧伏明显。

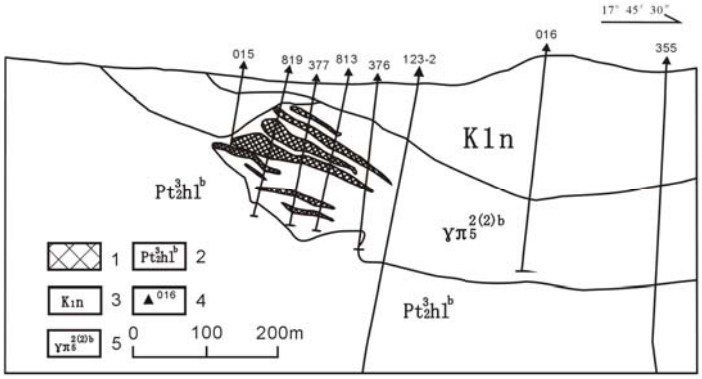


图 2—4　123 线勘探线地质剖面示意图
(据孙丰月[①]，2006 修改)
1.矿体；　2. 黑龙江群下亚群结晶片岩;3. 早白垩系火山碎屑岩; 4. 钻孔位置及编号；5. 斜长花岗斑岩

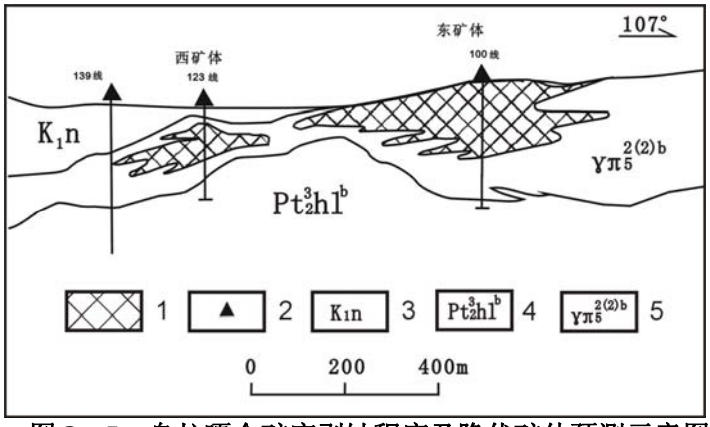


图 2—5　乌拉嘎金矿床剥蚀程度及隐伏矿体预测示意图
(据孙丰月[①]，2006 修改)1. 矿体；2. 钻孔位置；3. 早白垩系火山碎屑岩；4. 黑龙江群下亚群结晶片岩；5. 斜长花岗斑岩

东矿区矿体地表出露长 670m，产于花岗斑岩体与糜棱片岩的内接触带及花岗斑岩中片岩捕虏体的上、下盘，受斑岩体内构造角砾岩带和接触带构造控制，矿体呈蝌蚪状、不规则带状、透镜状、脉状，分枝复合现象明显。主矿体集中于 107~110 线间，矿体厚度大，最大厚度 133.32m，平均厚度超过 50m，

[①]孙丰月.黑龙江省嘉荫县乌拉嘎金矿矿产预测设计,2006.

最大垂向延伸 450m。矿体走向 NWW-SEE，倾向 NNE，倾角多在 20°～25°。

二、矿石特征

1．矿石类型

矿石的类型主要包括：

①含金偏胶体玉髓状石英－黄铁矿型矿石：主要金属矿物黄铁矿、自然金、有少量的白铁矿、黄铜矿、方铅矿及辰砂等；脉石矿物主要为方解石、白云石。该类型矿石广泛分布于各矿体之中，各矿体头部尤为发育。

②碳酸盐－黄铁矿型矿石：金属矿物有大量的黄铁矿及少量的白铁矿、辉锑矿、黄铜矿、方铅矿；脉石矿物主要为方解石、白云石等。自然金主要以包裹物状态赋存于金属硫化物中。此型矿石分布于东西矿段局部。

③含金偏胶体玉髓状石英－胶黄铁矿、辉锑矿型矿石：金属矿物以胶黄铁矿为主，辉锑矿含量增多，有少量的白铁矿、辰砂、雌黄、雄黄等；脉石矿物主要为方解石、白云石、玉髓状石英。这类矿石多分布于 123-125 线间矿体中。

④褐铁矿型矿石：为氧化带中具有的矿石类型。

2．矿石矿物组分（图版Ⅰ）

矿石矿物有自然金、黄铁矿及少量的辉锑矿、白铁矿、自然银、闪锌矿、自然汞、方铅矿、黄铜矿、雄黄、雌黄、黄钾铁钒等，次生矿物有褐铁矿；脉石矿物有偏胶体玉髓状石英、显微粒状石英、梳状石英、胶状蛋白石、方解石、白云石、石英、长石、高岭土等，其中黄铁矿是区内主要载金矿物（表 2－1）。

金 金的赋存状态以粒间金和包体金为主，其次为裂隙金，多呈角砾状、浑圆状、树枝状、片状和针状等形状。矿石中金绝大部分为自然金，在黄铁矿等矿物中呈混染者小于 1%。自然金颜色为金黄色，大多呈细粒、显微细粒分散浸染于矿石中。玉髓质石英中相对金含量 67.8%，黄铁矿、白铁矿、褐铁矿中相对含量 32.2%。角砾状自然金占 47.1%、浑圆粒状 21.2%、片状占 19.4%，而针状、枝杈状少见。自然金结晶粒度较大，最大粒径 0.45mm，一般粒径 0.1mm

表 2－1　黄铁矿及白铁矿中元素含量表

矿物名称	Cu	Pb	Zn	Al	Mo	Bi	Se	Te	Mn	Au	Ag	Co	Ni	Sb	Hg	Sn	As
黄铁矿Ⅰ	0.038	0.02	0.017	0.57	0.000	0.004	0.0000	0.0000	0.028	466.5	76	0.019	0.018	0.02	＞4	0.00	1.25
黄铁矿Ⅱ						0.004				5				0.31	64.5		0.987
白铁矿Ⅰ	0.028	0.037	0.030	0.005	0.004	0.004	0.0000	0.0000	0.000	0.035	0.005	0.017	0.036	0.13	0	0.00	0.0145
白铁矿Ⅱ	0.200	0.01	0.008		0.003	0.003	0.0002	0.0005		898	77.4	0.006	0.012	0.026	16.96	0.00	0.2125
白铁矿Ⅲ	＜0.001	＜0.02	0.007	0.08	0.000	0.003	0.0000	0.0000	0.050	16.85	1.2	0.003	0.003	0.02	＞4	0.00	0.15
白铁矿Ⅳ	0.001	＜0.01	0.005	0.031	0.000	0.003	0.0000	0.0000	0.060	0.344	0.086	0.003	0.009	0.09	＞4	0.00	0.75
白铁矿Ⅴ	0.001	＜0.01	0.005	0.13	0.000	0.003	0.0000	0.0000	0.035	0.391	1	0.003	0.005	0.04	＞4	0.00	0.05

单位：Au $\times 10^{-9}$，Ag$\times 10^{-9}$ ，Hg$\times 10^{-6}$；其它元素$\times 10^{-2}$　　据中国人民武装警察部队黄金指挥部（1995 年）

左右，百分之九十以上自然金粒径＞0.074mm。自然金于硫化矿石中成色为64.2%，氧化矿石中为 82.2%，砂金成色为 90%以上（吴尚全，1995）。本次采集样品中，金颗粒都赋存于玉髓状石英中，颗粒细小。

黄铁矿 黄铁矿是区内重要的矿物之一，为主要载金矿物，分布范围广，在成矿各个阶段都有产出。早期晶形为立方体、五角十二面体，多与灰黑色玉髓状石英伴生，粒度细小。中期不发育，晶形为自形-半自形。晚期的黄铁矿含金性好，烟灰粉末状、胶状为特征，呈脉状、网脉状、显微细粒状产出。

本区黄铁矿中的砷（分别为 1.25%、0.987%）、锑（0.02%，0.31%）、汞（＞4×10^{-6}，64.5×10^{-6}）含量较高，而含 Co（0.019%）、Ni（0.018%）低（表2－1）。金含量大于银，Au/Ag 为 6~10，不同于一般的浅成矿床的 Au/Ag 趋近于 1。汞是浅成－中低温热液矿床的标志元素（靳是琴等，1994），高砷含量可能是浅成热液成因含金黄铁矿的标型特征之一(毛伟和,1990)。S-As 和 S-Sb 的类质同象替换可使黄铁矿出现缺位，发生晶格位错，有利于次显微金进入黄铁矿中形成局部富集（吴尚全，1995）。一般地说，中深成含金石英脉矿床黄铁矿中 Co、Ni 含量高，浅成低温热液金矿床黄铁矿中 Co、Ni 含量低。

黄铁矿的标准分子式及其百分含量（%）为：FeS_2(Fe：46.55，S：53.45)。由表 2－1 可知，与黄铁矿标准分子式相比，晚阶段黄铁矿 Fe、S 含量接近黄铁矿的标准分子式的含量，不含 Co，Ni；早阶段黄铁矿含有一定量的 Co，Ni。

白铁矿 白铁矿是矿床中的载金矿物，分布于矿体、硅化蚀变带和近矿围岩中。早期多以粒状、板状分布在玉髓状石英中。主成矿期，以胶状为主，梳状构造，分布在斜长花岗斑岩的角砾岩中。靳是琴（1994）研究表明，晚期白铁矿以草莓状为主，分布在斜长花岗斑岩裂隙中。

白铁矿中各杂质元素含量差别不大（表 2-1），仅砷、银、汞含量较高。同黄铁矿一样，白铁矿中硫、砷也可以类质同相替换，但其结晶习性不同于黄

铁矿，随着成矿温度的降低，不利于 As 替代 S，所以成矿晚期，白铁矿中砷含量变低（吴尚全，1995）。

石英 石英是矿床中发育的脉石矿物，分布范围广，也是金的主要载体。早期呈灰白色，细脉状、团块状、细粒状。与自形黄铁矿共生，不含金。晚期产出不规则脉状的灰黑色细粒玉髓状石英，分布广，与成矿关系密切，且与细粒胶状黄铁矿、白铁矿共生。

碳酸盐矿物 碳酸盐矿物也是矿床中的主要矿物，早期为方解石，含量少，浸染状分布在石英中。晚期为铁白云石，菱铁矿，分布较广，呈细脉穿插于石英脉中。

3．矿石化学组分

矿石中具有工业价值的元素为金。1 号矿体 C 级储量（金属量 49.75 吨）部分平均品位 3.99g/t。据 1992 年补充勘探期间 65 个样品组合分析结果，除金以外，其余 6 个元素（Ag、Sb、Cu、As、S、固定碳）均达不到综合利用要求。银在各种类型的矿石中均有不同程度的分布，一般含银 $1\sim2\times10^{-6}$，最低小于 0.3×10^{-6}。

4．矿石结构（图版Ⅱ）

乌拉嘎金矿矿石结构类型较多，主要有胶状结构、镶嵌结构、细粒状结构、细晶质结构、包含结构，此外可见乳滴结构、交代结构和反应边结构，低温结构的普遍发育是乌拉嘎金矿的重要特征之一。

胶状结构**：**属于低温结构，主要是胶状黄铁矿、胶状白铁矿，表现为同心圆、放射状、球粒状等结构。是矿石中主要结构类型。

粒状结构**：**包括自形粒状结构，半自形粒状，它形粒状结构，如黄铁矿立方体，自形白铁矿，它形自然金，白铁矿等。

碎裂结构**：**黄铁矿和白铁矿呈碎裂的角砾，被硅质或碳酸盐胶结。

镶边结构**：**白铁矿在黄铁矿外圈镶边，为黄铁矿转化为低温白铁矿的结果。

5．矿石构造（图版Ⅲ）

乌拉嘎金矿矿石构造以脉状、网脉状构造、角砾状构造最为发育，此外还发育有浸染状构造、胶状构造和晶洞状构造等。由于矿床是中低温热液下形成的，因此矿区内矿石胶状构造较为发育，黄铁矿、白铁矿、蛋白石等均发育有胶状构造，这是乌拉嘎金矿的重要特征之一。

角砾状构造：分布于斜长花岗斑岩的角砾岩带，角砾主要成分为斜长花岗斑岩，胶结物为硅质、碳酸盐等。早期的矿石多碎裂成大小不等的角砾，然后为后期的热液所胶结，这种角砾化作用一直持续到成矿作用结束后。各成矿阶段形成的矿石均发生了不同程度的碎裂，从而形成矿石复杂的角砾状构造和复合角砾状构造。

脉状、网脉状构造：主矿带中分布，由含金玉髓状石英脉，硫化物脉充填围岩裂隙形成。脉的宽窄不一，范围从 0.1 至 20cm。由于成矿热液的多次脉动形成各阶段间复杂的穿插关系。

浸染状构造：黄铁矿等矿物以自形或半自形、它形成星散状分布于矿石之中。

胶状构造：由胶状黄铁矿、胶状白铁矿、胶状碳酸盐组成，这是乌拉嘎金矿的重要特征之一。

三、围岩蚀变

由于多期次的构造活动和岩浆热液脉动，矿区内围岩蚀变类型较多，既有成矿前蚀变，也有成矿期蚀变，按蚀变的空间分布特点又可分为面型蚀变和线型蚀变两种。蚀变类型主要有：黄铁绢英岩化、冰长石化、硅化、碳酸盐化、泥化和青盘岩化等。其中冰长石化和硅化是近矿的围岩蚀变，特别是硅化与成矿关系最为密切。黄铁绢英岩化表现为面型蚀变，青盘岩化与矿化关系不甚密切（图版Ⅳ）。

硅化：位于蚀变带的中心部位，主要分布于靠近斑岩一侧，部分分布于靠

近片岩一侧，蚀变矿物组合为灰白色细粒石英、灰黑色玉髓状石英、蛋白石及在这些矿物中呈浸染状分布的黄铁矿、白铁矿，其中灰黑色玉髓状石英强烈发育处一般为矿体赋存部位。

冰长石化：低温钾长石，属近矿围岩蚀变。

黄铁绢英岩化：主要在斑岩与角砾岩带内，由晚期的黄铁矿化叠加于早期绢云母化之上，蚀变矿物组合为绢云母、细粒状黄铁矿、显微细粒状黄铁矿、胶状黄铁矿、胶状白铁矿和少量石英，黄铁矿、白铁矿呈脉状、网脉状分布，该蚀变不具分带性。

泥化：分布于靠近斑岩一侧，晚期蚀变，矿物组合为高岭土、蒙脱石。

碳酸盐化：分布于蚀变带最外边缘，远离矿体的斑岩中，部分分布于片岩中，蚀变矿物组合为方解石、铁白云石及硅质碳酸盐矿物。

青磐岩化：远离矿体的围岩蚀变，分布在片岩中，斑岩体中也有分布。热液交代岩石中的黑云母和斜长石形成鳞片状绿泥石和粒状绿帘石等矿物。

四、成矿期及成矿阶段划分

根据矿体物质成分、共生组合、矿石结构构造特征等，本区成矿可分为热液成矿期和表生期两个成矿期，前者又可分为三个成矿阶段(表 2－2)。

第一成矿阶段：含金黄铁矿-白铁矿-偏胶体玉髓状石英阶段，此阶段内有大量偏胶体玉髓状石英形成，有粒状黄铁矿及少量白铁矿生成。

第二成矿阶段：含金玉髓状石英-多金属硫化物阶段，成矿的主要阶段，该阶段中有大量黄铁矿和玉髓状石英、冰长石、白铁矿、及辉锑矿、黄铜矿、方铅矿等形成，自然金与黄铁矿交生。硫化物以胶体形式存在，矿物结晶粒度细，结晶程度差。

第三成矿阶段：碳酸盐-粉末状黄铁矿形成阶段，为金的晚期成矿阶段。有粉末状黄铁矿、辉锑矿和浸染状白铁矿形成，自然汞、辰砂、雄黄、雌黄、方解石和铁白云石生成较多。

矿床中表生矿物也较发育，除褐铁矿外，还有黄钾铁矾、石膏和锑华。

表 2－2 黑龙江嘉荫县乌拉嘎金矿成矿期次、成矿阶段及矿物生成顺序



注：代表金属矿物；代表非金属矿物；

其长度代表形成时间；宽度代表相对含量

第三章　矿床成因

第一节　成矿物理化学条件——流体包裹体研究

流体包裹体作为矿物结晶过程中捕获的流体相物质，其承载着当时流体的温度、压力、盐度、酸碱度等信息，是成矿流体遗留下来唯一直接样品，是我们研究成矿时期温压、酸碱度等各因素的最直接、最有效的研究对象，是揭开成矿流体以及成矿作用机理的钥匙（Roedder,1984），在各种矿床的研究中已经得到广泛而有效的应用。本次研究主要对金矿区、塔南勘查区、十三公里勘查区流体包裹体不同特征，分别加以研究、对比。

一、金矿区流体包裹体特征

1、流体包裹体岩相学特征

本次研究选取矿区矿化石英和硅化石英样品，将其磨制成两面抛光厚约0.5mm 的包裹体测试片。显微镜下观察发现，乌拉嘎金矿流体包裹体具有以下特征：包裹体主要为气液两相包裹体，以椭圆形、长条状及不规则形状为主（图版Ⅴ），个体较小，仅 5～8μm，大者不过 20μm。该类包体气液比在 5%～20%范围内，多数在 10%左右（表 3－1）。包裹体中气液比的大小，在一定程度上反映了被包裹溶液的原始温度、压力与常温常压下差值的大小。需要说明的是，本次共选取了六个测温薄片，但是只有两个测温薄片观测到流体包裹体，并且流体包裹体多数都很小。

2、流体包裹体成分特征

王可勇等（2004）曾对乌拉嘎金矿矿化石英脉中的流体包裹体做了研究，结果表明：①各类包裹体气液相成分均以 H_2O 为主，含少量的 CH_4、H_2S、CO、CO_2；液相中阴离子成分有 HCO_3^-、SO_4^{2-}、HS^-等；②在矿石玉髓状石英所含包裹体气相中，检测出微量的 C_2H_2、C_2H_4 及 C_2H_6 等有机物质；③成矿流体中阴离子成分含量总体以 $HCO_3^->SO_4^{2-}$为特征。这表明成矿流体主要是来自大气降水，并且流体含少量有机质。

表 3−1 乌拉嘎金矿区流体包裹体特征及显微测温结果一览表

序号	包体类型	大小(um)	气液比(%)	Ti(°C)	Tht(°C)	S(wt%NaCI)	ρ(g/cm^3)	P 刘斌(Mpa)	H(km)
NSDB-W2		玉髓状石英							
1	气液两相包体	5	10	-2.6	170.0	4.32	0.93	35.8	3.58
2	气液两相包体	5	10	-2.5	207.7	4.17	0.89	25.80	2.58
3	气液两相包体	5	10		185.7				
4	气液两相包体	6	10	-2.3	185.0	3.85	0.91	24.50	2.45
5	气液两相包体	6	10	-2.5	184.6	4.17	0.91	19.70	1.97
6	气液两相包体	4	10		176.8				
7	气液两相包体	8	10	-2.4	169.1	4.01	0.93	25.30	2.53
8	气液两相包体	7	10	-2.3	186.0	3.85	0.91	36.60	3.66
9	气液两相包体	5	10		163.7				
10	气液两相包体	12	15	-2.1	155.6	3.53	0.94	14.63	1.463
11	气液两相包体	6	10	-2.2	165.0	3.69	0.93	12.79	1.279
12	气液两相包体	8	15	-1.8	169.9	3.05	0.92	29.72	2.972
13	气液两相包体	8	15	-1.9	157.0	3.21	0.94	31.29	3.129
14	气液两相包体	7	15		160.8				
15	气液两相包体	12	10	-1.8	184.5	3.05	0.91	18.47	1.847
16	气液两相包体	8	10		154.2				
17	气液两相包体	7	10		156.1				
18	气液两相包体	5	10		176.4				
19	气液两相包体	10	10		173.0				
20	气液两相包体	10	10	-2.5	176.2	4.17	0.92	33.1	3.31
21	气液两相包体	8	10		158.6				
22	气液两相包体	8	10		172.0				
23	气液两相包体	10	10	-1.7	164.3	2.89	0.93	39.3	3.93
24	气液两相包体	12	15	-1.6	159.6	2.73	0.93	22.64	2.264
25	气液两相包体	5	10		175.7				
26	气液两相包体	17	10		153.8				
27	气液两相包体	5	20		329.6				
28	气液两相包体	7	20	-3.3	268.7	5.40	0.81	14.91	1.491
29	气液两相包体	6	15		155.8				
30	气液两相包体	5	10		161.9				
31	气液两相包体	5	5		152.2				
XK-B13		玉髓状石英							
1	气液两相包体	10	20		196.9				
2	气液两相包体	6	10		183.2				
3	气液两相包体	6	15		159.0				
4	气液两相包体	12	15	-1.1	286.9	1.90	0.75	14.88	1.488

续表 3-1

5	气液两相包体	15	40	-1.0	301.4	1.73	0.72	23.76	2.376
6	气液两相包体	8	15		254.8				
7	气液两相包体	10	10		230.8				
8	气液两相包体	15	10		272.2				
9	气液两相包体	20	15	-1.1	263.0	1.90	0.79	12.29	1.229
10	气液两相包体	8	10		213.9				
11	气液两相包体	5	10	-0.9	220.8	1.56	0.85	36.59	3.659
12	气液两相包体	14	20		256.9				
13	气液两相包体	8	10		201.4				
14	气液两相包体	7	15		159.3				
15	气液两相包体	10	10		205.7				
16	气液两相包体	5	5		167.2				
XK-B7		玉髓状石英							
1	气液两相包体	5	10		215.8				
2	气液两相包体	10	10	-2.8	281.3	4.63	0.78	10.29	1.029
3	气液两相包体	6	10		165.4				
4	气液两相包体	6	10		265.1				
5	气液两相包体	6	10		241.9				
6	气液两相包体	5	10		231.7				
7	气液两相包体	5	10		229.3				
8	气液两相包体	7	10		213.9				
9	气液两相包体	4	10		241.1				
10	气液两相包体	6	5		252.3				
11	气液两相包体	4	5		218.1				
12	气液两相包体	8	10		237.7				
13	气液两相包体	7	5		235.5				
14	气液两相包体	10	10	-0.7	208.2	1.22	0.87	11.43	1.143
15	气液两相包体	8	10	-2.1	196.8	3.53	0.90	17.49	1.749
16	气液两相包体	5	10		185.2				
17	气液两相包体	7	10		213.6				

吉林大学地球科学学院地质流体实验室测试，2007

3、成矿流体盐度和密度

成矿流体的盐度是根据气-液两相包裹体水溶液的冰点温度确定的。据刘斌（2000）的计算盐度公式：

$S(盐度)=0.00+1.78Ti-0.0442Ti^2+0.000557Ti^3$

求得成矿流体的盐度最小值为1.22wt%NaCl，最大值为5.4wt%NaCl，平均

盐度为3.3wt%NaCl，众值在3.5~4.5wt%NaCl，属于低盐度流体(图3－1)。

根据刘斌（2000）的成矿流体密度（ρ）的计算公式，经计算成矿流体的密度最小值0.75g/cm^3，最大值0.94g/cm^3，其平均值为0.88g/cm^3。由此确定乌拉嘎金矿床成矿流体为低密度流体(图3-2)。

