桂林理工大学

硕士学位论文

河北小寺沟矿田地质地球化学特征及找矿预测

姓名：文灿

申请学位级别：硕士

专业：矿产普查与勘探

指导教师：林锦富;胡祥昭

20090401

摘 要

河北省平泉县小寺沟矿田是华北地台北缘金银铜钼铅锌多金属矿集区的重要组成部分，拥有集（小寺沟）斑岩铜钼矿床及其接触带矽卡岩型铅锌矿床和外围（小石门）热液型金银矿床于一体形成较完整的成矿系列。小寺沟矿田受平泉－张家口的深大断裂带控制，具有崖门－洼子店的 Cu、Mo、Pb、Zn、Au、Ag 高背景/分散流异常，与"丰宁－隆化－王土房东西向的重力异常陡变带南缘，承德－平泉北东东向区域航磁背景场的转换处"的物化探异常重叠区。区域岩浆侵入活动强烈，铜钼有色金属及金银等贵金属矿产丰富，具有优越的成矿地质条件。

本论文通过深入细致的野外地质调查，收集大量的地质信息，运用微量元素、稀土元素、流体包裹体等岩石/矿床地球化学、同位素地质学、同位素年代地质学和成矿预测学等理论和方法，着重研究矿田地质地球化学特征，并在此基础上进行成矿预测研究，得出如下认识：

1. 小寺沟矿田由与小寺沟燕山期花岗斑岩体有成因联系的三个矿床组成，即斑岩体内部的（岩体北部）小寺沟斑岩型 Cu-Mo 矿床、岩体西北部与大理岩化灰岩内外接触带的矽卡岩型 Pb-Zn 多金属矿床、岩体的南西边的石英闪长斑岩与大理岩化灰岩外接触形成小石门热液型 Ag-Au 矿床等独立产出却有成因联系的矿床组合。

2. 小寺沟矿田矿石硫同位素、稀土元素及包裹体地球化学研究表明小寺沟斑岩铜钼矿区成矿物质主要来源于岩浆，钼矿化主要与花岗斑岩有关，铜矿化则主要与花岗闪长斑岩有关，矽卡岩型铅锌矿床与铜钼矿床关系密切，是小寺沟燕山期斑岩体岩浆演化的产物；小石门银金矿床是与小寺沟花岗闪长斑岩和二长斑岩体有成因联系的中低温热液充填型矿床，滑脱构造控制金、银、铅、锌矿化的定位，NW 向断裂控制铜、钼矿体和 NNE 向断裂控制银、金矿体。

3. 小寺沟铜钼矿床围岩蚀变分带明显，矿体分布受接触带控制，NE 接触带是控矿的主要构造，铜矿体在外带，钼矿体在内带，矿体沿接触带平行展布。铜钼矿化主要发生在过渡相和围岩相接触的地方。铜矿化受层理控制，分布于硅质灰岩、燧石条带白云岩中。在晚期花岗闪长斑岩岩枝附近，往往发生强烈的矽卡岩化，形成富钼矿体。

4. 根据矿田成矿地质条件和物探、化探综合异常特征认为产于斑岩体接触带的 E7 和 E8 异常区具有金银找矿潜力，小寺沟岩体西部内接触带（南沟脑区）是寻找铜钼多金属矿体的有利部位。

关键词：成矿预测，矿床地球化学，铜钼矿床，金银矿床，小寺沟矿田，河北

ABSTRACT

Xiaosigou ore field of Pingquan country Hebei province which owns a relatively complete metallogenic series including the (Xiaosigou) porphyry copper-molybdenum deposit, contact Metasomatic skarn type Pb-Zn deposit and peripheral (Xiaoshimen) hydrothermal type Au-Ag deposit is a important part of Au-Ag-Cu-Mo-Pb-Zn polymetallic deposit-accumulated area of the northern margin of north china platform. The ore field controlled by the Pingquan-Zhangjiakou deep fractured zone has a Cu,Mo,Pb,Zn,Au,Ag high background/ dispersion flow abnormal and overlaps "the south margin of gravity anomaly mutation belt in EW trending of Fengning-Longhua-Wazidian and conversion position of Chengde-Pingquan NEE trending regional aeromagnetic background field" in geophysical geochemical prospecting anomaly. There are intense activity magma, abundant nonferrous metals (Cu, Mo) and noble metal (Au, Ag etc.) which means superior ore-forming geological conditions.

This article which based on a massive geological information by the deep and meticulous outsider geological survey and combined the theory and method in modern petrology, ore mineralogy, geochemistry, mineralogy, isotope geology and metallogenic prognosis, emphatically studied the mining area geochemical characteristics and made a metallogenic regularity as well as the metallogenic prognosis research. The main idea and cognition as follows:

1. Xiaosigou mine area is composed by three deposit which have the connection in genesis with Xiaosigou Yanshan period granite porphyry rock: Xiaosigou porphyry Cu-Mo deposit in the porphyry rock (north rock), skarn-type Pb-Zn polymetallic deposit on the outer and inner contact zone of marmarization limestone and the northwest rock, Xiaoshimen hydrothermal filling deposit formed by the contact of quartz diorite porphyry of the southwest rock and the marmarization limestone.

2. Based on the systemic analysis of characteristics in sulfur isotope, rare earth elements and inclusions, the author holds that the metallogenic materials of Xiaosigou porphyry copper-molybdenum deposit main origins magma, molybdenum mineralization mainly comes from the granite porphyry, copper mineralization mainly comes from the granodiorite porphyry, and skarn-type Pb-Zn deposit is close paragenesis with copper-molybdenum deposit as the synchronization and homologous products of porphyry copper-molybdenum deposit; Xiaoshimen Ag-Au deposit which comes from the Xiaosigou complex body and monzonite porphyry is consider to be a low to moderate temperature hydrothermal filling deposit , fault

structure controls the positioning of ore body and detachment structure dominates the location of Au, Ag, Pb, Zn mineralization, e.g. Cu-Mo ore body hosted in NW-trending fault and Ag-Ag occurred in the NNE ones.

3. Xiaosigou porphyry copper-molybdenum deposit has a obvious wall rock alteration zoning, and the orebodys distribution are controlled by the contact zone. The NE-trending zone of contact is the main tectonic of ore-controlling: the Cu orebodys are in the outer belt and the Mo orebodys inner. The whole body parallel spreading along the belt. Cu-Mo mineralization mainly occurres in the place where the transition phase and the surrounding rock contact. Cu mineralization is controlled by the bedding and distributed in the siliceous limestone and chert-bandlike- dolomite. Near by the advanced granitic diorite porphyry apophysis, there always generated strong skarnization and formed Mo-rich orebody.

4. According to the ore-forming geological conditions of ore field and the integrating anomaly characteristics in geophysical and geochemical exploration, the author holds that the E7,E8 anomaly area in the porphyry bodies get the potential of Au-Ag prospecting and the inner contact zone in the west of Xiaosigou rock (Nangoulao region) would be the favorable position for the copper-molybdenum polymetallic deposit finding.

KEYWORD: metallogenic prognosis, geochemistry, Cu-Mo deposit, Au-Ag deposit, Xiaosigou ore field, Hebei

研究生学位论文独创性声明和版权使用授权书

独 创 性 声 明

本人声明：所呈交的论文是本人在导师指导下进行的研究工作及取得的研究成果。据我所知，除了文中特别加以标注和致谢的地方外，论文中不包含他人已经发表或撰写过的研究成果，也不包含为获得其它教育机构的学位或证书而使用过的材料。对论文的完成提供过帮助的有关人员已在论文中作了明确的说明并表示谢意。

学位论文作者（签字）：文灿

签字日期：2009.6.9

学位论文版权使用授权书

本学位论文作者完全了解(学校)有关保留、使用学位论文的规定，有权保留并向国家有关部门或机构送交论文的印刷本和电子版本，允许论文被查阅和借阅。本人授权(学校)可以将学位论文的全部或部分内容编入有关数据库进行检索，可以采用影印、缩印或扫描等复制手段保存、汇编学位论文。同时授权中国科学技术信息研究所将本学位论文收录到《中国学位论文全文数据库》，并通过网络向社会公众提供信息服务。（保密的学位论文在解密后适用本授权书）

学位论文作者签名：文灿　　导师签字：

签字日期：2009年 6月 9日　　签字日期：2009年 6月 10日

第一章 绪论

1.1 论文选题背景和研究意义

1.1.1 论文选题背景

在参加导师承担的与华北有色地勘局合作项目《河北省平泉县小寺沟地区成矿规律及找矿预测》的研究基础上，进一步从矿床地球化学的角度探讨矿床地球化学和成矿预测工作。

1.1.2 研究意义

河北省平泉县小寺沟斑岩铜钼矿床是华北地区一个大中型的多金属矿床（图 1-1），经过多年生产，矿山资源已基本耗尽，但近年来华北地勘局地勘总院运用新的找矿理论与方法，在其外围先后发现了一批新的矿床与矿点，从已完成的地质、物探工作来看，已具备形成中型以上银-金多金属矿床的成矿地质条件。为了深化本地区的普查找矿工作，进一步查明本区的成矿规律，提供新的找矿地段和找矿靶位，笔者在综合分析前人资料的基础上，对矿区进行野外地质调研，查明控矿因素，总结成矿规律，预测找矿靶区，为布置探矿工程提供地质依据。对于指导找矿具有重要的理论意义和实践意义。

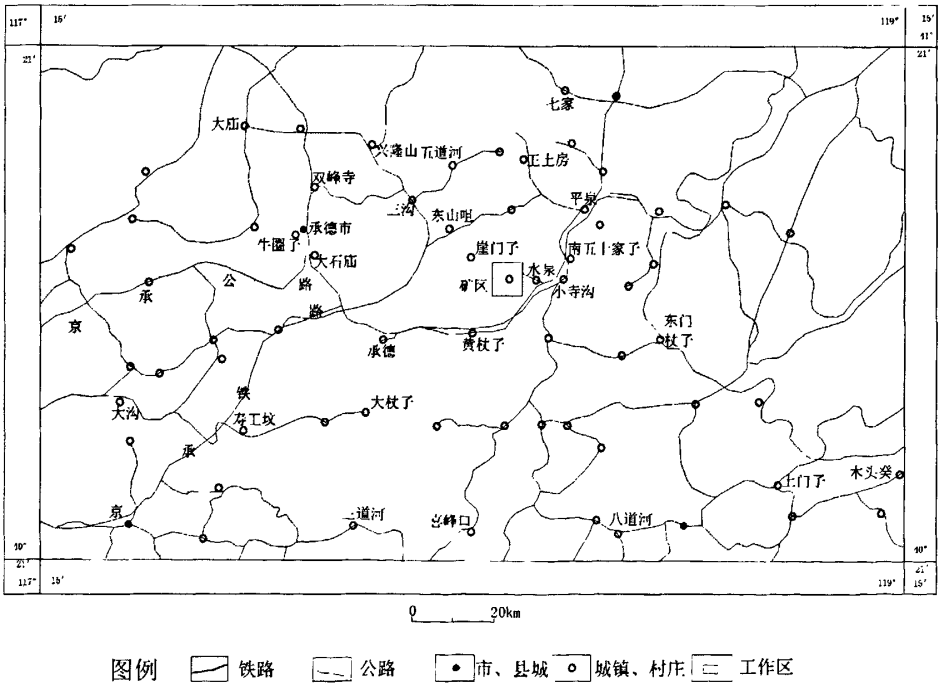


图 1-1 研究区交通位置图

1.2 文献综述

1.2.1 华北地台区域地质背景研究

华北地台是我国最古老的地台，包括秦岭之北的整个华北、东北南部、渤海、北黄海以及朝鲜北部，总体呈三角形，并以深断裂与相邻单元为界。北以阿拉善北缘深部断裂和内蒙地轴北缘深断裂与天山－兴安地槽褶皱区为界，南以秦岭地轴北缘深断裂和确山－肥东深断裂与秦岭褶皱系分开，东以郯城－庐江和嘉山－响水深断裂与扬子准地台相邻。其主体经五台运动基本固结，但经历中条运动才最终形成。它的沉积盖层包括中元古界至奥陶系浅海沉积，石炭、二叠系陆相夹海相沉积和中、新生界陆相沉积[1]。晚三叠世至侏罗－白垩纪，该地台卷入滨太平洋活动大陆边缘历程，显示出极明显的地台活化性质、尤其是包括燕山台褶皱在内的北缘和包括豫陕断隆区在内的南缘，表现为甚。

北缘的东西向和北东－北北东断裂或它们的交错部位控制着中生代特别是燕山期的岩浆喷发和侵入活动，形成了燕山东西－北东向构造－岩浆带，并控制着隶属于燕山台褶带的燕辽钼（铜）矿带的形成。南缘的北西西向和北东向断裂发育，制约着印支－燕山期岩浆侵位，形成总体上呈北西西向的构造－岩浆带和东秦岭钼矿带[2]。

1.2.1.1 地层

华北地台的基地底岩系由太古宇及下元古界组成。华北地台的太古界是一套变质很深的变质岩系，且不同地区变质程度差别比较大，变质岩种类也不同，从北向南变质程度由深到浅。出露的岩石主要有各种片麻岩、斜长角闪岩、麻粒岩、各种片岩、磁铁石英岩及各种大理岩。

下元古界在华北地台一般为规模不大的克拉通地槽，沉积因地而异，可出基性火山岩系、火山质硬砂岩转变为含镁质碳酸盐岩的陆源碎屑沉积岩系，还常出现中酸性火山岩，多已发生了区域变质。下元古界在华北地台的分布与太古宇基本相同，主要集中在胶辽台隆、山西断隆和内蒙地轴。

华北地台的沉积盖层由上元古界－新生界组成，其中缺失志留系到下石炭统，是华北地台出露面积最大的地层。主要以碎屑岩为主。

中上元古界

中晚元古界包括长城系、蓟县系、青白口系和震旦系。它是由一套地槽型大理石海相沉积岩系组成，从大量发育有碳酸岩到以碳酸岩为主。

古生代

早古生代地层　华北地台的早古生代地层包括寒武系和奥陶系，分布广泛，面积也

较大，主要出露在华北地台中部和东南部。主要由碳酸岩组成，其余还有部分泥灰岩、泥（页）岩、粉砂岩和砂岩，岩性较稳定，厚度变化不大。

晚古生代地层　晚古生代地层主要出露在华北地台中部，以山西断隆分布最广，其次为鄂尔多斯台坳，为一套海陆交互相含煤沉积到陆相碎屑沉积。

中生代

三叠系　三叠系主要出露于地台中部的鄂尔多斯台坳和山西断隆，形态复杂，多呈树枝状，为一干燥气候下的湖泊、沼泽相沉积，厚度变化不大。

侏罗系　侏罗系在华北地台普遍分布，主要出露于地台中部和东部，以内蒙地轴分布面积最大，其次是胶辽台隆、燕山台褶带和鄂尔多斯台坳，为一套河湖、沼泽及三角洲沉积。

白垩系　白垩系多集中出露于地台中部和西部，分布最广的为鄂尔多斯台坳。白垩系在华北地台为一套半干燥气候下的河湖和山麓堆积。

新生代

第三系　第三系主要分布于地台北部及西南，以内蒙地轴分布最广。老第三系在华北主要为侵蚀区。新第三系主要为湖湘沉积和钙质红土组成的风化壳、红色土壤、粗砂及泥灰岩。

第四系　第四系在华北地台大面积分布，主要以鄂尔多斯台坳和华北断坳分布最广。主要由一些未固结的松散沉积物组成，成分为砂、砾、粘土、亚粘土等。

1.2.1.2 岩浆岩

华北地台虽属稳定性构造单位，但岩浆活动仍较强烈，特别是印支运动后岩浆活动显著加强。华北地台出露的岩浆岩时代和种类较全，从太古宙到新生代地层，从深成岩到喷出岩都有出露，总面积为 166436km^2，占华北地台陆地总面积的 11.88%，沿地台北部和东南边缘分布。主要集中在阿拉善台隆、内蒙地轴、山西断隆和胶辽台隆，其次在雁山台褶带、鲁西断隆和豫西断隆。华北地台出露的岩浆岩有（按面积计算）：深成岩 65.13%，浅成岩 1%，喷出岩 33.87%[3]。

深成岩

华北地台出露的深成岩有酸性、中性、基性和碱性，以酸性占比例最大。酸性深成岩包括：花岗岩、花岗闪长岩、二长岩、石英二长岩和碱性花岗岩；中性深成岩包括：闪长岩、石英闪长岩和正长闪长岩；基性深成岩包括辉石岩、橄榄岩类、辉长岩及角闪岩；碱性深成岩包括正长岩、花岗正长岩、石英正长岩。

从时代上看，华北地台的岩浆岩出露以中生代（燕山期）的分布最广，其次为晚古生代（华力西期），出露最少的是古生代（加里东期）。

浅成岩

华北地台有酸性浅成岩，包括花岗斑岩、石英斑岩、花岗闪长斑岩和二长斑岩；中性浅成岩包括闪长斑岩、闪长玢岩、石英闪长斑岩和安山玢岩；基性浅成岩包括辉绿岩、辉石玢岩；碱性浅成岩包括正长斑岩、粗面斑岩、花岗闪长斑岩、石英正长斑岩。

喷出岩

喷出岩在华北地台出露有基性和碱性两种，包括玄武岩、粗面岩等以及从酸性到基性的火山岩地层[3]。

1.2.2 华北地台区域成矿作用研究

华北地台广泛分布着铁、金、银、铅、锌、钼、金刚石、镍、稀土、硫铁矿、滑石菱镁矿等大型、超大型矿床和矿产资源产地。据陈毓川等[4]研究，华北地台由两个大的二级成矿区带组成，即华北地台北缘金、银、铜、铅、锌、钴、镍、硼成矿带（Ⅱ-3），和华北地台金、银、铜多金属成矿区(Ⅱ-4)。华北地台北缘成矿带（Ⅱ-3）进一步划分为三个III级成矿区带：（1）III-10 华北地台北缘东段华力西、燕山期 Au、Cu、C、Ni、Pb、Zn、Ag、(B)成矿带；（2）III-11 华北地台北缘中段燕山期 Au、Ag、Pb、Zn 成矿带；（3）III-12 华北地台北缘西段前寒武纪，燕山期 Pb、Zn、Cu、Ag、Au 成矿带。华北地台成矿区(Ⅱ-4)进一步划分为七个III级成矿区带：III-15 鲁东金成矿区；III-16 鲁西金成矿区；III-18 吕梁上东侧晚古生代铝土成矿区；III-19 中条山前寒武－燕山期铜（金）多金属成矿区；III-20 华北地台南缘燕山期金、银、铅、锌多金属成矿带；III-21 鄂尔多斯－吕梁山燕山期金成矿带；III-22 龙首山元古界铜镍成矿带。

1.2.3 华北地台小寺沟斑岩铜钼矿床－小石门金银矿床研究现状

研究区位于“华北地台”北缘，属天山－阴山东西向复杂构造带的次一级燕山沉降带的一部分，区域构造位置属于华北地台次级构造单元——燕山台褶带与内蒙地轴的交接部位。张家口－平泉－北票多期活动的深断裂从小寺沟铜钼矿床的北界通过。该断裂北侧为太古界迁西群片麻岩类组成的前地槽构造层；其南侧为中上元古界、古生界碳酸盐岩类组成地台构造层和中一新生界火山沉积建造组成的地洼构造层，就区域地质而言，本区的地壳经历了前地槽、地槽、地台和地洼四大不同发展阶段，现阶段属华夏型地洼区[5]。与成矿作用有关的火成杂岩体，分布于六沟－平泉－杨树岭断裂南侧，该断裂是宣化－承德－北票去区域断裂的一部分。

中生代以来，在前中生代形成的东西向复杂构造带基础上，一方面由于“华北地台”受太平洋板块及日本海扩张的积压，古板块缝合线及古东西向断裂重新复活；另一方面由于燕山运动强烈影响，广泛形成北北东、北东向为主的断裂构造和大量的中酸性－酸

性的岩浆侵入和喷发活动。

区内地层主由太古宇迁西群上亚群、中上元古界蓟县系雾迷山组及第四系构成。迁西群上亚群沿第六沟－平泉断裂分布于该区北部，岩性为黑云斜长片麻岩、混合岩化花岗片麻岩，东南端尚有上侏罗统火山岩和火山碎屑岩零星出露。蓟县系雾迷山组围绕小寺沟杂岩体东、南、西三面分布，面积较广，岩层呈单斜展布，走向北东，倾向北西或西，岩性主要为中厚层含燧石条带白云质灰岩和白云岩，局部见薄层或透镜状角砾岩。第四系由残坡积、洪冲积层构成，沿沟谷、阴坡分布，覆盖面较广[6]。

矿区构造以断裂为主，主要表现为单斜构造。断层走向有NW、NNE、SN、NE向，长数百至数千米，断裂破碎带宽约几米至20m，其中NW断裂和六沟－平泉大断裂共同控制了小寺沟杂岩体的侵位。主要断层有三组，F1断层是张家口－平泉－北票深断裂的一部分呈东西向延伸的压扭性断层，该断层北部把F1错开，晚于F1断层带内有辉长闪长岩脉贯入。F3是四道沟断层，呈北西向延伸，倾向南西，为一张扭性断层，是矿区最发育的一组断层，小寺沟小寺沟含铜斑岩体沿该断层侵入，是本区主要控矿构造[6]。

区内燕山期岩浆活动强烈频繁。早期为辉长闪长岩脉沿F2断层贯入，中期为含矿花岗闪长斑岩体沿四道沟断层侵入，为矿床含矿母岩；晚期有花岗斑岩岩脉、闪长玢岩岩脉侵入于岩体中，并伴有小型酸性岩浆喷发，形成了流纹岩和火山碎屑岩。小寺沟铜钼矿区构造岩浆岩活动强烈，具备继承性和多期成矿条件。就燕山早期有脉状产出的闪长辉长岩脉为NE向展布的岩脉，K－Ar同位素年龄163Ma；中期花岗闪长斑岩，为NW向分布的岩株，分三个相：边缘相石英闪长斑岩，过渡相花岗闪长斑岩，中心相二长花岗斑岩，各岩相之间呈渐变过渡关系。由花岗斑岩－花岗闪长斑岩－石英闪长斑岩组成小寺沟含矿岩体。该期岩石Rb－Sr等同位素年龄124Ma；晚期为中酸性火山岩（K－Ar同位素年龄112Ma）及花岗斑岩、闪长玢岩等各种脉岩[7]。与小寺沟中型铜钼矿床[8]成矿作用有关的小寺沟岩体属于同熔型花岗岩，岩浆主要来源于下部地壳或地幔，并混染了部分上地壳物质，岩石成岩年代约124Ma。成矿热液分三个阶段，在钾长石石英硫化物阶段和石英硫化物阶段以岩浆水为主，可能含少量大气降水，晚期碳酸盐阶段混入大量大气降水。成矿热液在早期与赋存岩石之间在一定程度上保持着同位素交换平衡，成矿总盐度在早期无明显变化。矿床内炭主要来自围岩雾迷山组海相沉积碳酸盐，热液中的Ca^{2+}、HCO_3等组分也主要来自围岩。

小寺沟矿床是一个以斑岩型为主的矽卡岩－斑岩型复合矿床[9]。具有多种成矿物质来源、多阶段成矿、多种成因类型、多种控矿因素和多种成矿特征。小寺沟铜钼矿床成矿是受前地槽、地台和地洼三大不同发展阶段联合控制的。最主要的成矿阶段乃是地洼阶段；就岩浆活动与多期成矿关系而言，有斑岩型钼矿、含钼石英脉型钼矿和矽卡岩型钼矿三个类型。其具有多种成因类型。其中主要有高温－中温热液型、斑岩型和矽卡岩型三个成因类型[10]。

对小寺沟成矿岩体锶同位素研究表明，岩体属于同熔型花岗岩，岩浆主要来源于下部地壳或上地幔，并混染了部分上地壳物质[7]。岩体属燕山期花岗闪长斑岩，全岩 K－Ar 年龄为 129Ma（章百明，1985）岩体从中心至边缘可分为三个岩相带，而斑岩体各相带中钾长石的有序度都较低，说明岩体是在高温、浅成、快速冷却环境中形成的[11]。燕山期花岗闪长斑岩是该矿床的主要成矿物质来源[5]。

矿床围岩蚀变强烈，蚀变岩石多种多样，主要分布在蚀变接触带，蚀变明显受 NW 向构造控制、与矿化关系密切。蚀变在空间上具有明显的分带性，由岩体向围岩依次为钾化－绢英岩化－粘土化－矽卡岩化－蛇纹石化－大理岩化－白云岩化[12]。蚀变作用由接触带向两侧逐渐减弱[13]。含矿母岩的蚀变主要有钾化、硅化、黄铁绢英岩化和粘土化。碳酸岩围岩的蚀变主要为大理岩化、矽卡岩化和蛇纹石化[6]。矿床中热液蚀变作用非常强烈，从早期到晚期可分为：矽卡岩化－钾化－绢英岩化、蛇纹石化－碳酸盐化、硅化[7]。按分带性又可将热液蚀变分为：钾长石－（黑云母）蚀变带；石英－绢云母蚀变带；粘土化带和蛇纹石蚀变带。钼矿主要产在石英－绢云母蚀变带，铜矿主要产于蛇纹石蚀变带内[14]。

小寺沟铜钼矿床有多种矿化作用，除了有铜矿化、钼矿化、铁矿化、铅锌矿化和黄铁矿化以多，还伴生有 Au、Ag、Re、Se 等多种元素。钼矿化主要分布于绢英岩化岩石中，其次是钙铝榴石矽卡岩中[10]。矿化同时发生于围岩和岩体中，岩体中以钼矿化为主，伴生有铜。围岩中以铜矿化为主，伴生有钼[12]。钼矿化主要与钾化、黄铁绢英岩化有关，其富集程度和含钼石英脉的发育程度成正相关。铜矿化与蛇纹岩有关，主要富集于蛇纹石化强烈地段，其富集程度和黑绿色蛇纹石细脉的发育程度成正相关。铜钼矿化与蚀变作用强度、蚀变岩类型有关。围岩蚀变作用强、铜钼矿化则好，反之则差。钾化、黄铁绢英岩化、钙矽卡岩化与钼矿化有关。蛇纹石化与铜矿化有关。矿化与含矿岩体的岩相带有关，中心相和边缘相对成矿不利，过渡相的花岗闪长斑岩对成矿有利。铜钼矿化主要发生在过渡相和围岩接触的地方[13]。岩浆岩是本区的成矿母岩：钼矿化主要与花岗斑岩有关，铜矿化主要与花岗闪长斑岩有关，外围金银铅锌矿化主要与二长斑岩有关[15]。在接触带内侧出若干与接触带产状一致的脉状、透镜状和不规则状矿体组成钼矿化带[16]。

小寺沟岩体自中心向外，钼、铜（铜钼）-铅、锌-铁-银、金（铅、锌）成矿系列分带明显，矿床成岩类型不同，伴有如下不同的蚀变类型：①在岩体内发育斑岩型铜钼矿床，围岩蚀变有硅化、钾化、绢云母化等；②在接触带发育矽卡岩型铜、铁矿体，围岩蚀变有硅化、蛇纹石化、矽卡岩化及大理岩化；③在岩体外侧围岩中形成的热液充填型铅、锌、金、银矿体，围岩蚀变为硅化、褐铁矿化、高岭土化及碳酸盐化[15]。

矿体分布受接触带控制，北东接触带是控矿的主要构造。矿体产于中期花岗闪长斑岩体与白云质灰岩的接触带部位及其两侧蚀变岩中，矿体产状与接触带产状一致。钼矿体主要产于内接触带，而同矿体主要产于外接触带，矿体沿接触带平行展布。钼矿体受

北西向裂隙控制。含钼石英脉呈平行、网状产出，大都沿北西向裂隙交代充填。可分为细脉侵染状钼矿体、侵染状铜矿体、漆状钼矿体、细脉状铜矿体、矽卡岩型铜钼矿体和含铜磁铁矿体[7,12,13]。

小寺沟铜钼矿区，由于地洼期地壳脉动性活动，导致多次岩浆活动、多期断裂、多期围岩蚀变和多期成矿作用，由此而形成多种矿石类型。就其中的钼矿石而言，就有五个自然类型：石英网脉型钼矿、侵染型钼矿、硅化型钼矿、矽卡岩型钼矿、灰岩型钼矿。矿石类型的复杂多样表明成矿具有复生性特征，这是多其次的结果。其根本原因乃是地洼期的地壳脉动性活动所致[10]。矿石成分以石英和辉钼矿为主，其次有云母、微斜长石、黄铁矿和黄铜矿等[16]。

岩体和矿化带石英中包裹体较多，类型全，按捕获相态有晶质包裹体，熔融包裹体又分为熔融结晶包裹体和玻璃包裹体，流体包裹体有气体、气液和多相包裹体等[14,17]。

此外，华北地勘局在研究区投入了大量的地质、物探、化探工作：

1．华北地勘局514队1957年10月到1961年3月对小寺沟斑岩铜钼矿床进行第一次勘察，并于1960年提交了矿区地质勘探初步总结报告及储量报告。经河北省储委审查后对报告进行修改和补充，于1962年正是提交了《小寺沟铜钼矿地质勘探工作初步总结及储量报告修改说明书》；1972年9月组织人马第二次重返矿区补做了少量的地质工作。

2．1980年至1985年期间，514队两次进入矿区对5-14线间和17-22线之间675m水平标高以下进行补充地质工作。

3．1996年华北有色地质勘查局五一九大队在矿区外围开展了银、金矿床普查工作。

4．2000年以来，华北地质勘查局地质勘查总院对该区外围进行了地质普查工作，新发现小石门银金矿床。

1.3 研究方法与研究内容

1.3.1 成矿地质背景分析

收集研究区的地质、物探、化探等资料和成果，分析成矿地质背景和构造－岩浆地质地球化学演化特征及其与成矿作用的关系。

1.3.2 矿床地球化学研究

从微量元素、稀土元素、同位素地球化学和成矿年代学等方面研究小寺沟铜钼矿床－小石门金银矿床地质地球化学特征和矿床成因信息。

1.3.3 找矿预测

在深入研究矿区成矿地质背景、矿区构造特征、控矿因素的基础上，重点研究成矿系列特征和矿床分带规律，预测研究区找矿潜力。

本次工作的实物工作量见表 1-1。

表 1-1 实物工作量

序号	工作项目	数量/单位
1	野外调研，路线地质观察	10 km
2	野外地质点观察素描	100 个
3	采集各类岩石标本	150 件
4	检查矿点	6 个
5	挑选单矿物（金属矿物REE）	40 件
6	流体包裹体成分分析	6 件
7	磨制鉴定光薄片	100 片
8	岩石化学成分分析	7 件
9	稀土元素 REE 分析样品	31 件
10	同位素分析	20 件
11	同位素年龄测试	3 件

第二章 区域成矿地质背景

2.1 大地构造背景

研究区地处华北陆块北缘，北跨天山－兴蒙造山带，东濒太平洋板块。在构造上跨越天山－兴蒙造山带和华北板块两个一级构造单元，属于塔里木－华北成矿域（图 2-1）。

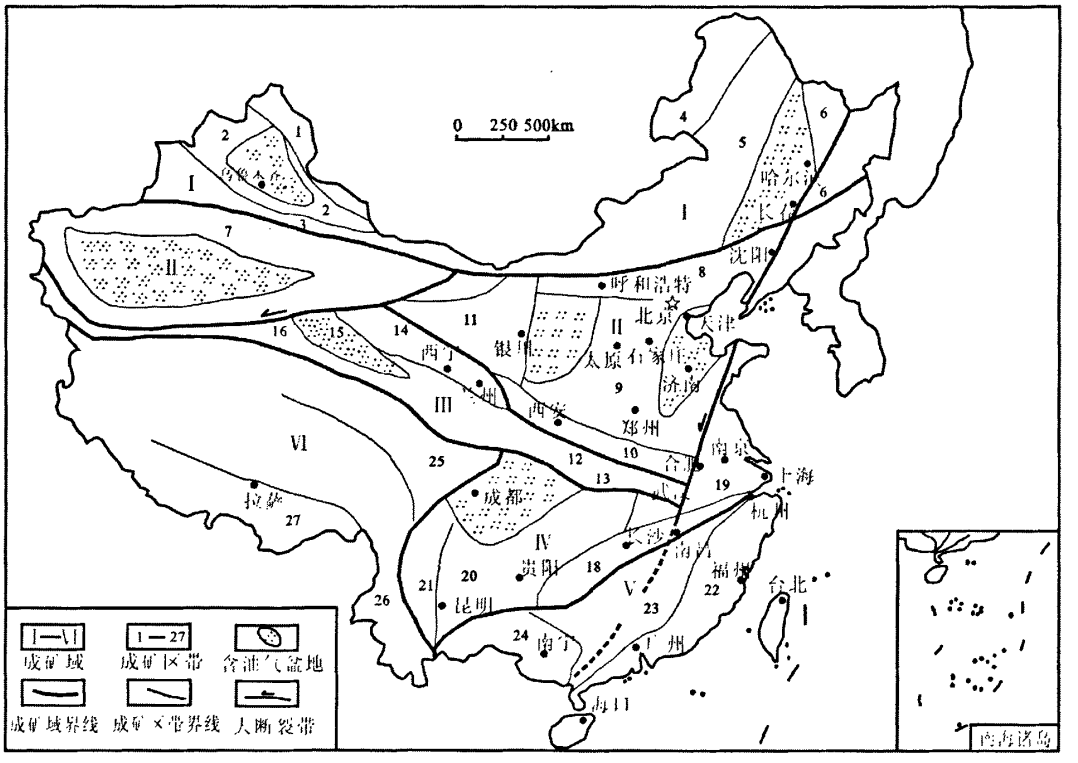


图 2-1 中国大陆成矿域划分图（翟裕生等，1999）

Ⅰ天山-兴蒙成矿域；Ⅱ塔里木-华北成矿域；Ⅲ秦祁昆成矿域；Ⅳ扬子成矿域；Ⅴ华南成矿域；Ⅵ喜马拉雅-三江成矿域

2.2 区域地质特征

2.2.1 区域地层

区域内地层以中上元古宇及中生界侏罗系最为发育，缺失古生界地层（图 2-2）。

太古宇：太古宇构成本区的基底，出露于北部地轴一侧及马兰峪复式背斜轴部，岩性出一套片麻岩、变粒岩、混合岩等中深度变质岩构成。

元古宇：本区元古宇地层广为分布，长城系、蓟县系、青白口系均有出露，主要出

露于马兰峪复式背斜北翼，由河流相－滨海相、浅海相的砂岩、页岩、白云岩、石灰岩等构成，沉积厚度巨大。

中生界：中生界主要发育侏罗系地层，广泛出露于中生带断裂陷盆地中，由陆相碎屑岩、中酸性火山岩、火山碎屑岩等构成。

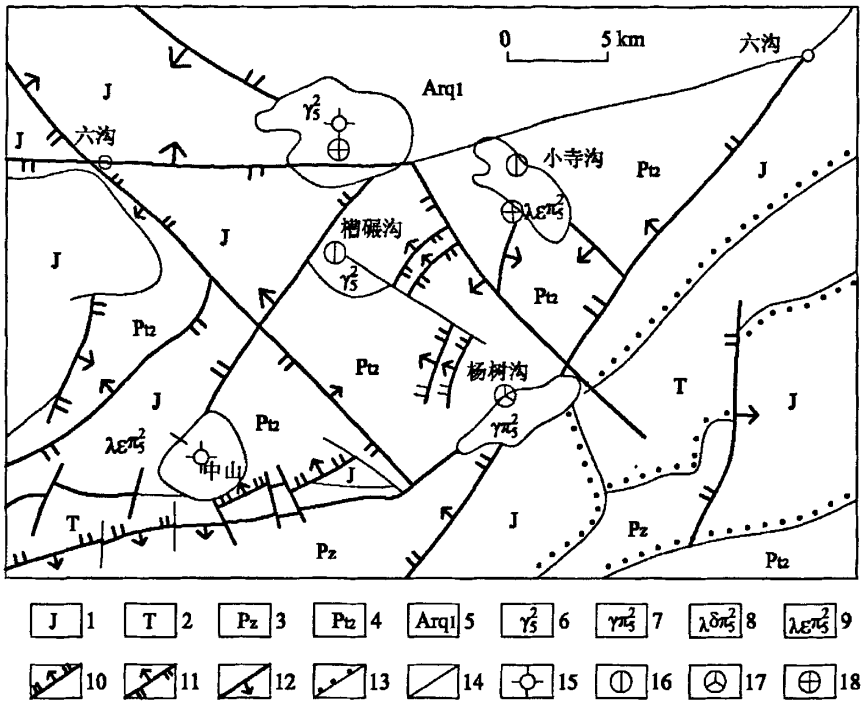


图 2－2 小寺沟矿田区域地质图（据郭鸿军等，2008）

1. 侏罗系；2. 三叠系；3. 古生界；4. 中新元古界；5. 迁西群；6. 燕山期花岗岩；7. 燕山期花岗斑岩；8. 燕山期石英闪长斑岩；9. 燕山期石英正长斑岩；10. 正断层；11. 逆断层；12. 性质不明断层；13. 不整合线；14. 地质体界线；15. 火山口；16. 铜钼矿床（点）；17. 多金属矿床（点）；18. 银金矿床（点）

2.2.2 区域构造

承德－平泉近东西向深大断裂和平房－桑园北东向深大断裂是区内主要断裂构造，与其派生的北东、北北东、北西向次级断裂形成了本区基本构造格局，并形成多组构造交汇盆地。

2.2.3 区域岩浆岩

区域内岩浆活动频繁，尤以燕山初期最为剧烈，岩性齐全，从超基性－中基性－酸性岩及碱性岩均有出露，以中酸性侵入岩为主。燕山期的中酸性岩侵入岩，主要沿断裂交汇处侵位，形成侵入杂岩体，如寿王坟、小寺沟等岩体。

2.2.4 区域矿产

阜新－集宁成矿带(河北部分)有着悠久的地质发展演化历史和多旋回成矿作用，伴随大地构造出活动－稳定－活化阶段性演化，前寒武纪、古亚洲、滨太平洋成矿作用相继居于主导地位，形成的矿床类型复杂，数量多，铜、铅、锌、金、银、钼、铁、铀、煤等矿床分布广泛。主要矿种在空间上呈矿化集中区展布在不同的地质构造单元内和不同的成矿区内是矿床空间分布的基本规律。康保－棋盘山成矿区分布有金属矿床(点)，一般规模小，数量少，以及一些非金属矿床。张北－隆化成矿区分布有金属矿床(点)，规模大，数量较多，已发现有大型、超大型矿床。重要的非金属矿床有煤、黄铁矿等。张家口－承德成矿区金属矿床种类多、成因类型多，矿床规模大。煤资源丰富，非金属矿床种类也较多。兴隆－山海关成矿区金属矿床种类多、成因类型多，矿床的规模大。煤、石油资源丰富，水泥、玻璃原料充足，其它非金属矿床种类也较多。本区经过长期、多旋回地质作用形成的铜、铅、锌、金、银、钼、铁、铀、煤等主要矿床相对集中，可划分为7个成矿集中区。① 宣化－赤城成矿集中区位于龙关隆起中，是该带最主要成矿区之一，主要成矿期为中元古代和晚古生代，分布有铁、钛、钒、磷、金、铅等矿床；② 大庙－烟筒山成矿集中区位于丰宁－隆化断裂与大庙－娘娘庙断裂之间，大庙穹断束北侧，主要成矿期为中元古代和中生代，分布有铁、磷、钒、钛、铬、铂、金、银、铅、锌、硫、钼等矿床；③ 平泉成矿集中区位于马兰峪复背斜与承德拱断束东端交接部位，主要成矿期为中生代，分布有铁、铜、钼、金、铅、锌等矿床；④ 冀东成矿集中区位于冀东隆起区上，是该带最重要的成矿区之一，主要成矿期为太古代、元古代、中生代，分布有铁、铬、铂、铜、金、银、铅、锌、硫、锰等矿床；⑤ 官厅成矿集中区位于涿鹿褶皱束与军都山岩浆岩带的交接部位中，主要成矿期为印支期和燕山期，分布有铁、磷、钒、钛、金、银、铜、锰等矿床；⑥ 沽源成矿集中区位于沽源陷断束中，主要成矿期为燕山期，分布有铜、锌、银、铀、钼、铁等矿床；⑦ 上黄旗成矿集中区位于乌龙沟－上黄旗深断裂带的北段，主要成矿期为印支期和燕山期，分布有金、银、钼、铅、锌等矿床。在该成矿带的七个成矿集中区中冀东成矿集中区范围最大，矿种和矿化类型最丰富[1,18,19]。

研究区位于平泉成矿集中区，为国内重要有色及贵金属矿集区之一，内生矿产资源极为丰富，目前已探明的有寿王坟中型矽卡型铜（铁）多金属矿床，洞子沟银多金属矿床、小寺沟大型斑岩型铜钼矿床。

2.3 区域地球物理与地球化学特征

2.3.1 区域地球物理特征

从河北北部区域布伽重力异常图和 1：20 万航磁图上可以看出，小寺沟铜钼－银金

矿区位于丰宁－隆化－王土房东西向的重力异常陡变带南缘，承德－平泉北东东向的南北两个截然不同的区域航磁背景场的转换处，这些重力异常的陡变带及航磁背景场的转换处，均已被证实为区域深大断裂的发育地段（平泉－张家口的区域内近东西向的深大断裂）。在这些区域内，岩浆侵入活动强烈，内生金属矿产，特别是铜钼有色金属及金银等贵金属矿产丰富，具有优越的成矿地质条件，是找矿的有利区带，这就是包括本区在内的华北地台北缘地区成为金银等贵金属成矿聚集区的原因之一。