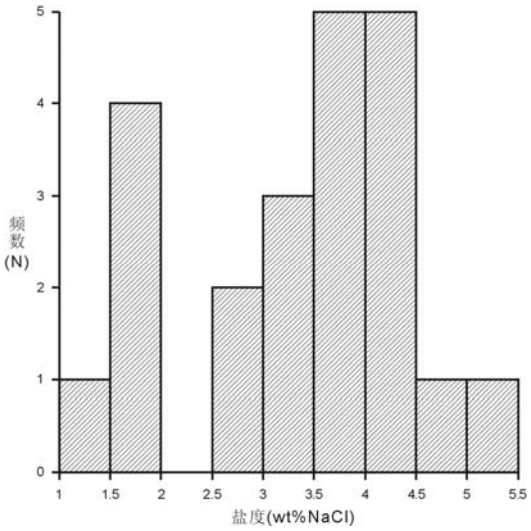


图 3-1 乌拉嘎金矿成矿流体盐度直方图

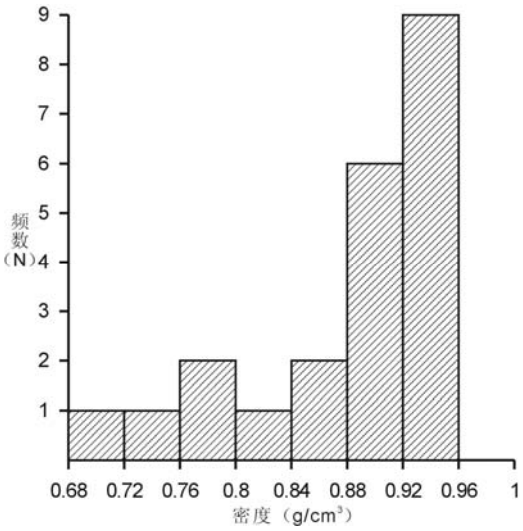


图 3-2 乌拉嘎金矿成矿流体密度直方图

4、成矿温度

流体是成矿的精髓，其来源、运移和卸载代表了整个成矿过程（毛景文等，2005），由其所表现出的物理化学性质亦能推算出成矿时的温压条件。乌拉嘎金矿形成温度测定主要采用吉林大学地球科学学院 Linkam THMS-600 型冷热台，分别对矿化石英和硅化石英中发育的包裹体进行均一法测温研究。未经压力校正，结果显示以下特点（表 3-1、图 3－3）：流体包裹体成矿均一温度在152.2~329.6℃范围中变化，从均一温度直方图看，主要集中在 150~220℃区间内，属于低温热液。

5、成矿压力

根据刘斌（2000）计算成矿压力的经验公式：$P=a+bt+ct^2$，式中P为压力（Pa），t为温度（℃），a、b、c为无量纲参数，不同盐度和密度条件下，a、b、

c不同。计算得出乌拉嘎金矿床的成矿压力为10.29～39.3Mpa，平均为23.24Mpa（图3－4）。

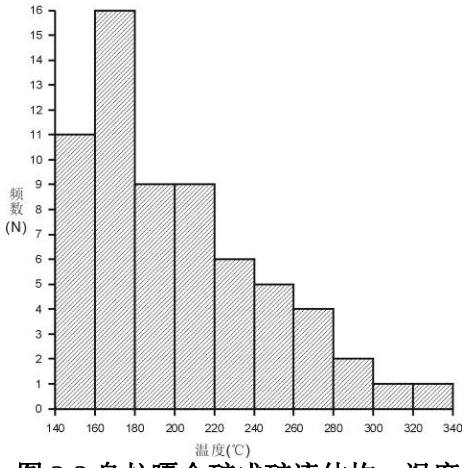


图 3-3 乌拉嘎金矿成矿流体均一温度

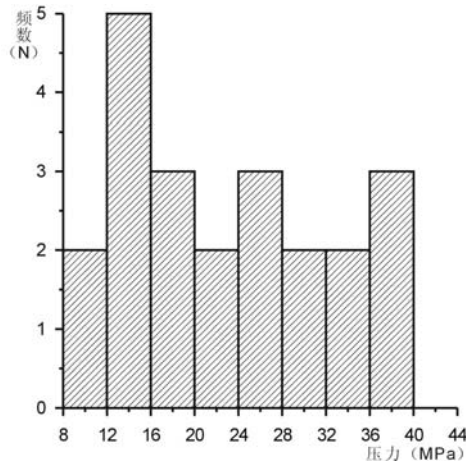


图 3－4 乌拉嘎金矿成矿压力直方图

6、成矿深度的确定

内生矿床成矿深度研究作为矿床学的重要内容之一，涉及到能否正确认识矿床成矿模式、弄清矿床成矿潜力乃至整个成矿区带远景评价问题，是研究成矿作用的必要内容。目前，研究矿床成矿深度主要是通过地质学方法进行定性测算和通过温度、压力梯度进行定量计算。在已知压力的情况下，长期以来存在用静岩压力梯度（0.27Mpa/km）和静水压力梯度（0.1Mpa/km）计算成矿深度的矛盾和混乱。由于断裂带中流体压力和深度间的非线性关系（Sibson，1988），根据孙丰月等（2000）把Sibson的深度-压力曲线，用计算机分段拟合可知（图3-5）。

①在测得的流体压力小于40MPa时，用静水压力梯度来计算，即用压力除以静水压力梯度（10MPa/km）；

②测得的流体压力为40-220MPa时，y=0.0868/(1/x+0.00388)+2

③测得的流体压力为220-370MPa时，y=11+e(x-221.95)/79.075

④测得的流体压力大于370MPa时，y=0.0331385x+4.19898

公式中y和x分别代表成矿深度和所测得的压力值，单位分别为km和MPa。

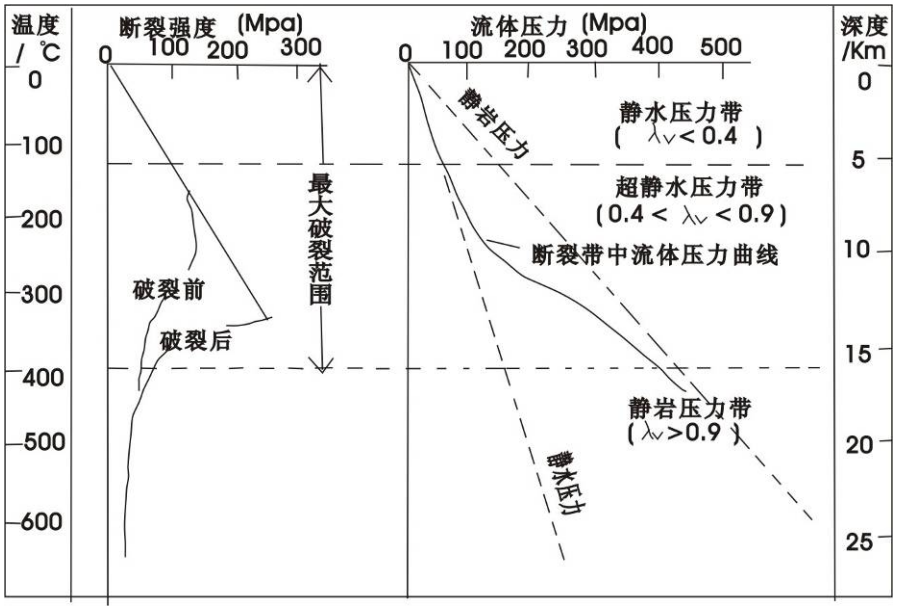


图 3—5 断裂带中流体压力分布图

（Sibson 等，1988；孙丰月等，2000）

乌拉嘎金矿床的成矿压力主要为12~20MPa，平均值为23.24MPa。根据上述公式，计算出乌拉嘎金矿床的成矿深度主要为1.2～2.0km，平均成矿深度为2.32km左右（图3－6）。

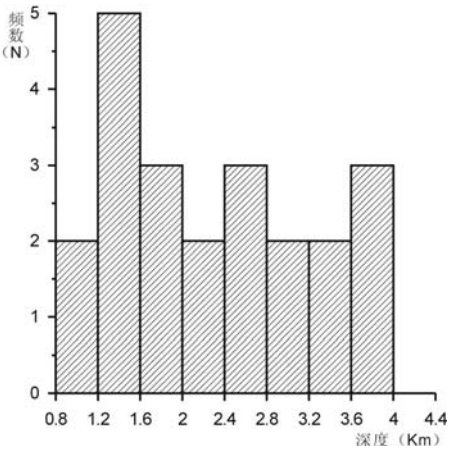


图 3－6 乌拉嘎金矿成矿深度直方图

二、塔南勘查区流体包裹体特征

1、流体包裹体岩相学特征

该区矿化石英中流体包裹体较为丰富，其类型比较单一，主要为气液两相包裹体和极少量的纯气相包体。气液两相包裹体室温下由气泡和液体两相组成，呈随机或成群分布的特点。石英中的包裹体个体较小，一般在 8~12μm，形态多为椭圆状、次圆状、长条状、不规则状等（图版Ⅴ）。气液比偏低，一般在 5%～20%，多数集中在 10%～15%之间（表 3－2）。

表 3—2 塔南勘查区流体包裹体特征及显微测温结果一览表

序号	包体类型	大小(um)	气液比(%)	Ti(° C)	Tht(° C)	S(wt%NaCI)	ρ(g/cm3)	P 刘斌（MPa）	H(Km)
	TN68TC-B11	塔南勘查区矿化石英							
1	气液两相包体	8	5	-2.8	166.1	4.63	0.94	25.54	2.54
2	气液两相包体	8	10	-2.6	158.7	4.32	0.94	14.12	1.41
3	气液两相包体	7	5		142.1	0.00			
4	气液两相包体	7	5	-2.9	160.2	4.79	0.94	32.43	3.24
5	气液两相包体	6	5	-3.0	174.2	4.94	0.93	13.61	1.36
6	气液两相包体	9	20	-2.7	188.9	4.48	0.91	36.46	3.65
7	气液两相包体	8	10	-2.8	161.1	4.63	0.94	14.00	1.4
8	气液两相包体	12	20	-2.5	153.2	4.17	0.95	22.86	2.29
9	气液两相包体	12	15		151.9				
10	气液两相包体	8	10		187.4				
11	气液两相包体	7	10		183.5				
12	气液两相包体	10	10	-2.8	153.8	4.63	0.95	29.54	2.95
13	气液两相包体	10	5	-2.9	163.4	4.79	0.94	32.24	3.22
14	气液两相包体	8	5	-3.0	155.9	4.94	0.95	14.82	1.48
15	气液两相包体	8	5		162.7				
16	气液两相包体	10	10		156.8				
17	气液两相包体	12	10		154.2				
	TN272/48	塔南勘查区石英脉							
1	气液两相包体	14	10	-3.8	154.9	6.14	0.96	23.22	2.32
2	气液两相包体	8	10		155.8				
3	气液两相包体	6	5		178.5				
4	气液两相包体	8	10		183.8				
5	气液两相包体	10	10	-3.2	168.8	5.25	0.94	20.74	2.07
6	气液两相包体	8	5	-2.9	167.9	4.79	0.94	11.32	1.13
7	气液两相包体	8	10	-2.8	160.3	4.63	0.94	32.61	3.26
8	气液两相包体	10	15	-2.9	164.2	4.79	0.94	39.01	3.9
9	气液两相包体	7	15	-3.1	162.1	5.09	0.94	17.58	1.76
10	气液两相包体	7	15	-3.5	162.7	5.70	0.95	15.46	1.55
11	气液两相包体	10	10		160.1				
12	气液两相包体	12	10		155.2				
13	气液两相包体	8	10		155.0				
14	气液两相包体	12	10	-2.8	171.6	4.63	0.93	19.69	1.97
15	气液两相包体	12	15	-2.9	155.6	4.79	0.95	11.57	1.16
16	气液两相包体	12	15		164.7	0.00			
17	气液两相包体	10	10	-3.0	178.2	4.94	0.93	24.67	2.47
18	气液两相包体	8	10	-2.9	166.7	4.79	0.94	32.15	3.22

2、流体包裹体成分特征

流体包裹体成分分析采用吉林大学地球科学学院 Renishaw 公司制造的 System-1000 型激光拉曼光谱仪，采用单个流体包裹体成分分析技术方法，通过对塔南勘查区内石英脉中的流体包裹体成分进行系统测试。测试结果（表 3-3）表明：

表3－3 塔南勘查区和十三公里勘查区流体包裹体激光拉曼光谱分析结果表（mol%）

样号		H_2O	CO_2	CH_4	H_2S	CO	N_2	C_4H_6	C_6H_6	C_2H_4	C_2H_6	C_3H_8	C_2H_2
SQJ-B11		十三公里工区											
1	气相包体	63.84	3.27	2.34	0.00	18.45	7.32	0.00	0.00	3.04	0.00	0.00	1.73
2	气相包体	59.99	2.85	2.06	3.63	16.61	8.13	2.76	0.68	0.00	2.27	0.00	1.01
3	气液两相包体	78.98	5.74	0.60	1.61	5.50	4.27	0.00	0.00	1.92	0.89	0.47	0.00
4	气液两相包体	94.33	1.48	0.97	0.45	0.00	2.24	0.13	0.24	0.16	0.00	0.00	0.00
5	气液两相包体	96.15	0.47	0.28	0.22	1.57	0.89	0.00	0.11	0.00	0.19	0.07	0.05
6	气液两相包体	99.13	0.19	0.12	0.06	0.28	0.00	0.06	0.06	0.04	0.05	0.00	0.02
7	气液两相包体	79.66	10.44	1.06	1.16	0.00	4.05	0.67	0.76	1.38	0.83	0.00	0.00
8	气液两相包体	86.25	10.88	0.27	0.00	0.00	1.87	0.13	0.23	0.22	0.15	0.00	0.00
TN272/48		塔南工区											
1	气液两相包体	99.44	0.00	0.00	0.04	0.00	0.27	0.04	0.04	0.05	0.05	0.04	0.02
TN68-B_{11}		塔南工区											
1	气相包体	81.43	0.00	1.12	3.10	0.00	10.34	0.00	0.82	1.42	0.60	1.17	0.00
2	气相包体	87.05	0.00	0.00	0.88	0.00	9.00	0.71	0.00	1.10	0.88	0.39	0.00
3	气液两相包体	99.41	0.00	0.08	0.06	0.00	0.26	0.00	0.00	0.06	0.06	0.03	0.04
4	气液两相包体	99.48	0.00	0.03	0.04	0.00	0.27	0.00	0.03	0.07	0.02	0.03	0.02

a. 各类包裹体气液相成分均以H_2O为主，摩尔百分含量在81.43～99.48之间；

b. 纯气相包体中含9～10%的N_2，以及少量的H_2S、C_3H_8、CH_4、C_2H_4和微量的C_4H_6、C_6H_6、C_2H_6和C_2H_6等有机物质；根据流体成分初步判定成矿流体主要是来自大气降水。

3、成矿流体盐度和密度

塔南勘查区包裹体石英脉中气-液两相包裹体水溶液冰点温度值比较集中，为-2.6～-3.0℃（表 3－2），根据盐度的计算公式 $S=0.00+1.78T_i-0.0442T_i^2+0.000557T_i^3$（其中 T_i 为冰点温度），得出成矿流体盐度介于 4.17~6.14%NaCl 之间（图 3－7），众值为 4.6~4.8%NaCl；根据盐水溶液包裹体温度-密度、温度-压力关系方程，估算成矿流体密度为 0.91~0.96g/cm^3，众值为 0.93～0.94g/cm^3（图 3－8），因此该矿床成矿流体为低盐度低密度流体。

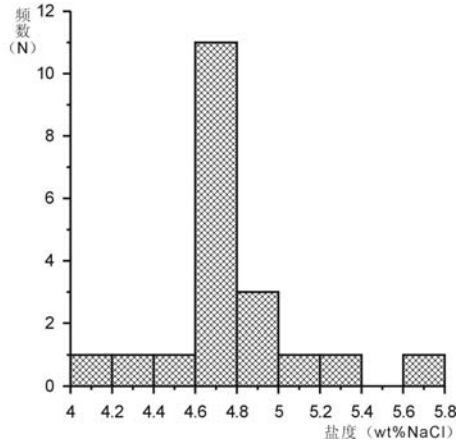


图 3－7 塔南勘查区成矿流体盐度直方图

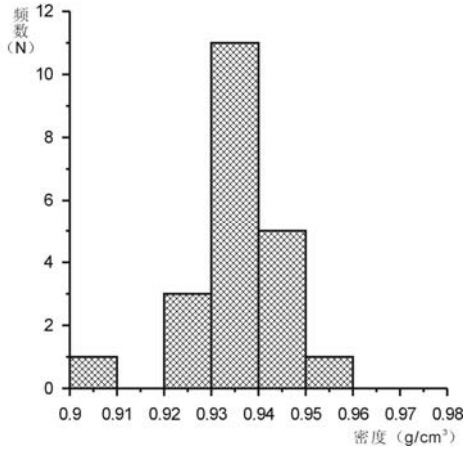


图 3－8 塔南勘查区成矿流体密度直方图

4、成矿温度

测试升温过程中流体包裹体表现为均一到液相方式。显微测温结果显示包裹体均一温度范围在142.1～188.9℃之间，主要集中160～165℃范围内（表3－2，图3－9）；从图 3－9 可以看出，成矿均一温度具有正态分布的特点。根据镜下实际测温结果，认为 160～165℃是该区矿化的高峰期。这一温度区间基本反映了该区矿化温度的下限。

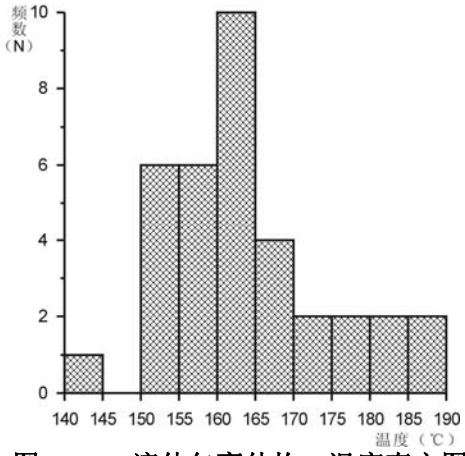


图 3－9　流体包裹体均一温度直方图

5、成矿压力

根据刘斌（2000）计算成矿压力的经验公式，计算可得塔南勘查区的成矿压力范围为11.32～39.01Mpa，主要集中在13～16Mpa,平均值为23.03Mpa，可见塔南勘查区与乌拉嘎金矿矿区成矿压力接近（图3－10）。

6、成矿深度

塔南勘查区的成矿压力主要为13～16MPa，平均值为23.03Mpa，根据静水压力梯度计算成矿深度，计算塔南勘查区的成矿深度主要为1.3～1.6km，平均

成矿深度为2.3km左右（图3－11）。

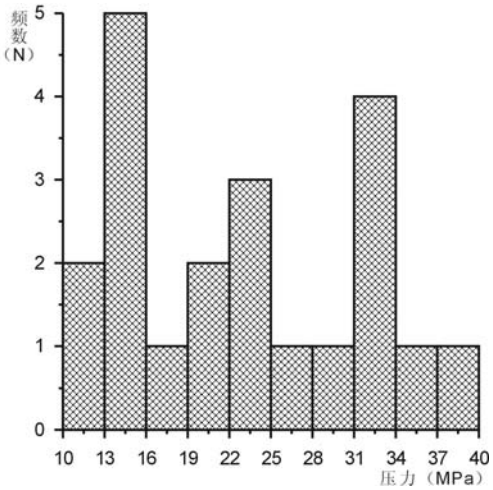


图 3-10　塔南勘查区成矿压力直方图

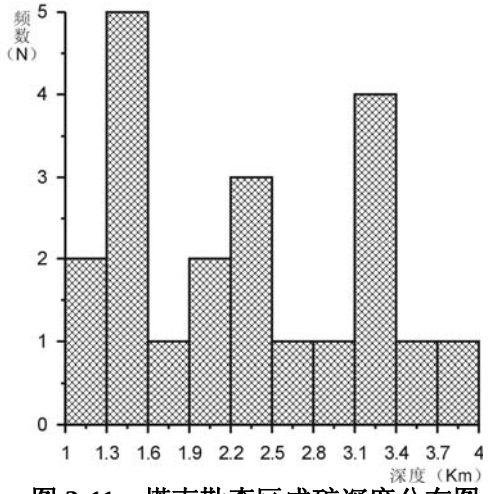


图 3-11　塔南勘查区成矿深度分布图

三、十三公里勘查区流体包裹体特征

十三公里金矿化点 112 线 TC112-120 金矿化体宽 2m，两个连续样品品位分别为 4.0×10^{-6} 和 1.0×10^{-6}，TC100-142 金矿化体控制宽度 1m，含金 1.7×10^{-6}，后经浅井揭露，金矿化石英脉宽 10cm～1m，走向近东西向，倾向北，倾角 65°，通过取自浅井中的矿化石英脉流体包裹体，共测试分析原生石英中流体包裹体 64 个点。其主要特征如下。

1、流体包裹体岩相学特征

该区矿化石英脉中流体包裹体较为丰富，其类型比较单一，主要为气液两相包裹体和少量的纯气相包裹体，气液两相包裹体室温下由气泡和液体两相组成，呈随机或成群分布的特点。

石英中的包裹体数量较多，个体较小，一般在 6～14μm，主要集中在 8～12μm，形态多为椭圆状、次圆状、长条状、不规则状等（图版Ⅴ）。气液比偏低，一般在 10%～60%，多数集中在 10%～40%之间，按气液比分为两种类型的包裹体。一类气液比偏小，数量居多，多数在 10%～40%之间，大小在 8～12μm 之间；另一类气液比相对较大，在 60%±，数量较少，大小一般在 7～10μm 之间（表 3－4）。

表 3－4 十三公里勘查区包裹体特征及显微测温一览表

	包体类型	大小(um)	气液比(%)	Ti(°C)	Tht(°C)	S(wt%NaCl)	ρ (g/cm3)	P(MPa)	H(km)
	S0J-B10(石英)								
1	气液两相包体	6	30		259.6				
2	气液两相包体	7	40		269.3				
3	气液两相包体	8	30	-4.5	263.4	7.15	0.84	71.81	6.87
4	气液两相包体	8	30	-4.6	256.9	7.30	0.85	70.09	6.78
5	气液两相包体	8	25	-2.8	264.2	4.63	0.81	70.42	6.80
6	气液两相包体	7	30	-2.7	249.3	4.48	0.83	66.30	6.58
7	气液两相包体	7	40	-2.7	248.1	4.48	0.84	65.99	6.56
8	气液两相包体	10	40		240.4				
9	气液两相包体	12	30		233.6				
10	气液两相包体	8	30		242.9				
11	气液两相包体	12	30	-3.3	262.7	5.40	0.82	70.65	6.81
12	气液两相包体	6	20	-4.8	258.1	7.58	0.85	70.53	6.81
13	气液两相包体	7	40		267.3				
14	气液两相包体	8	30		258.7				
	S0J-B11(石英)								
1	气液两相包体	12	20		237.6				
2	气液两相包体	8	40	-1.1	209.4	1.90	0.87	51.28	5.71
3	气液两相包体	14	20		238.1				
4	气液两相包体	12	20	-1.5	236.5	2.56	0.84	60.02	6.23
5	气液两相包体	10	20		253.4				
6	气液两相包体	12	30	-2.2	284.1	3.69	0.77	74.53	7.02
7	气液两相包体	6	30		288.5				
8	气液两相包体	12	20		281.4				
9	气液两相包体	8	20	-1.2	243.1	2.06	0.82	60.17	6.23
10	气液两相包体	12	15		237.7				
11	气液两相包体	10	20		295.3				
12	气液两相包体	10	15	-2.4	238.6	4.01	0.85	62.98	6.39
13	气液两相包体	10	20	-1.4	263.8	2.40	0.79	62.98	6.39
14	气液两相包体	12	20	-2.3	295.7	3.85	0.75	77.82	7.19
15	气液两相包体	8	30		320.8				
16	气液两相包体	9	30	-2.4	294.7	4.01	0.76	77.79	7.19
17	气液两相包体	8	20		288.6				
18	气液两相包体	10	40	-1.2	300.4	2.06	0.72	74.35	7.01
19	气液两相包体	7	30	-2.6	328.7	4.32	0.70	87.21	7.66
20	气液两相包体	8	30	-1.4	291.3	2.40	0.74	73.41	6.96
21	气液两相包体	10	30	-1.6	293.5	2.73	0.74	74.98	7.04
22	气液两相包体	10	40		358.9				
	SHS-WLGA-B1			石英					
1	气液两相包体	7	20	-3.2	268.4	5.25	0.81	72.07	6.89
2	气液两相包体	8	20	-3.4	271.1	5.55	0.81	73.02	6.94
3	气液两相包体	12	40		301.8				
4	气液两相包体	7	30		295.4				
5	气液两相包体	10	20		192.1				
6	气液两相包体	7	40		356.7				
7	气液两相包体	6	20	-2.9	266.8	4.79	0.81	71.26	6.85
8	气液两相包体	10	30		261.2				
9	气液两相包体	10	30		291.9				
10	气液两相包体	8	30		308.7				
11	气液两相包体	8	40		349.3				
12	气液两相包体	10	30	-2.8	296.2	4.63	0.76	78.94	7.25
13	气液两相包体	6	20	-2.6	287.5	4.32	0.77	76.28	7.11
	SHS-WLGA-B2			矿化石英					
1	气液两相包体	10	25	-2.4	278.3	4.01	0.78	73.46	6.96
2	气液两相包体	9	20		254.3				
3	气液两相包体	8	10		181.9				
4	气液两相包体	8	20		293.1				
5	气液两相包体	8	20		343.1				
6	气液两相包体	7	60		383.5				
7	气液两相包体	8	30	-2.6	276.9	4.32	0.79	73.47	6.96
8	气液两相包体	7	10		190.4				
9	气液两相包体	6	15		288.4				
10	气液两相包体	6	20	-2.3	264.1	3.85	0.81	69.50	6.75
11	气液两相包体	7	30		366.4				
12	气液两相包体	8	30	-2.1	229.8	3.53	0.85	60.07	6.23
13	气液两相包体	9	10	-2.2	265.5	3.69	0.80	69.65	6.76
14	气液两相包体	7	15		316.1				
15	气液两相包体	8	20		349.7				