2.3.2 区域地球化学特征

本区由于经历较长的地质找矿工作，地质部门、有色部门均先后做过大量的化探工作，已积累了丰富的区域地球化学资料。

从1：5万分散流异常分布图上可以看出，本矿区正位于崖门－洼子店的Cu、Mo、Pb、Zn、Au、Ag的高背景区，本区发育有异常强度高、分布面积大、浓度明显集中、成矿元素突出的分散流异常特征，说明本区具备形成Cu、Mo、Ag、Au多金属矿床的区域地球化学条件和丰富的物源基础。

综上所述，本区无论从大地构造条件，还是地球物理、地球化学背景均已具备良好的成矿地质环境、优越的成矿条件、丰富的成矿物质来源，及明显的地质、物探、化探找矿标志，具备形成大中型Cu、Mo、Au、Ag矿床的潜力。

据1/10000物、化探扫面，工作区有六处组合异常，其中E3-M3-H3、E4-M4-H4、E5-M5-H5受岩体中心及环状接触带控制，围绕杂岩体中心呈半环状分布，构成内环。M6-H6、E7-M7、E8-M8受断裂，分布与岩层外侧构成外环，各异常特征见表2-1。

表2-1 小寺沟矿田物化探异常特征表

异常编号	异 常 特 征
E3-M3-H3	异常由磁法、电法、化探次生晕构成，位于岩体中，规模：2000/500～600m（长/宽），△Z：700-2500nT，ρs：100～500ΩM，ηs：7～16.3%（低阻高极化）；次生晕为多元素组合异常，强度为：Cu^{10000}、Mo^{150}、$Sb^{41.8}$、Bi^{16}、$Ag^{13.9}$水平分带明显，和已知的斑岩型铜钼矿对应。
E4-ME-H4	异常由磁法、电法、化探次生晕构成，位于岩体西南内接触带，规模：1300/200～400m（长/宽），△Z：500～1500nT，ρs：200～500 ΩM，ηs：13.6～17.6%（低阻高极化）；次生晕为多元素组合异常，强度为：Cu^{1000}、Mo^{100}、$Sb^{18.5}$、$Bi^{24.48}$、$Ag^{8.06}$水平分带明显，见细脉状浸染状铜钼矿化。
E5-M5-H5	异常由磁法、电法、化探次生晕构成，位于岩体外侧及内接触带，规模：1000/600m（长与宽），△Z：500～1500nT，ρs：100～500 ΩM，ηs：7～15%（低阻高极化）；次生晕为多元素组合异常，强度为：Cu^{400}、Mo^{8}、Au^{10}、$Ag^{6.04}$和岩型铜铁矿对应。
M6-H6	异常由磁法、电法、化探次生晕构成，位于岩体外侧，规模：2300/800m(长/宽)，△Z：500～1000nT，ρs：100～500 ΩM，ηs：2～3%（低阻高极化）；1000～2000ΩM，ηs：<2%（高阻弱极化）；次生晕为Pb、Zn、Sb、Bi、Ag、Au等多元素组合异常，Au^{5-20}、$Ag^{21.15}$，平面上单个小异常呈北西向，总体呈串珠状南北向带状展布，对应有金银矿化。
E7-H7	异常由磁法、电法、化探次生晕构成，位于岩体外侧及接触带，规模：2000/200～400m（长/宽），△Z：500～2000nT，ρs：100～500 ΩM，ηs：2～5%（中～高阻高极化）；次生晕为Pb、Zn、Sb、Bi、Ag、Au等多元素组合异常，Au^{20}、$Ag^{25.6}$对应有金银矿化。

续表 2-1

E8-H8	异常由磁法、电法、化探次生晕构成，位于岩体中，规模：2000/500～600m（长/宽），ρs：100～500 ΩM ，ηs：2～15%(低阻高极化)；次生晕为 Pb、Zn、Sb、Bi、Ag、Au 等多元素组合异常，$Au^{5\sim20}$、$Ag^{12.8}$，对应有金银矿化。

注：表中元素符号上角数据为元素含量值，其中 Au(10^{-9})，其它元素（10^{-6}）

资料来源：华北有色地勘院承德分院

根据表 2-1 可以看出本区物、化探异常吻合好，自岩体向外异常水平分带明显，依次有 Mo、Cu→Cu、Pb、Zn→Pb、Zn、Ag→Ag、Pb、Zn→Ag、Au 异常分布，反映出成矿有 Mo、Cu→Cu、Zn、Ag→Ag、Au 系列特征[20]。

第三章 矿田地质与矿床地球化学特征

3.1 矿田地质特征

3.1.1 地层

研究区地层由中上元古宇蓟县系雾迷山组（Jxw）及第四系构成。

3.1.1.1 远古宇蓟县系雾迷山组（Jxw）

蓟县系雾迷山组为矿区出露的主要地层，是本区铜矿（化）体及铅锌金银矿化主要的赋矿围岩。在矿区内，该地层呈单斜展布，走向北东或北北东，倾向北西或北北西，倾角缓，倾角一般在20°～40°，按照岩性组合，分为三个岩性段。

一段（Jxw^1）：分布于下杖子－西杖子以东，主要为中厚层燧石白云岩，局部见薄层或透镜状角砾岩。前者为灰白色，细粒－隐晶质结构，层状构造，燧石呈乳白色或灰白色，条带宽窄不一（1～15cm），局部密集呈条纹状。角砾岩多沿岩体边部及顺层断裂分布，成分为白云岩及燧石，角砾呈棱角状，胶结物为碳酸盐及褐铁矿。

二段（Jxw^2）：分布于下杖子－西杖子以西，出露范围大。下部为厚层含燧石条带白云岩、厚层白云岩夹薄层燧石条带白云岩，特点是硅质成分少，燧石条带不发育，钙、镁质成分高。中部为厚层状白云岩、厚层状含燧石条带白云岩夹厚层状燧石条带白云岩。特点是浅灰－深灰色、微细晶厚层为主，燧石条带少。上部为中厚层夹薄层燧石条带白云岩和厚层含燧石条带白云岩互层，间夹灰质白云岩。局部为中厚层燧石条带白云岩和厚层含燧石条带白云岩，以及厚层夹中厚层、局部夹薄层燧石条带白云岩和厚层含燧石条带白云岩。特点是浅灰－深灰色、微细晶为主，薄层、中厚层增多，燧石条带发育，硅质成分高。

三段（Jxw^3）：分布于南沟脑岩体接触带的西南侧。岩性为中厚层燧石条带白云岩、厚层白云岩夹厚层角砾状白云岩。

3.1.1.2 第四系（Q）

区内第四系主要由残坡积物、洪积物及冲积层构成，多沿沟谷及阴坡分布，在阴坡面，有时第四系覆盖层厚度十几～数十米，给地质施工带来极大不便。

3.1.2 构造

3.1.2.1 构造特征

区内褶皱构造简单，为一单斜构造，岩层总体向北西倾斜，倾角较缓，一般30°～45°。

小寺沟地区断裂构造复杂，是本次工作研究重点之一，断裂构造控制了区内脉岩的产出，也控制了区内的金银矿化及铅锌矿化。

本区存在一组特殊的层间滑脱构造，此种顺层滑脱构造在区内十分发育，随处可见，规模数百米至数千米不等，沿倾向延深较大，多发育在物性差异较大的两种岩性界面处，常被二长斑岩等岩脉充填，滑脱带宽窄不一，燧石条带白云岩具不同程度的碎裂，部分形成角砾岩带，并伴有较强的铅、锌、金、银矿化，是本区主要的控矿构造之一。

3.1.2.2 构造演化与成矿作用

本区早期，由于受到南北内挤压力形成了区域近东西向的承德－平泉深大断裂，并发育与之配套的北北东向及北西向的两组共轭剪切平移断裂，燕山运动时，由于深部岩浆上侵，使北北东向及北西向断裂转变成张性断裂，随后本区杂岩体及其稍后的二长斑岩等岩脉上侵充填在该组断裂，随着岩浆的冷凝收缩，本区再次受到东西向的挤压，使北北东向的断裂再次活动，并受到挤压应力，该组断裂也变成具一系列挤压特征的逆断层。

1．近东西向断裂

近东西向断裂位于矿区北部，为区域古北口－平泉深大断裂通过本矿区的一段，该断裂为燕山弧形构造的组成部分，使北部太古宇的变质岩逆冲在雾迷山组白云岩之上，断裂走向近东西，倾向南，倾角较陡，为 75°～80°。

该断裂带内常见断层角砾岩，断层两侧岩层陡立，甚至倒转，局部地段可见白云岩中发育牵引构造。

该断裂是区域深大断裂的组成部分，控制本区各种地质体的特征，特别是本区的岩浆活动和矿化作用均受该构造的控制。

2．北北东向断裂

该组断裂在区内最为发育，不仅控制了本区脉岩的产出，而且控制了本区金、银矿化。是本区最主要的控矿构造之一，现以水泉沟－西杖子断裂为例简述如下：

断裂走向 20°～35°，倾向 110°～125°，局部倾向方向上呈“S”型起伏，倾角 70°～80°，断裂沿走向延伸 3km 以上，断裂破碎带宽 20～50m，断裂带内显示明显的挤压破碎，构造透镜体、断层泥发育。沿该断裂先后侵入了闪长辉长岩、二长斑岩、石英闪长斑岩及闪长玢岩等岩脉。

本断裂为多期活动断裂，该断裂与北西向断裂为共轭剪切平移断裂，随着燕山期杂岩体的侵入，该断裂由早期的平移剪切转变为引张，早期的闪长辉长岩随后侵入。其后，二长斑岩脉、闪长玢岩脉、石英闪长斑岩先后侵入，并形成金、银矿化，随着岩浆侵入活动及矿化活动的结束。该断裂晚期转变为挤压性质。由于断裂所经历的最晚的一次挤压作用，该断裂表现为目前所见的断层面为舒缓波状、挤压透镜体发育等一系列的压性逆断层的特征，并使金银矿（化）脉不连续。

3．北西向断裂

北西向断裂也是区内较为发育的断裂之一，是区内主要的控岩控矿构造，以四道沟断裂为代表。

四道沟断裂属古北口－平泉深大断裂的次级构造，是与北北东向的水泉沟－西杖子断裂配套的共轭剪切平移断裂。

该断裂自南沟脑至水泉沿走向延伸 3km 以上，走向 310°～320°，倾向 220°～240°，倾角 70°～80°。

该断裂控制了早期小寺沟杂岩体的侵位，并控制了本区主要的铜钼矿体的产出。

四道沟断层同样为一多期活动的断层，早期为平移剪切断层，稍后转变为张性正断层，随着岩体的侵位后，晚期转变为压性逆断层。

本区还发育着一组与四道沟平行的北西向断裂，该组断裂形成时间晚于四道沟断裂，可能在岩浆侵位后形成，使杂岩体内形成一组北西向断裂，该组断裂规模较小，具多期活动特征，早期活动控制了岩体内的矿化及花岗斑岩脉分布，晚期活动又对各种脉岩及矿（化）体形成破坏作用。

4．南北向断裂

本组断裂多沿接触带分布，局部成群成带出现。属四道沟断裂派生的次级构造，规模一般较小。沿走向延长 100 余米至数百米，走向南北，倾向西，倾角 70°左右，常被脉岩充填。

5．北东向断裂

本组断裂与南北向断裂一样，同为晚期断裂，规模小，沿走向延长 100 余米到数百米，出露宽度数米。走向 40°，倾向西北 310°，倾角 30°～40°，该组断裂规模小，但对矿体常造成破坏作用。

6．层间滑脱构造

本区层间滑脱构造的产生是由于区内杂岩体上拱侵位时，由于岩浆上侵，致使围岩（燧石条带白云岩）产生顶托，在两种岩性不同的界面上，上覆的岩层产生滑脱，形成此种特有的滑脱构造，在岩浆侵位晚期，由岩浆晚期产生的的高中温热液沿层间滑脱带充填交代形成具有工业矿化的矿体。

3.1.3 岩浆岩地质地球化学特征

小寺沟岩体是本区的成矿母岩，是斑岩铜钼矿床的直接赋矿围岩。岩体为一多期活动的脉动式杂岩体，主要由花岗岩、花岗闪长斑岩及石英闪长斑岩组成，稍晚期侵入的脉岩为二长斑岩、闪长斑岩、石英二长斑岩及花岗斑岩等。

3.1.3.1 小寺沟杂岩体地质地球化学特征

小寺沟杂岩体为本区的主体侵入岩，出露面积约 7 平方公里，杂岩体为不规则椭圆状，

长轴为北西－南东向，南西陡倾，向南东倾覆，据华北地勘局五一九大队资料[21]，该杂岩体剖面形态为复杂的蘑菇状。岩体接触带形状复杂，岩体中大理岩捕虏体、顶垂体发育，反映岩体剥蚀浅[15]。

前人用 K-Ar 同位素测得的岩体侵入年龄为 129 百万年[21]，本次研究工作中，采集了岩体中的花岗斑岩新鲜样品，送桂林矿产地质研究院，采用 ^{38}Ar 同位素稀释法 K-Ar 测年，测得岩体侵入年龄为 122.83±2.46 百万年（表 3-1）。表明本岩体为燕山晚期产物。

表 3-1　^{38}Ar 同位素稀释法 K-Ar 测年结果表

岩性	K%	(^{38}Ar / ^{38}Ar)总	(^{38}Ar/ ^{36}Ar)总	(^{40}Ar/ ^{36}Ar)总	^{40}K(·10^{-9}) mol/g	$^{40}Ar_{放}$ (·10^{-9}) mol/g	$^{40}Ar_{放}/^{36}K$	$^{40}Ar_{放}$ / ^{36}Ar 总	年龄值（Ma）
闪长辉长岩	1.16	1.0586	1681.62	1780.11	34.622	2.73318	0.078943	84.06%	1012.76±20.26
花岗斑岩	2.99	1.7668	736.42	1301.07	89.241	0.59724	0.006692	77.70%	122.83±2.46
二长斑岩	3.84	2.0874	5916.09	5916.09	114.611	0.84644	0.007385	95.34%	111.65±2.23

注：分析单位：桂林地质矿产研究院

样品号：　CS-1　　CS-2　　CS-3

样　重：0.01070　　0.07595　　0.07766

稀释剂比值 $^{40}Ar/^{38}Ar$=0.0001454　　$^{40}Ar_{放}$　放射成因 ^{40}Ar

稀释剂比值 $^{36}Ar/^{38}Ar$=0.0000211　　Ke　$^{40}K/K$ 层电子俘获衰变常数

稀释剂总值= 7.952×10^{-11}mol　　K_β　$^{40}K_\beta$ 放射衰变常数

稀释剂分值= 30260×10^{-11}mol

稀释剂分号= 0

采用衰变常数　$^{40}K/K$=0.001167　　Ke=0.5811×10^{-10} 年　　K_β=4.962×10^{-10} 年　　$^{40}Ar_{放}$

岩体的岩石化学特征：

本杂岩体的岩石化学成分见表 3-2，计算的 C.I.P.W 标准矿物成分及计算的各种参数见表 3-3。

表 3-2　小寺沟杂岩体岩石化学成分

序号	岩石名称	Si_2O	Al_2O_3	TiO_2	P_2O_5	Fe_2O_3	FeO	K_2O	Na_2O	CaO	MgO	MnO	烧失量	H_2O
1	花岗斑岩	68.74	14.52	0.492	0.13	1.87	1.08	5.84	2.8	1.1	0.8	0.03	2.51	1.85
2	花岗斑岩	67.61	14.92	0.471	0.12	1.56	1.08	4	3.76	1.5	1	0.03	2.39	1.73
3	花岗斑岩	70.55	14.11	0.351	0.133	1.38	1.39	3.62	4.16	1.9	0.9	0.03	1.02	0.76
4	花岗斑岩	74.8	11.4	0.371	0.139	0.99	0.84	6.02	1.04	0.6	0.6	0.03	2.84	0.87
5	花岗斑岩	67.56	15.53	0.56	0.03	2.49	1.43	3.52	4.21	3.1	1.22	0.04	0.4	
6	花岗斑岩	71.6	14.22	0.44	0.28	1.64	1.14	3.94	3.93	1.67	0.9	0.04	0.59	
7	花岗斑岩	69.98	14.48	0.46	0.08	1.44	1.17	4.14	4.06	1.88	1.09	0.04	0.56	
8	花岗闪长斑岩	65.66	15.22	0.609	0.199	1.44	2.31	3.62	4.76	2.9	1.7	0.05	0.99	0.64
9	花岗闪长斑岩	64.39	15.27	0.588	0.19	1.02	1.62	6.84	4.56	3.7	1.5	0.03	1.66	0.86
10	花岗闪长斑岩	63.9	15.84	0.66	0.3	2.97	2.19	3.71	4.12	3.97	1.23	0.07	1.75	
11	花岗闪长斑岩	69.24	14.98	0.44	0.07	1.78	1.37	3.14	4.74	2.42	1.15	0.04	0.54	

续表 3-2

12	花岗闪长斑岩	65.91	15.72	0.567	0.19	1.86	1.84	3.68	4.74	2.8	1.2	0.05	1.08	0.71
13	花岗闪长斑岩	65.81	15.17	0.55	0.19	1.69	2.47	3.9	4.48	2.9	1.5	0.05	1.07	0.64
14	花岗闪长斑岩	65.42	15.69	0.68	0.32	2.48	1.72	3.88	4.16	3.32	1.36	0.06	0.51	
15	花岗闪长斑岩	66.42	15.37	0.56	0.22	1.59	1.39	3.87	4.06	2.28	1.33	0.03	0.91	
16	花岗闪长斑岩	73.11	13.81	0.248	0.07	0.89	0.61	5.94	2.32	0.5	0.4	0.03	2.2	1.2

注：华北有色地勘局承德分院测试

表 3-3 小寺沟杂岩体 C.I.P.W 标准矿物成分

序号	I1	Ap	Mt	Hm	Or	Ab	An	C	Wo	Dw	De	Df	En	Fs	Q	Bi	Er
1	0.34	0.30	0	0.69	28.7	23.69	3.51	2.13	0	0	0	0	0	0	28.36	8.85	0.08
2	0.42	0.28	0	0.59	17.95	31.81	5.80	2.17	0	0	0	0	0	0	27.75	8.63	0.06
3	0.68	0.30	1.20	0	18.64	35.20	8.56	0.07	0	0	0	0	0.77	0.51	28.11	4.95	0.02
4	0.43	0.32	0	0.24	32.08	8.80	1.57	2.3	0	0	0	0	0.78	0	44.47	5.46	0.03
5	1.06	0.07	1.77	0	16.05	35.62	12.82	0	0.22	0.05	0.05	0.81	0	0	23.16	7.21	0.08
6	0.83	0.64	0.14	0.37	17.61	33.53	6.46	0.82	0	0	0	0	0.02	0	30.87	8.75	0.04
7	0.88	0.19	1.12	0	21.20	34.35	8.70	0	0	0.03	0.03	0	1.09	0.21	25.98	4.99	0.03
8	1.16	0.46	1.53	0	16.17	40.10	9.50	0	0.08	0.38	0.38	1.12	0	0	18.63	7.9	0.002
9	1.11	0.44	1.06	0	19.86	38.58	9.85	0	1.60	0.89	0.89	0.46	0	0	16.6	5.79	0.003
10	1.25	0.70	2.37	0	16.01	34.86	13.77	0	1.31	0	0	0.40	0	0	18.76	8.94	0.07
11	0.83	0.16	1.39	0	16.27	40.10	9.17	0	0	0.58	0.58	0.37	0.22	0.14	23.45	5.93	0.04
12	1.07	0.44	1.84	0	17.16	40.10	10.67	0	0.38	0	0	0.5	0	0	19.0	6.91	0.02
13	1.04	0.44	1.84	0	17.68	37.90	9.69	0	0.43	0	0.	1.15	0	0	19.38	8.21	0.003
14	1.29	0.74	2.10	0	16.68	35.20	12.65	0	0.31	0	0	0.47	0	0	20.33	7.9	0.07
15	1.06	0.51	1.85	0	17.93	34.35	12.15	0	0	0	0	0.33	0	0.42	22.26	7.47	0.09
16	0.47	0.16	0.19	0.16	32.49	19.63	2.02	2.65	0	0	0	0	0.20	0.20	35.90	4.03	0.02

从表中可以看出：

1. 本区 SiO_2 含量普遍偏低，杂岩体应属中酸性岩体；

2. 全碱（K_2O+Na_20）含量较高，平均在 7%以上，为富碱岩体；

3. CaO 含量普遍偏低，花岗斑岩、花岗闪长斑岩 CaO 均在 2%以下；

4. 三种岩浆岩分异指数分别为：83.2、76.70、73.60，说明花岗斑岩分异程度高于花岗闪长斑岩和石英闪长斑岩，区内的铜钼矿化主要与分异演化彻底的花岗斑岩有关。

综上所述，本区杂岩体为贫硅，富碱，贫钙，分异程度高，演化较彻底的与矿化有关的岩体，属区内矿化母岩。

岩体的岩石学特性：

杂岩体主体由花岗斑岩，花岗闪长斑岩及石英闪长斑岩组成，三者由北东至南西依次产出，但三者之间无截然界线，呈渐变过渡关系，反映三者为同一岩浆岩，属脉动式侵入形成（图 3-1）。

1．花岗斑岩

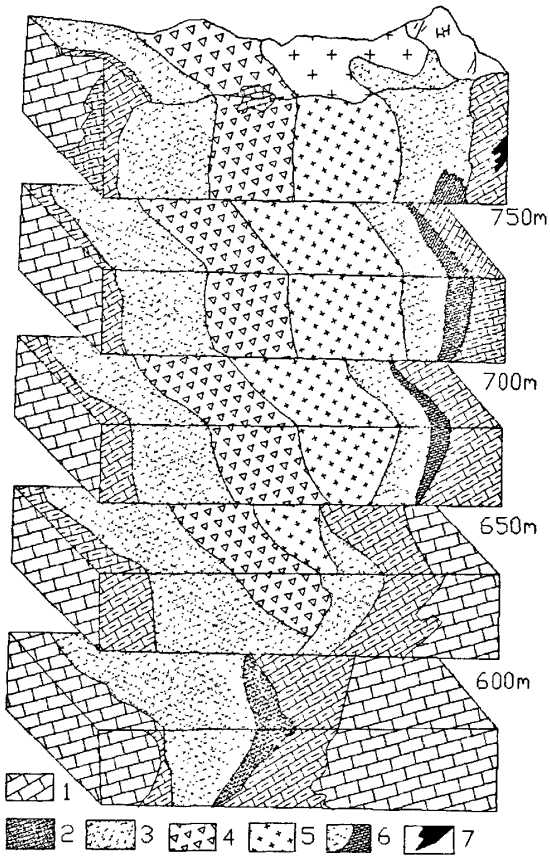
花岗斑岩出露于岩体的北东，是本区铜钼矿床的直接赋矿围岩。花岗斑岩为灰白色，斑状结构，块状构造，斑晶主要有石英、钾长石、斜长石及黑云母组成，基质成分主要为石英，其次钾长石及斜长石，钾长石以正长石为主，其次为微斜长石，斜长石聚片双晶发育，用费氏台测得 An=25+，属更长石。副矿物为磷灰石及锆石。

2. 花岗闪长斑岩

花岗闪长斑岩出露于岩体的中部，为本杂岩体的主体，出露面积占岩体总面积的 1/2 左右。花岗闪长斑岩为灰白色，似斑状结构，块状构造，斑晶由石英、钾长石及中性斜长石组成，环带构造发育。

3. 石英闪长斑岩

石英闪长斑岩，出露于岩体的南西边，出露面积仅占岩体总面积的 1/4 左右。石英闪长斑岩为灰白—灰色，似斑状结构，块状构造，斑晶主要由中性斜长石、角闪石、黑云母组成，基质主要为中性斜长石，钾长石、角闪石及石英组成。



1. 大理岩化灰岩；2. 蛇纹石化大理岩；3. 石英闪长斑岩；4. 花岗闪长斑岩；5. 花岗斑岩；6. 左为钼矿化，右为铜矿化，两者之间为复合矿化；7. 方解矿石英脉

图 3-1 岩体及矿化带示意图（据华北局资料编）

岩体的化学成分与其他斑岩型铜钼矿床对比：

为了进一步的论述本区花岗斑岩与矿化关系，其主要的参数列于表 3-4 中，将本区花岗斑岩的化学成分与国内著名的 7 个斑岩型铜钼矿床[23~25]的化学成分列于表 3-5 中。从两表中可以看出：

1. 小寺沟花岗斑岩（不含花岗闪长斑岩及石英闪长斑岩）的 SiO_2 含量平均值 68.15%，稍高于全国七大矿床含矿岩体，但仍在芮宗瑶教授[8]所总结的斑岩铜矿含矿岩体 SiO_2 含量范畴之内。

2. 小寺沟花岗斑岩的全碱（K_2O+Na_20）含量平均值为 8.06，与全国斑岩型铜钼矿床的平均值相当。

3. 小寺沟花岗斑岩的 K_2O/NaO 和 $K_2O/(K_2O+Na_2O)$比值接近于全国斑岩型铜钼矿床的平均值。

4．小寺沟花岗斑岩的硅碱比值 $SiO_2/(K_2O+Na_2O)$，铝碱比值 $Al_2O_3/(K_2O+Na_2O)$均介于全国斑岩型铜钼矿床之间。

综上所述，小寺沟花岗斑岩体的岩石化学成分及其计算的各种参数均与斑岩型铜钼矿床含矿岩体相当，同属铜钼矿化母岩[26~27]。

表 3-4 小寺沟与国内斑岩铜矿岩石化学参数对比表

矿 床	碱量	铝碱比	硅铝比	K_2O/碱量	K_2O/Na_2O	Fe_2O_3/FeO
小寺沟铜钼矿床	8.04	1.87	8.46	8.06	1.08	0.53
江西德兴铜矿	6.35	2.43	9.9	0.43	0.76	0.44
江西富家钨铜矿	7.18	2.24	9.13	0.40	0.66	1.45
云南马厂青铜矿	8.57	1.75	8.14	0.52	1.09	1.13
河北秋树湾铜矿	8.28	1.76	7.70	0.42	0.73	0.02
黑龙江多宝山铜矿	7.02	2.40	9.03	0.52	1.07	1.37
江西垅门山铜矿	7.21	2.02	9.05	0.63	1.72	1.68
西藏玉龙铜矿	8.78	1.71	7.66	0.56	1.28	1.06

表 3-5 小寺沟岩体与国内斑岩型铜矿岩石化学成分对比表

岩石名称	矿床	岩石化学成分分析结果										
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	总和
花岗斑岩	小寺沟铜钼矿床	68.15	0.52	15.07	1.83	1.50	0.04	1.17	2.43	3.86	4.10	98.25
花岗斑岩	江西德兴铜矿	62.89	0.41	15.41	1.56	3.56	0.24	2.10	4.31	3.61	2.74	96.83
花岗闪长斑岩	江西富家钨铜矿	65.56	0.37	16.61	3.72	2.57	0.09	0.87	3.87	4.32	2.34	10.35
斑状花岗岩	云南马厂青铜矿	69.76	0.29	15.01	5.21	2.22	0.05	1.27	1.57	4.10	4.47	101.25
花岗闪长斑岩	河北秋树湾铜矿	67.59	0.33	15.47	0.04	1.82	0.06	0.87	3.71	5.10	3.68	98.67
花岗闪长斑岩	黑龙江多宝山铜矿	63.54	0.34	16.87	3.15	2.30	0.06	2.18	2.26	3.40	3.63	98.24
花岗闪长斑岩	江西垅门山铜矿	65.28	0.42	14.59	2.64	1.57	0.05	1.66	2.25	2.56	4.55	95.67
二长花岗斑岩	西藏玉龙铜矿	67.23	0.39	15.02	1.43	1.35	0.23	1.34	2.13	3.85	4.92	97.67

岩体的稀土元素特征：

对稀土元素进行研究对于了解岩浆演化的机理、岩浆起源都有着非常重要的意义，本次研究采集了大量的岩矿标本送原地矿部武汉综合岩矿测试中心进行了稀土元素测定，其测试结果见表 3-7，稀土元素模式配分见图 3-2，从测试结果及配分模式图中可以看出：

1．稀土元素总量变化较大，其平均值略低于华南花岗岩；

2．轻、重稀土元素的比值大于 7，显著富集轻稀土，稀土模式为一显著向右倾斜的曲线；

3．dEu 为 0.3+，具有明显的 Eu 负异常，与同熔型花岗岩相似；

上述特征说明，该杂岩体为同熔型花岗岩与斑岩型 Cu、Mo 矿的母岩相似。

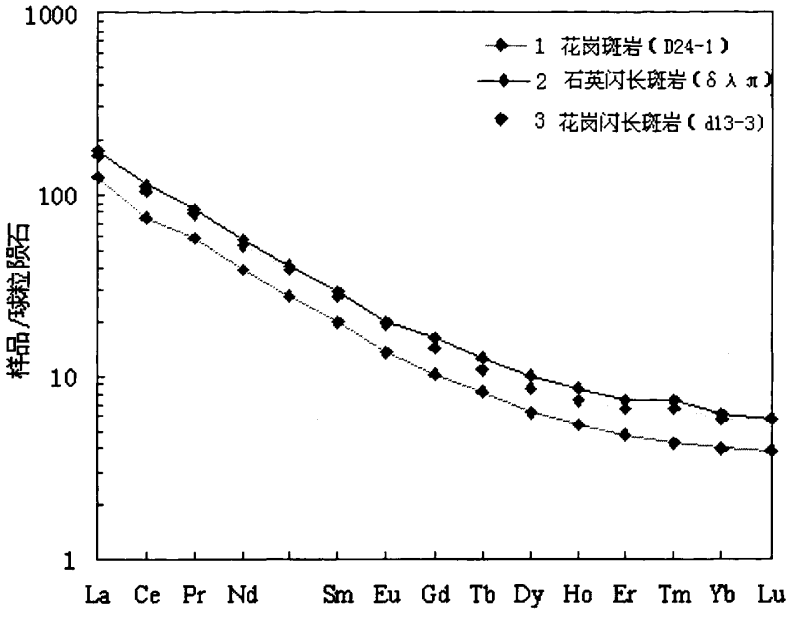


图 3-2 斑岩稀土元素配分模式图

表 3-6 岩脉化学成分分析结果

岩性	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	CO_2
闪长辉长石	48.18	3.29	12.89	3.59	10.07	0.19	5.14	7.37	2.55	1.66	0.37	3.13	1.13
Δγ 闪长玢岩	63.56	0.77	14.93	0.66	3.82	0.14	1.58	3.11	3.33	3.78	0.24	1.89	2.18
石英二长斑岩	64.05	0.76	15.44	2.25	2.07	0.08	1.97	2.85	3.46	3.86	0.23	1.96	0.86
花岗闪长斑岩	65.91	0.74	15.57	2.04	1.62	0.05	0.95	3.06	3.82	3.87	0.24	1.21	0.95
花岗斑岩	66.03	0.71	15.08	2.03	2.02	0.08	1.52	3.02	3.94	3.69	0.25	0.71	0.28
石英斑岩	78.74	0.08	11.93	0.68	0.38	0.02	0.35	0.12	0.18	5.27	0.03	1.93	0.11

分析单位：武汉岩矿测试中心

表 3-7 小寺沟杂岩体稀土元素含量及参数表

样品编号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	∑Ree	∑Ce/∑Y		Ce/Yb	La/Sm	La/Yb
D26-1	28.87	55.74	6.83	24.44	4.11	1.05	3.18	0.46	2.5	0.45	1.14	0.16	0.92	0.13	11.71	141.69	5.8615012				31.380435
花岗斑岩	74.599483	57.110656	49.492754	34.134078	17.869565	4.5652174	10.22508	8.0985915	6.4102564	5.1843318	4.4705882	4.0100251	3.6947791	3.3591731				0.3249884	15.457123	4.17466694	
D24-1	29.48	46.48	5.48	18.16	3.04	0.8	2.11	0.31	1.62	0.31	0.79	0.11	0.69	0.1	7.24	116.72	7.7891566				42.7246638
花岗斑岩	76.175711	47.622951	39.710145	25.363128	13.217391	3.4782609	6.7845659	5.4577465	4.1538462	3.5714286	3.0980392	2.7568922	2.7710843	2.5839793				0.3477921	17.185674	5.76329389	
D25-1	39.43	65.28	7.77	25.6	4.27	1.12	3.16	0.43	2.2	0.42	1.01	0.14	0.78	0.11	10.36	162.08	7.7092961				50.551282
花岗斑岩	101.8863	66.885246	56.304348	35.75419	18.565217	4.8695652	10.160772	7.5704225	5.6410256	4.8387097	3.9607843	3.5087719	3.1325301	2.8423773				0.3390355	21.351828	5.48802111	
dλp	41.28	68.68	7.8	26.45	4.47	1.15	3.34	0.48	2.59	0.49	1.24	0.19	1.05	0.15	11.94	171.3	6.9785748				39.314286
石英闪长斑岩	106.66667	70.368852	56.521739	36.941341	19.434783	5	10.73955	8.4507042	6.6410256	5.6451613	4.8627451	4.7619048	4.2168675	3.875969				0.3314075	16.687471	5.48844146	
D13-3	38.72	63.74	7.57	24.82	4.24	1.12	2.95	0.41	2.18	0.42	1.1	0.17	1.01	0.15	9.83	158.43	7.6953897				38.336634
花岗闪长斑岩	100.05168	65.307377	54.855072	34.664804	18.434783	4.8695652	9.4855035	7.2183099	5.5897436	4.8387097	4.3137255	4.2606516	4.0562249	3.875969				0.3488188	16.100532	5.42733168	
D13-2	39.17	66.47	7.45	24.6	3.95	1.13	2.87	0.44	2.45	0.46	1.25	0.18	1.17	0.16	40.9	162.65	7.1815895				33.478632
花岗闪长斑岩	101.21447	68.104508	53.985507	34.357542	17.173913	4.9130435	9.2282958	7.7464789	6.2820513	5.2995392	4.9019608	4.5112782	4.6987952	4.1343669				0.3721691	14.494036	5.8935008	
D25-3	33.29	56.55	6.703	22.21	3.683	0.517	3.603	0.464	2.11	0.399	1.095	0.142	0.866	0.132	--	131.76	13.954489				38.441109
花岗斑岩	86.020672	57.940574	48.572464	31.019553	16.013043	2.2478261	11.585209	8.1690141	5.4102564	4.5967742	4.2941176	3.5588972	3.4779116	3.4108527	--			0.1628963	16.659588	5.37191271	
D26-2	31.59	54.1	6.526	22.06	3.579	0.319	3.525	0.453	2.075	0.387	1.08	0.139	0.84	0.13	--	126.8	13.694982				37.607143
花岗斑岩	81.6279907	55.430328	47.289855	30.810056	15.56087	1.3869565	11.334405	7.9753521	5.3205128	4.4585253	4.2352941	3.4837093	3.373494	3.3591731	--			0.1031376	16.431133	5.24571629	
D24-2	21.44	35.41	4.11	13.48	2.23	0.316	2.131	0.275	1.173	0.219	0.62	0.082	0.508	0.081	--	82.075	15.127923				42.204724
花岗斑岩	55.400517	36.280738	29.782609	18.826816	9.6956522	1.373913	6.85209	4.8415493	3.0076923	2.5230415	2.4313725	2.0551378	2.0401606	2.0930233	--			0.1660544	17.783275	5.71395465	
D02-1	2.017	3.157	0.406	1.319	0.324	0.153	0.349	0.066	0.271	0.058	0.149	0.026	0.144	0.028	--	8.467	6.7607699				14.006944
白云质角砾岩	5.2118863	3.2346311	2.942029	1.8421788	1.4086957	0.6652174	1.1221865	1.1619718	0.6948718	0.6682028	0.5843137	0.6516291	0.5783133	0.7235142	--			0.5256803	5.5932164	3.69979583	
球粒陨石	0.387	0.976	0.138	0.716	0.23	0.23	0.311	0.0568	0.39	0.0868	0255	0.0399	0.249	0.0387		4.1042	1.8757007				

分析单位：1、武汉岩矿测试中心　分析人：李素英　2、中南大学地学院　分析人：龙永珍 "--"表示未分析该项，未分析该项者，均由中南大学地学院分析

表 3-8 岩脉稀土元素含量及参数表

样品编号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	∑Ree	∑Ce/∑Y	dEu	Ce/Yb	La/Sm	La/Yb
Zk1901	28.65	54.19	8.12	35.14	6.95	2.27	6.47	0.93	5.05	0.93	2.32	0.31	1.89	0.26	21.44	174.92	3.417172				15.15873
闪长辉长岩	74.03101	55.52254	58.84058	49.07821	30.21739	9.869565	20.80386	16.37324	12.94872	10.71429	9.098039	7.769424	7.590361	6.718346				0.386881	7.314874	2.449947	
dv	39.05	65.92	7.77	26.15	4.44	1.1	3.22	0.5	2.7	0.47	1.19	0.17	0.98	0.15	9.69	163.5	7.573676				39.84694
闪长岩	100.9044	67.54098	56.30435	36.52235	19.30435	4.782609	10.3537	8.802817	6.923077	5.414747	4.666667	4.260652	3.935743	3.875969				0.322517	17.16092	5.2270294	
d29	37.2	63.44	7.21	25.38	4.26	1.14	3.11	0.42	2.21	0.41	0.99	0.14	0.76	0.1	9.96	156.73	7.659116				48.94737
石英二长斑岩	96.12403	65	52.24638	35.44693	18.52174	4.956522	10	7.394366	5.666667	4.723502	3.882353	3.508772	3.052209	2.583979				0.347561	21.29605	8.1897951	
d23-7	46.8	73.49	8.66	26.33	4.34	0.76	3.14	0.46	2.49	0.51	1.36	0.22	1.32	0.2	13.52	183.6	6.906977				35.45455
二长斑岩	120.9302	75.29713	62.75362	36.77374	18.86957	3.304348	10.09646	8.098592	6.384615	5.875576	5.333333	5.513784	5.301205	5.167959				0.228153	14.20378	6.408745	
ηp	57.35	95.45	10.56	33.85	4.91	0.89	2.19	0.4	2	0.35	0.84	0.12	0.66	0.1	8.6	218.99	12.70401				86.89394
二长斑岩	148.1912	97.79713	76.52174	47.27654	21.34783	3.869565	9.356913	7.042254	5.128205	4.032258	3.294118	3.007519	2.650602	2.583979				0.25205	36.89619	6.9417473	
s4	5.94	9.48	1.48	5.66	1.35	0.14	1.52	0.29	1.94	0.4	1.08	0.18	1.12	0.17	11.85	42.6	1.296496				5.303571
石英斑岩	15.34884	9.713115	10.72464	7.905028	5.869565	0.608696	4.88746	5.105634	4.974359	4.608295	4.235294	4.511278	4.497992	4.392765				0.113172	2.159434	2.6149871	
球粒陨石	0.387	0.976	0.138	0.716	0.23	0.23	0.311	0.0568	0.39	0.0868	0.255	0.0399	0.249	0.0387		4.1042	1.875701				

分析单位：武汉岩矿测试中心

3.1.3.2 脉岩地质地球化学特征

小寺沟地区各种脉岩特别发育，从基性脉岩到酸性脉岩均有发育，岩脉成群成带分布在小寺沟杂岩体的南边，出露范围在 10km^2 以上，形成时间跨度大，与矿化关系也大不相同，岩性主要有闪长辉长岩、二长斑岩、石英闪长斑岩、闪长玢岩和石英斑岩[28~29]，其岩石化学分析结果与稀土元素特征见表 3-6、表 3-8、稀土配分模式见图 3-3。

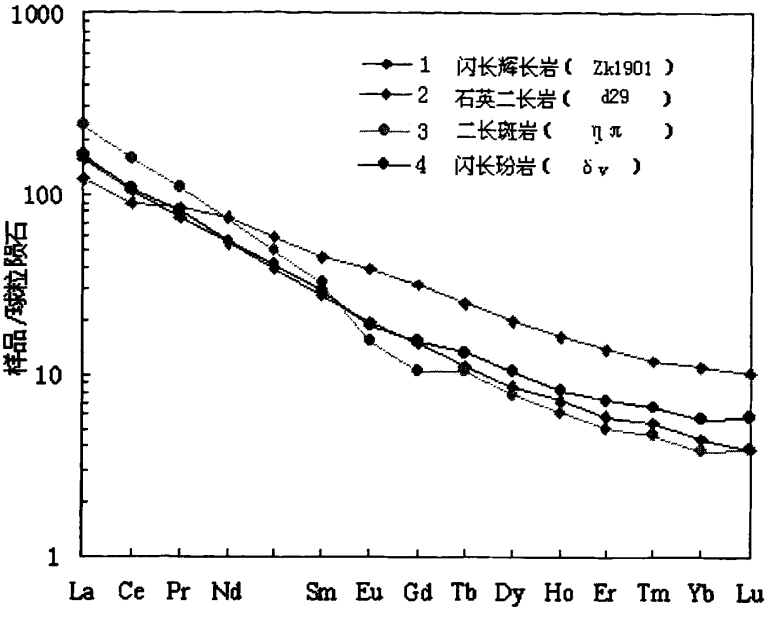


图 3-3 脉岩稀土元素配分模式图

从表 3-6 可知，本区脉岩的岩石化学特征与中国岩浆岩同类岩石的平均值相同，说明它们与杂岩体均有统一来源、统一成因。

从表 3-8 中知，脉岩的稀土总量，轻重稀土元素比值及 δEu 与相对应的杂岩体相同，其稀土元素模式也极其相似，但闪长辉长岩无论稀土总量、轻重稀土元素比值及 δEu 和稀土模式图均有很大区别，说明它们既不同源，时间跨度也较大。