2、流体包裹体成分特征

通过对十三公里勘查区内石英脉中的流体包裹体成分激光拉曼光谱分析（表 3－3），结果表明 ①各类包裹体气液相成分均以 H_2O 为主，摩尔百分含量在 60～99.13%之间；②纯气相包体中含 7.32～8.13%的 N_2 和 16.61～18.45%的 CO，以及少量的 H_2S、CO_2、C_4H_6、C_2H_6、CH_4、C_2H_4 和微量的 C_3H_8、C_6H_6 和 C_2H_2 等有机物质。

3、成矿流体盐度和密度

十三公里勘查区石英脉中气-液两相包裹体水溶液的冰点温度值比较集中，为-1.1～-4.8℃（表 3－4），根据盐度的计算公式，得出成矿流体盐度介于 1.9～7.58%NaCl 之间，众值为 4～5%NaCl（图 3－12）；根据盐水溶液包裹体温度-密度、温度-压力关系方程，估算成矿流体密度为 0.70～0.87g/cm^3，众值为 0.8～0.85g/cm^3（图 3－13）。该矿床成矿流体为低盐度低密度流体。

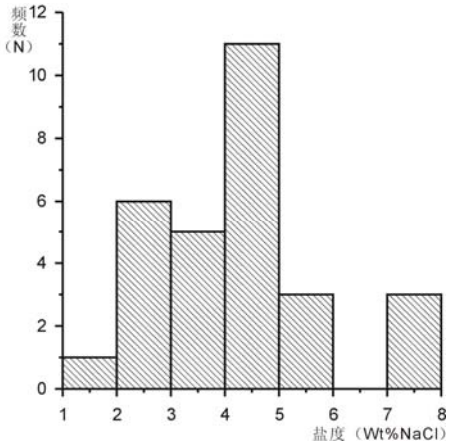


图 3－12 成矿流体盐度直方图

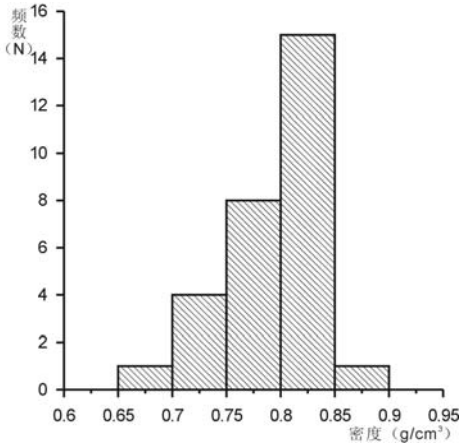


图 3－13 成矿流体密度直方图

4、成矿温度

测试升温过程中流体包裹体表现为均一到液相方式。显微测温结果显示包裹体均一温度在 181.9～383.5℃之间，主要集中 240～300℃范围内（图 3－14）；从直方图可以看出，成矿均一温度具有正态分布的特点。根据该区金属矿物和石英脉的产出关系及镜下实际测温结果，认为 240～300℃是该区金属矿物沉

淀成矿的高峰期。这一温度区间基本反映本区矿化温度的下限。

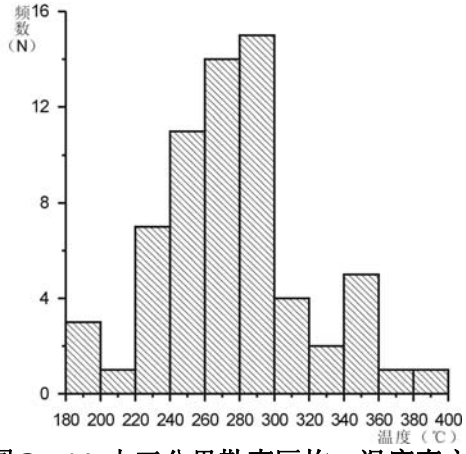


图 3－14 十三公里勘查区均一温度直方图

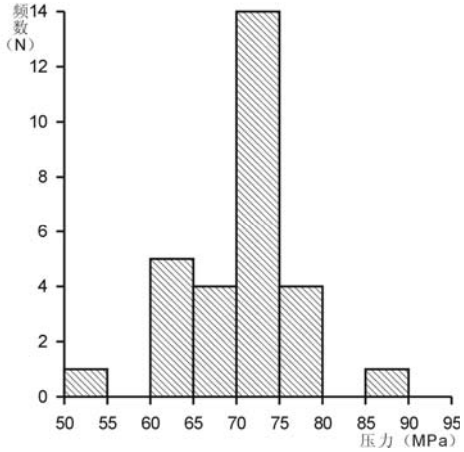


图 3－15 十三公里勘查区成矿压力直方图

5、成矿压力

根据经验公式：$P_1=P_0\times T_1/T_0$，经计算得出成矿压力为 51.28～87.21MPa 之间，峰值在 70～75MPa 范围内（图 3－15）。

6、成矿深度

根据孙丰月等（2000）提出的计算脉状矿床成矿深度公式，对十三公里勘查区计算所得的成矿深度为5.71～7.66km（图3－16）。众值集中在6.5～7.0km。属于造山型金矿的中成金矿。

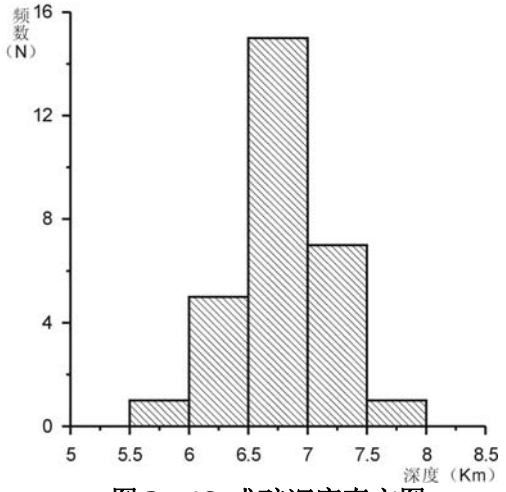


图 3－16 成矿深度直方图

第二节　同位素研究

一、硫同位素研究

在硫同位素地球化学研究中，应用硫化物和硫酸盐矿物的硫同位素组成变

化，主要研究硫矿物沉积温度、硫的来源以及估算 f_{O_2}、f_{S_2}、pH 值等。在热液矿床中，硫化物的硫同位素组成，主要取决于硫的来源，以及 f_{O_2}、f_{S_2}、pH 值等（Ohmoto,1972；张理刚，1985）。

表 3—5　乌拉嘎金矿区的硫同位素组成

样号	矿物名称	采样位置	^{34}S(‰)	资料来源
	黄铁矿	黑龙江群结晶片岩	-10.8	王义文，1990
	黄铁矿	白垩纪火山岩	-24.9	
PY-1-1	粗晶黄铁矿		-0.4	吴尚全，1984
PY-1-2	粗晶黄铁矿		-1.2	
B-1-1	白铁矿Ⅰ		-3.5	
B-1-2	白铁矿Ⅱ		-3.5	
gr-1	白铁矿Ⅲ	呈细脉穿插在蚀变斑岩中	-3.5	
gr-2	白铁矿Ⅲ	呈细脉穿插在蚀变斑岩中	-3.9	
m-1	辉锑矿	放射状、纤维状晶体	-2.6	
m-2	辉锑矿	放射状、纤维状晶体	-3.1	
200-14	白铁矿Ⅱ	与玉髓状石英伴生	-8.5	
80211-1	白铁矿Ⅱ	与玉髓状石英伴生	-9.7	
80211-2	白铁矿Ⅱ	与玉髓状石英伴生	-10.8	
g-1	白铁矿Ⅱ	与玉髓状石英伴生	-12	
g-2	白铁矿Ⅱ	与玉髓状石英伴生	-12.4	
80209-1	白铁矿Ⅲ	与方解石脉伴生	-30.9	
80209-2	白铁矿Ⅲ	与方解石脉伴生	-33.6	
py4-1	白铁矿Ⅲ	与铁白云石脉伴生	-25.3	
py4-2	白铁矿Ⅲ	与铁白云石脉伴生	-27.5	
	粗晶黄铁矿		1.63	
	粗晶黄铁矿		-10.53	
	粗晶黄铁矿		-3.5	
	粗晶黄铁矿		-3.5	
	白铁矿	玉髓状石英脉中	-3.5	
	白铁矿	玉髓状石英脉中	-12	
	辉锑矿		-3.9	
	胶状白铁矿		-27.5	

续表 3-5

KB2	粗晶黄铁矿	165m 标高矿体内	-1.71	杨天奇等，1992
160	粗晶黄铁矿	160m 平台矿体内	10.05	
165	粗晶黄铁矿	165m 标高矿体内	10	
D180-2	粗晶黄铁矿	180m 平台上矿石	1.81	
D160	粗晶黄铁矿	160m 平台上矿石	-0.47	
P5B10	粗晶黄铁矿	160m 平台上矿石	-0.85	
P1B1-3	粗晶黄铁矿	190m 平台上片岩中	-0.74	
P1B9	粗晶黄铁矿	170m 平台上矿体	1.04	
833	粗晶黄铁矿	采场 220m 平台 108 线	-4.3	姜信顺，1988
903	粗晶黄铁矿	351 孔 L177m 处	-5.88	
957	粗晶黄铁矿	200m 平台斑岩内	-11.22	
837	白铁矿	200m 平台接触带	-8.27	姜信顺，1988
804	白铁矿	210m 平台 100 线处	-9.49	
817	白铁矿	220m 平台 108 线处	-21.24	
836	白铁矿		-12.5	
	白铁矿		-8.91	
	白铁矿		3.52	
	白铁矿		-13.91	
	白铁矿		-8.25	
	白铁矿		-15.65	
	白铁矿		-23.6	
816	辉锑矿	采场 210m 平台 102 线	-2.19	
958	辉锑矿	采场 210m 平台 100 线	-2.15	
832	辉锑矿		-3.16	
	烟灰状黄铁矿	采场 210m 平台	-0.73	
948	烟灰状黄铁矿	802 孔 107m 处	-0.87	
855	烟灰状黄铁矿	采场 210m 平台 102 线处	-33.15	
886-1	烟灰状黄铁矿	采场 200m 平台 102 线处	-12.26	
807-1	烟灰状黄铁矿	采场 220m 平台 108 线处	-13.75	
	烟灰状黄铁矿		-8.27	
889	烟灰状黄铁矿	采场 200m 平台 102 线处	-1.64	

由表 3－5 所示，根据天然物质中硫同位素组成，矿区的硫同位素的变化范围大，黄铁绢英岩中的黄铁矿至Ⅰ世代白铁矿，$\delta^{34}S$ 值从-1‰到-11‰，主要是大气降水渗透从围岩带入了 ^{32}S，0 值附近主要来源于岩浆；Ⅱ、Ⅲ世代白铁矿，$\delta^{34}S$ 值小于-11‰，可能来源于大气降水中的生物硫（图 3－17）。

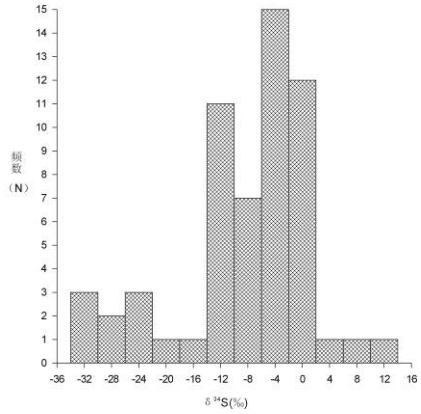


图 3－17 乌拉嘎金矿硫同位素直方图

二、氢、氧同位素特征

通常认为，由岩浆水演化形成的 δD 值一般大于-70‰（Taylor,1974；张理刚，1985），乌拉嘎金矿成矿流体的 δD 值平均为-97.27‰，$\delta^{18}O_{水}$值在-2.73‰～5.81‰，对比不同来源流体氢氧同位素变化范围，本区主要属于大气水的范畴（表 3－6，3－7）。根据霍亮对本区 δD‰-δ^{18}O‰图解的投影研究，投影点落在岩浆水与变质水的外侧，显示成矿流体由大气降水演化而来。

表 3－6　不同来源流体氢氧同位素变化范围一览表

类　型	δD(‰)(SMOW)	δ^{18}O(‰)(SMOW)	资料来源
雨水	-160~ -40	-17~5	Freazo,1984
海水	-20~ 10	-2~3	
原生水	-35~ -5	-3~6	
变质水	-120~ -20	4~25	
原生岩浆水	-100~ -30	6~9	
混合岩浆水	-90~ -40	5.0~10.5	

表 3—7 乌拉嘎金矿区氢、氧同位素组成

矿　物	$\delta^{18}O_{矿物}$‰	计算温度（℃）	$\delta^{18}O_{水}$‰	$\delta D_{水}$‰	资料来源
石英Ⅱ	15.19	250	0.19	-78.25	杨天奇等 1992
玉髓状石英Ⅱ	12.72	200	-1.88	-132.64	
石英Ⅱ	14	200	-0.6	-96.45	
黄铁绢云岩中石英	14.6	300	5.81		吴尚全 1984
玉髓状石英Ⅱ	11.6	250	0.31		
玉髓状石英Ⅱ	10.5	250	-0.79		
玉髓状石英Ⅱ	11.2	250	0.09		
玉髓状石英Ⅱ	12.5	250	1.21		
玉髓状石英Ⅱ	12.3	200	-2.33		
玉髓状石英Ⅱ	13.6	200	-1.03		
玉髓状石英Ⅱ	11.9	200	-2.73		
玉髓状石英Ⅱ	14.0±0.3	200	-0.33		
岩　金				-84.7	
铁白云石				-94.1	
砂　金				-97.5	

第三节　矿床成因类型

我们认为无论何种成矿作用，都应与之对应的地球动力学背景有着密切的关系，与具体的地层、岩浆、构造以及温压等物理化学条件相一致。有关金矿床类型的确定，直接影响矿带的研究和找矿方向，不同类型的矿床具有不同的特点，也就决定了对不同类型矿床的勘查应采取不同的方法。斑岩型矿床、矽卡岩型矿床由于其主要受岩体控制，决定了对该类矿床勘查的重点是寻找斑岩体；而对于脉型热液矿床，由于其主要是断裂构造控制，决定了对该类矿床的

勘查应注重控矿构造的找寻。对于乌拉嘎金矿的成因类型，一直存在众多争议，观点主要有：勘探初期认为属裂隙充填型或构造破碎角砾岩型；1971 年以前，认为是受断裂控制的一般热液矿床；1972 年提出矿床为次火山岩型；，1973 年认为是斑岩型矿床（刘新三，1973；吴尚全，1984；韦永福等，1994）；90 年代以后，陆续有研究者认为属热泉型浅成低温热液金矿床（任启江等，1993；杨天奇等，1994）；王可勇等（2004）通过流体包裹体研究认为矿床成因属与中酸性斑岩侵入活动有关的中低温浅成热液金矿床。本文尝试以矿床形成背景环境为前提，以矿床形成的深度、温度为依据，兼顾成因的方法，将本区金矿床划分为浅成低温热液型和造山型金矿。

一、浅成低温热液型金矿

（一）研究现状

浅成低温热液型金矿是当今全球最为重要、最具价值的金矿床类型之一，也是二十世纪八十年代以来新发现的大型、超大型金矿床的主要类型。20世纪80年代发现的10个超大型金矿中，浅成低温热液型金矿就占一半，且在20世纪90年代仍不断有所发现，像日本的菱刈金矿、巴布亚新几内亚的波尔盖特金矿、利希尔岛金矿、智利北部的拉科伊帕金矿、中国的紫金山金矿（庞奖励，1995）。自20世纪70年代以来，世界上总共发现超过20个储量＞100t的浅成低温热液型金矿。据资料计算（Singer，1996），全球已经探明的浅成低温热液型金矿床的金总储量为11750吨，占已经探明金总金属量的6.748%，是金的主要来源。

“epithermal”一词是 Lindgren（1933）提出的，他认为内生金属矿床的成矿作用都受岩浆分异学说的制约，因而采用“hypothermal(深成高温热液)”、“mesothermal(中深中温热液)”、“epithermal(浅成低温热液)”和“telethermal(远成低温热液)”来规范热液流体的来源和成矿深度、成矿温度。认为“epithermal”这种类型的矿床是水流体在火成射气作用下，于低温（＜200℃）和中压条件

下形成的。

研究表明，该类型矿床主要与中、新生代火山作用关系密切，少数与前中生代火山作用有关。前者在我国东部中、新生代火山岩分布区已经发现一些赋存于其中的浅成低温热液金矿，如台湾的金瓜石、福建的紫金山（张德全等，1991；2001；2003）、黑龙江的古利库（朱群等，2001a；朱群等，2001b；朱群等 2004a；朱群等，2004b；杨芳林等，1999；2000）；后者在西天山晚古生代陆相火山岩系中发育有阿希大型金矿床（刘洪林等，1994；李本海等，1994；毋瑞身等，1996；1999；沙德铭，1998；1999；2003；翟伟等，1999；廖启林等，2000）。

浅成低温热液型金矿床主要形成于岩浆弧及弧后的张裂带，形成于拉张构造动力学背景条件下，与中温热液脉型金矿形成的挤压背景条件存在显著的区别。目前对浅成低温金矿比较公认的分类原则是根据矿物组合和蚀变特征进行的分类，以希尔德（P.Heald）的分类方案最有影响，Heald 分为明矾石－高岭石型（酸性硫酸盐型）和冰长石－绢云母型两种类型。J.W.Hedenquist 根据矿化流体中 S 的氧化还原状态提出了用低硫化和高硫化作用来表示浅成低温热液成矿流体的两个亚类,高硫化型（high sulphidation,简称 HS）相当于 Heald 等（1987）划分的明矾石－高岭石型，由酸性、氧化的热流体形成（高硫化作用）；低硫化型（low sulphidation，简称 LS），相当于冰长石－绢云母型，由近中性、还原的热流体（低硫化作用）形成。二者的地球化学特征见表 3－8。

Corbett（2002）将低硫化型浅成低温热液金矿床进一步划分为岩浆弧型和裂谷型(江思宏，2004），然后进一步将岩浆弧型划分为石英－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；而裂谷低硫化型由冰长石－绢云母浅成低温热液 Au－Ag 矿石组成。

表 3－8　低硫化型和高硫化型浅成低温热液金矿床地质地球化学特征

特　征	低　硫　化　型（LS）	高　硫　化　型(HS)
区域地质背景	活动大陆边缘,成熟岛弧及陆相火山岩地区坳陷与隆起的过渡区	火山弧或大陆活化带的隆起区
控矿构造	破火山口和火山穹丘系统,与火山活动中心的各种断裂关系密切	火山中心和火山穹丘系统,与区域性断裂关系密切
围岩组合	主要为钙碱性安山质、英安质和流纹质组合和碱钙性玄武粗安质、粗安质和粗面质火山岩,包括部分基底岩石	主要为碱钙性流纹质、流纹英安质和石英粗安质火山岩,包括部分基底岩石
围岩蚀变	以硅化、冰长石化、绢云母化为主,外围青磐岩化	以高级泥化蚀变组合、泥化为主,外围青磐岩化
矿石类型	石英脉型为主,少量热液角砾岩型和硅质岩型	类型多样,包括热液角砾岩型、石英脉型和硅质岩型
矿化体形态	网脉、脉状为主	浸染状为主
矿物组成	金属矿物主要有自然金、黄铁矿、辉银矿、辉锑矿、毒砂、富铁闪锌矿、雄黄等,非金属矿物中常见冰长石、绢云母、绿泥石	金属矿物主要有硫砷铜矿、四方硫砷铜矿、黄铁矿、铜蓝等,非金属矿物中含有大量高岭石和明矾石,偶见绿泥石
金属元素组合	以 Au、Ag、Zn、Pb 为主，Cu、Sb、As、Hg、Se 为辅	以 Cu、Au、Ag、As 为主，Pb、Hg、Sb、Te、Sn、Mo、Bi 为辅
成矿流体	以大气降水为主，含有来自岩浆的挥发分 S 和 C，属还原、近中性流体，盐度 *w*（NaCl）小于 3.5%。	成矿流体以岩浆水为主，性质为氧化、酸性流体，PH<2，盐度 *w*（NaCl）小于 5%。

（二）金矿区和塔南勘查区

前人以乌拉嘎金矿金矿化与斑岩有密切成因关系，矿体绝大部分位于斜长花岗斑岩和花岗斑岩中，且与国内其他类似斑岩金矿一样，形成于中生代地台活化期，认为乌拉嘎金矿属于斑岩型金矿。通过对乌拉嘎金矿的区域地质背景、地球动力学演化、矿区及矿床地质特征、成矿物理化学条件研究，含矿地质体稳定同位素特征研究：斑岩体形成时代为早白垩世，早于金矿化时代，矿化与斑岩体侵位有较长时间间隔，斑岩体只起了有利围岩的作用。乌拉嘎金矿的成

因应该不是大多数学者认为的斑岩型金矿，而是低硫化型浅成低温热液型金矿床，而塔南勘查区其成因类型和乌拉嘎老采坑 1 号脉的成因可类比，也属低硫化型浅成低温热液金矿。

1、乌拉嘎金矿区

经详尽的野外地质调研和室内测试分析，认为乌拉嘎金矿属于低硫化型浅成低温热液型金矿床，其原因如下:

a. 矿体主要受 NWW 向断裂构造和角砾岩带复合构造控制，在岩体上部、边部及围岩出现角砾岩带，角砾间被自形粗粒黄铁矿和细脉状石英等热液矿物填充胶结，形成矿化带。

b. 矿床围岩蚀变自矿体向外依次为硅化（冰长石化）-绢云母化-泥化，显示低硫化型浅成低温热液蚀变特点，而没有斑岩型矿床从高温到低温蚀变均发育的特点（600～100℃）。

c. 流体包裹体研究结果表明，主成矿期成矿流体体系温度、压力、盐度和密度均较低，矿化石英脉中流体包裹体的均一温度主要为 150～220℃，盐度主要为 3.5～4.5wt%NaCl，密度主要为 0.75～0.94 g/cm^3，成矿压力主要为 12～20MPa，成矿深度主要为 1.2～2.0km。

d. 氢、氧同位素 $\delta O‰_{石英}$为+10.5~+15.19，$\delta O‰_{水}$为-0.74～+7.7，$\delta D‰_{水}$为-78.25～-132.64，显示水为多来源且以天水为主；50 个硫同位素分析结果显示 δS‰为+10.05～-33.6，极差 43.65；其中 32%的数据接近 0 值（近一半为早期粗粒黄铁矿），34%的数据为负高值（-10 以下），另有 30%的数据在-2.15～-9.7；说明热液中大部分硫来源于天水中的生物硫，少部分来源于岩浆硫。

e. 矿石中脉石矿物组合主要为玉髓状石英、绢云母、碳酸盐，矿石矿物主要为黄铁矿、白铁矿、辉锑矿、辰砂、雄黄等，为典型的低温矿物组合。

f. 矿石结构主要为碎裂结构、胶状结构、草莓状结构等，矿石构造为角砾状构造、网脉状构造、晶洞状构造、蜂窝状构造等，显示低温热液组构特点。

因此，我们认为浅成低温热液作用为乌拉嘎金矿的主要成矿作用，以热液角砾岩出现为特征，形成了大量硅化角砾状矿石及相应的围岩蚀变。

2、塔南勘查区

塔南勘查区位于乌拉嘎金矿区太平沟隆起以南和乌拉嘎断陷构造分界处附近，经探槽揭露，沿太平沟隆起和乌拉嘎断陷构造分界处，发育一近 EW 的构造蚀变矿化带（图 3－18），南倾，倾角 35°～65°，目前控制长度超过 300m，宽 40～60m，破碎带内既有中生代花岗质岩石破碎的产物，又有元古代变质岩破碎形成的构造岩。在塔南断裂（构造蚀变带）内，经探槽刻槽取样结果显示，在 44 线探槽内，最强金矿化段近 7m 厚，在 38 线探槽内，最强金矿化段近 4m 厚。其中的构造破碎角砾主要为花岗斑岩和片岩，胶结物主要为热液作用形成的硅质和硫化物。矿化就发育在胶结物当中，主要有黄铁矿化、辉锑矿化，其中黄铁矿化又可分为两期，早期呈浸染状，晶形好，粒度大，代表早期糜棱岩