1. 闪长辉长岩（δv）

区内闪长辉长岩受干沟子－水泉沟断裂控制，成北北东向展布，延长 3000m 以上，出露宽度数十至百余米，分支复合，膨胀收缩特征明显。闪长辉长岩走向北北东向 20°～35°，倾向 110°～125°，倾角 55°～70°，前人用 K－Ar 法测得年龄为 1.63 亿年，本次研究工作中，用 K－Ar 法测得年龄为 10.1 亿年（见表 3-1）。岩性特征：灰绿－灰黑色，中－粗粒半自型粒状结构，块状结构。主要的矿物成分为普通辉石和斜长石，次要矿物为角闪石，副矿物为磁铁矿、磷灰石、斜长石聚片双晶发育，用双晶法测得 An=72+，为拉长石。闪长辉长岩地表风化厉害，且自变质作用强，主要有钠黝帘石化和绢云母化，根据目前掌握的资料分析，该脉岩与本区矿化关系不大。

2. 二长斑岩（ηπ）

二长斑岩在本区非常发育，是区内分布最广的脉岩，前人部分人认为杂岩体的边缘相亦为二长斑岩。二长斑岩的产状非常复杂，且分支复合，膨胀收缩，尖灭再现等现象常见，但总体产状仍受区内北北东向断裂控制，走向大多在北北东 20°～30°，倾向 110～125°，但局部呈“S”型，倾角 50～70°，局部较陡，在 80° 以上。

二长斑岩岩性为：灰白色，斑状结构，块状构造，斑晶成分出斜长石、钾长石和角闪石组成，基质成分为斜长石、钾长石、角闪石及少量石英组成，其中斜长石占 40%，钾长石占 35%，角闪石 15%，石英 5%，黑云母 5%。双晶法测得斜长石 An=40+，属中长石。

本次研究工作中用 K-Ar 法测得其年龄为 111.65+2.23 百万年，属于燕山晚期产物，略晚于杂岩体。二长斑岩蚀变强，主要为高岭土化、绿泥石化、绢云母化及碳酸盐化。二长斑岩易风化，地表常为负地形，易于识别，与金银矿化及铅锌矿化关系密切，可能为本区金银矿化的母岩，控制了本区金银矿化的产出。

3. 闪长玢岩（δu）

闪长玢岩在区内不甚发育，仅在小石门矿区局部地段有产出。闪长玢岩的产状为走向北北东 15°～30°，倾向 105°～120°，倾角为 60° 左右，沿走向延长 300 米以上，出露宽度最大处达 80 米左右，一般在 1～5 米。

闪长玢岩岩性为：灰－灰白色，斑状结构，块状构造，斑晶为斜长石及角闪石。基质主要为斜长石、角闪石及钾长石、石英、副矿物为磷灰石等。

闪长玢岩地表易于风化，常见负地形，易于识别。

闪长玢岩可能为区内较晚的岩浆作用产物，与矿化关系不密切。

4. 石英闪长斑岩（λδπ）

石英闪长斑岩是组成小寺沟杂岩体的主要岩石之一，是铜钼矿化的主要围岩之一，但也常呈脉岩产出，其分布较闪长玢岩多。

石英闪长斑岩与区内金银矿化不密切。

5. 石英斑岩（λπ）

石英斑岩是本次研究工作中新发现的岩脉，出露在大石门沟，石英斑岩产状为走向 230°～250°，倾向 140°～160°，沿走向 100 米以上，出露宽度 5m 左右。

石英斑岩岩性为白色，斑状结构，块状构造，斑晶主要成分为石英，基质为石英和长石，少量云母，斑晶常被熔蚀呈浑圆状。

石英斑岩抗风化能力强，是本区内最晚的岩浆作用产物，与矿化关系不密切。

岩脉稀土元素特征：脉岩的稀土总量，轻重稀土元素比值及 δEu 与相对应的杂岩体相同，其稀土元素模式也极其相似，但闪长辉长岩无论稀土总量、轻重稀土元素比值及 δEu 和稀土模式图均有很大区别，说明它们既不同源，时间跨度也较大。

3.1.3.3 岩浆演化与成矿作用

1．岩浆活动具有多期性和复杂性：

小寺沟铜钼矿区构造演讲活动强烈，具备继承性和多期性成矿条件。就燕山期而言，早期有脉状产出的闪长辉长岩脉（1.63 亿年）；中期是巨斑状中酸性花岗闪长斑岩－中细粒花岗斑岩－中粒花岗斑岩组成的小寺沟含矿岩体（1.29 亿年）；晚期是中酸性岩脉和火山熔岩及火山碎屑岩（1.16 亿年）。就中期含矿岩体而言，也是三次侵入而成的复式岩体：第一次为巨斑状中酸性花岗闪长斑岩，分布于岩体中部，基质呈灰黑色、细粒，长石斑晶粗大，达 3 ～5cm。坑道揭露面积不大，有人认为是岩体的中心相，也有人认为是晚期岩脉。但根据坑道中观察，它与花岗斑岩接触面突变，可排除相变，又因接触面不规则，无冷凝边，产状不稳定，可排除晚期岩脉的可能性。同时这种大斑晶多具变斑晶结构，所以认为它是早期侵入岩体被晚期演讲捕虏而成。这次侵入岩无矿化现象；第二次岩浆侵入行程中－细粒花岗斑岩。分布于岩体边部。以灰白色长石及石英为主，有少量黑云母和角闪石，斑晶 1～2cm。本期岩体分两相：边部接触带附近为边缘相，成中细粒到细粒结构。含石英脉很多，以晚期含钼石英脉为主，构成石英网脉型钼矿。由接触面向岩体内，岩石类型出细变粗，石英脉渐减，被石英绢云母、钾长石细脉所代替，构成浸染型钼矿。可见，该期岩浆活动与钼矿成矿关系极为密切；第三次岩浆活动形成中粒花岗闪长斑岩。分布于大岩体下盘，呈岩枝状产出，以长石、石英为主，岩体本身矿化极差，但在其附近形成了矽卡岩型钼矿[10]。

故本区岩浆活动强烈、频繁，早期为沿 F_1 贯入的辉长闪长岩脉，中期为沿 F_3 断层侵入的花岗闪长斑岩体，晚期有花岗斑岩、石英斑岩、闪长玢岩岩脉侵入岩体中。

2．内生钼矿床与中酸性侵入体有着密切的亲缘关系：

我国七大斑岩型铜钼矿床含矿斑岩体的岩石化学特征极其相似，SiO_2 含量在 62.89%～ 69.79% 之间，变化范围很窄，表明岩浆岩具有明显有含矿专属性。本区花岗闪长斑岩体以赋生铜钼为特征。岩体形成年龄为 129Ma(K-Ar 法)，SiO_2 平均含量

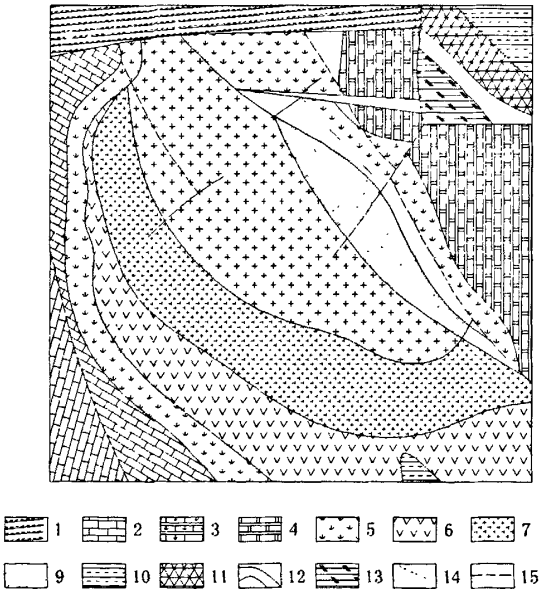


图 3-4 小寺沟斑岩体岩相分带示意图

1.片麻岩； 2.灰岩； 3.蛇纹岩化大理岩； 4.大理岩；
5.蛇纹岩； 6.石英闪长斑岩相； 7.花岗闪长斑岩相；
8.花岗斑岩相； 9.矿化带； 10.片状蛇纹岩； 11.烘烤边；
12.石英脉； 13.冷凝壳； 14.实测断层； 15.推测断层

为 65.99%，为中生代燕山晚期中酸性岩石。岩体的钙碱指数为 60.88，里特曼指数为 31.87，碱质含量高，且 $K_2O< Na_2O$，与我国矽卡岩型含矿岩体相似。

3．矿化与含矿岩体的岩相带有关：

中心相和边缘相对成矿不利，过渡相的花岗闪长斑岩对成矿有利，铜钼矿化主要发生在过渡相和围岩相接触的地方。（图 3-4 岩相分带示意图）

基于国内以往在矿床学方面的研究，程裕淇、陈毓川和赵一鸣（1979），程裕淇、陈毓川、赵一鸣和宋天锐（1982）提出了矿床成矿系列的概念[30,31]。该系列的分类次序是矿床成矿系列组合、矿床成矿系列类型、矿床成矿系列、矿床类型式（或称矿床式）和矿床。矿床成矿系列组合是指由沉积作用、火成作用和变质作用分别形成的各种成矿系列组合。矿床成矿系列类型是指在不同时代、相似地质环境下形成的相类似矿床及成矿系列的概括。矿床成矿系列则是指在一定的地质发展阶段，在一定的地质构造单元与一定的地质作用下所形成的、在时间上、空间上和成因上相互联系的各种矿床的组合。如

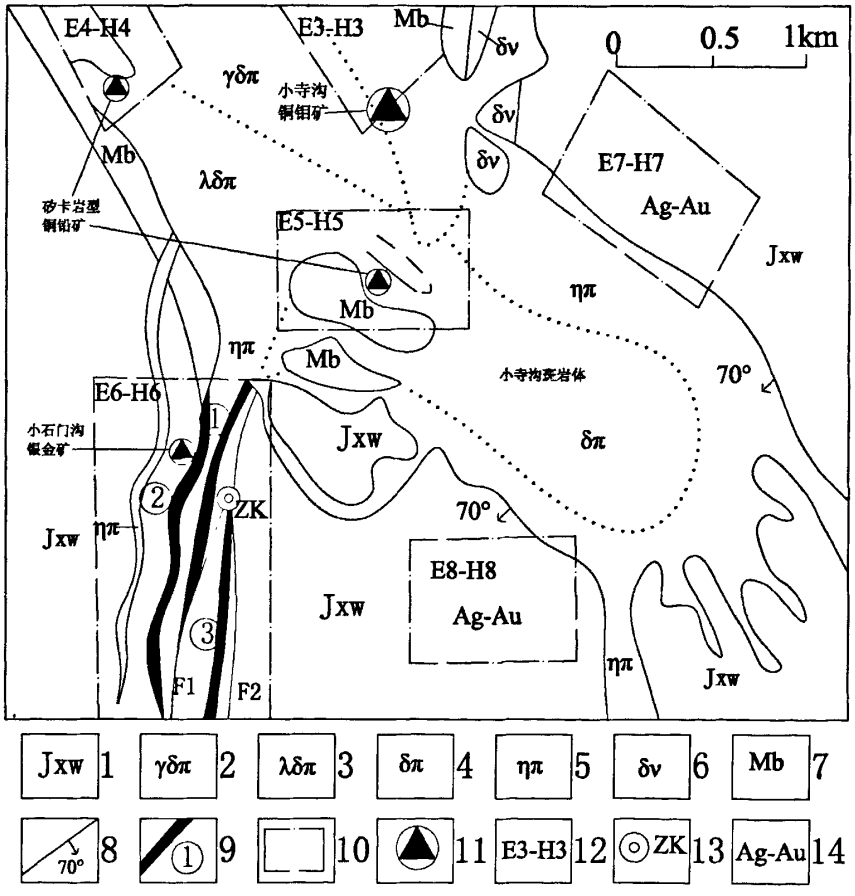


图 3-5 小寺沟矿田地质略图（据孙冀凡等（2004）修改）

1. 蓟县系雾迷山组； 2. 花岗闪长斑岩； 3. 石英闪长斑岩； 4. 闪长斑岩； 5. 二长斑岩；
6. 闪长辉长岩； 7. 大理岩； 8. 断层； 9. 矿体及编号； 10. 异常及矿区范围图；
11. 矿床（点）； 12. 物化探异常编号； 13. 钻孔位置； 14. 矿化点

果一个成矿系列所属的地质构造单元较大，单元内有一些次一级的地质构造区，各区成矿特点有某些区域性的特殊性，则在成矿系列中尚可分出亚系列。矿床式成矿系列中往往有一种或几种矿床式，矿床是成矿系列中基本的组成单位，是由各种成因类型的矿化所构成的[32]。

矿床成矿系列概念的主导思想是从三维空间揭示矿床的形成、演化和分布规律。一个矿床成矿系列应考虑以下四个基本要素：

1. 矿床本身的成因（如温度、压力、物质来源、物化条件、成矿时代等）；
2. 矿床产出的地质环境及矿床共性（构造环境、岩石建造、矿石建造等）；
3. 矿床的时空分布规律，各种矿床分带；
4. 矿床的成矿模式及区域成矿模式。

按照上述成矿系列的概念，本矿区内小寺沟斑岩型铜钼矿床，小石门中低温热液金、银矿床和产于花岗闪长斑岩与白云岩中接触带附近的铜、铁、铅、锌矿床共同构成一个完整的成矿系列[33~34]，可称之为小寺沟矿田（图 3-5 小寺沟矿田地质略图）。该矿田的成矿物质来源，成矿热液，成矿动力均来自小寺沟杂岩体及其脉岩，成矿地质背景、成矿环境、成矿条件极其相似，但其时空分布、赋矿条件、矿床定位又有着各自独特的特征。

3.1.3.4 成岩成矿年代讨论

本次研究工作中对花岗斑岩和二长斑岩采用^{38}Ar同位素稀释法K-Ar测年，测得岩体侵入年龄为122.83±2.46Ma和111.65±2.23Ma（表3-1），表明本岩体为燕山晚期产物。本文还与华北地台部分岩体进行了对比。

从图3-6中可直观的看出，华北地台的岩浆岩主要的成岩时代有燕山期和海西—印支期，也有一部分前中生代相对古老的岩体。表3-9中主要搜集了华北地台花岗岩类和闪长岩类的年龄数据，从数据中可看出，花岗岩类的形成时代主要在100Ma~180Ma即燕山期；其次为196.23Ma~284Ma，及海西—印支期；少部分在752.6Ma~1685Ma，个别岩体在2510 Ma ~2653Ma。闪长岩类形成时代主要集中在104Ma~186.9Ma，即燕山期。

从图3-7中可以看出华北地台主要的成矿时代为燕山期，并有一些海西—印支期及元古代矿化。从表3-10中收集到了燕辽钼（铜）成矿带主要钼矿床的成矿时代；其中成矿带东端辽西杨家杖子钼矿床，兰家沟钼矿床和肖家营子钼矿床的辉钼矿Re-Os同位素年龄在177±5Ma~191±2Ma之间；成矿带西端冀北大庄科钼矿床，小寺沟铜（钼）矿床，寿王坟铜（铁、钼）矿床的辉钼矿Re-Os同位素年龄在134±3Ma~148±4 Ma之间， 这些数据反映出燕辽钼(铜) 成矿带东、西两端大规模成矿作用分为2 期：辽西地区180 Ma 左右的钼成矿作用和冀北地区140 Ma 左右的铜、钼成矿作用。即大规模的钼成矿时期主要集中在燕山期。而铜矿峪铜（钼）矿床和篦子沟铜（钼）矿床的成矿年代分别为2076 Ma ~2140 Ma和1919 Ma ~1980 Ma，分别为早元古代早期和晚期成矿。我国另外一个重要的

钼成矿带——东秦岭钼矿带中，南泥湖钼矿床，三道沟钼矿床等辉钼矿Re-Os同位素年龄

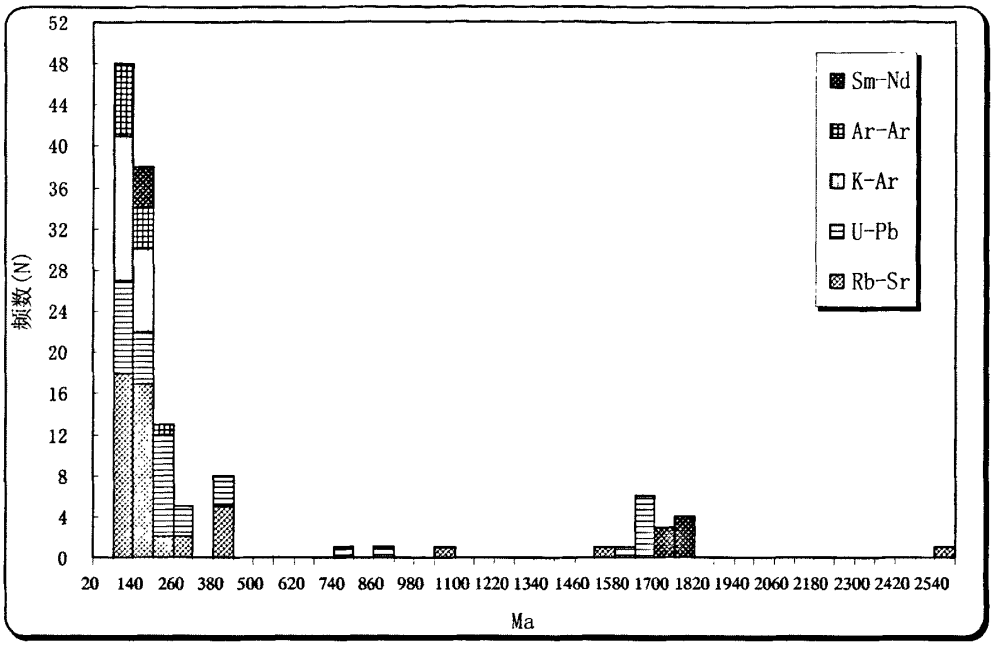


图 3-6 华北地台岩体成岩年龄直方图

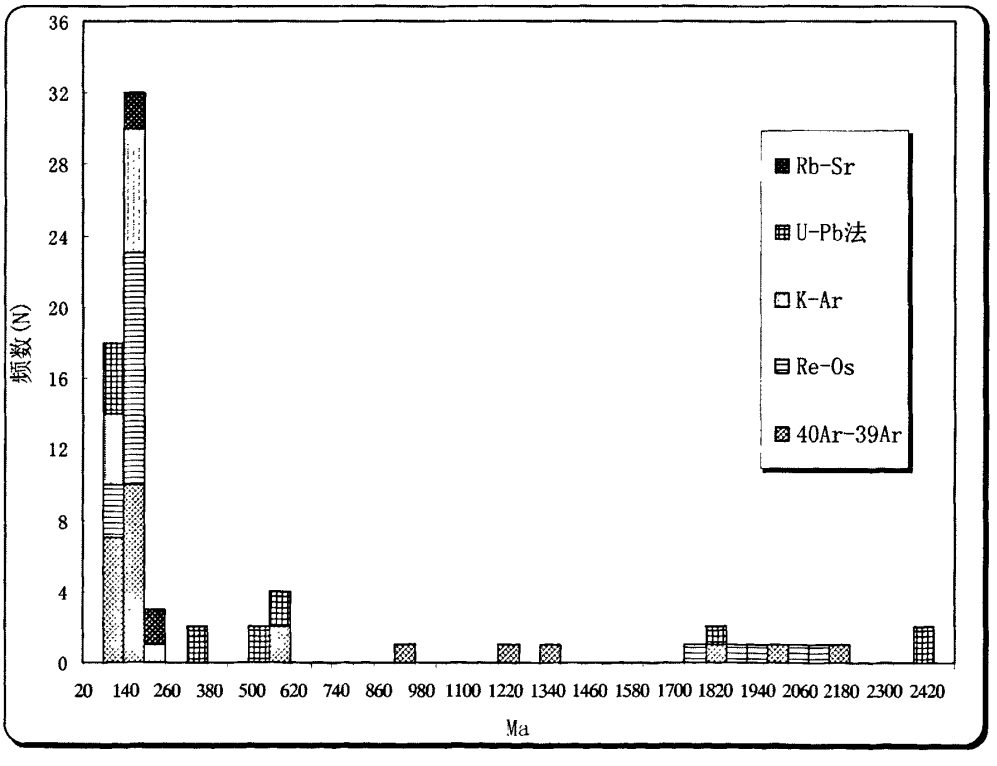


图 3-7 华北地台矿床成矿年代直方图

在143.8 Ma~156±8 Ma之间，说明钼的主成矿期为燕山期；黄龙铺碳酸盐岩型钼矿床辉钼矿Re-Os同位素年龄为221 Ma，属印支期成矿。北、南两缘钼矿化在燕山期到达高峰期，形成了燕辽钼矿带中以燕山早期和燕山中—晚期矿化为特征；东秦岭钼矿带以印支期和燕山中—晚期矿化为特征。