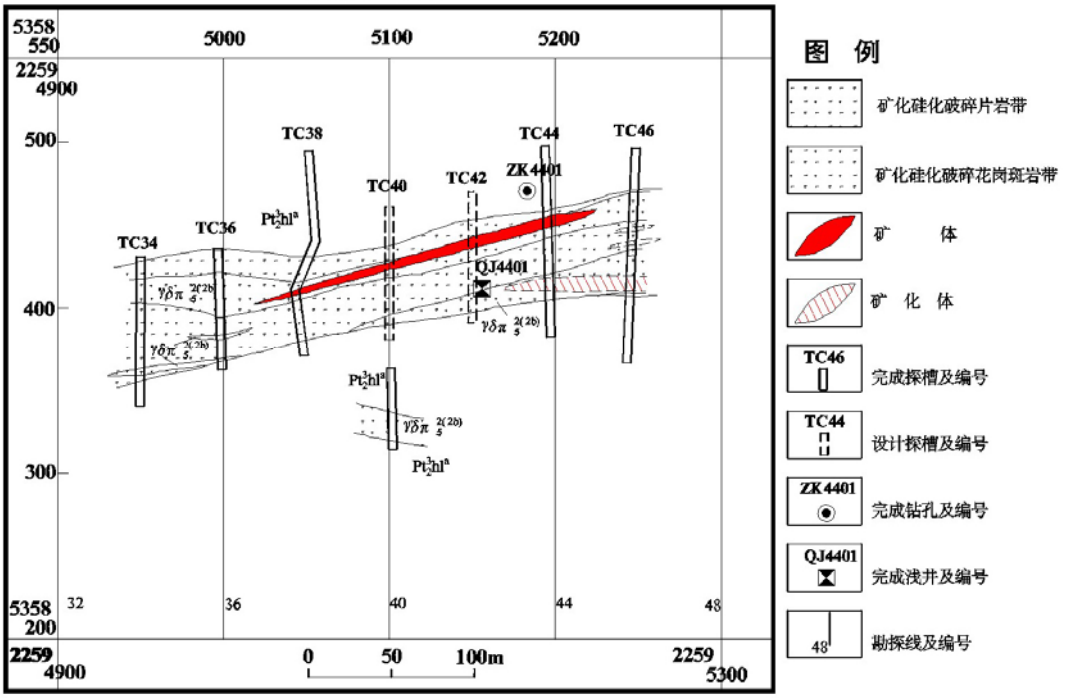


图 3－18　塔南勘查区工程部署图及见矿效果图

化成矿期；晚期呈细脉状，晶形差，粒度小，代表了后期热液主成矿期。大部分黄铁矿氧化成褐铁矿，部分辉锑矿氧化为锑华（图版Ⅰ-3）；蚀变主要为硅化、碳酸盐化和泥化，硅化较强，表现为强烈交代而成的硅质蚀变岩和充填而成的石英细脉，局部见有石英脉。

流体包裹体研究结果表明：成矿流体体系温度、盐度、密度和压力均较低，矿化石英脉中流体包裹体的均一温度主要集中在 160～165℃范围内；盐度介于 4.17～6.14wt%NaCl 之间，众值为 4.6～4.8wt%NaCl；密度主要为 0.93～0.94g/cm^3，成矿压力主要为 13～16MPa，成矿深度主要为 1.3～1.6km。根据构造矿化蚀变带中的矿化特点和物理化学条件初步推断，其成因类型和乌拉嘎老采坑 1 号脉的成因可类比，也属浅成低温热液型金矿，塔南勘查区具有很好的找矿前景。

二、造山型金矿

（一）研究现状

许多国外学者把那些产于变质地体中，受构造控制的脉型金矿床称为“中成中温热液金矿床（Mesothermal gold deposits）”，Lindgren(1933年)主要根据其形成深度将热液金矿床分为浅成低温型、中深中温热液型及深成高温热液型，并认为中温热液金矿床的形成深度介于1.2~4.5km范围内，温度为200~300℃。但是近年来金矿勘查和研究取得的资料表明，中温热液金矿床的形成深度远大于Lindgren所提出的形成深度，该类矿床有很宽的成矿深度（2~20km）和温度（150~700℃）范围。事实上，众多研究已经表明该类型金矿床具有相似金属元素组合、成矿流体特征和地球动力学背景，而且在时空上均与挤压增生构造环境有关（Groves et al., 1993，1998，2000；Kerrich et al., 1990, 1993, 1994, 2001；Goldfarb et al., 1998，2001；Witt et al., 1998）,矿床形成于会聚板块边缘的增生体和碰撞造山带的挤压和转换挤压变形环境中，具有很宽的成矿深度范围（2～20km）。Groves等（1998）根据长期积累的资料，认为应

着眼于其形成的构造背景和成矿作用而给以分类命名，建议称作“造山型金矿床（Orogenic gold deposits）”。张德全等（2001）将其定义为与造山作用有关，主要受构造控制的金矿床。

目前，造山型金矿床（Orogenic gold deposits）系指产于区域上各个时代变质地体中、在时间和空间上与增生构造有关的脉型金矿床系列，矿床形成于增生（accretionary）或碰撞（collisional）造山带的汇聚板块边界上的挤压和扭压作用过程中。该概念涵盖了以往的脉型金矿、中温或中深金矿、前寒武纪金矿、浊积岩中的脉型金矿、板岩带中的脉型金矿、绿岩带中的金矿和剪切带中的金矿等。该类金矿也被称之为脉型金矿，包括网脉、矿化围岩和剪切带中的矿脉。就已发现的金矿来看，该类矿床是重要的金矿类型，在全球金矿资源方面占有重要位置，包括相当一部分特大和超大型金矿床均属该类型（Hodgson et al., 1993；Sillitoe，1993）。

造山型金矿床形成于自地表向下 2~3km 至 15~20km 的不同深度，并呈现从浅部的 Hg、Hg-Sb(辰砂、辉锑矿)，向下依次为 Au-Sb(浅成相)、Au-As-Te(中成相)和 Au-As(深成相)的组分分带。其分类依据是首先注重成矿的区域构造背景（以板块构造理论为基础）、其次是矿区构造和矿床特征。同时，Groves 等（1998）还延用了 Lingren（1933）的浅成（epi）、中成（meso）、深成（hypo）深度分类方案，将造山型金矿床划分成三个亚型：即浅成（epizonal, <6km, 150~300℃）、中成（mesozonal,6~12km,300~475℃）和深成（hypozonal, >12km, >475℃）。

造山型金矿床的形成明显受构造控制。Fyfe等提出了金矿受汇聚构造边缘控制的认识，Groves 和Kerrich 认为金矿床主要与一些区域性的超壳断裂有关，或产于其中、或受其旁侧的次级断裂控制，而这些区域性断裂往往是不同构造单元的边界。从容矿构造的变形性质看，产于次绿片岩相中的矿体受脆性断裂控制，绿片岩相变质岩中的金矿受脆—韧性断裂控制，角闪岩相和低麻粒

岩相中的矿体主要受韧性断裂层的控制。体现出由浅部到深部成矿的特点。

造山带型金矿床提出后便引起了国内外地质学家的普遍重视，并在国内典型造山带金矿床研究中取得了重要进展（陈衍景等，1999；孙丰月等，2000；毛景文，2001；张德全，2001；毛景文，2002）。丰富了造山型金矿理论，拓宽了找矿事业和找矿思路。

（二）十三公里勘查区

经研究认为，十三公里金矿化点类型应为造山型金矿。十三公里勘查区位于乌拉嘎金矿北东方向，柳树河隐伏断裂的西侧。构造线方向主要为北东和北西向，由于花岗闪长斑岩和花岗斑岩脉的侵入影响，片岩较破碎，常见石英细脉贯入。金矿化主要分布于岩体的内外接触带附近，经探槽、浅井揭露，见多处金矿化石英脉，但矿化石英脉沿走向延伸不稳定。

流体包裹体研究结果表明：包裹体均一温度主要集中240～300℃范围内，且具有正态分布的特点；成矿流体的盐度主要为4～5wt%NaCl，密度主要为0.8～0.85g/cm^3；成矿压力主要为70～75Mpa；成矿深度主要为6.5～7.0km。根据该矿点的矿床地质特征以及流体包裹体测试结果，其成因类型应为造山型金矿的中成金矿。

三、成矿系列

乌拉嘎矿区及其外围的金矿床类型组成一金矿成矿系列，该成矿系列主要由低硫化型浅成低温热液金矿和造山型金矿组成。造山型金矿主要形成于燕山早期挤压环境，到燕山晚期拉张构造环境下则形成浅成低温热液金矿。

中生代以来，乌拉嘎金矿处于滨太平洋大陆活动边缘，随着全球超大陆Pangea(200~180Ma)的形成，板块的裂解、增生、俯冲、削减、走滑、碰撞等一系列地质作用，形成一系列矿床和矿床组合。燕山期造山作用（挤压、伸展），受剪切挤压作用的影响，形成 NNE 向乌拉嘎压扭性断裂，乌拉嘎断裂与古老的 EW 向断裂交汇处侵入了花岗斑岩体。在这一挤压背景下，形成了十三公

里勘查区石英脉型金矿，燕山晚期乌拉嘎断裂的持续活动，其次级 NWW、NNW 及 NE 向断裂为含矿热液的运移通道和沉淀场所，其中以 NWW 向张性断裂为主控矿断裂。离热源较远的大气水沿裂隙下渗，与上升的热流体相遇构成循环的热流系统。上升过程中萃取了元古界黑龙江群的成矿物质，在浅部压力降低，导致热液沸腾，大量气体被释放，流体成分发生改变，pH 值和 Eh 值也相应发生变化，载金络合物变得不稳定发生分离，随着温度降低，金、白铁矿和烟灰状、草莓状黄铁矿、冰长石、玉髓状石英等低温矿物沉淀,形成了乌拉嘎金矿、塔南勘查区低硫化型浅成低温热液金矿床。乌拉嘎金矿床的成因类型属于低硫化型浅成低温热液金矿床，就决定了乌拉嘎金矿找矿方向是沿构造找矿而非单纯沿岩体找矿。因为团结沟斑岩体并非成矿母岩，而是利于成矿的围岩，因此，在该区的找矿评价工作中，既要考虑燕山晚期斑岩体的控矿作用，又要重视构造破碎带的控矿意义。矿体主要受 NWW 向张性断裂构造控制，找矿的重点方向应该是沿控矿断裂构造进行，而不应局限于斑岩体内。

由于浅成低温热液型金矿形成深度浅，经风化剥蚀，不易保存，因此寻找该类型金矿应主要在中生代火山岩盆地内。经研究发现，乌拉嘎金矿区及其塔南勘查区较外围十三公里地区剥蚀程度要低，浅成低温热液型金矿保存较好。因此，浅成低温热液金矿的主攻地区是塔南勘查区，该区矿化蚀变破碎带发育，土壤地球化学研究显示，勘查区内存在 EW 向、NE 向两条构造带和 NW 向斑岩体，矿化石英脉流体包裹体研究认为，其成因类型同属于低硫化型浅成低温金矿床，加强本区构造的研究，对浅成低温热液型金矿找矿突破，有重大意义。柳树河测区内存在大面积火山岩，且化探异常还显示一北东走向的串株状 Hg、Sb、As 组合异常，也具有重大的寻找浅成低温热液型矿化的潜力。而十三公里勘查区出露大面积燕山期花岗斑岩，剥蚀比较严重，不具有寻找浅成低温热液金矿的可能。

第四章　矿化富集规律与成矿远景评价

第一节　矿化富集规律

一、地层控矿规律

乌拉嘎矿区出露的地层有：中元古界黑龙江群变质变形岩层，中生界下白垩统宁远村组火山岩层，淘淇河组砂砾岩层，上白垩统松木河组中酸性火山碎屑沉积岩层，而赋矿地层为黑龙江群变质变形岩层。

测试表明，黑龙江群的区域变质岩中金丰度值为 2.5×10^{-9}~5×10^{-9}（刘静兰，1988），矿区外围这套韧性变形岩石中金的丰度值为 19.5×10^{-9}（沈阳地矿所，1988），矿区内强韧性变形带金丰度值均在 50×10^{-9} 之上，距岩体与片岩接触带的 20~30 米范围内，金丰度值可达 2×10^{-6}~5×10^{-6}（杨天奇等，1994）。黑龙江群这套强韧性变形岩石具有高的金含量（14 个靡棱片岩样品平均含金量 28.8×10^{-9}），可能在早期韧性变形过程中发生过一次区域性的金的富集作用，促使金活化、富集。经过多期构造作用的改造，这套岩石形变、破碎强烈，使金进一步富集，在火山活动前已形成良好的矿源层，为后期成矿提供矿质来源。晚期热液成矿过程中，很可能萃取了其中部分矿质。

二、岩浆岩控矿规律

本区成矿作用主要受控于燕山期岩浆活动。矿区内斜长花岗斑岩岩体性脆，在构造应力及岩浆热动力作用下，岩体中发生了不同程度多期破碎，岩体与片岩的接触带内，斑岩破碎尤为强烈，成为矿区内最有利的容矿围岩。

对于热液矿床，岩浆岩成分、产状、规模、形态、侵位方式和岩浆物理化学性质等与成矿有一定关系。成矿物质既可来自岩浆，亦可来自围岩。一些小侵入体常与成矿关系密切，这些小侵入体实际上是深部隐伏大岩体的突出部位，它们在浅成和近地表条件下，易形成浅成低温热液矿床，特别是中偏酸性

岩浆岩对成矿最为有利。

岩浆岩的另一个重要作用是为成矿提供热源条件。深部异常热源（岩浆）的存在是形成热液矿床的重要条件。岩浆热源既能为含矿热液的运移提供热动力，又能为成矿所需要的物理化学过程提供温度条件；这一点在热液矿床成矿中尤为重要。团结沟斑岩体作为葡萄沟岩体南缘的分支小岩体，以超浅成状态产出。岩浆侵入后，由于上覆压力小，岩浆（期后）热液的上侵造成岩体上部和边部的隐爆，形成环形隐爆角砾岩带，并完成第一期矿化，岩浆热液提供成矿热液及部分矿质。在乌拉嘎深断裂的持续活动下，岩体和围岩中形成一系列不同方向的断裂构造，在深部岩浆源驱动下，下渗大气水和上升热流体构成循环热流体系，由于浅部压力降低，气体释放，导致物化条件改变，引起大规模成矿作用，金等物质沉淀成矿。

总之，早期出露于矿区的岩体是容矿的有利围岩；晚期深部岩浆源主要为成矿提供热动力。

三、构造控矿规律

大地构造背景是矿床形成最根本的控制因素，它决定了成矿物质来源、深度、元素种类、成矿类型及矿床时空分布等。120～100Ma 为中国东部动力学背景由挤压向拉张的重要转型期，挤压的动力学背景有利于造山型金矿的形成，而挤压向拉张或拉张的动力学背景有利于浅成低温热液矿床的形成。乌拉嘎金矿正是在挤压向拉张转换的动力学背景下形成的。

1．金矿床的构造控矿样式

从乌拉嘎金矿区的矿区平面构造样式图（图 4－1）可以看出，整个乌拉嘎矿区及其外围,存在明显的差异性抬升，乌拉嘎断裂以西的乌拉嘎断陷在中生代整体沉降，乌拉嘎断陷以东地区相对抬升。但是，整体相对抬升的乌拉嘎断裂以东地区又存在明显的差异性抬升。

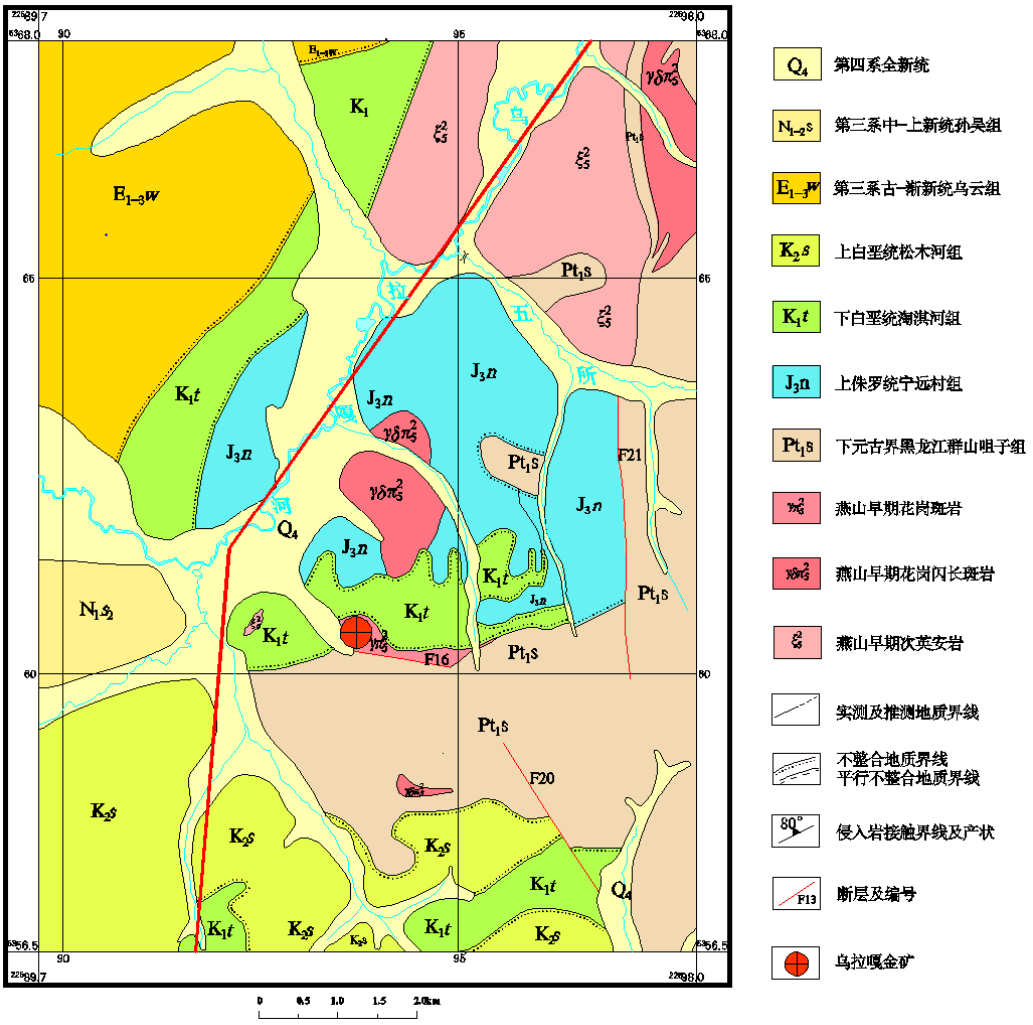


图 4－1 乌拉嘎金矿矿区平面构造样式简图

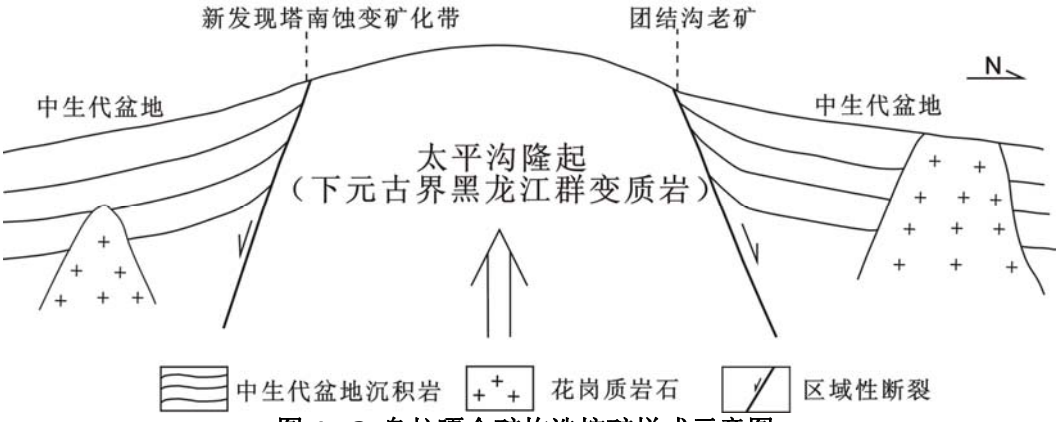


图 4－2 乌拉嘎金矿构造控矿样式示意图

东侧的乌拉嘎金矿位于佳木斯地块北段的太平沟隆起与乌拉嘎断陷(中生代盆地）交界处。在矿区范围内，团结沟岩体南侧的黑龙江群云母钠长片岩、斜长云母石英片岩大面积出露,代表太平沟隆起部分,西部以乌拉嘎断裂为界，其北边即为团结沟岩体及其内的东西矿体,更北边则是中生代断陷盆地内发育的淘淇河组砂砾岩、含砾砂岩、粗砂岩，代表乌拉嘎北断陷内的地层，黑龙江群片岩（太平沟隆起）的南边塔南地区也为淘淇河组砂砾岩、含砾砂岩、粗砂岩，属于乌拉嘎南断陷内的地层。

因此，整个矿区的构造格架如图 4－2 所示，中间太平沟隆起向上抬升，南北两侧断陷（中生代盆地）向下沉降，形成南、北断陷盆地。

在中间太平沟隆起的北缘，发育断裂构造，控制了乌拉嘎北断陷盆地的形成。同时，该断裂构造作为太平沟隆起和乌拉嘎北断陷的分界构造，其内次级缓倾的张性断裂构造控制了团结沟岩体及团结沟金矿的形成与产出。

太平沟隆起南缘（塔南地区）与乌拉嘎南断陷的分界构造，已被探槽和浅井揭露，即塔南蚀变矿化带，其性质应和北缘断裂性质类似，其控岩控矿作用应和北缘断裂构造类似，所以，推测其具有重要的找矿潜力。

2、区域构造控矿规律

区域性控矿构造既是决定该区域地质构造基本格局的根本因素之一,也是导致各类有关成矿物质大规模分异和富集,形成大型、超大型矿床的基本条件，同时控制区域成矿区和成矿带的形成和分布。斜贯本区的 NNE 向乌拉嘎深断裂，从卫星照片和区域地质图上看，其东北端延至俄罗斯境内，而南西端延至萝北地区。此断裂控制了区域燕山期侵入体和火山岩的形成和展布。对于本区而言，燕山期乌拉嘎断裂的强烈持续活动造成古老的 EW 向断裂的复活，并在二断裂交汇部位造成葡萄沟-团结沟浅成-超浅成中酸性岩体的侵入及大规模的浅成低温热液金成矿作用。

3、张性构造局部引张部位控矿规律

已经接近开采尾声的团结沟矿区，其金矿体和赋矿的花岗斑岩均受张性

构造的局部拉张部位控制，矿体群主要是发育在受张性断裂构造控制的花岗斑岩脉的产状变陡部位，赋矿部位花岗斑岩的厚度也明显变大，显示出局部引张部位控岩控矿规律（图 4－3）。因此，沿该张性构造倾向上的下一产状变陡部位即局部引张部位有可能成矿。

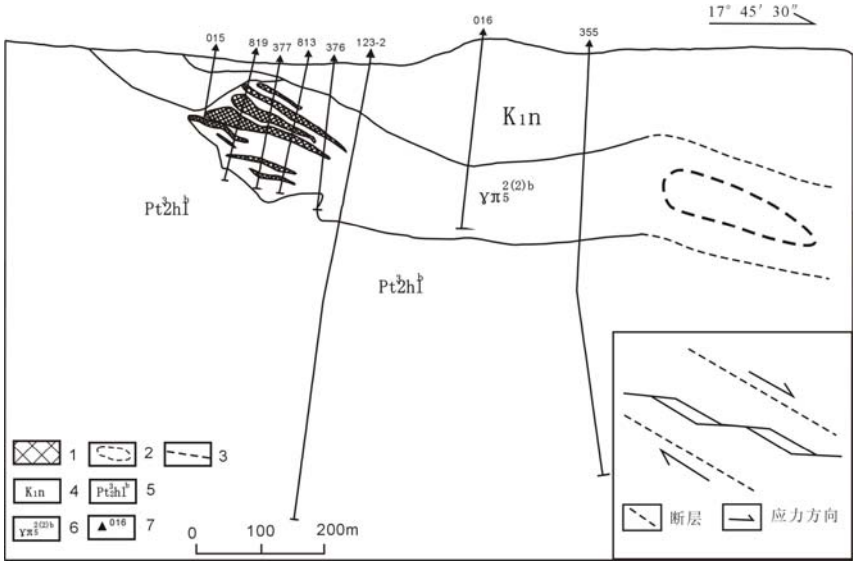


图 4－3 乌拉嘎金矿 123 线勘探线剖面图及应力分解示意图

（据孙丰月[①]，2006 修改）

1.矿体； 2. 预测矿体； 3.推测地质界线 4. 早白垩系火山碎屑岩;

5. 黑龙江群下亚群结晶片岩; 6.斜长花岗斑岩；7. 钻孔位置及编号

4、构造交汇部位控矿规律

塔南测区内探槽和浅井揭露到的构造蚀变带明显存在交汇部位控矿规律（图 4－4），塔南 QJ4401 浅井和 TC44 均揭露到了 2 条近东西走向的，由花岗斑岩破碎形成的矿化蚀变带，南带宽约 10m，北带宽约 15m，中间为由片岩破碎形成的破碎带，三者构成了一完整的构造蚀变带，整个构造破碎带宽 60m，倾向南，倾角 35～65°。该构造带内的北花岗斑岩蚀变矿化带在地表已发现厚 7m 较强的金矿化地段，显示出很好的找矿潜力。

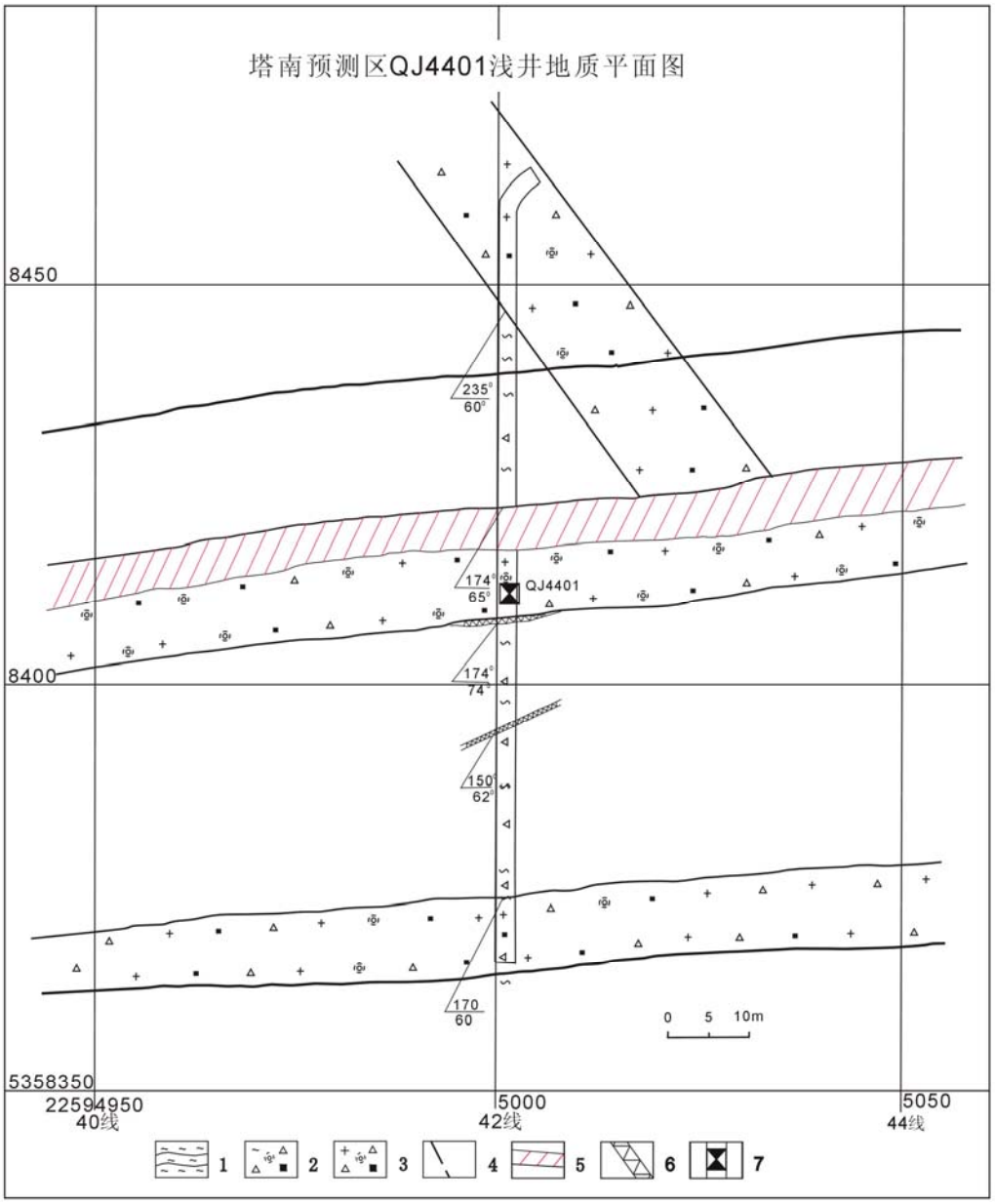


图 4－4 塔南勘查区 QJ4401 浅井 296m 标高平面地质图

1.片岩；2.黄铁矿化硅化破碎片岩带；3.黄铁矿化硅化破碎花岗斑岩带；
4.断裂构造；5.矿化体；6.石英脉；7.浅井与穿脉

值得注意的是，在浅井内北穿脉还揭露到一北西走向破碎花岗斑岩带，厚超过 10m，倾向南西，倾角 60°左右，该花岗斑岩破碎带向南和近东西向构造破碎带内的北花岗斑岩破碎带交汇，交汇线向西侧伏。在交汇线浅部（44 线探槽内），目前已经揭露到厚 7m 的强矿化地段，推测该交汇部位应是重要的

控矿部位，故该测区深部找矿应考虑东西向、北西向构造交汇对矿体的形成及矿化体侧伏的控制。

四、矿体的侧伏斜列规律

从目前东矿区东部剥蚀区、已开采完的东矿区、正在开采的西矿区地质特征及钻孔揭露特征看，1 号矿脉内矿体主要产在斑岩体与黑龙江群靡棱片岩北西西向接触带近斑岩体一侧，矿体具有膨胀收缩现象，浅部受斑岩体内断裂构造和接触带构造（成矿期表现为断裂）控制；深部受岩体内北西西向张性构造控制。矿化范围主要在斑岩体内，也波及到靡棱片岩。1 号矿脉内自东向西发育数个斜列分布的矿体，矿体群及单个矿体均向北西西侧伏。东矿区东部已剥蚀殆尽（显示很高的 Au 次生晕异常）；东、西矿区开采的是斜列分布的两个矿体，大致在 109 线附近为无矿间隔；两矿体均明显向 NWW 向侧伏（图 4－5），侧伏角 7°±。目前西矿区矿体控制到 139 线，矿体最大垂深 350m，延深 450m。依矿体斜列及侧伏规律，我们推测 139 线附近为第二个无矿间隔，向西深部可能出现另一个斜列分布的隐伏矿体（图 4－5）。

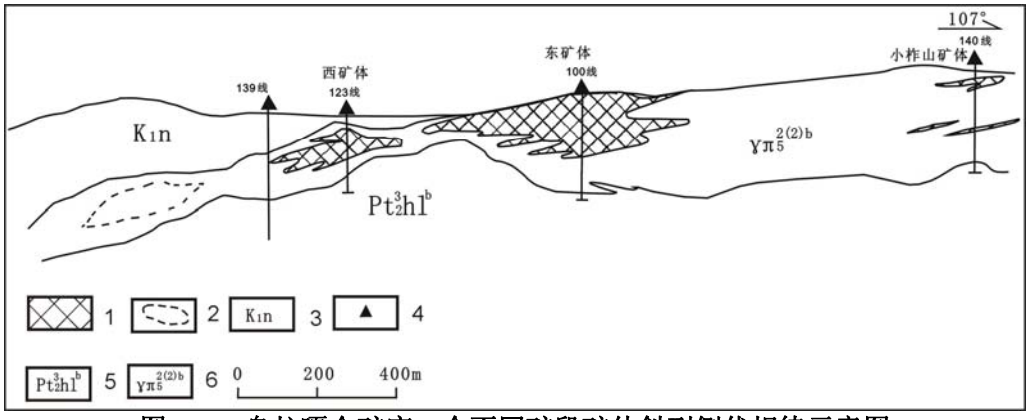


图 4－5 乌拉嘎金矿床 3 个不同矿段矿体斜列侧伏规律示意图

（据孙丰月[1]，2006 修改）

1.矿体； 2. 预测矿体； 3. 早白垩系火山碎屑岩； 4. 钻孔位置;

5. 黑龙江群下亚群结晶片岩； 6.斜长花岗斑岩

[1]孙丰月. 黑龙江省嘉荫县乌拉嘎金矿矿产预测设计, 2006.

五、叠生成矿规律

塔南勘查区构造矿化蚀变带矿化主要发育在胶结物当中，主要有黄铁矿化、辉锑矿化。其中黄铁矿化又可分为两期，早期呈浸染状，晶形好，粒度大，代表早期糜棱岩化成矿期；晚期呈细脉状，晶形差，粒度小，代表了后期热液主成矿期。早期韧性变形过程中，石英被揉皱拉长，并发生弱的矿化作用，形成粒状黄铁矿等硫化物和金的初步富集。后期受构造作用影响，形成破碎带，含矿热液沿裂隙交代早期糜棱岩，形成硅质蚀变岩和充填而成的石英细脉。经过两期成矿作用的叠加，在构造蚀变矿化带中形成浅成低温热液金矿。

第二节　综合找矿模型

综合信息找矿模型是从寻找和发现矿床的角度出发，总结已知矿床的成矿地质条件、找矿标志和综合信息特征，而建立的一种类比模型。综合信息找矿模型的建立，首先是研究矿床的成矿地质条件和控矿因素，其次研究矿床的地球化学和地球物理找矿标志，最后将上述内容有机的关联，建立矿床的综合信息找矿模型。

一、地质找矿标志

1、构造和斑岩体联合控矿

乌拉嘎金矿矿体受断裂构造控制，同时和斑岩体（脉）密切相关，二者联合控矿。乌拉嘎金矿中生代花岗斑岩体是最有利的容矿围岩，东、西采坑内的矿体主体均产于团结沟岩体内，但团结沟斑岩体并非成矿母岩，而是利于成矿的围岩。花岗斑岩是有利成矿围岩的原因是其相对岩体围岩（片岩）来说更容易破碎，在张性断裂构造活动下往往易形成角砾岩带，所以成为了最重要的容矿场所，控制着大部分矿体的分布和产出。

同时，由于乌拉嘎金矿床的成因类型属于低硫化型浅成低温热液金矿床，

找矿的重点方向不应局限于斑岩体内，而应该是沿控矿断裂构造进行。乌拉嘎金矿受断裂构造控制显著，矿区内 NWW 向张性断裂构造是最主要的控矿构造，规模最大的东西矿体均受其控制，塔南的金矿化则主要受近东西向断裂构造控制，实际上，塔南新发现的构造蚀变带内，矿化好的地段往往是在破碎斑岩带中。

2、找矿矿物学标志

乌拉嘎金矿属于低硫化型矿石，据分析确定，80%以上的金赋存在非金属矿物——石英和碳酸岩中，其余赋存在黄铁矿和白铁矿中。载金矿物大量出现于碎裂带就构成矿体。

a.灰黑色玉髓状石英大量出现的强蚀变斜长花岗斑岩可能成为矿石。

b.浅黄色、黄褐色的铁白云石或菱铁矿脉集中出现的碎裂岩可能成为矿石。

c.细粒状黄铁矿和胶状白铁矿大量出现的岩石可能形成矿石。

d.硅化、绢云母化强烈的糜棱岩，其中云母为浅绿色，且有较多的灰黑色玉髓状石英脉存在，有望成为矿石。

e.不同阶段的矿脉叠加，占岩石总体的 70%以上，有望成为富矿石。

f.褐铁矿化、黄钾铁矾是表生作用的产物，可作为找矿的标志。

二、地球物理找矿标志

根据前人资料（表 4－1），本区金矿石 ηs 值最高可达 15%以上，前人早期电法测量一号矿体的膨大部位极化率 ηs＞8%，一号矿体南部、西南部团结沟深部测区范围内 ηs＞8%的地段面积较大，长轴北西西向。花岗斑岩极化率稍高，可达 3%。糜棱片岩较高，一般在 5%以上，但如含石墨则往往大于 10%，因区内分布有大面积的元古代片岩，且其中常含有石墨，因此，高极化异常是由石墨化引起，并不能作为金矿化存在的标志。凝灰岩很低，一般小于 1%，且很稳定。结合地质因素分析，乌拉嘎金矿的矿化发育在受断裂构造控制的斜长花岗斑岩内，该岩体具低的极化率，但含矿蚀变破碎带具有相对高的极化率，

表 4－1 矿区内各类岩石电参数统计表

电参数 / 岩石名称	极化率η（%）			电阻率ρ（Ωm）			备注
	块数	变化范围	平均值	块数	变化范围	平均值	
金矿区	7	26~41	30.8				富含黄铁矿
	7	10.2~23.2	16.1	6	11.7~55.3	36	72年冬5块
花岗斑岩	21	1.2~4.7	2.9	14	12~180	55	
片岩	22	2~12	5.4	22	51~786	292	垂直层理
		2~34	9.4				平行层理
	3	24.6~96.4	41				黄铁矿化石墨化
凝灰岩	27	0.22~2.6	0.84	24	6~180	44	
凝灰角砾岩	17	0.6~9.6	2.3	17	9~200	54	

据黑龙江冶金地质勘探公司 704 队（1975）

引起 ηs 高的原因主要与黄铁矿化程度有关，结晶片岩 ηs 高是由石墨化所致，因此金矿体显示的是中高极化的特征。根据本次对 42 块物性标本的测量结果，各类岩（矿）石电参数特征和前人统计数据接近（表 4－2）。

表 4-2 乌拉嘎地区岩（矿）石电参数统计表

产地	编号	岩性	规格	一次场	极化率	电流 mA	电阻率 Ω·m
塔南	B1	褐铁矿化片岩碎裂岩	10*7*6	115.8	0.3	0.095	51
塔南	B2	褐铁矿化糜棱岩化碎裂花岗岩	20*10*5	90.55	1.2	0.02	453
塔南	B3	褐铁矿化片岩碎裂岩	10*7*5	54.2	0.96	0.02	95
塔南	B4	褐铁矿化片岩碎裂岩	10*5*5	100.35	0.22	0.02	125
塔南	B7	片岩	25*15*5	35.2	0.48	0.074	89
塔南	B8	细脉状褐铁矿化片岩	10*10*15	158.99	0.9	0.183	130
塔南	B9	细脉状褐铁矿化片岩	5*5*10	119.5	0.43	0.078	38
塔南	B12	云母片岩	20*10*4	41.02	0.47	0.035	94
塔南	B13	褐铁矿化云母片岩碎裂岩	20*10*10	66.3	0.15	0.069	192
塔南	B14	褐铁矿化强硅化云母片岩	10*10*5	229.54	0.52	0.07	164
塔南	B5	花岗岩	20*10*12	76.93	0.51	0.04	462
塔南	B10	褐铁矿化硅化花岗斑岩	20*15*5	160.77	0.27	0.075	322
塔南	B11	浸染状细脉状硅化花岗斑岩	5*5*5	77.1	0.5	0.054	18
塔南	B15	褐铁矿化碎裂花岗斑岩	10*5*5	75.2	0.44	0.061	31
塔南	B31	塔南矿化脉岩(花岗岩)44 线	15*10*5	116.5	0.25	0.095	92
				98.26	0.93	0.095	78
塔南	B16	褐铁矿石英脉	10*5*5	209.74	0.2	0.066	79
塔南	B6	褐铁矿化石英脉	25*15*10	327.8	0.6	0.009	13658
塔南	B32	塔南辉锑矿脉 44 线	12*8*7	28.12	0.25	0.031	61

续表 4-2

柳树	B18	硅质胶结花岗角砾岩	15*10*10	83.46	0.31	0.075	167
柳树	B24	硅质胶结花岗质角砾岩	10*8*6	155.32	0.5	0.02	373
柳树	B25	脉状黄铁矿硅化花岗岩	10*6*4	102	0.41	0.02	122
柳树	B27	褐铁矿化碎裂花岗斑岩	10*5*3	83.39	0.52	0.04	31
柳树	B29	花岗质碎裂岩	8*6*4	106	0.43	0.06	34
柳树	B30	褐铁矿化花岗斑岩碎裂岩	5*4*3	227.45	0.2	0.072	19
柳树	B19	云母片岩	15*5*3	108.21	1.13	0.08	30
				58.03	2.3	0.08	16
柳树	B20	褐铁矿化云母片岩碎裂岩	10*5*5	120.99	0.12	0.078	39
柳树	B21	褐铁矿化云母片岩碎裂岩	5*5*3	195.15	0.29	0.074	21
柳树	B22	云母片岩	5*4*1	32	3	0.04	2
柳树	B23	流纹岩	10*10*5	42	0.34	0.04	53
柳树	B26	流纹岩	15*8*6	81.55	0.28	0.02	294
柳树	B28	流纹岩	10*10*8	147.9	0.36	0.08	148
西坑	B33	硅化片岩	15*8*8	98.21	1.93	0.074	127
				32	3	0.074	42
西坑	B34	花岗斑岩有脉状硫化物	8*4*4	1.49	3.12	0.064	0.3
西坑	B35	花岗斑岩有硫化物脉	10*5*3	1.67	13.3	0.03	0.8
西坑	B36	明金矿石(片岩)	10*10*8	32.01	1.42	0.074	35
西坑	B37	花岗斑岩浸染状矿化	5*5*3	146.38	0.27	0.073	15
西坑	B38	花岗斑岩浸染状矿化	5*5*3	222.99	0.19	0.071	24
西坑	B39	含矿花岗角砾岩	10*8*5	75.82	0.29	0.076	40
				93	0.27		49
西坑	B40	含硫化物片岩碎裂岩	20*16*10	102.9	2.54	0.078	422
				56.5	2.34	0.09	200
西坑	B41	含辉锑矿细脉花岗斑岩	15*15*10	219.2	1.29	0.104	474
西坑	B42	矿石片岩碎裂岩	15*10*8	134	2.1	0.09	179
西坑	B43	矿石片岩碎裂岩	10*10*10	151	0.49	0.048	315
西坑	B17	花岗质角砾岩沿裂隙矿化硅化	30*15*10	156.48	0.36	0.077	914

从电阻率看，本区大部分岩石电阻率较低，但根据本次物性测量结果显示（表 4—2），由于老矿区周边和外围矿石往往硅化较强，而且金矿体赋存于花岗质岩石中，所以矿石或硅化岩石一般仍显示较高的电阻率异常，如塔南地区新发现的构造蚀变矿化带，即表现为较高的电阻率异常，主要由硅化破碎花岗斑岩脉引起，因此推测，塔南地区其它高电阻率异常可能是深部隐伏岩体的反映。

三、地球化学找矿标志

根据矿区地球化学背景参数可以看出（表 4-3），本区岩石具有不同的地球化学特征。片岩的 Au、Ag 含量与地壳克拉克值相近，Hg、Cu、Zn 明显低于克拉克值，As、Sb、Bi、Pb 高于克拉克值。Au 具有较大的标准离差和变化系数，表明金分布不均匀。斜长花岗斑岩中 Au、As、Bi、Pb 的丰度高于克拉克值，Ag、Sb、Hg、Cu、Zn 低于克拉克值。Cu、As、Au 具有较大的变化系数。英安岩的 Au、As、Sb、Bi、Hg、Pb 含量高于克拉克值，Ag、Cu、Zn 的丰度低于克拉克值。

表 4-3　矿区地球化学背景参数表一览表

岩性	参数	Au	Ag	As	Sb	Bi	Hg	Cu	Pb
片岩	平均值	3.7	70	30	1.2	0.6	0.03	35	21
	标准离差	4.4	20	14	0.9	0.2	0.01	7.2	7.2
	变化系数（%）	118.9	28.6	46.7	75	33.3	33.3	21.2	34.3
	浓度克拉克值	1.06	0.88	13.6	2	139.5	0.33	0.56	1.75
	背景上限	132.5	110	58	3	1	0.05	49.8	35.4
英安岩	平均值	18.5	40	17	1.6	0.24	0.95	36	13
	标准离差	11	10	5.2	0.7	0.06	0.44	7.1	3.4
	变化系数（%）	59.5	25	30.6	43.8	25	46.3	19.7	26.2
	浓度克拉克值	5.29	0.5	7.73	2.67	55.8	10.6	0.57	1.08
	背景上限	40.5	60	27.4	3	0.36	1.83	50.2	19.8
凝灰质砂砾岩	平均值	5.5	40	28	0.8	0.75	0.05	28	8
	标准离差	6.2	10	20	0.5	0.3	0.02	7.8	3
	变化系数（%）	112.7	25	71.4	62.5	266.7	40	27.9	37.5
	浓度克拉克值	1.57	0.5	12.7	1.33	174.4	0.56	0.44	0.67
	背景上限	17.9	60	68	1.8	1.35	0.09	43.6	14
矿区背景值		9.97	53.3	19.7	1.1	0.35	0.35	31.3	17.3
地壳克拉克值（黎彤1984）		3.5	80	2.2	0.6	0.0043	0.09	63	12

单位：Au×10^{-9}；其它元素×10^{-6}　　（据魏仪方，1996）

依据乌拉嘎金矿采得的 15 件原生晕样品 11 个元素相关分析，浅部地段 60 米标高，Au 与 Hg、Sb、Ag、As 呈正相关关系，其中 Au 与 Hg 显著正相关，与 Pb、Cu、Bi 为一般的正相关，与 Co、Ni 呈负相关。表明主成矿期元素组

合为 Au、Ag、As、Sb 和 Hg，可作为直接指示元素；由于 As、Sb、Hg 晕的规模较大，因此，可以作为远程指示元素组合（表 4-4）。根据钻孔取得的 62 件样品相关性分析，深部地段 31.80～－101.05 米标高，Au 仅与 As 相关密切，与 Co、Ni 相关性增大，为一般的正相关，与 Pb、Mo、Bi 呈一般的正相关，与 Ag 呈弱的负相关（表 4-5）。据东方地球物理公司研究，乌拉嘎金矿原生晕分带特征是：垂向分带序列为：（上）Hg—As—Sb—Au—Ag—Mo—W—Sn—Bi（下），因此，前缘指示元素是 Hg、As、Sb，而尾部元素是 Mo、W、Sn、Bi。