表 3-9 华北地台岩体年龄表

岩体名称	年龄（Ma）	测定方法	资料来源/参考文献
华北地台南缘			
张家坪片麻状花岗岩	1570	全岩Rb-Sr等时法	黄萱 等（1995），转引自[35]
龙王幢碱性花岗岩	1076	全岩Rb-Sr等时法	尚瑞均等（1988），转引自[35]
华山花岗岩	161.7	全岩Rb-Sr等时法	黄萱等（1995），转引自[35]
华山花岗岩	106.6	黑云母 ^{40}Ar-^{39}Ar	朱铭（1995）转引自[35]
蓝田糜棱岩花岗岩	96.59	黑云母 ^{40}Ar-^{39}Ar	朱铭（1995）转引自[35]
蓝田糜棱岩花岗岩	275	Rb-Sr，设 $(Sr)_i$=0.706	黄萱 等（1990），转引自[35]
老牛山花岗岩	397	全岩Rb-Sr等时法	黄萱 等（1995），转引自[35]
老牛山花岗岩	145	矿物Rb-Sr等时法	尚瑞均等（1988），转引自[35]
陕西金堆城正长斑岩	124	Rb-Sr	黄宣等[36]（1990）
陕西华山二长花岗岩	100	Ar-Ar	
陕西蓝田糜棱岩化花岗岩	136	Rb-Sr	
河南后瑶峪斜长花岗斑岩	108	K-Ar	陈岳龙等[37]（1994）
河南柳关二长花岗斑岩	170	K-Ar	
河南八宝山二长花岗斑岩	166	K-Ar	
河南八宝山石英闪长斑岩	166	K-Ar	
河南秦池花岗闪长斑岩	104	K-Ar	
南泥湖斑状花岗岩	142±15		胡受奚，林潜龙等[38]（1988）
南泥湖黑云母花岗闪长岩	136.4±3.7	K-Ar	
银家沟二长斑岩	152	全岩Rb-Sr等时线年龄	据河南省地质矿产局地科所1985年资料，转引自[39]
八宝山花岗闪长斑岩	164		
钾长花岗斑岩	153		
南泥湖斑状花岗岩	134.7	全岩Rb-Sr等时线年龄	乔怀栋（1985），转引自[39]
上房花岗斑岩	134		
鱼库二长花岗斑岩	81.4		
金堆城花岗斑岩	132	Rb-Sr 等时线年龄	尚瑞均，严阵等[40]（1988）
石家湾花岗斑岩	124	Rb-Sr 等时线年龄	据西安地质矿产研究所1975年资料引自[41]
华北地台东部岩体年龄值			

续表 3-9

安家营子石英二长岩	130.7	K-Ar	艾永德等[42](1994)
西台子花岗岩	196.23~220.54	锆石 U-Pb	王志等[43]（1989）
峪耳崖花岗岩	163.6	锆石 U-Pb	梁华英等[44]（2001）
牛心山二长花岗岩	174	Rb-Sr	白洪生等[45]（1992）
柏杖子花岗闪长岩	182.4±	锆石 U-Pb	梁华英等[44]（2001）
五龙片麻状花岗岩	200~198	锆石 U-Pb	姚凤良等[46]（1998）
招远—莱州地区玲珑花岗岩	160~150	锆石 U-Pb	罗镇宽等[47]（1997）
牟平—乳山地区昆嵛山花岗岩体	164.9~138.7	Rb-Sr	杨敏之等[48]（1996）
胶东—胶南晋宁期花岗岩年龄			
威海片麻状二长花岗岩	752.6	锆石 U-Pb	胡克等[49](1996)
荣城片麻状花岗闪长岩	896	锆石 U-Pb	
华北地台北缘			
都山岩体	215		王季亮等(1994)，转引自[50]
连柱岩体	185		王季亮等(1994)，转引自[50]
连柱岩体	180~173		张德全等(1988)，转引自[50]
肖营子岩体	179.5		王季亮等(1994)，转引自[50]
锥子山岩体	172~147		张德全等(1988)，转引自[50]
曹碾沟岩体	146.2		王季亮等(1994)，转引自[50]
王七房岩体	109		王季亮等(19940，转引自[50]
王土房岩体	210±8		张德全等（1988），转引自[50]
老虎沟门岩体	125		王季亮等（1994），转引自[50]
麻地白云母花岗岩	166±5	全岩 Rb-Sr	王季亮等（1994），转引自[50]
医乌闾山白云母花岗岩	161	K-Ar	辽宁省地矿局（1989），转引自[50]
平安地淡色花岗岩	169±15	全岩 Rb-Sr	孙景贵等（1997），转引自[50]
哈大图含石榴子石花岗岩	152±4	全岩 Rb-Sr	孙景贵等（1997），转引自[50]
窟窿山铁白云母花岗岩	108	全岩 Rb-Sr	张德全等（1988），转引自[50]
后石湖山碱性花岗岩	118	全岩 Rb-Sr	王季亮等（1994）转引自[50]

续表 3-9

十间房花岗岩	284±3	锆石 SHRIMP	张晓晖、宿文姬、王辉[51]
五龙山花岗杂岩	265±4	锆石 SHRIMP	
小寺沟岩体年龄值			
辉长闪长岩	163	K-Ar 同位素年龄	艾永富等（1984）转引自[52]
花岗闪长斑岩	124	全岩 Rb-Sr 等时法	
中酸性火山岩	112	K-Ar 同位素年龄	
花岗闪长斑岩	129	全岩 K-Ar	章百明[53]（1985）
寿王坟岩体			
闪长岩	139	K-Ar 同位素年龄	权恒，韩庆云等（1992）转引自[54]
二长岩	137.6		
花岗闪长岩	127		
清原花岗岩	2510~2653	全岩 Rb-Sr	李信等[55](2003)
八达岭辉长闪长岩	150	K-Ar	钱清等[56](2002)
八达岭石英闪长岩	130	K-Ar	
八达岭石英二长岩	130	K-Ar	
八达岭碱长花岗岩	130	K-Ar	
八达岭二长花岗岩	130	K-Ar	
河北涞源王安镇闪长岩	186.9	K-Ar	蔡剑辉等[57](2003)
河北涞源王安镇花岗闪长岩	145.7	Rb-Sr	
河北涞源王安镇花岗岩	137.8		
河北涞源王安镇石英正长岩	126.4		
河北涞源王安镇二长闪长岩	140	Sm-Nd	陈彬等[58]（2003）
河北涞源王安镇辉长岩	140		
河北涞源王安镇二长岩	140		
河北涞源王安镇浅色花岗岩	140	Sm-Nd	
华北地台前中生代岩浆岩			
北京密云沙厂黑云角闪环斑花岗岩	1685	U-Pb	郁建华等[59]（1996）
北京密云沙厂斑状黑云母花岗岩	1685	U-Pb	
北京密云沙厂二云母花岗岩	1685	U-Pb	
河北承德大庙暗色斜长岩	1735	Sm-Nd	解广轰等[60](1988)
河北承德大庙二长岩	1735		
河北承德大庙石英二长岩	1735		
辽宁盖县梁屯-矿洞沟霓辉角闪正长岩	1787	Sm-Nd	蔡剑辉等[61](2002)

续表 3-9

陕西蓝田张家坪片麻状花岗岩	1626	U-Pb	黄萱等[36](1990)
陕西金堆城熊耳群细碧岩	1650	U-Pb	
河南陕县熊耳群细碧岩	1650	U-Pb	
河南陕县熊耳群石英角斑岩	1650	U-Pb	
大别—苏鲁造山带			
安徽金寨响洪甸霞石正长岩	136	U-Pb	杨祝良等[62](2002)
安徽金寨响洪甸正长岩	122	U-Pb	
安徽桐城西汤池正长岩	122	U-Pb	
安徽桐城河棚二长花岗岩	122	U-Pb	
安徽桐城山七里河二长花岗岩	122	U-Pb	
安徽桐城王家冲二长花岗岩	122	U-Pb	
安徽桐城白马尖花岗岩	134±14	Rb-Sr	葛宁洁等[63](2001)
安徽桐城大堂寨花岗岩	131	Rb-Sr	转引自[64]
安徽桐城石鼓尖石英二长岩	146	Ar-Ar	
安徽桐城西熊文石英二长岩	125	Ar-Ar	
安徽桐城白鸭山花岗岩	105	U-Pb	
安徽桐城 HTL 英云闪长岩	105	U-Pb	
安徽桐城 HTL 花岗岩	105	U-Pb	
安徽桐城云峰寨花岗岩	203	U-Pb	
安徽桐城小寨花岗岩	134	Ar-Ar	
安徽桐城大同石英闪长岩	122	Rb-Sr	
安徽桐城刘家洼二长闪长岩	155	Ar-Ar	
安徽桐城刘家洼石英二长岩	155	Ar-Ar	
安徽桐城分流铺花岗岩	125	Ar-Ar	
湖北蕲春梅川二长岩	115	Ar-Ar	
安徽桐城白马尖正长花岗岩	134	Rb-Sr	
秦岭造山带			
陕西板板山钾长花岗岩	421.5	Rb-Sr	张宏飞等[65](1997)
陕西枣园片麻状二长花岗岩	423	Rb-Sr	陈岳龙等[66]（1995）
陕西漂池二云母花岗岩	436	Rb-Sr	
陕西蛇尾二云母花岗岩	436	Rb-Sr	
陕西灰池子花岗闪长岩	437	U-Pb	李伍平等[67](2001)
陕西翠华山黑云母花岗岩	422	U-Pb	张宏飞等[68](1996)
陕西东江口辉石闪长岩	210	U-Pb	黄萱等[36](1990)
陕西柞水二长花岗岩	196	Ar-Ar	张宏飞等[65](1997)
陕西草坪二长花岗岩	214	Ar-Ar	
陕西胭脂坝二长花岗岩	214	U-Pb	张宏飞等[68](1996)
陕西五龙斜长花岗岩	214	U-Pb	
陕西五龙二长花岗岩	214	U-Pb	
陕西华阳二长花岗岩	214	U-Pb	
陕西留坝石英闪长岩	285	U-Pb	

续表 3-9

陕西西坝石英闪长岩	285	Rb-Sr	张宏飞等[68](1996)
陕西光头山斜长花岗岩	216	U-Pb	
陕西牧户关二长花岗岩	188	Rb-Sr	陈岳龙等[69](1996)
陕西蟒岭二长花岗岩	168	U-Pb	
陕西二郎坪二长花岗岩	102	K-Ar	
陕西秦岭梁环斑结构花岗岩	214	U-Pb	转引自[64]
陕西沙河湾环斑结构花岗岩	212	U-Pb	
陕西丹凤王家庄黑云母花岗岩	403	U-Pb	张宗清等[70](1994)

表 3-10 华北地台部分矿床成矿时代表

矿床名称	年龄值/Ma	测定方法	资料来源
华北地台北缘			
八家子金矿	2469±33	颗粒锆石 U-Pb 不一致线上交点年龄	沈保丰等（1988），转引自[71]
二道沟金矿	2475±19		李俊建等[72]（1996）
小营盘金矿	1826±31	颗粒锆石 U-Pb 谐和线年龄	胡小蝶等[73]（1997）
东坪金矿	350.9±0.9	颗粒锆石 U-Pb 不一致线上交点年龄	李怀坤等（1999），转引自[71]
哈达门沟金矿	132±2	SHRMP 锆石 U-Pb 年龄	苗来成等，转引自[71]
小营盘金矿	1362.7±22.6	Ar-Ar	胡达骧（1996），转引自[71]
张全庄金矿	963.7±22.3		
东坪金矿	579.6±8.5		
后沟金矿	570．08±24.8		
北沟金矿	177.6±0.2		
牛心山金矿	175.8±3.1		
三家子金矿	168±4.5		
北台子金矿	152.6±32.2		
红花沟金矿	80.9±2.8		
金厂峪金矿	2222.1±19.6		
二道沟金矿	2038±22	Ar-Ar	李俊建等（1994），转引自[71]
二道沟金矿	1253±17	Ar-Ar	吴尚全（1991），转引自[71]
板庙子金矿	1824±		
板庙子金矿	244±90	Rb-Sr 等时线	李华芹等[71]（1994）
八家子金矿	231±21		
小北沟金矿	177.7		孙忠实等[75]（1997）
排山楼金矿	124±0.39	Ar-Ar	庞奖励等[76]（1997）
二道沟金矿	140．85±2.82		
东坪金矿	156.7 ±0.88	Ar-Ar	卢德林等[77]（1993）
	177.4±5		赵振华等（1996），转引自[71]
后沟金矿	172.9±5	Ar-Ar	王荣嵘等（1992），转引自[71]

续表 3-10

东坪金矿	148.1±2.2	K-Ar	卢德林等[43]（1993）
	169.35		王正坤等（1992）,转引自[71]
后沟金矿	141.02	K-Ar	王正坤等（1992）,转引自[71]
金厂峪金矿	155±2.94	K-Ar	余昌涛等（1989）,转引自[71]
	169.8		王秀璋等（1983）转引自[71]
峪耳崖金矿	200.2	K-Ar	余昌涛等（1989）,转引自[71]
牛心山金矿	187.8		
茅山金矿	135.9		
峪耳崖金矿	115~200	锆石裂变径迹年龄	汤云晖等[78]（2003）
杨家杖子钼（铜）矿床	187±2~191±2	辉钼矿 Re-Os 模式年龄	黄典豪等[79]（1996）
兰家沟钼矿床	186.5±0.7		
肖家营子钼（铁）矿床	177±5		
冀北大庄科钼矿床	144.4±7.4		
小寺沟铜（钼）矿床	134±3		
寿王坟铜（铁、钼）矿床	148±4		
大湾钼矿床	134±3		
铜矿峪铜（钼）矿床	2076~2140		
篦子沟铜（钼）矿床	1919~1980		
丰宁银矿床	120.66±3.16	K-Ar	转引自[80]
青羊沟银矿床	192.5		
姑子沟银多金属矿床	118		
双井子银多金属矿床	102		
小扣花营银多金属矿床	121~134	锆石 U-Pb	
相广银多金属矿床	118		
菜家营银多金属矿床	120~141		
肖家营子钼（铁）矿床	159.1±2.6	辉钼矿 Re-Os 模式年龄	代军治等[81]（2007）
	165.5±4.6	辉钼矿 Re-Os 等时线年龄	

续表 3-10

华北地台南缘			
南泥湖钼矿床	146±5~156±8	辉钼矿 Re-Os	黄典豪[82]（1994）
	141.8±2.1	辉钼矿 Re-Os 模式年龄	李永峰等[83](2003)
三道庄矿床	144.5±2.2~145.0±2.2		
上房沟钼矿床	143.8±2.1~145.8±2.1		
雷门沟钼矿床	131.6±2.0~133.1±1.9	辉钼矿 Re-Os 模式年龄	李永峰等[84](2006)
黄龙铺碳酸盐岩型钼矿	221 Ma	辉钼矿 Re-Os 等时线年龄	黄典豪[82]（1994）
小秦岭金矿床	128.5±0.2	^{40}Ar-^{39}Ar	王天义等[85](2002)
	161.5±17.9	石英流体包裹体 Rb-Sr 等时线年龄	李华芹等[86](1993)
商周龙庙铅锌矿床	535	矿石 Pb 模式年龄	齐文[87]（2002）
刘山岩铜锌矿床	334~613	矿石 Pb 模式年龄	韦昌山等[88]（2004）
上庄坪铜铅锌矿床	508~574	矿石 Pb 模式年龄	宋峰等[89]（1999）
冷水北沟铅锌银矿床	136.12±0.44~137.87±0.39	^{40}Ar-^{39}Ar	王长明等[90]（2007）
东闯铜（铅）矿床	143~128	^{40}Ar-^{39}Ar	李强之等[91](2002)
板厂银铜多金属矿床	161.0±1.6	^{40}Ar-^{39}Ar	李厚民等[92]（2008）
祁雨沟金矿	115~125	^{40}Ar-^{39}Ar	王义天等[93](2001)
寨凹钼矿床	1762±31	辉钼矿 Re-Os 模式年龄	邓小华等[94](2008)

表3-10中还可看出华北地台银多金属矿床的成矿年龄为145~100Ma，而银矿化则以燕山中—晚期最为集中；华北地台南缘的铅锌矿床成矿时代则在143~128Ma和334~613两个阶段，即燕山期和早古生代；金矿床的成矿时代为燕山期。

小寺沟矿田内，与成矿有关的岩浆岩是花岗闪长岩，其成岩年龄在124~139Ma，小寺沟铜（钼）矿床和寿王坟铜（铁、钼）矿床的成矿年代分别在134±3Ma和148±4Ma，其成岩成矿年龄基本一致，均为燕山中晚期。

3.2 矿床地质地球化学特征

3.2.1 小寺沟斑岩型铜钼矿床地质地球化学特征

小寺沟斑岩型铜钼矿床赋存于小寺沟斑岩体北东接触带内外侧，属大中型斑岩型铜钼矿床[10,13]。

3.2.1.1 矿体特征

铜钼矿化主要与杂岩体的花岗斑岩有关，矿体呈脉岩产在岩体中，岩体内共圈出钼矿体两个，灰岩内圈出钼矿体1个。

1号钼矿体是本矿床最主要的矿体，主要分布在上杖子一铜洞子沟北东接触带附近的岩体中，矿体走向为北西300°～320°，倾向南西230°～240°，倾角较陡，一般在60°～80°，矿体沿走向长800余米，厚度10～80米，平均16米，矿石平均品位0.0947%，东部品位高于西部品位。矿体出露标高400～800米，其中600～750米标高为矿体膨大部位，600米标高以下矿体形态变得不规则，多分枝呈叉状，厚度变小，矿石品位变贫。

铜矿体主要产在接触带的蛇纹石化大理岩中，与1号钼矿体紧密相连，共划分出4个铜矿体。其中1、2、3号铜矿体产在岩体外接触带蛇纹石化大理岩中，4号铜矿体产于岩体内灰岩捕虏体中，铜矿体形态简单，呈狭长的脉状或似层状，矿体尖灭再现，分枝复合现象明显。

其中1号铜矿体为本区主要铜矿体，矿体走向受岩体接触带控制，总体为300～320°，倾向南西210°～230°，倾角较陡，变化与50°～85°，矿体延长700余米，厚度4～45米，平均厚度17.5米，出露标高500～800米，矿体形态简单，呈脉状或似层状产出[10, 13, 29]。

3.2.1.2 矿石特征

矿石物质组分：矿床中矿石矿物，脉石矿物成分均较简单，与钼矿床有关的主要矿石矿物有：辉钼矿、黄铜矿、钼华、方铅矿、闪锌矿等。主要脉石矿物有石英、绿泥石、绿帘石、长石及绢云母。

与铜矿床有关的主要矿石矿物有：黄铜矿、黄铁矿、辉铜矿、方铅矿、帖闪锌矿等，脉石矿物主要有石英、绿帘石、绿泥石、长石、绢云母及方解石。

矿石结构构造：矿床矿石结构为半自行粒状结构、交代结构、固溶体分离结构。矿石构造主要有块状构造、稠密浸染状构造、稀疏浸染状构造、细脉状构造等。

围岩蚀变：矿床围岩蚀变强，分带明显，与典型的斑岩型铜钼矿床相似，但又有其独特性。自岩体至围岩，大致可分为钾化带、硅化带、硅化-蛇纹石化带及蛇纹石－大理

岩化带。

1. 钾化带：分布于花岗斑岩内，其表现形式为在花岗斑岩内常见岩浆晚期由碱交代作用形成的钾长石巨斑，及岩浆一矿化热液形成的钾长石细脉。

2. 硅化带、石英一绢云母化带：分布于花岗斑岩内，在岩体内石细脉及石英网脉非常发育，当石英形成面状蚀变时，岩体中的绢云母也随之增强，甚至形成绢英岩。

3. 硅化一蛇纹石化带：主要分布在外接触带。以广泛出露石英脉及蛇纹石细脉为特征。

4. 蛇纹石化一大理岩化带：主要分布在远离接触带的围岩内，随着远离侵入体，硅化逐渐减弱，而广泛发育蛇纹石化。同时，白云岩由于受热接触变质作用影响产生重结晶形成大理岩。