表 4-4 浅部样品元素相关系数矩阵

元素	Au	Sb	Bi	Hg	Cu	Pb	Zn	Co	Ni	Ag	As
Au	1										
Sb	0.564	1									
Bi	0.037	-0.009	1								
Hg	0.579	0.657	-0.094	1							
Cu	0.196	0.148	0.528	-0.043	1						
Pb	0.409	0.271	0.840	0.193	0.367	1					
Zn	0.011	-0.142	0.410	-0.225	-0.131	0.477	1				
Co	-0.152	-0.065	-0.169	-0.131	-0.200	-0.109	0.683	1			
Ni	-0.196	0.194	-0.006	0.065	0.187	0.090	-0.012	0.347	1.000		
Ag	0.473	0.242	0.550	0.179	0.388	0.770	0.237	-0.317	-0.179	1	
As	0.424	0.513	-0.177	0.558	-0.088	0.184	-0.134	-0.233	-0.056	0.535	1

表 4-5 钻孔样品元素相关系数矩阵

	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	Co	Ni	Mo	As	Sb	Bi
Au	1.000										
Ag	-0.020	1.000									
Cu	-0.281	0.564	1.000								
Pb	0.391	-0.323	-0.370	1.000							
Zn	-0.123	-0.012	0.074	-0.078	1.000						
Co	0.380	-0.068	-0.096	0.308	0.619	1.000					
Ni	0.234	-0.151	-0.149	0.130	0.727	0.894	1.000				
Mo	0.302	0.194	0.045	0.162	0.039	0.214	0.158	1.000			
As	0.561	-0.277	-0.288	0.397	0.267	0.693	0.658	0.171	1.000		
Sb	-0.060	0.276	0.182	-0.161	-0.129	-0.107	-0.099	0.021	-0.136	1.000	
Bi	0.048	0.092	-0.009	-0.248	-0.233	-0.253	-0.240	-0.052	-0.017	0.239	1.000

成矿成晕元素的分布特征无不受控矿因素的制约，相反，控矿地质条件也势必从成矿成晕元素的分布上及元素组合的变化上有所反应。矿化地质特征也对应矿化的元素组合特征。结合原生晕特征的讨论，以及矿田构造综合研究表明，东西和北西方向构造及破碎带与成矿成晕元素的空间展布特征十分吻合，是控晕控矿的主要地质因素。乌拉嘎金矿主成矿期元素组合为 Au、As、Sb、Hg，可以作为直接指示元素。

塔南地区次生晕测量结果显示，寻找金矿的有利异常往往是 Au、As、Sb、Hg 组合异常，单纯的 Au 异常往往找矿效果不佳。塔南地区存在着面积较大（0～80 线）的 As、Sb、Hg 异常组合，大致呈近东西向展布（图 4-6），显示浅部前缘晕（头晕）元素异常特点，经探槽和浅井工程验证已揭露到一宽 40～60m 的构造蚀变矿化带，最强矿化段厚 7m（图 3-18）。但在该区 Au 异常主要

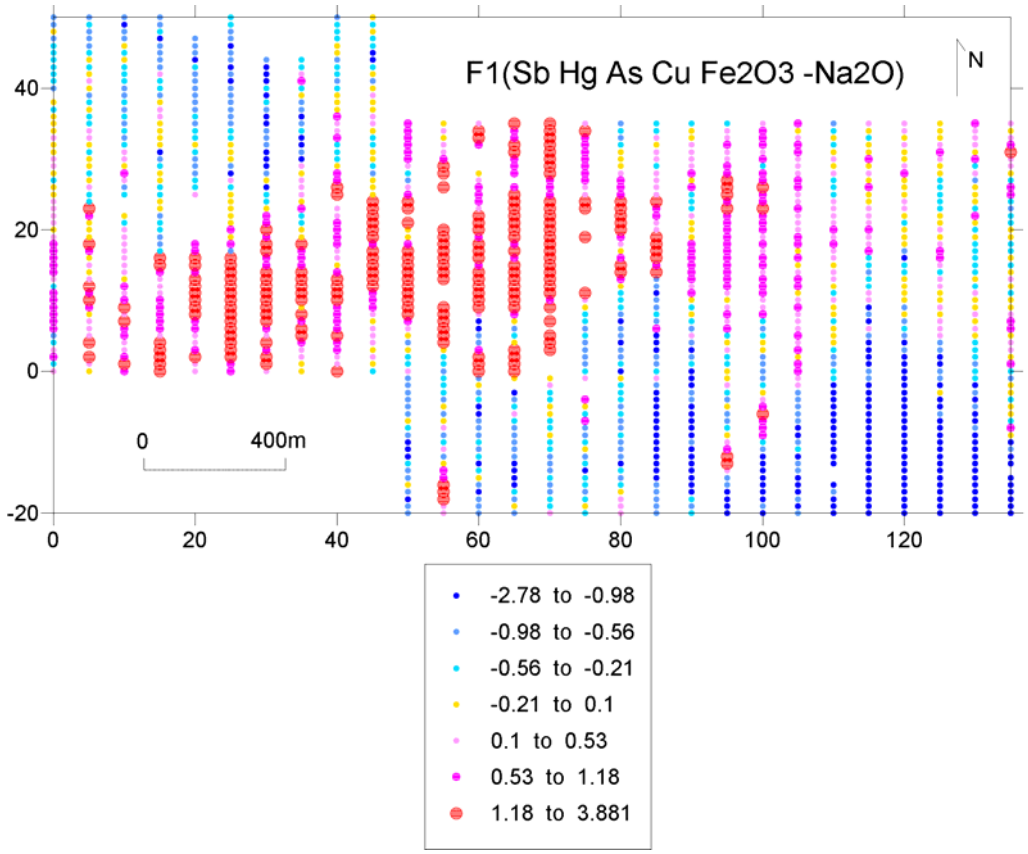


图 4-6　塔南勘查区 F1 因子得分图

出现在测区北西部花岗斑岩脉（0～28 线）附近，经 24 线探槽揭露并没有金矿化显示。

四、综合信息找矿模型

通过对矿床控矿因素的综合分析，矿床成矿模式讨论，以及矿床地球物理找矿标志、地球化学找矿标志的研究，总结乌拉嘎金矿矿床的综合找矿模型如下：

1、地质模型

成矿有利地段是乌拉嘎中生代断陷盆地两侧的断裂及其与次一级构造交汇处的几公里范围内。北北东向的深断裂和次一级构造控制了岩体的分布和矿体的产出。产于次火山岩与结晶片岩内接触带中的构造蚀变角砾岩带是矿体的主要赋存部位。围岩热液蚀变强烈，主要有硅化、黄铁矿化、绢云母化和碳酸盐化，这些均可作为找矿标志。

2、地球物理模型

激电测量具有 ηs 值高异常，ρs 值高异常的位置指示矿体存在。片岩中的含金硅化带 ρs 值较高，ηs 值不高，但是由于本区元古代片岩中常含有石墨，显示高极化异常；判别矿化时要区别对待；斜长花岗斑岩的 ηs 为 3%左右；黄铁矿化引起矿体 ηs 高，最高达 15%，同时 ρs 值也较高。因此高阻中高极化异常为矿体的主要电性特征，而片岩区的高极化是由石墨引起，不能作为金矿化存在的标志。

3、地球化学模型

对矿床原生晕、次生晕的研究表明，矿床上部元素组合为 Au、As、Sb、Hg，因此可用次生晕异常寻找原生矿，乌拉嘎金矿的各测区化探找矿标志为 As、Sb、Hg 组合异常。

第三节　成矿远景评价

孙丰月等（2007）在综合乌拉嘎地区的地质、地球物理和地球化学资料，

研究成矿规律及分析处理各类矿化信息的基础上，认为乌拉嘎金矿区、塔南勘查区和十三公里勘查区具有良好的成矿条件，通过进一步工作，有望发现新的矿体，扩大矿床规模，增加金矿储量。

一、剥蚀保存条件

矿化形成后的剥蚀保存研究是矿区勘查评价工作的重要依据。主要可根据侵入岩体出露情况、各类元素的地球化学分带规律和流体包裹体的研究等方面来研究。

1．岩体的出露情况

一般来讲，同时代、同类型的侵入岩体的出露情况可帮助我们确定相对剥蚀深度，岩体出露的面积越大，说明区内的相对剥蚀程度也越大。整个乌拉嘎地区，其外围的十三公里和柳树河两个测区出露有大面积的燕山期岩体，相对于矿区和周边而言，其剥蚀程度应该要高。

乌拉嘎金矿区所在的乌拉嘎断裂以东地区，虽然相对于该断裂以西的区域而言整体抬升，但该区域内仍存在差异抬升剥蚀的现象。前述的太平沟隆起两侧发育有南乌拉嘎断陷和北乌拉嘎断陷，两者均为中生代断陷盆地，由于后者内出露有规模较大的中生代侵入体，而前者则没有同时代的岩体出露，说明太平沟隆起的北侧剥蚀程度相对于南侧来说要大。

在太平沟隆起北缘断裂内有团结沟岩体出露，北侧的乌拉嘎北断陷内，有葡萄沟岩体出露；而在太平沟隆起的南缘断裂带内，仅见几条花岗斑岩脉出露，再向南的乌拉嘎南断陷内，没有岩体出露。因此可以推断，乌拉嘎南断陷的剥蚀程度应小于乌拉嘎北断陷盆地，推测，在南侧中生代盆地深部，有可能存在隐伏岩体。

2、地球化学分带

一般而言，热液矿床原生晕的垂向分带规律具有重要的找矿指导意义。据李惠等（1993）的研究表明，单阶段形成的矿体，其原生晕轴向分带规律，具

有前缘晕、尾晕及正常的轴向分带序列，即前缘晕元素 Hg、As、Sb、F、B 在矿体上部出现强异常，Au、Ag、Cu、Pb、Zn 等矿体紧密伴生元素在矿体中部异常值最高，尾晕元素 Bi、Mo、Mn、Co、Ni 强异常出现在矿体下部或尾部。

在乌拉嘎金矿区，同样存在上述类似的地球化学分带规律，该规律在次生晕异常上均有所显示。塔南地区存在着面积较大（0～80 线）的 As、Sb、Hg 异常组合，大致呈近东西向展布，显示浅部前缘晕（头晕）元素异常特点，表明塔南地区剥蚀程度小；相比之下，葡萄沟地区的 As、Sb、Hg 异常和 Au 异常套合较好，显示头晕元素异常和主矿化元素叠加的特点，反映剥蚀程度相对塔南地区而言要高。

总之，次生晕的地球化学分带特点显示塔南地区剥蚀程度相对乌拉嘎金矿区以及北侧的葡萄沟地区均要小，显示出较大的找矿潜力。

3、流体包裹体研究

根据前述流体包裹体测试结果表明：乌拉嘎金矿老矿、塔南金矿化带和十三公里金矿化石英脉的成矿深度逐渐增加，乌拉嘎金矿床的成矿深度主要为 1.4～2.6km，平均成矿深度为 2.32km 左右。十三公里成矿深度为 5.71～7.25km，众值集中在 6.5～7.0km。目前乌拉嘎老矿和十三公里均在地表见有矿化，显然十三公里的剥蚀深度要远大于乌拉嘎老矿区。

二、成矿远景评价

乌拉嘎金矿是全国重度危机矿石，东坑已经闭坑，西坑也即将闭坑，迫切需要寻找新的矿体，探矿增储，延长矿山寿命。通过以上论述，乌拉嘎金矿矿区、塔南地区以及十三公里勘查区都显示有很好的找矿前景，有望在找矿勘探中有所突破，增加矿山储量。

1、乌拉嘎金矿区

根据乌拉嘎金矿东西坑 1 号脉体的空间展布规律，矿体呈现向北西西向斜

列侧伏，侧伏角 7°±，由此我们推测西矿体 139 线附近为第二个无矿间隔，向西深部可能出现另一个斜列分布的隐伏矿体。根据物探异常，本项目组已经在西坑西深部施工了两个验证钻孔，均揭露到了一定的矿化，其中矿区西 141 线钻孔 ZKX0601 在孔深 158.67~160.67m、179.67~182.67m 和 282.62~284.62m 见到三层矿化，金最高品位为 2.08g/t，矿化厚度分别为 2.0m、3.0m 和 2.0m，金平均品位分别为 1.68g/t、1.38g/t 和 1.21g/t，另有 3 个单样品（样长 1m）品位超过 1.0g/t。矿区北 145 线钻孔 ZKX0602 在孔深 270.70~271.0 处单个样品（样长 1m）品位达 1.2g/t，为全孔最高品位。可见，西坑西深部，很有可能存在另一隐伏矿体，成矿潜力较大。

乌拉嘎金矿矿体群主要是发育在受张性断裂构造控制的产状变陡部位，由此我们推测沿该张性构造倾向上的下一产状变陡部位即局部引张部位也极有可能成矿，经 123 线 ZKX0603 钻孔验证，在推测深部局部引张部位的确存在着隐伏矿化，分别在孔深 231.30～233.40m 和 256.30～258.30m 左右见到两层矿化，最高品位达 2.6g/t。根据矿体分布规律，预测乌拉嘎金矿矿区仍有很大的找矿潜力，其深部可能存在隐伏矿体，加强矿区深部勘探，可取得较好的找矿效果。

2、塔南勘查区

塔南勘查区位于太平沟隆起的南缘，其成矿地球动力学与乌拉嘎金矿区东西坑相似。太平沟隆起的北缘，发育断裂构造，控制了乌拉嘎北断陷盆地的形成。同时，该断裂构造作为太平沟隆起和乌拉嘎北断陷的分界构造，其内次级缓倾的张性断裂构造控制了团结沟岩体及团结沟金矿的形成与产出。而太平沟隆起南缘（塔南地区）由于地壳的差异性抬升，剥蚀程度相对于北侧金矿区较低，其地层、岩体保存较好，在相同成矿条件下，其矿体保存条件应更好。

塔南地区经土壤地球化学勘查显示，区内存在一 NW 向花岗斑岩脉，这在 W 的地球化学图和塔南地区元素因子得分图（图 4-7，4-12）上有所显示，

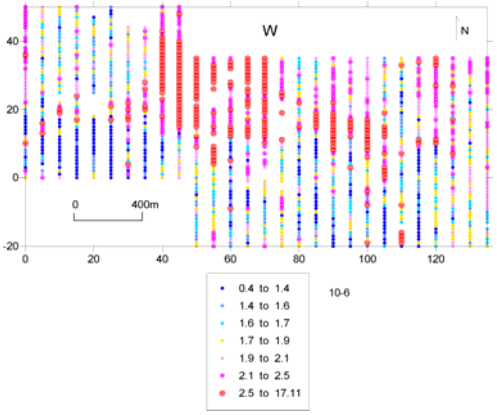


图 4-7 塔南地区 W 地球化学图

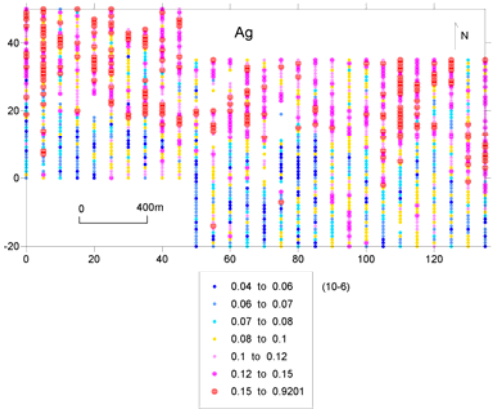


图 4-8 塔南地区 Ag 地球化学图

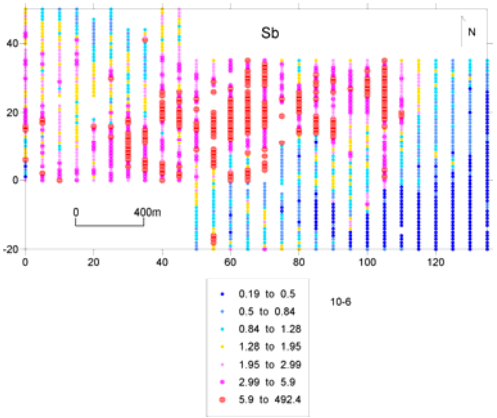


图 4-9 塔南地区 Sb 地球化学图

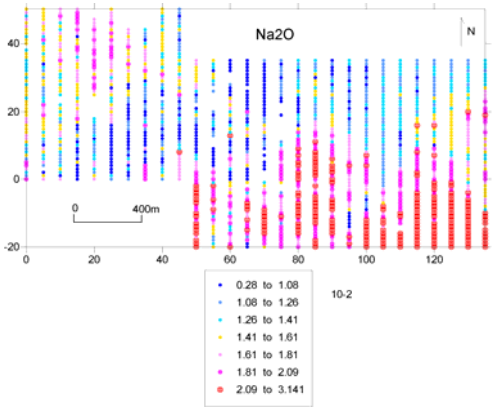


图 4-10 塔南地区 Na_2O 地球化学图

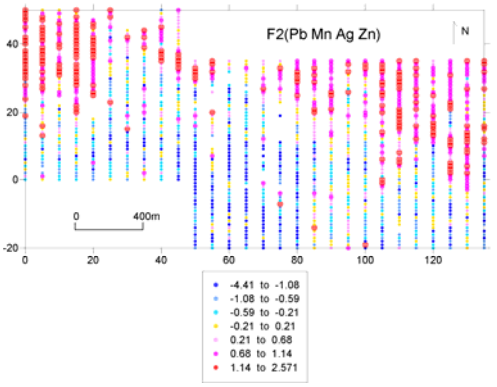


图 4-11 塔南地区 F2 因子得分图

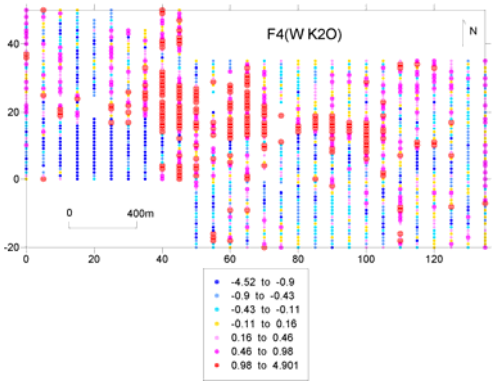


图 4-12 塔南地区 F4 因子得分图

W 的高值区和 F4 因子得分高值区呈近东西向条带状分布，其位置与走向与斑岩体相当。还存在近 EW 向和 NE 向构造带，这在 Ag 和 W 的地球化学图和 F2 因子得分图上有所体现（图 4-8，4-11），Ag 的高值区与低值区边界和 W 的带状高值区，事实上都与本区的近东西向构造带相一致，F2 因子得分的高值区与低值区界限，是划分覆盖区变质岩与火山岩界线的一个参考，还是区内近东西向构造线的一个参考；而 Sb 的高值区、Na_2O 的低值区以及 F1 因子高值区沿北东方向呈带状分布，它指示了一个北东向的、伴随低温热液活动的断裂带（图 4-9，4-10）。后经探槽揭露，沿太平沟隆起和乌拉嘎断陷构造分界处，发育一近东西向的构造蚀变矿化带，南倾，倾角 35～65°，目前控制长度超过 300m，宽 40～60m，经刻槽取样工作，发现其中 44 线探槽内最强矿化段厚 7m，38 线探槽内最强矿化段厚 4m，塔南蚀变矿化带，其性质应和北缘断裂性质类似，其控岩控矿作用应和北缘断裂构造类似，所以，推测其具有重要的找矿潜力。

3、十三公里勘查区

十三公里勘查区大面积出露燕山期花岗斑岩，流体包裹体研究显示，其成矿深度为 5.71～7.25km，众值集中在 6.5～7.0km，属于造山型金矿的中成矿床，且该地区地表已见矿化，后经浅井揭露，金矿化石英脉宽 10cm～1m，走向近东西，倾向北，倾角 65°，金属矿化主要为黄铁矿化。由于十三公里地区剥蚀程度高，在该地区不可能寻找浅成低温热液矿床。但该地区石英脉型矿化明显，矿化体品位浅井内单样有较高者，如 6.50×10^{-6}、5.20×10^{-6}、6.10×10^{-6}、6.70×10^{-6} 等，且据吕志刚研究，本区 Au、As、Sb 异常明显，磁测梯度带与 Au 和伴生元素富集区重合效果较好，显示很好的找矿前景，可在该地区寻找造山型金矿。

结　论

本文在以上研究的基础上，取得以下几点成果和基本认识：

1、乌拉嘎金矿区矿床类型应属于浅成低温热液型金矿，塔南地区具有与金矿区相似成矿地球动力学背景，其成因类型与乌拉嘎老采坑 1 号脉相同。十三公里勘查区金矿化主要分布于岩体的内外接触带附近破碎蚀变带中，其成因类型应属于造山型金矿的中成金矿床。两类矿床类型组成一金矿成矿系列。本区除十三公里地区剥蚀程度较大外，金矿区、塔南勘查区剥蚀程度低，浅成低温热液型金矿保存较好，是本区主要的矿床类型。

2、乌拉嘎金矿受构造和中酸性侵入体联合控制。矿区内黑龙江群变质变形岩层是矿区主要的矿源层。燕山期斜长花岗斑岩是有利的成矿围岩，同时深部岩浆源为成矿提供了热动力。矿区内的构造对成矿起到重要的控矿容矿作用，矿体受张性构造局部引张部位和构造交汇部位控制，矿体空间上显示侧伏斜列规律，塔南勘查区还存在明显的两期成矿作用相叠加。

3、通过石英中流体包裹体的测定，金矿区和塔南勘查区成矿流体具有低盐度，低密度的特点，成矿温度属低温，成矿深度较浅,均小于 2.0Km。十三公里勘查区成矿流体也具有低盐度，低密度的特点，矿床形成深度较深，主要集中在 6.5~7.0Km。

4、通过对矿床地质特征、控矿条件、地球物理、地球化学特征研究，总结矿化富集规律，建立综合找矿模型，结合各区剥蚀保存情况，预测矿区西深部、塔南勘查区和十三公里勘查区成矿潜力较大，有望找到新的矿体。经探槽、浅井、钻孔验证，见矿效果良好。尤其在塔南勘查区，经探槽验证，目前控制矿体长度达 300m，宽 40 ~ 60m，找矿潜力巨大。

参考文献

[1] CHEN Genwen,XIA Bin, XIAO Zhenyu,et al.Characteristics of epithermal deposits and the prospecting guide in China[J].Geology and Resources,2001,10(3):165-171(in Chinese).

[2] Corbett Greg．Epithermal gold for explorationists [J]．AIG Journal-Applied geoscientific practice and research in Australia, 2002, (1): 1-26

[3] Heald P，et al. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposit: acid-sulfate and adularia-sericite types[J]. Economic Geology. 1987，82(1):1-26.

[4] Hedenquist J W, Izawa E, Arribas A, White N C．Epithermal gold deposits：styles, Characteristics, and exploration．Resource Geology Special publication Number 1．Tokyo： The Society of Resource Geology, 1996

[5] Henderson P. Rare earth element Geochemistry, 1984.

[6] Hodgson C J,Love D A,Hamilton J V.Giant mesothermal gold deposit:Descriptive characteristics,genetic model and exploration area selection criteria[A].In:Whiting et al.eds.Giant Ore Deposit[C].Specia Publication No.2,Society of Economic Geologists,1993,157-221.

[7] Kamineni D. C, Kerrich R et al.Effects of differential reactivity of minerals on the development of brittle to semi-brittle structures in granitic rocks: Textural and oxygen isotope evidence.,1993,105(1～3):215-232.

[8] Kerrich Robert, Cassidy Kevin F.Temporal relationships of lode gold mineralization to accretion, magmatism, metamorphism and deformation — Archean to present: A review. [J] Ore Geology Reviews,1994,9:263-310.

[9] Lindger W.Mineral deposits.4th ed[M].New York and London:Mcgraw Hill,1933,930P.

[10] Goldfarb R. J, Gebre-Mariam M et al.Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types[J]. Ore Geology Reviews,1998,13(1~5):7-27;185~216.

[11] Groves D I, Remus M.V.D, Hartmann L.A et al. Distal Magmatic-Hydrothermal Origin for the Camaquã Cu (Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn (Cu-Ag) Deposits, Southern Brazil[J]. Gondwana Research, 2000,3(2):155-174.

[12] Groves D I,The crustal continuum model for late-Archaean lode-gold deposits of the

Yilgarn Block ,Western Australia[J].Mineer.Deposita,1993,28:36-374.

[13] Ohmoto. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits[J]. Economic Geology, Vol.67, No.2, 1972.

[14] Roedder E．Fluid inclusions[J]．Reviews in Mineralogy，1984，12：25-35

[15] Sibson R H．Robert F, Poulsen K H．High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling and mesothermal gold-quartz deposits[J]．Geology，1988，16：551-555

[16] Sillitoe R H.Giant and bonanza gold deposits in the epithermal environment:Assessment of potential genetic factors[A].In:Whiting et al.eds.Giant Ore Deposit[C].Specia Publication No.2,Society of Economic Geologists,1993,125-155.

[17] Singer D A.世界级金银铜铅锌矿床的定量分析[J].杨卫东，等编译，地质地球化学，1996（6）：5－13.

[18] Williams T M,Gunn A G..Application of enzyme leach soil analysis for epithermal gold exploration in the Andes of Ecuador[J].Applied Geochemistry,2002,17:367-385.

[19] Jochcn Hoefs 著，刘季花、石学法等译.稳定同位素地球化学[M]. 北京，海洋出版社，2000，83～148.

[20] EDWIN ROEDDER.流体包裹体[M].中南工业大学出版社，1986.

[21] 冯剑萍等.黑龙江省百万分之一航磁图件的编制及其解释.黑龙江省地质物探队研究队，1982.

[22] 周阜成等.黑龙江省百万分之一区域重力调查成果报告.黑龙江省地矿局物探大队研究队重力报告编写组.1985.

[23] 中华人民共和国区域地质调查报告（1、200000，嘉荫县幅、太平沟公社幅），（地质部分）.黑龙江地质局第一区域地质调查队.1979.

[24] 中华人民共和国区域地质调查报告（1、200000，嘉荫县幅、太平沟公社幅），（矿产部分）.黑龙江地质局第一区域地质调查队.1979.

[25] 曹熹.佳木斯复合地体[M].长春：吉林科学技术出版社，1992：37-45.

[26] 陈振胜,张理刚.黑龙江团结沟金矿氢氧同位素地球化学研究[J].矿床地质,1993,12(3).

[27] 陈根文，夏斌，肖振宇等．浅成低温热液矿床特征及在我国的找矿方向[J]．地质与资源，2001，10(3)：165-171.

[28] 陈衍景,陈华勇,刘玉琳,等.碰撞造山过程内生矿床成矿作用的研究历史和进展[J].科学通报，1999，44（16）：1681－1689.

[29] 陈衍景，张静，赖勇．大陆动力学与成矿作用[Ｃ]．北京：地震出版社，2001，5-72．

[30] 胡朋，赫英，张义等．浅成低温热液金矿床研究进展[J]．黄金地质，2004，10(1)：

48-54.
[31] 霍亮.黑龙江嘉荫县乌拉嘎金矿矿床成因及预测[D].吉林大学，2007.
[32] 江思宏，聂凤军，张义等．浅成低温热液型金矿床研究最新进展[J]．地学前缘，2004，11(2)：401-411.
[33] 江雄新等.团结沟金矿床主要地质特征及其成矿作用[A].沈阳地质矿产研究所编.北京:地质出版社, 1986.
[34] 靳是琴,李先洲等.乌拉嘎金矿的找矿矿物学[J].地质与勘探,1994,4：37-42.
[35] 廖启林，戴塔根.新疆北部浅成低温热液型金矿床成矿地球化学特征初探[J].地质地球化学，2000，28（2）：19－25.
[36] 李本海,薛秀娣.新疆阿希金矿Ⅰ号矿脉矿床矿石特征及其成因意义[J].新疆地质，1994,13（2）：146－156.
[37] 李碧乐,王健.黑龙江团结沟金矿区花岗斑岩体与金矿化的关系[J].黄金,1998,19(3)：3-6.
[38] 李凤友．乌拉嘎金矿床找矿模型及其应用[J]．黄金，2001，22 (6)：11-13.
[39] 李之彤.团结沟金矿床的形成条件及成因类型[J].中国地科院院报沈阳分刊,1980,1(1).
[40] 林宝钦.中国东部冰长石-绢云母型低温浅成热液金矿[J].贵金属地质，1992，1（4）：199-206.
[41] 刘斌,朱思林,沈昆.流体包裹体热力学参数计算软件及算例[M]．北京：地质出版社，2000,1-252.
[42] 刘洪林，董连慧.阿希金矿地质特征及成因初探[J].新疆地质,1994,10(2):110－119.
[43] 刘连登，陈国华，吴国学等.我国浅成热液金矿的分类探讨[J].长春科技大学学报，1999，29（3）：222－226.
[44] 刘鹏鄂,吴国学.黑龙江省团结沟地区隐伏金矿体预测准则[J].黄金,1998,19(５)：3-6
[45] 吕志刚.黑龙江乌拉嘎金矿外围隐伏矿体定位预测[D].吉林大学，2007.
[46] 毛伟和,不可见金的赋存状态研究[J].矿物学报，1990，10（1）：66-74.
[47] 毛景文,李晓峰,张荣华,等.深部流体成矿系统[M].北京:中国大地出版社,2005
[48] 毛景文，李荫清．河北省东坪锑化物金矿床包裹体研究：地幔流体与成矿关系[J]．矿床地质,2001，20(1)：23-36.
[49] 母瑞身,田昌烈,等.新疆阿希地区金矿概论[J].贵金属地质,1996,5(1):5－21.
[50] 母瑞身,田昌烈,沙德铭,等.西天山吐拉苏－也里莫墩火山岩地质特征[J].地质论评，1999,45（增刊）：1078－1087.
[51] 孟宪伟.团结沟金矿床的地球化学找矿模型[J].地质与勘探,1994,3:63-66.

[52] 牟保磊.元素地球化学[M].北京:北京大学出版社,1999.34～75.
[53] 庞奖励.浅成低温热液金矿研究现状及其趋势[J].黄金地质,1995,1(3):34-38.
[54] 齐 永 生 等 ,乌拉嘎金矿资源潜力调查报告,2005.
[55] 邵洁涟.金矿找矿矿物学[M].北京:中国地质大学出版社,1990,1-158.
[56] 沙德铭.西天山阿西金矿流体包裹体研究[J].贵金属地质,1998,7(3):180－188.
[57] 沙德铭,等.西天山阿希古破火山口构造及其控矿意义[J].地质论评，1999（增刊）：1088－1094.
[58] 沙德铭,董连慧,母瑞身,等.西天山浅成低温金矿容矿火山岩地球化学及成矿环境初探[J].地质与资源,2003,13(4）:206－214.
[59] 沙德铭，范丽华.浅成低温热液型金矿特点、分布和找矿前景[J].地质与资源，2003，12（2）:115-124.
[60] 孙凤兴,吴国学,杨鹏等．团结沟金矿床地质模型[J]．吉林地质，1996，15(2)：52-60
[61] 孙丰月,金巍,李碧乐,等.关于热液脉状金矿成矿深度的思考[J].长春科技大学学报地球科学版,2000,30(增刊）:27－30.
[62] 孙丰月，石准立，冯本智．胶东金矿地质及幔源 C-H-O 流体分异成岩成矿[M]．长春：吉林人民出版社,1995,1-178.
[63] 孙加鹏,张兴洲,杨宝俊.张广才岭岩石圈结构及盆岭构造[J].长春科技大学学报,1999,29(1):25-29.
[64] 王可勇，任云生，程新民等．黑龙江团结沟金矿床流体包裹体研究及矿床成因[J]．大地构造与成矿学，2004，28 (2)：171-178
[65] 王永祥,吴国学,白士俊等.乌拉嘎金矿床地质地球化学特征研究[J].世界地质，2005，24(4)：16-19.
[66] 王濮，潘兆橹等.系统矿物学(上中下三册)[M].地质出版社,1982.
[67] 王义文.中国金矿床稳定同位素地球化学研究[J].桂林冶金地质学院学报,1990，10(3)：269-282.
[68] 魏仪方,刘春华.团结沟金矿床地质地球化学模型[J].黄金,1996,17(2)：3-11.
[69] 魏菊英,王关玉等.同位素地球化学[M].地质出版社,1988.
[70] 韦永福,裘有守,余昌涛.中国东部金矿地质研究[M].地质出版社,1993,99-106.
[71] 卫万顺,刘贵阁等.黑龙江东部主要金矿床稀土元素地球化学特征[J].黄金地质，1998,4(3)：61－65.
[72] 吴国学.团结沟金矿床综合找矿标志研究[J].长春地质学院学报,1994,24(4)：397-403.
[73] 吴国学,刘连登.浅成热液金矿研究综述[J].世界地质,2001,20(3)：262－266.
[74] 吴国学,程军，汪振涌等．乌拉嘎金矿周边地区成矿规律及找矿前景[J]．黄金，2005，

26(11):16-19.
[75] 吴国学. 金矿床地球化学找矿信息分析—以团结沟金矿为例[J]. 世界地质，1995，14(2):43-46.
[76] 吴尚全.团结沟斑岩金矿床自然金的成因矿物学研究[J].地质论评,1984,30(4).
[77] 吴尚全.团结沟斑岩金矿床多源成因的同位素地质学证据[J].地质与勘探,1984，20(2)：28-31
[78] 伍宗华,古平等.隐伏矿床的地球化学勘查[M].地质出版社,2000:6-12;68-140.
[79] 杨继权,王秀琴,刘殿生,孔含泉,刘海鹏.黑龙江省大地构造单元划分及特征[J].世界地质.2007,26(4):426-434.
[80] 杨天奇,魏仪方,何高文.中国陆相火山岩区特大型金矿床模型[M].北京：冶金工业出版社,1994.
[81] 姚凤良,孙丰月.矿床学教程[M].北京：地质出版社，2006
[82] 鄢云飞,谭俊等.中国浅成低温热液型金矿床地质特征及研究现状[J].资源环境与工程,2007,21(1)：7－11.
[83] 杨芳林,李之彤,朱群,等.古利库金(银)矿床中冰长石得发现及其地质意义[J].贵金属地质,1999,8(4):236－240.
[84] 杨芳林,朱群,李之彤,等.古利库金银矿床地质特征和成因[J].贵金属地质,2000,9(1):7－14.
[85] 应汉龙.浅成低温热液金矿床的全球背景[J].贵金属地质，1999，8（4)：241－250.
[86] 尹冰川,冉清昌.小兴安岭－张广才岭地区区域成矿演化[J],矿床地质,1997, 16(3):235-242.
[87] 翟伟,杨荣勇,漆树基,等.新疆伊宁县伊尔曼得热泉型金矿地质特征及成因[J].矿床地质,1999,18(1)：47－54.
[88] 翟欲生等.走向 21 世纪的矿床学[J].矿床地质，2001(20):10－14
[89] 赵利青,李占芳,李志宏等.现代金矿成矿理论的若干进展[J].黄金地质,2004,10(2):59－68.
[90] 赵财胜,孙丰月,毛景文等.青海大场金矿床流体包裹体特征及其地质意义[J]. 矿床地质,2005,24(3):305-316.
[91] 赵鹏大,陈永清.地质异常矿体定位的基本途径[J].地球科学,1998,23（2)：111-114.
[92] 张德会.浅成热液成矿系统模型研究评述[J].地球科学进展,1996,11（6)：563-568.
[93] 张德全,李大新,赵一鸣,等.福建紫金山金矿床－我国首例石英－明矾石型浅成低温热液型铜－金矿床[J].地质论评,1991,37(6):481－497.
[94] 张德全,阎升好,等.福建紫金山地区中生代构造环境转换的岩浆岩地球化学证据[J].

地质论评,2001,47(6）:608-616.

[95] 张德全,余宏全,李大新,等.紫金山地区的斑岩－浅成热液成矿系统[J].地质学报,2003,77(2)：253－261.

[96] 张理刚.稳定同位素在地质科学中的应用[M].西安:陕西科学技术出版社,1985.

[97] 张文淮,等.流体包裹体地质学[M].中国地质大学出版社,1993.

[98] 张重泽.团结沟花岗闪长斑岩与金矿化的关系[J].地质地球化学，1992，201(5)：65-68.

[99] 朱群,李之彤.大兴安岭古利库金矿区落马湖变质岩系及其含金性[J].地质与资源,2001a,10(4):204-209.

[100] 朱群,武广,张炯飞,等.得尔布干成矿带成矿区划与勘查技术研究进展[J].中国地质,2001b,28(5):19-27.

[101] 朱群,王恩德,李之彤,等.古利库金（银）矿床的稳定同位素地球化学特征[J].地质与资源，2004a,13(1):80-84.

[102] 朱群，王恩德，李之彤，等.古利库金（银）矿床水平及垂向矿化变化特征[J].地质与资源，2004b,13(2):8-15.

[103] 周军，祁世军.造山带金矿研究现状与存在的问题[J].地球科学与环境学报，2004，26（2）：16－23.

[104] 中国人民武装警察部队黄金指挥部.黑龙江省团结沟斑岩金矿地质[M].北京:地震出版社，1995，55-11.

中文摘要

黑龙江省乌拉嘎金矿矿床地质特征及矿化富集规律研究

作　　者：来又东

专　　业：矿物学、岩石学、矿床学

指导教师：孙丰月　教 授

乌拉嘎金矿床是东北地区主要的岩金矿床，位于黑龙江省伊春市嘉荫县南部乌拉嘎镇境内，地处小兴安岭东段北坡，黑龙江支流乌拉嘎河中游。大地构造位置位于天山－兴蒙华力西褶皱带东段吉黑地槽系内的佳木斯地块北端，太平沟隆起与嘉荫断陷的接合处。受中亚-蒙古构造域及滨太平洋构造域两大构造单元地质发展演化的双重影响，区内构造复杂。基底构造以近东西向褶皱及断裂为主；中生代受太平洋板块向欧亚大陆强烈挤压俯冲，导致该区形成了NNE 向乌拉嘎深断裂。

区内出露地层为中元古代晚期黑龙江群下亚群、中生界下白垩统宁远村组（K_1n）、淘淇河组（K_1t）、上白垩统鱼亮子组（K_2yl）、新生界新近系中新统－上新统孙吴组和更新统－全新统。岩浆侵入活动主要为燕山期斜长花岗斑岩。矿体主要赋存于斜长花岗斑岩的构造角砾岩带中，少数产于斑岩与片岩接触破碎蚀变带中。

NNE 向乌拉嘎深断裂是矿区的导岩、导矿构造，它控制了区内的岩浆活动，也控制着含矿热液的运移。乌拉嘎深断裂的次级 NWW 向张性断裂是矿区内主要的控矿构造。

乌拉嘎金矿矿石矿物组合较简单，矿石矿物主要有自然金、黄铁矿、白铁矿、胶状黄铁矿、胶状白铁矿、辉锑矿等；脉石矿物有偏胶体玉髓状石英、方

解石、高岭土等。矿石结构以胶状结构、细粒浸染状结构为主，矿石构造以脉状、网脉状构造为主。矿区围岩蚀变主要有黄铁绢英岩化、冰长石化、硅化、碳酸盐化、泥化和青盘岩化等。其中冰长石化和硅化是近矿的围岩蚀变，特别是硅化与成矿关系最为密切。

通过对乌拉嘎金矿区、塔南勘查区和十三公里勘查区流体包裹体研究表明：金矿区主成矿期成矿流体为低盐度、低密度流体，成矿温度较低，集中在150～220℃，压力平均为23.24MPa，金矿形成深度大约为2.31Km。塔南勘查区成矿流体为低盐度低密度流体，成矿温度较低且呈正态分布，成矿压力平均为23.03Mpa，成矿深度与金矿区相近，大约为2.3Km。十三公里勘查区成矿流体也是低盐度低密度流体，成矿均一温度较矿区和塔南要高，为240～300℃且具有正态分布的特点，成矿压力也比矿区和塔南高很多，为70～75Mpa，成矿深度为6.5～7.0km。另根据同位素和稀土元素分析，金矿区成矿流体主要为大气降水，形成于低温环境。结合矿区、塔南和十三公里成矿地质、地球化学、地球物理特征，综合分析、对比，笔者认为乌拉嘎金矿区和塔南勘查区属于浅成低温热液型金矿床，十三公里勘查区属于造山型中成金矿。

乌拉嘎矿区及其外围的金矿床类型组成一金矿成矿系列，该成矿系列主要由低硫化型浅成低温热液金矿和造山型金矿组成。造山型金矿主要形成于燕山早期挤压环境下（十三公里勘查区），到燕山晚期拉张构造环境下则形成浅成低温热液金矿（矿区和塔南勘查区）。

乌拉嘎金矿区和塔南勘查区是在同一地球动力学背景下形成的，金矿区矿体产于斜长花岗斑岩体与黑龙江群下亚群接触带附近的近东西向展布的构造角砾岩带中，塔南勘查区矿体产于构造蚀变矿化带中。塔南和金矿区分处于太平沟隆起南北两侧。矿区地层是很好的矿源层，花岗斑岩体既是容矿的有利围岩又为流体运移提供了必须的热动力。

1 号脉内矿体为矿区的主要矿体，产于斑岩与黑龙江群变质岩的接触带近

斑岩一侧，控矿断裂在走向和倾向上具有波状起伏特点，富矿段和无矿间隔交替出现。走向上，矿体沿 NWW 方向斜列分布，矿体均向 NWW 向侧伏，侧伏角 7°左右。倾向上，断裂变陡的张开部位是主要赋矿部位，断裂产状变缓部位为无矿间隔。塔南勘查区构造蚀变带明显存在交汇部位控矿规律。

研究乌拉嘎金矿床形成的控矿地质条件、总结矿化富集规律，对确定矿床矿体预测准则以及指导矿区外围和深部盲矿体预测均具有重要意义。通过对比研究，总结乌拉嘎地区地质、地球化学、地球物理找矿标志，建立找矿模型，可以预见金矿区深部、塔南勘查区和十三公里勘查区有较大的找矿潜力，仍然具有很好的找矿的前景。

关键词：矿床地质；浅成低温热液型；造山型；矿化富集规律；乌拉嘎金矿

Abstract

Study on Geological Characteristics and Enrichment Regularities of Gold Mineralization in Wulaga Gold Deposit, Heilongjiang Province

Author: Lai Youdong
Major: Mineralogy,Petrology,Economic Geology
Supervisor: Prof. Sun Fengyue

The Wulaga gold deposit is the main gold deposit in Northeast China. It is located to the North Slop of the Xiao Xing'anling East segment and the middle of Wulaga Rever of Heilongjian water system. It belongs to wulaga town, which is in the south of jiayin county, YiChun, Heilongjiang Province. Geotectonically, the Deposit lies at the joint of Taipinggou upwarping and Jiayin down-warping belt that belongs to the northern Jamusi upheaval belt. The Jamusi upheaval belt is located at Jilin-Heilongjiang geosynclinal system which is in the east segment of Tianshan-Xingmeng Hercynian fold belt. It is affected by the geological developing and evolvement of Central Asia- Mongolia Plate and Pacific Plate. The structure is complicated in the diggings. The nearly EW trend fold and fault are the basement structures. It is formed the NNE trend Wulaga deep-seated fault in Mesozoic era when Pacific Plate subduct to Eurasia Continent.

The strata outcropping in the area include lately middle Proterozoic lower Heilongjiang Group, lower Cretaceous Ningyuancun Group（K_1n）, Taoqihe Group（K_1t）, upper Cretaceous Yuliangzi Group（K_2yl）, Cenozoic Neogene Miocene－Pliocene Sunwu Group and Pleistocene－Holocene. The magmatic intruding activities are mainly plagioclase-granite porphyry in the Yanshan period.

Orebodies lie in plagioclase-granite porphyry structural breccia belt mostly, others in the porphyry and schist fragmentation alteration belt.

NNE trend Wulaga deep-seated fault is the ore-leading and rock-leading structure. It controlled the magmatic activities and hydrothermal fluid movement. NWW trend fault which is sub-structure of Wulaga deep-seated fault is the main ore-controlling structure.

The minerals combination is simple in the Wulaga gold deposit, the ore minerals are mainly composed of natural gold, pyrite, marcasite, colloidal pyrite, colloidal marcasite and stibnite; the gangue minerals is mainly colloid calcedony quartz, calcite and kaolin. The texture of the ore bodies are colloidal texture, fine grain-dissemination texture. The main structure of the ore bodies are vein structure, stockwerke structure. There are many types of wall-rock alteration, such as pyrite-beresitization, chloritization, silicification, carbonatization, kaolinization and propylitization. Mineralized silicification is linear distributed and controlled by structure. It is closely related to gold mineralization.

According to the study on fluid inclusion of Wulaga gold deposit, Tanan exploration areas and Shisangongli exploration areas, it indicated that the main metallogenic stage ore-forming fluid of the gold deposit is low salinity, low density fluid, the formation temperature is low and ranges from 152℃ to 220℃. The average value of pressure is 23.24MPa and the formation depth is about 2.31Km.The ore-forming fluid of Tanan exploration areas is also low salinity, low density fluid, the temperature is low and a normal distribution, the average value of pressure is 23.03MPa and the formation depth is 2.3Km just as the gold deposit. The ore-forming fluid of Shisangongli exploration areas is low salinity, low density fluid too, the homogenization temperature of ore-forming is higher than the gold deposit and Tanan exploration, it ranges from 240 to 300℃ with normal distribution, the formation depth is deeper than the gold deposit and Tanan exploration, ranges from 240℃ to 300℃ with normal distribution, the ore-formation pressure is higher than the gold deposit and Tanan exploration areas,

about70 to 75MPa, the depth is about 6.5 to 7.0Km. Through the analyzing of Isotope and Rare-earth Elements, the major ore-forming fluid is atmospheric precipitation and formed at a low temperature environment. Combined with the metallogenic geological characteristics, geochemical characteristics and geophysical characteristics of the gold deposit; Tanan exploration areas and Shisangongli exploration areas, it is recognized that the gold deposit and Tanan exploration areas are belong to epithermal gold deposit, the Shishangongli exploration areas belong to epizonal orogenic gold deposit, through synthesis analysis and comparative study.

All the types deposit of Wulaga gold deposit formed a metallogenic series of gold depodit, and this series consist of epithermal deposit and orogenic gold deposit. The orogenic gold deposits were formed during the Early Yanshanian in a compression environment(Shisangongli exploration areas), while the epithermal deposits were usually formed in a extension tectonic setting, Late Yanshanian(the mine district and Tanan exploration areas).

The diggings of Wulaga gold deposits and Tanan exploration were formed at the same geodynamic background. Orebodies of the diggings exist basically in the E-W trending structural breccia contact belts of late Yanshanian granite porphyry with the lower subgroup of Heilongjiang Group, while the orebodies of Tanan exploration areas are produced in the alteration-mineralization belt. Diggings and Tanan exploration area were distributed in the north and south of Taipinggou uplift separately. The strata of diggings is the main source bed, the granite porphyry is the favourable conduit ore-bearing wall rocks and provide the necessary thermal power for fluid.

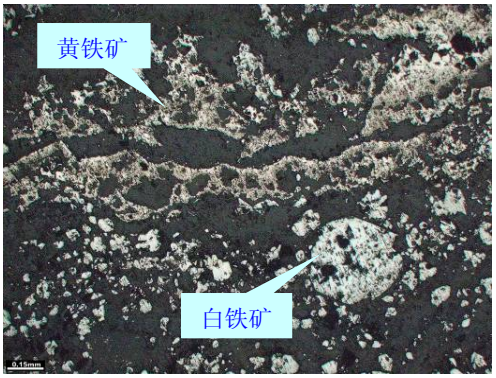
The ore bodies in the No.1 vein were the main ore bodies in the diggings. They lie in plagioclase-granite porphyry structural breccia belt mostly. Ore-controlling faults characterized undulating varies in strike and dip. So it will recur between enrichment segment and barren interval. Ore bodies NWW-trend diagonal distributed, and the pitch angle is 7°±. In the dip, orebodies occurred in

local extensional place when the ore-controlling fault dip steeper. And there is no orebodies when dips slighter. The zone of convergence controlling the ore deposits is obvious in the alteration zone of Tanan exploration areas.