3.2.1.3 矿床地球化学特征

硫同位素特征：

1986 年 514 队曾在矿化岩石中作过硫同位素测试工作，本次工作补做了部分硫同位素，分析结果见表 3-11。

表 3-11 硫同位素测定结果

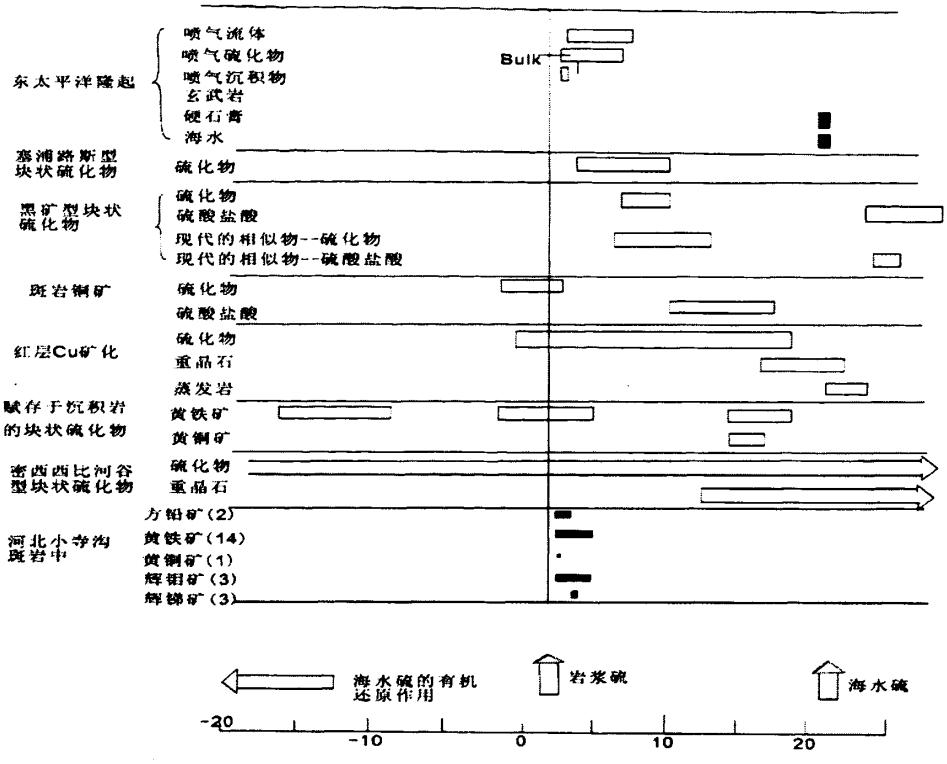
原编号	矿物名称	$d^{34}S$ (‰)	资料来源
1	方铅矿	+1.5	原 514 队
2	黄铜矿	+1.3	原 514 队
3	黄铁矿	+2.9	原 514 队
4	黄铁矿	+2.2	原 514 队
5	方铅矿	+1.3	原 514 队
6	黄铁矿	+2.7	原 514 队
7	黄铁矿	+3.5	原 514 队
8	辉钼矿	+2.8	原 514 队
9	黄铁矿	+3.1	原 514 队
10	黄铁矿	+2.7	原 514 队
11	黄铁矿	+0.9	原 514 队
12	黄铁矿	+3.6	原 514 队
13	黄铁矿	+2.5	原 514 队
14	黄铁矿	+2.8	原 514 队
1	黄铁矿	+2.3	本次
2	黄铁矿	+2.7	本次
3	辉钼矿	+0.5	本次
4	辉钼矿	+1.0	本次
5	黄铁矿	+1.2	本次
6	黄铁矿	+0.6	本次

从表 3-11 和图 3-8 中可以看出：

a. 矿石硫同位素变化范围小，$\delta^{34}S$ 集中在 0.5～0.6‰之间，平均值 2.3‰，具有陨石硫特征。

b. 硫同位素分布频率为塔式，$\delta^{34}S$ 集中分布在 2～3‰之间，具高中温热液矿床特征。

c. 本杂岩体中矿石 $\delta^{34}S$ 平均值为 2.3‰，根据 H. Ohmoto 和 R. O. Pye(1979) 观点，与含水花岗质熔体处于平衡的岩浆流体相的 $\delta^{34}S$ 值接近于 4‰，出表 3-1 可以看出，各种不同的硫化物具有基本恒定的 $\delta^{34}S$，因此，成矿热液的氧化态位于 SO_2/H_2S 界之下。此时，$\delta^{34}S_{H2S}$ 与 $\delta^{34}S$ 溶体差别不大，一般可达 2‰左右。因此，上述硫化物的 $\delta^{34}S$ 值代表了花岗质熔体处于平衡流体相的 $\delta^{34}S$ 值，所以，可以认为形成本矿床的硫源来源于岩浆[7, 95-96]。



热液矿床含硫矿物的 $\delta_{34}S$ 值. 数据引自Kerridge等(1988), Ohmoto等(1979), Halback等(1989), Naylor等(1989)和Eldridge等(1988).

图 3-8 不同成因矿床硫同位素分布图

稀土元素特征：

本次研究中，分别挑选了黄铁矿、辉钼矿等单矿物进行稀土元素测定，测定结果见表 3-12，稀土配分模式见图 3-9。

辉钼矿稀土元素特征：

尽管辉钼矿稀土元素总量低于杂岩体的岩石，但轻重稀土比值 dEu 及稀土模式极其相似，说明本矿床矿质来源于成矿母岩，花岗斑岩与花岗闪长斑岩。

可以看出，尽管稀土元素总量低于杂岩

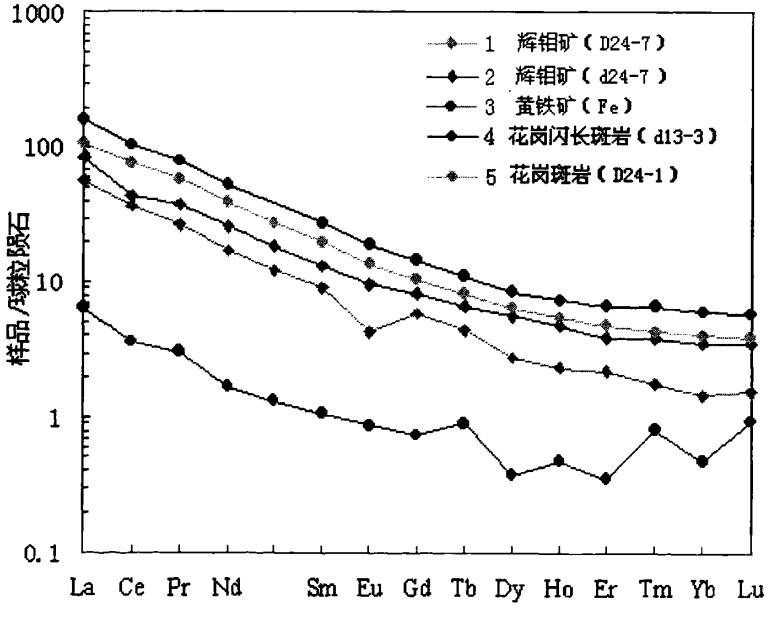


图 3-9 小寺沟辉钼矿稀土元素配分模式图

体的岩石，但轻重稀土比值 dEu 及稀土模式极其相似，说明本矿床矿质来源于成矿母岩，花岗斑岩与花岗闪长斑岩[97]。

3.2.1.4 矿床成因探讨

在讨论了矿床的地质地球化学特征及形成机理之后，我们给出了矿床的形成模式：受古老构造控制的富钼矿的下地壳结晶基底，由于晚期构造复活及地热梯度增大而发生了重熔，钼铜在硅酸盐熔体中的不相容性使它们在岩浆中初步富集；岩浆侵入到上地壳后由于热变质而使围岩发生了大理岩化、蛇纹石化；在岩体内部通过重力分异及分离作用，岩体顶部及边缘富硅、碱、挥发分及成矿元素；在岩浆结晶分异而释放出的流体参与下，岩体与围岩通过双交代作用形成了矽卡岩，同时对已固结的岩体发生了交代（钾化、石英绢云母化、蛇纹石化），使部分成矿物质发生了活化转移，并随热液一起向低压、低温处迁移，当物理化学条件发生显著变化时，成矿元素便沉淀出来，形成矿床[7,16,98]。

本矿床矿体主要产在杂岩体的花岗斑岩内外接触带中，成矿母岩特征类似于国内外斑岩型铜钼矿床的成矿母岩，矿体主要呈细脉浸染状产出，围岩蚀变分带明显，与典型的斑岩型矿床相似，硫同位素结果显示，矿化的硫源来自岩浆，稀土元素轻、重稀土的比值、dEu 及稀土模式图均表示其成矿物质来自源于岩浆岩[99~100]。综上所述，本矿床应为高中温热液矿床。工业类型属斑岩铜钼矿床，钼矿化主要与杂岩体中的花岗斑岩有关，铜矿化则主要与花岗闪长斑岩有关[101~103]。

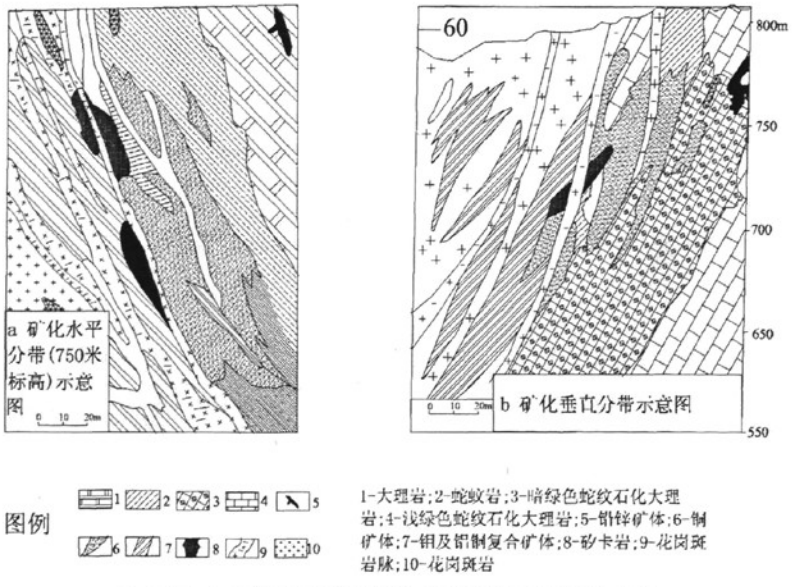


图 3-10 小寺沟矽卡岩型铜铁铅锌矿床矿化分带示意

3.2.2 小寺沟矽卡岩型铜、铁、铅、锌矿床地质特征

小寺沟矽卡岩型铜铁铅锌矿床产于花岗闪长斑岩与白云岩中接触带附近，与斑岩型铜钼矿床密切共生[16, 104~105]（图 3-10）。

矿床的大地构造位置处于华北地台的边缘、内蒙地轴与燕辽沉降带过渡带的东南端。区内构造以断裂为主，计有近 EW 向、NNE 向和 NW 向三组，其中以 NW 向断裂最发育，岩体及后期岩脉沿该组断裂侵入。

区内地层一迷雾山组燧石条带状白云岩为主，区内北部还出露有迁西群片麻岩，东北角有上侏罗纪火山碎屑岩。岩体属燕山期花岗闪长斑岩，全岩 K－Ar 年龄为 129Ma（章百明，1985）[12, 106]。岩体具有富硅富碱的特征，属铝过饱和钙碱性系列。K_2O 含量偏高，K_2O/Na_2O 高，CaO 含量偏低。

矿化发生于岩体和围岩中，矿体产于花岗岩闪长斑岩与白云岩的接触带附近，矿体产状与接触带产状一致，富矿体主要分布于 NE 向接触带。矿体类型可以分为细脉浸染状钼矿体、浸染状铜矿体、漆状钼矿体、细脉状铜矿体、矽卡岩型铜钼矿体和含铜磁铁矿体。

矿床围岩蚀变强烈，并且内外接触带的蚀变类型蚀变组合特征差别较大：内接触带花岗岩体钾化、石英绢云母化强烈，这两种蚀变直接控制着钼矿体的空间形态，且与矿化强度呈正比，其次是矽卡岩化。钾化主要是钾长石化和黑云母化，石英绢云母化往往叠加于钾化带之上。外接触带的白云岩主要发生蛇纹石化和矽卡岩化。蛇纹石化表现为褐色、暗绿色的蛇纹石呈细脉或网状沿裂隙交代产出，它控制了铜矿体的空间形态。矽卡岩化沿岩体和围岩的接触带断续分布。

矿床分带特征明显，从岩体向围岩表现：岩性分带为花岗闪长斑岩→矽卡岩化花岗闪长斑岩→石榴石矽卡岩→透辉石矽卡岩→透闪石矽卡岩→透辉石化、蛇纹石化白云岩→蛇纹石化白云岩→白云岩；围岩蚀变分带为钾化→石英绢云母化→蛇纹石化、矽卡岩化→碳酸盐化，与其有关的矿化分带为 Mo－Mo、Cu－Cu(Mo)－Pb、Zn。

3.2.3 小石门银金矿床地质地球化学特征

小石门银、金矿床是由天津华北有色地勘局地勘总院新发现的矿床[21,29]，矿床位于小寺沟斑岩铜钼矿床的南西侧，距小寺沟岩体南西 1.5km，经过近几年的矿产普查，初步估计 Au 储量达 1 吨以上，Ag 储量近 2000 吨，矿床已达中型规模。小石门银金矿床是本次课题的研究重点之一，作者做了大量的野外地质工作、室内测试分析以及用于作类比分析的相关资料[107~110]的收集，以下将做详细的介绍。

3.2.3.1 矿体特征

目前已发现 2 条金、银矿脉，已圈出金、银矿体 8 个（表 3-13）。

表 3-13 主要矿体特征

矿体号	位置	控制程度	规模	品 位		形态
				Au(10^{-6})	Ag(10^{-6})	
Ⅰ-1	7-24 线	多工程	564：1.4	6.32	594.85	脉状

续表 3-2

Ⅰ-2	16 线	多工程	37：0.57	1.41	235.10	脉状
Ⅰ-3	16 线	单工程	20：0.98	34.4	421.00	囊状
Ⅱ-1-1	4-5 线	单工程	160：3.12	0.69	407.60	脉状
Ⅱ-1-2	4-5 线	多工程	220：0.64	5.92	166.92	脉状
Ⅱ-2	9-13 线	单工程	150：0.47	2.05	143.50	脉状
Ⅱ-3	17-21 线	单工程	50：0.51	3.5	469.00	脉状
Ⅱ-4	47 线	单工程	140：0.42	5.40	249.00	脉状
Ⅱ-5	51-59 线	多工程	140：0.59	1.36	161.00	脉状
Ⅱ-6	65-85 线	多工程	260：0.74	5.94	277.01	脉状
Ⅱ-7	65-85 线	多工程	335：1.43	3.52	203.28	脉状
Ⅱ-8	31-33 线	单工程	30：0.47	2.52	2.70	脉状
Ⅱ-9	53-63 线	单工程	160：1.10	2.20	4.70	脉状
Ⅲ-1	51-59 线	多工程	160：0.90	2.01	72.17	脉状
Ⅲ-2	47-59 线	多工程	130：1.06	1.19	87.80	脉状
Ⅲ-3	61-71 线	多工程	130：0.65	4.20	49.70	脉状
Ⅲ-4	73-77 线	多工程	65：0.40	2.90	17.90	脉状
Ⅲ-5	75-85 线	多工程		2.42	106.40	脉状

注：资料来源于华北有色地勘局承德分院

I 号脉：I 号脉为区内的主要矿体，沿 F_1 断层分布，受 F_1 断层控制，矿脉产状与 F_1 断层基本一致，矿脉走向 NNE15～30°，倾向 105～120°，倾角 50～70°（图 3-11）。

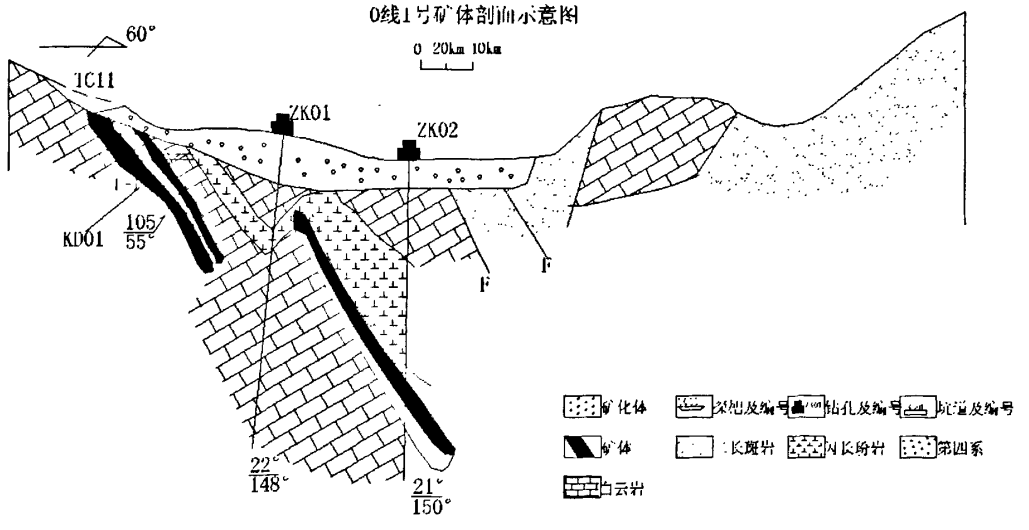


图 3-11 0 线 I 号矿体剖面示意图

I 号矿脉已划分出三个矿体，其中 I-1 主矿体已控制长 564 米，斜深 110 米以上，平均厚度 1.36 米，平均品位 Au：6.26×10^{-6}，Ag564.82×10^{-6}。

III 号脉：III 号脉位于 I 号脉东边，沿 F_2 断层分布，受 F_2 断层的控制，矿脉产状与

F_2断层基本一致，矿脉走向 20～35°，倾向 110～125°，倾角 50～70°，矿体直接产于二长斑岩上、下盘破碎蚀变带中。

III 号矿脉已划分出 5 个矿体，其中 III-1、III-2、III-5 矿体较大，长度 130～160 米，厚度 0.4～1.06 米，平均品位 Au： 1.43～2.42×10^{-6}，Ag：72.17～10.54×10^{-6}。

矿体特征：

本区主要工业矿体均受构造控制，尤其是断裂构造控制。矿脉的形态特征实际上就是断裂带的形态特征，矿脉实际上是由多个透镜状或破碎带型单脉组成的脉群。下面以 I 号脉为例分别对本区矿脉构造特征分述如下：

1．单脉矿体形态和矿石构造特征

组成 I 号脉的单脉有两种类型：

（1）破碎带型矿脉：呈透镜状，局部不规则状、囊状。产状与F_1断层的产状一致。破碎带矿脉的脉壁往往是断层F_1的一个断层面。民采坑道内观测到的这种类型的矿脉多数一侧脉壁与围岩界线清楚，而另一侧则与围岩呈过渡关系，分不出明显的断面，少数两个侧面都与围岩接触清楚的矿脉呈楔状，局部形成囊状或不规则状矿脉两侧与围岩接触都不清楚。与之界线清楚的断面通常以片理化岩石，断层泥砾相接，少数与之直接相接，断面上通常都有擦痕与阶步，擦痕面上的岩石多绿泥石化，通过它们可以判断断层的运动方向。

破碎带内由块状石英、残余围岩和破碎硫化物矿矿石及少量致密块状硫化物矿石组成。团块状石英是充填早期破碎带形成的，导致破碎带内围岩残块多发生蚀变。围岩原岩为白云岩时则发育硅化，为二长斑岩则发育绿泥石化或绢云母化。当破碎带的一壁与围岩呈过渡关系时，石英与岩性不同的围岩间显然不同关系。二长岩围岩与石英界线清楚，碳酸盐围岩与石英的界线模糊，岩石多发生硅化。矿化作用晚于石英的交代充填。矿化多沿石英的裂隙和构造薄弱带发育，随矿化的强弱呈团块状、网格状、裂隙状混乱的分布于破碎带中。矿化有褐铁矿化、锌闪矿化、方铅矿化和黄铁矿化。

（2）剪切带型矿脉：矿脉形态多呈透镜状，中心部位较厚，边缘较薄，有时出现分枝复合的现象。采坑内观测此种类型矿脉有平行复脉、脉中脉及矿液致裂现象。

矿脉中的平行复脉现象体现为石英、铁闪锌矿、方岩矿及石英中片状绿泥石构成的条带状矿石，这种构造的脉有以下几种情况：一是石英、褐铁矿组成的矿脉。硫化物多沿石英脉与围岩接触面生长。总体矿脉与围岩界限平直，局部边界呈港湾状。二是纯石英组成的矿脉，矿脉内常见黄铁矿呈星点状散布于矿脉内[111]。

矿脉中脉中脉现象体现为后期的含矿热液沿早期形成的石英脉的脉壁或晚期矿液沿早期形成的矿脉的矿壁沉淀。后期脉可以在早期脉的中间沉淀发育（图 3-12），也可以在早期脉的两侧沉淀发育。后期的矿液常常溶蚀交代早期的石英脉，两者界限呈港湾状，晚期形成的矿脉中则有未被交代蚀变完全的石英。

矿液致裂的现象体现在侧羽脉的发育，伴有裂隙一脉一液压角砾岩出现。矿脉沿单脉的一侧或两侧发育与其成一定夹角的一系列分支小脉，形似羽毛，称为侧羽脉（图3-13）。与主脉分支关系，无切割关系，发育含矿断裂成矿时，液压致裂的围岩中。矿液通过自身压力沿裂隙不断扩展，形成可以拼接的液压角砾，并沿裂隙在局部的空洞中结晶，形成团块状矿体。