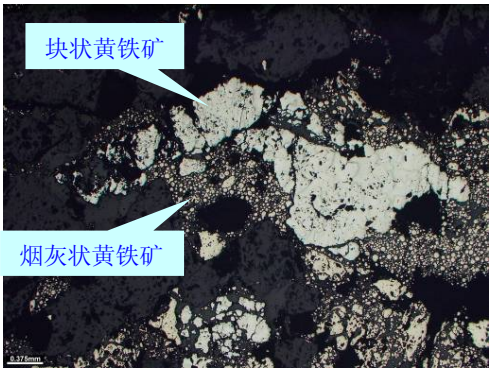
Studying on the ore controlling geological condition and summarizing the mineralization enrichment regularities have important significance for determining the ore-body predictive criterion and direct the prediction of the diggings peripheral and the deep blind orebodies. Through the comparative studying, summarizing the prospecting criteria of geology, geochemistry and geophysical, establishing the prospecting model of Wulaga gold deposit, It is indicated that there are greatly prospecting potentiality in deep exploration of gold-field, Tanan exploration areas and Shisangongli exploration areas.

Key words: Ore deposit geology; Epithermal Deposit; Orogenic deposit;
Mineralization enrichment regularityies; Wulaga gold deposit

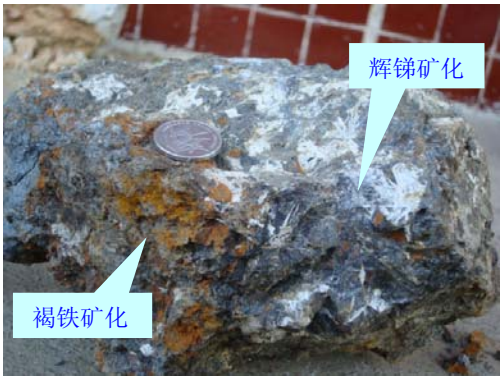
图版Ⅰ



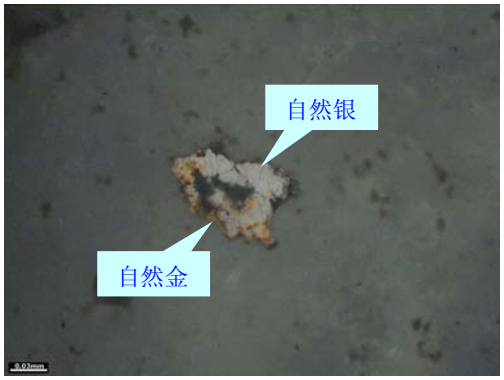
图版Ⅰ-胶状黄铁矿和浸染状白铁矿
乌拉嘎金矿区　　（单偏光，100×）



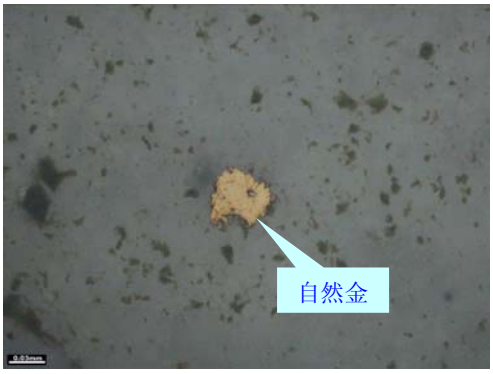
图版Ⅰ-2　烟灰状黄铁矿和块状黄铁矿
金矿区　　（单偏光，40×）



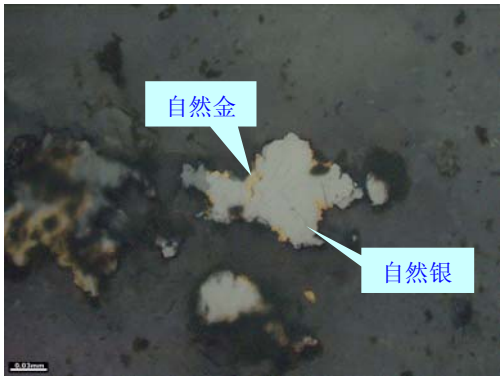
图版Ⅰ-3　辉锑矿化矿石
塔南勘查区



图版Ⅰ-4 玉髓状石英中包体金
金矿区　　（单偏光，500×）

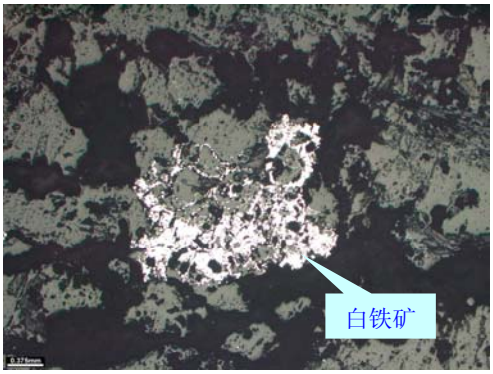


图版Ⅰ-5 玉髓状石英中包体金
金矿区　　（单偏光，500×）

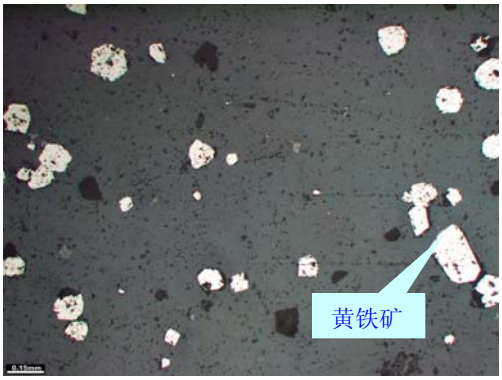


图版Ⅰ-6 玉髓状石英中包体金
金矿区　　（单偏光，500×）

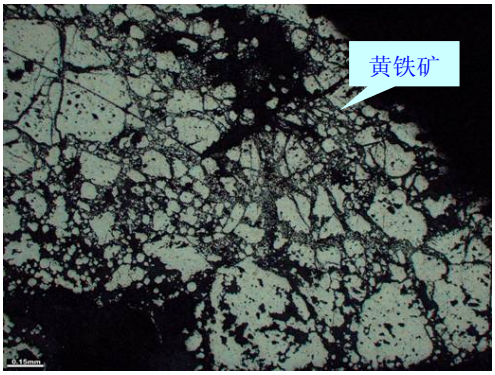
图版 II



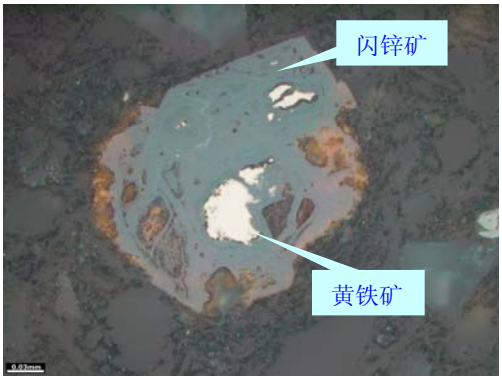
图版 II-1　胶状结构
金矿区　　（单偏光，40×）



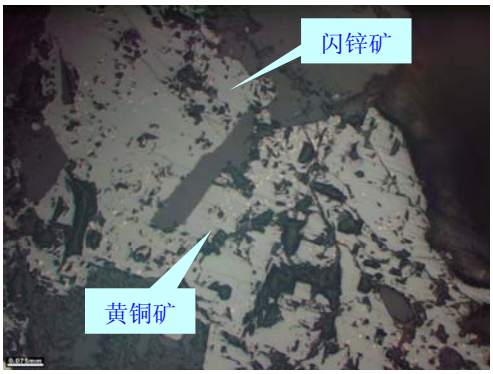
图版 II-2　粒状结构
金矿区　　（单偏光，100×）



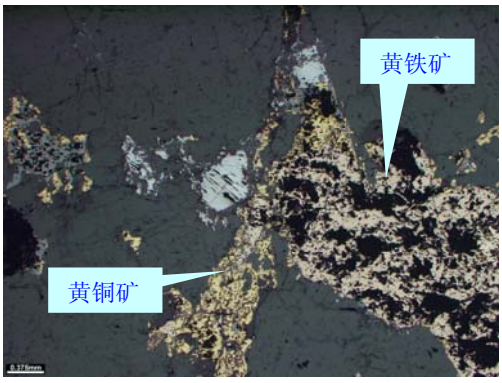
图版 II-3 碎裂结构
金矿区　　（单偏光，100×）



图版 II-4 包含结构
金矿区　　（单偏光，500×）

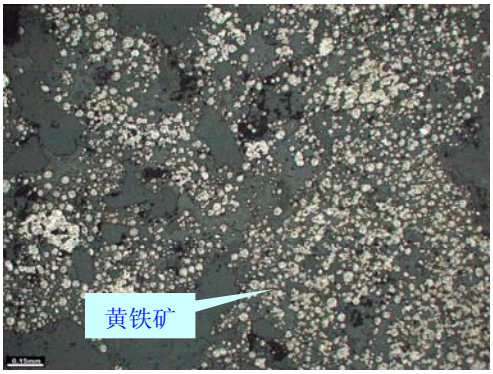


图版 II-5 固溶体分离结构
金矿区　　（单偏光，200×）

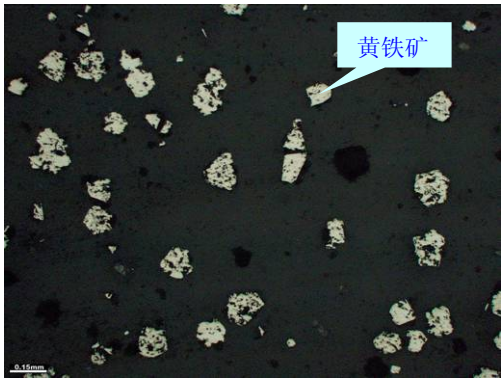


图版 II-6 交代结构
金矿区　　（单偏光，40×）

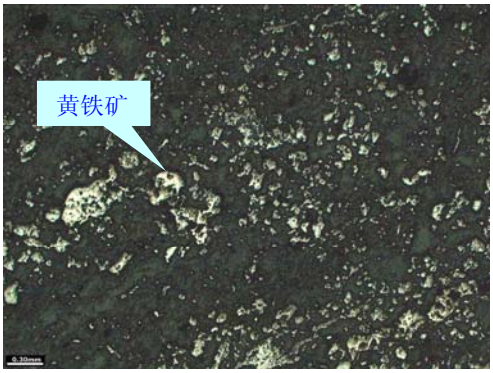
图版III



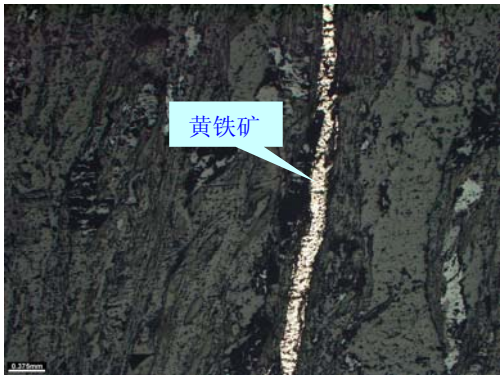
图版III-1 稠密浸染状构造
金矿区　　（单偏光，100×）



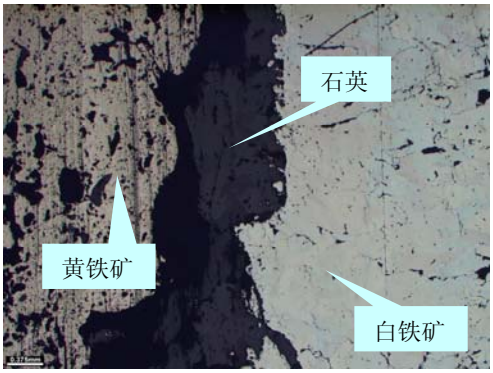
图版III-2 稀疏浸染状构造
十三公里勘查区　　（单偏光，100×）



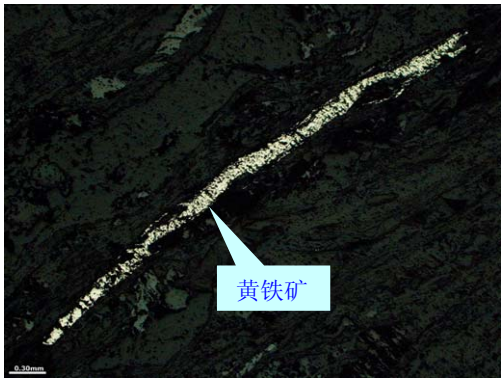
图版III-3 胶状构造
金矿区　　（单偏光，50×）



图版III-4 脉状构造
金矿区　　（单偏光，40×）

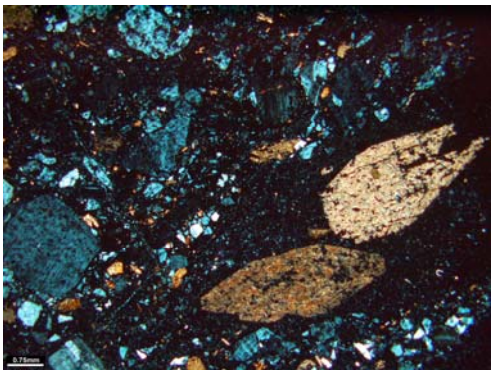


图版III-5 脉状构造
金矿区　　（单偏光，40×）

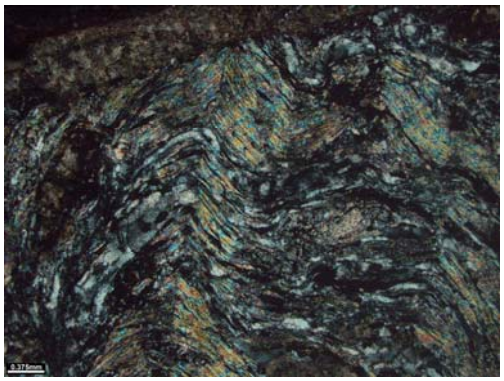


图版III-6 脉状构造
十三公里勘查区　　（单偏光，50×）

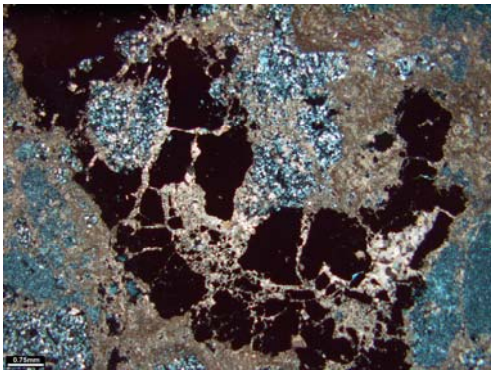
图版Ⅳ



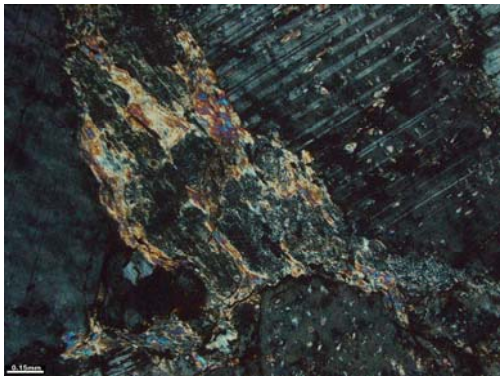
图版Ⅳ-1 花岗斑岩
金矿区　　（正交偏光，20×）



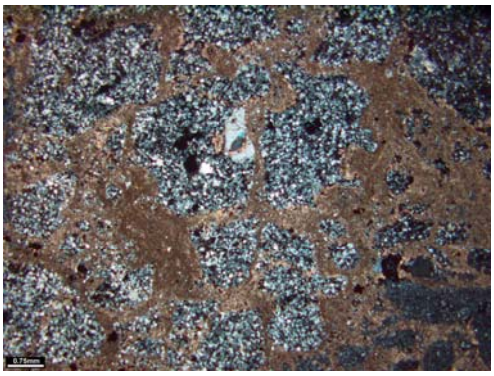
图版Ⅳ-2 石英云母片岩（糜棱岩化）
塔南勘查区　　（正交偏光，40×）



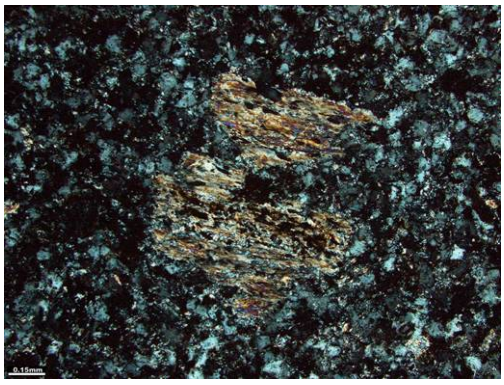
图版Ⅳ-3 黄铁矿化、碳酸盐化
金矿区　　（正交偏光，20×）



图版Ⅳ-4 绢云母化
塔南勘查区　　（正交偏光，100×）



图版Ⅳ-5 碳酸盐化、硅化
金矿区　　（正交偏光，20×）

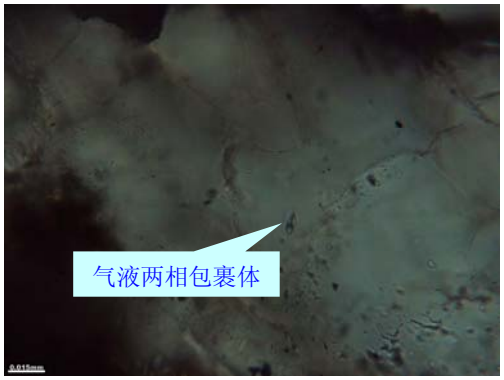


图版Ⅳ-6 硅化、绢云母化
塔南勘查区　　（正交偏光，100×）

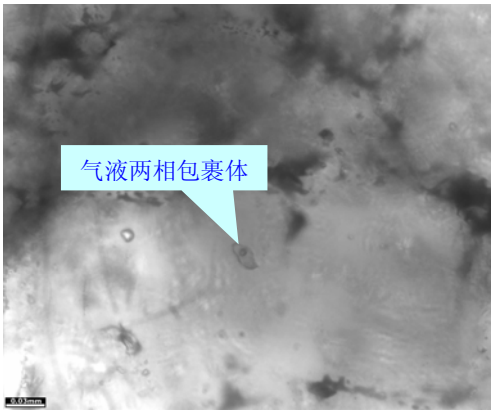
图版Ⅴ



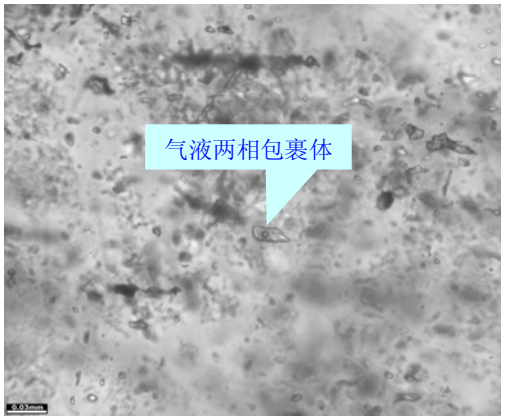
图版Ⅴ-1 矿化石英脉中气液两相包裹体 金矿区 （单偏光，1000×）



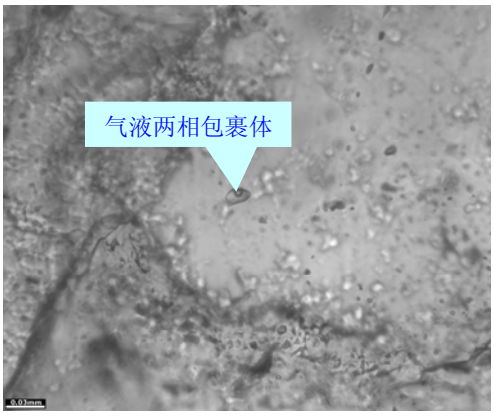
图版Ⅴ-2 矿化石英脉中气液两相包裹体 金矿区 （单偏光，1000×）



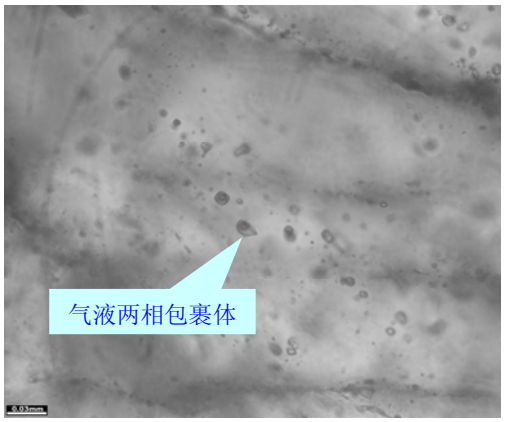
图版Ⅴ-3 矿化石英中气液两相包裹体 塔南勘查区 （单偏光，500×）



图版Ⅴ-4 矿化石英中气液两相包裹体 塔南勘查区 （单偏光，500×）



图版Ⅴ-5 矿化石英脉中气液两相包裹体 十三公里勘查区 （单偏光，500×）



图版Ⅴ-6 矿化石英脉中气液两相包裹体 十三公里勘查区 （单偏光，500×）

致　谢

本论文是在导师孙丰月教授及李碧乐教授的悉心指导下完成的，在此对他们的深切关怀和无私帮助表示最诚挚的感谢！两年来，两位老师不仅在学习上悉心指导，使本人在专业知识上有很大提高，并熟练掌握了一定的野外工作技能及一些技术方法和手段，而且在生活上、工作上也给予了无微不至的关怀与鼓励。先生们渊博的知识、严谨的治学态度、勤勉的工作作风、正直和宽容的风格、循循善诱扶植后学，都给学生莫大的感染和激励。在此，向两位先生及其家人致以衷心的感谢和良好的祝愿！

在论文资料的收集和学习过程中，得到了吴国学副教授和任云生教授的大力帮助，在此向他们表示衷心的感谢。另外，研究工作过程中得到了课题组丁清峰老师、于晓飞老师、王力老师、赵俊伟博士、李雪梅博士、汪志刚博士等的热心帮助与指导，并提出许多有益的意见和建议；还得到了丁正江博士、霍亮博士、钱烨博士、张利亚、张晗、曾威、张志华等研究生的热心帮助，对他们的辛勤劳动和帮助表示诚挚的谢意！矿床教研室和研究生办公室的老师在论文编写过程中均给予了无私的帮助，在此表示由衷的感谢！

野外工作过程中，得到了黑龙江省乌拉嘎金矿杨振兴矿长、李平副矿长、地测部张生义主任、赵俊高级工程师等大力支持与帮助，在此深表谢意！

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！

导师及作者简介

导师简介

孙丰月：男，汉族，1963 年 4 月 18 日生于山东淄博；博士，教授，博士生导师；主要工作经历如下：

1.1980.9～1984.6　就读于武汉地质学院矿床学专业，本科；

2.1984.9～1987.6　就读于武汉地质学院矿产普查与勘探专业，硕士研究生；

3.1987.7 ～1989.9　河北地质学院教学，讲师；

4.1989.10～1992.10　就读于中国地质大学（北京）矿产普查与勘探专业，博士研究生；

5.1993.1～1995.3　长春地质学院博士后流动站；

6.1995.4～现今　吉林大学地球科学学院教学，教授，博士生导师。

主要成果：发表文章 70 多篇，出版专著 2 本，教材 3 本。

联系方式：Tel:13578875758; E-mail:fengyuesuncc@yahoo.com

作者简介

来又东：男，汉族，1982 年 10 月 29 日生于山东省邹城市；硕士研究生。

1. 2002.9～2006.6　就读于吉林大学资源勘查工程专业，本科；

2. 2006.9～至今　就读于吉林大学矿物学、岩石学、矿床学专业，硕士研究生

主要成果：第一作者发表学术论文一篇：

来又东，孙丰月，陈国华，丁正江.吉林珲春小西南岔地区重砂金矿物的找矿指示意义[J]黄金，2008，29（1）.

联系方式：Tel:13504483047; E-mail:laiyoudong193@163.com