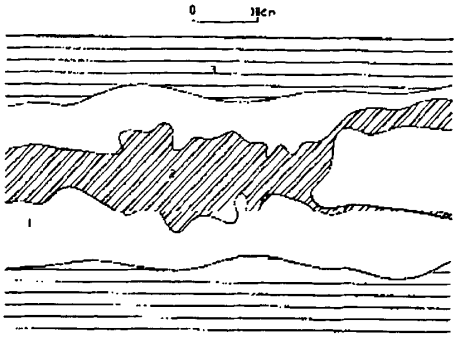


图 3-12 石英脉中的矿体－脉中脉现象

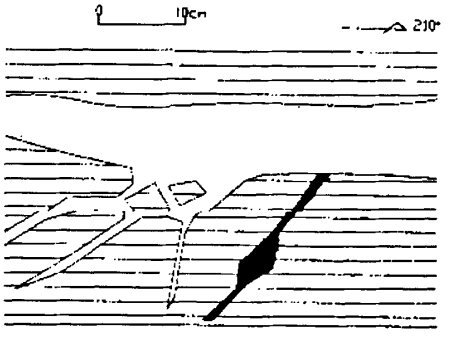


图 3-13 矿脉旁侧的矿液致裂现象

这种类型的单脉中多为致密块状硫化物矿石和褐铁矿矿石。矿脉的厚度较为稳定和连续。矿体与围岩界线明显，二者中一般有1～2cm的片理化带，局部有断层泥，少数矿体与围岩直接接触。两侧的围岩多蚀变，蚀变带连续。矿体多发育在矿脉群的中心部位，向外侧变薄，连续性变差，有些与破碎带型矿体相接。矿体产状与F_1断层产状大体一致，脉壁发育擦痕。当脉壁附近的岩石为二长斑岩时，则岩石劈理化，劈理方向与脉壁方向一致，局部可见矿脉被错开和拉断，表明形成之后有构造运动的发生。

2. 矿脉的空间组合特征及矿化规律

根据编录资料及采坑井下的观测，发现单个矿脉在纵剖面上的形态是透镜状，横剖面上的形态为椭圆状或透镜状，平面上的形态与横剖面类似。横剖面上，由左行的雁列排布的单脉构成；平面上构式与横剖面一致，单脉上的产状与断面产状大体一致，但向南西侧伏。

平面上，矿脉的中心部位的单脉多受剪切型断层控制（简称剪切型矿脉），矿脉厚度大，连续性好，矿石品位高，向两侧单脉变薄，并出现分支复合的现象。再向外，剪切型单脉和破碎带型矿脉相间出现。越向外，破碎带行单脉则越多，但矿化越来越差，直至矿化达不到工业矿体要求。纵剖面上，脉群的组合式样和平面上大致相似[112]。

3.2.3.2 矿石特征

矿石成分

本矿床矿石成分分为富金属硫化物矿石及贫金属硫化物矿石。

富金属硫化物脉石矿物主要有：黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、毒砂、黄铜矿、辉铜矿、锑银矿、辉锑矿、铜兰等。

富金属硫化物矿石矿物主要有：石英、玉髓、方解石、白云石等。

贫金属硫化物矿石金属矿物少见，以铁、锰氧化物为主，硫化物极少见，矿石矿物组合以含 Au、Ag 的玉髓、碳酸盐矿物为特征。

矿石结构构造

矿石结构主要有自形-半自形结构，他形粒状结构，主要构造有块状构造、细脉浸染状构造、浸染状构造和碎裂状构造等。

3.2.3.3 围岩蚀变

矿床围岩蚀变主要类型有褐铁矿化、黄铁矿化、硅化、碳酸盐化。

褐铁矿化、黄铁矿化与矿化紧密相关。在矿化部位，褐铁矿化强，褐铁矿化与矿化呈正相关关系，即褐铁矿化强，金、银矿化好，褐铁矿化最强的部位，即是金、银品位最好的地段。

硅化也是本区最主要的蚀变类型之一，硅化主要有两种表现形式，一种为分布在矿化岩石中的石英网脉，一种为石英、玉髓等交代原岩中的其它矿物。硅化与金银矿化呈正相关，硅化强即矿化好。

碳酸盐化是本区最重要的蚀变类型，分布范围广，发育于矿体及上、下盘围岩中，表现为方解石脉成不规则状、细脉状、脉状分布在围岩中。矿化好，方解石细脉、网脉越发育，其蚀变范围达数十米。

3.2.3.4 矿床地球化学特征

本次采集了一批新鲜硫化物矿石样本，经破碎在 60～40 目，在双目显微镜下挑纯，样品纯度在 99%以上，送国土资源部中南矿产资源监督检测中心，测试结果见表 3-14。

表 3-14 小石门银金矿床稳定同位素分析结果表

序号	样品名称	$d_{34}S_{CDT}$
1	辉锑矿	2.44
2	辉锑矿	2.23
3	辉锑矿	2.36
4	方铅矿	0.99
5	方铅矿	1.76
6	黄铁矿	1.80
7	辉钼矿	3.34

注：分析单位：国土资源部中南矿产资源监督检测中心

从图 3-6 表 3-14 可以看出：

1．稳定同位素值全为正值，变化范围小，集中在 0.99～3.43 之间，平均 2.21，具有陨石硫特征。

2．硫同位素分布频率成塔式分布。

3．硫化物之间 $d^{34}S‰$ 的富集顺序依次为辉锑矿>黄铁矿>方铅矿，然而根据硫化物的化学键的脆弱程度，他们的顺序应是：黄铁矿>方铅矿>辉锑矿，造成本矿区辉锑矿硫同位素大于黄铁矿和方铅矿的原因是黄铁矿、方铅矿与辉锑矿为不同其次的矿物，辉锑矿形成时间明显晚于黄铁矿和方铅矿。

4．本矿床中矿石 $d^{34}S$ 平均值为 2.21‰，根据 H.ohmoto 和 R.O.Pye(1979)观点，与含水花岗岩质容体处于平衡的岩浆流体相的 $d^{34}S‰$ 接近于 4，本矿床中未见到硫酸盐矿物。上述测定硫同位素的矿物（黄铁矿、辉锑矿、方铅矿）是本矿床最主要的硫化物，也就是说成矿流体的硫以还原形式的硫占绝对优势，因此可以认为，上述硫化物的 $d^{34}S$ 值代表了与花岗质熔体处于平衡流体相的 $d^{34}S$ 值，所以，可以认为形成本矿床的硫源来源于岩浆。

5．本矿床的 $d^{34}S$ 与小寺沟斑岩铜钼矿的 $d^{34}S$ 非常相似，表明两者的硫来自于同一岩浆源。

稀土元素特征

为了进一步了解矿床的成矿物质来源，本次研究工作中，采集了一批矿石，送武汉岩矿测试中心进行稀土元素测定，测试结果见表 3-10，稀土配分模式图见图 3-14、图 3-15、

从表 3-12 及图 3-14、图 3-15 中可知：

矿床中主要金属矿物，含金褐铁矿除稀土元素含量低于二长斑岩、花岗斑岩及花岗闪长斑岩以外，其轻重稀土元素比值、dEu 均与其相似，说明矿床的成矿物质主要来源于杂岩体及二长斑岩[113]；

磁铁矿、铅锌矿的稀土元素特征及稀土元素模式图与岩浆岩差别较大，而与白云质角砾岩基本相似（图 3-13），说明铅锌矿（尤其是产于层间滑脱带的铅锌矿石）的成矿物质来源也可能与地层有关。

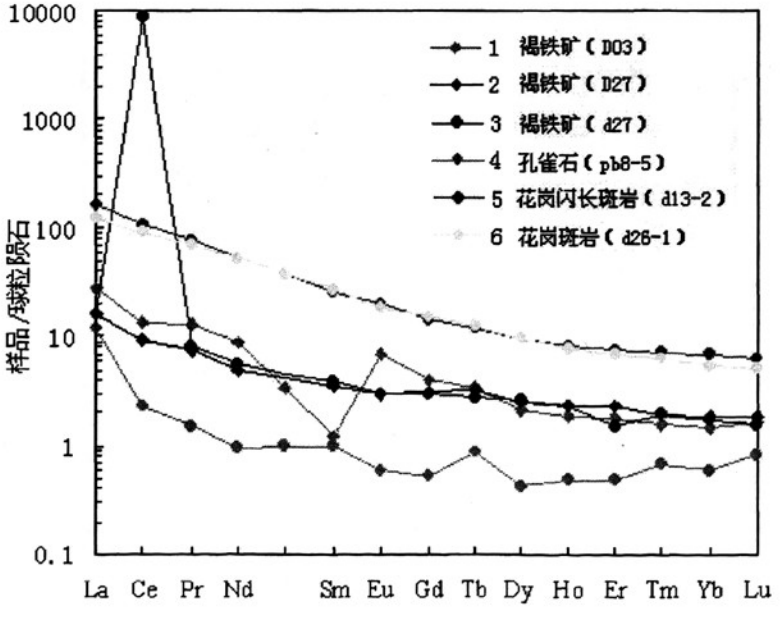


图 3－14 小石门金银矿床含金褐铁矿稀土元素配分布模式图

小石门金银矿床矿床中主要金属矿物，含金褐铁矿除稀土元素含量低于二长斑岩、花岗斑岩及花岗闪长斑岩以

外，其轻重稀土元素比值、dEu 均与其相似，说明矿床的成矿物质主要来源于杂岩体及二长斑岩。

铅锌矿成矿物质来源：

磁铁矿、/铅锌矿的稀土元素特征及稀土元素模式图与岩浆岩差别较大，而与白云质角砾岩基本相似，说明铅锌矿（尤其是产于层间滑脱带的铅锌矿石）的成矿物质来源也可能与地层有关。

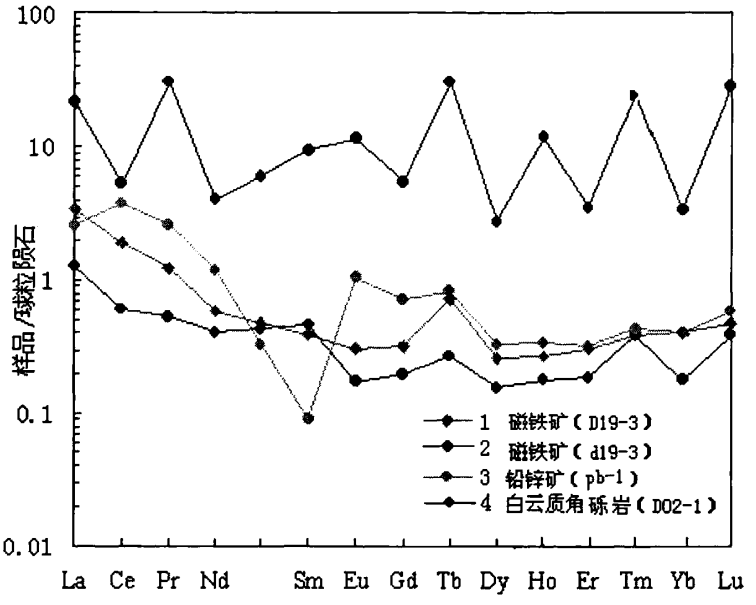


图 3-15 小石门金银矿床磁铁矿、铅锌矿稀土元素配分模式图

流体包裹体

成矿温度：为了确定矿床的成矿温度，本次研究中采了一批新鲜的硫化物矿石，经破碎至60～40 目，在双目显微镜下挑纯，样品的纯度在 99%以上，送桂林矿产地质研究院测试中心测试，结果见表 3-15。

从表 3-15 中可以看出，矿物样品的爆裂温度范围在 240℃～365℃之间，平均 286℃，虽然爆裂温度不能视为成矿温度，但它是成矿温度的上限，所以本矿床的成矿温度应属于中低温度范围。

本矿床的矿物组合为黄铁矿－方铅矿－闪锌矿，黄铁矿－石英－自然金，黄铁矿－石英－辉银矿，方铅矿－闪锌矿－辉锑矿，这些矿物的形成温度均为中低温度。矿床内的围岩蚀变主要为硅化、碳酸盐化以及褐铁矿化等，蚀变主要形成于中－低温度条件下形成。

表 3-15 包裹体温度分析结果

样品号	测定矿物	爆裂温度
01	辉锑矿	250℃
02	辉锑矿	255℃
03	方铅矿	365℃
04	方铅矿	290℃
05	辉钼矿	240℃
06	辉钼矿	320℃
平均		286℃

注：分析单位：桂林矿产地质院测试中心

包裹体成分特征：矿物流体包裹体，是矿物生成时被包裹在矿物晶格缺陷或窝穴中的含矿溶液，如果没有后期构造破坏，基本上处于一个封闭的地球化学体系，则反映了矿物形成时的矿液成分、性质及其物理－化学条件，即成岩成矿的温度、压力、组分浓度、PH 值、EH 值、盐度、同位素组成等[114]，所以，对矿物包裹体的研究有助于分析矿床成因、确定成矿流体来源、成矿物理化学条件、成矿流体的运移方向以及成矿时代等。

热液来源是矿床学中争论最大的问题。有关热液成矿的理论很多[115]，但主要可分为两大派：①以岩浆期后热液理论为代表的岩浆热液或深源热液或上升水学说；②以侧分泌理论为代表的表生热液或浅成热液或下降热液学说。岩浆热液理论认为，在岩浆结晶过程中，随着温度的下降，矿物的不断结晶，残余岩浆中碱性组分、挥发组分和 SiO_2 等愈来愈富集，最后形成富碱、富硅和挥发组分等的残余流体－热液[116~118]。

本次工作测定了 6 个石英包裹体的气、液相成分，其结果见表 3-16、3－17。

从表 3-16、3-17 中可以看出，本矿床包裹体中 Na^+/K^+的比值 0.2～0.4，$Na^+/(Ca^{2+}+Mg^{2+})$ 的比值为 0.7～1.2，F^-/Cl^-的比值为 200 以上，F^-的含量大大高于 Cl^-含量，CO_2/H_2O 为 0.2～0.4。据林文通研究金银矿床包裹气相成分中 $CO_2/H_2O<0.5$ 时为岩浆热液，据范启源等人研究 Na^+/K^+〈$2Na^+/(Ca^{2+}+Mg^{2+})$〉2 时为典型的岩浆热液，F^-/Cl^-很大时为典型的岩浆热液。对比本矿床分析结果，成矿热液主要为岩浆热液，可能有大气降水及雨水混合，由于样品均采自矿体部位，因此只反映矿床在成矿时期的热液来源[119~120]。

表 3-12 小寺沟矿田矿石稀土元素含量及参数表

样品编号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	∑Ree	∑Ce/∑Y	dEu	Ce/Yb	La/Sm	La/Yb
Pb-1	0.62	2.267	0.242	0.549	0.139	0.061	0.146	0.031	0.084	0.019	0.053	0.011	0.069	0.015	--	4.306	9.060748				8.985507
铅锌矿	1.602067	2.322746	1.753623	0.76676	0.604348	0.2652217	0.469453	0.545775	0.215385	0.218894	0.207843	0.275689	0.277108	0.387597	--			0.493979	8.382083	2.650903	
Fe	1.532	2.253	0.288	0.764	0.162	0.051	0.154	0.034	0.094	0.027	0.057	0.021	0.08	0.024	--	5.541	10.28513				19.15
黄铁矿	3.958656	2.308402	2.086957	1.067039	0.704348	0.221739	0.495177	0.598592	0.241026	0.31106	0.223529	0.526316	0.321285	0.620155	--			0.369712	7.1849	5.620315	
Pb8-5	2.842	1.413	0.145	0.445	0.15	0.034	0.106	0.033	0.107	0.027	0.08	0.017	0.101	0.021	--	5.521	10.22154				28.13861
孔雀石	7.343669	1.447746	1.050725	0.621508	0.652174	0.147826	0.340836	0.580986	0.274359	0.31106	0.313725	0.4266065	0.405622	0.542636	--			0.297733	3.569195	11.26029	
D24-7	13.5	22.21	2.575	7.898	1.376	0.248	1.195	0.165	0.709	0.134	0.359	0.045	0.248	0.039	--	50.701	16.51935				54.43548
辉钼矿	34.88372	22.75615	18.65942	11.03073	5.982609	1.078261	3.842444	2.90493	1.817949	1.543779	1.407843	1.12782	0.995984	1.007752	--			0.219192	22.84791	5.830855	
D18	0.721	1.076	0.107	0.103	0.055	0.015	0.074	0.035	0.168	0.057	0.259	0.056	0.445	0.08	--	3.251	1.769165				1.620225
磁铁矿	1.863049	1.012459	0.775362	0.143855	0.23913	0.065217	0.237942	0.616197	0.430769	0.656682	1.015686	1.403509	1.787149	2.067183	--			0.273407	0.616882	7.790933	
D19-3	0.791	1.147	0.117	0.276	0.06	0.018	0.066	0.027	0.066	0.015	0.051	0.01	0.068	0.012	--	2.724	7.647619				11.63235
磁铁矿	2.043928	1.175205	0.847826	0.385475	0.26087	0.078261	0.212219	0.475352	0.169231	0.172811	0.2	0.250627	0.273092	0.310078	--			0.330851	4.303324	7.836056	
D14-2	8.08	12.92	2.296	8.834	1.805	0.48	1.824	0.279	1.313	0.254	0.672	0.085	0.502	0.078	--	39.422	6.873377				16.099562
褐铁矿	20.87855	13.2377	16.63768	12.33799	7.847826	2.086957	5.864952	4.911972	3.36667	2.926267	2.635294	2.130326	2.016064	2.015504	--			0.304381	6.566113	2.660425	
D03	6.59	8.243	1.236	4.234	0.183	0.392	0.816	0.124	0.526	0.107	0.289	0.04	0.246	0.041	--	23.067	9.537688				26.78862
褐铁矿	17.02842	8.445697	8.956522	5.913408	0.795652	1.704348	2.623794	2.183099	1.348718	1.232719	1.133333	1.002506	0.987952	1.059432	--			0.996856	8.548693	21.40184	
D27	3.828	5.582	0.724	2.306	0.544	0.175	0.639	0.122	0.623	0.132	0.373	0.049	0.314	0.048	--	15.459	5.721304				12.19108
褐铁矿	9.891473	5.719262	5.246377	3.22067	2.365217	0.76087	2.054662	2.147887	1.597436	1.520737	1.462745	1.22807	1.261044	1.24031	--			0.344294	4.535339	4.182057	
D28	1.741	2.687	0.297	0.825	0.247	0.254	0.247	0.054	0.21	0.132	0.368	0.049	0.312	0.049	--	7.472	4.258269				5.580128
褐铁矿	4.498708	2.753074	2.152174	1.152235	1.073913	1.104348	0.794212	0.950704	0.538462	1.520737	1.443137	1.22807	1.253012	1.26615	--			1.182306	2.197165	4.18908	
d19--3	0.3	0.37	0.05	0.19	0.07	0.01	0.04	0.01	0.04	0.01	0.03	0.01	0.03	0.01	0.73	1.9	1.087912				10
磁铁矿	0.775194	0.379098	0.362319	0.265363	0.304348	0.043478	0.128617	0.176056	0.102564	0.115207	0.117647	0.250627	0.120482	0.258398				0.20084	3.146516	2.547065	
D27	3.77	5.86	0.78	2.55	0.59	0.17	0.6	0.1	0.66	0.13	0.35	0.05	0.29	0.04	4.48	20.42	2.047761				13
褐铁矿	9.741602	6.004098	5.652174	3.561453	2.565217	0.73913	1.92926	1.760563	1.692308	1.497696	1.372549	1.253133	1.164659	1.033592				0.328906	5.155243	3.797574	
d24-7	19.72	25.94	3.6	12.25	2.01	0.57	1.68	0.25	1.43	0.27	0.64	0.1	0.59	0.09	7.83	76.97	4.975932				33.42373
辉钼矿	50.95607	26.57787	26.08696	17.10894	8.73913	2.478261	5.401929	4.401408	3.666667	3.110599	2.509804	2.506266	2.369478	2.325581				0.350506	11.21676	5.830794	
pb-1	1.4	1.46	0.25	0.74	0.13	0.06	0.09	0.01	0.06	0.01	0.03	0.01	0.03	0.01	0.48	4.77	5.534247				46.66667
铅锌矿	3.617571	1.495902	1.811594	1.03352	0.565217	0.26087	0.289389	0.176056	0.153846	0.115207	0.117647	0.250627	0.120482	0.258398				0.610502	12.415598	6.400318	
球粒陨石	0.387	0.976	0.138	0.716	0.23	0.23	0.311	0.0568	0.39	0.0868	0.255	0.0399	0.249	0.0387		4.1042	1.875701				

分析单位：1. 武汉岩矿测试中心　　分析人：李秀英

2. 中南大学地学院　　分析人：龙永珍

"--"表示未分析该项，未分析该项者，均由中南大学地学院分析

表 3-16 小石门金银矿床气相色谱分析结果表

样品编号	原样品	矿物名称	含量								
			H_2	O_2	N_2	CH_4	CO	C_2H_2	CO_2	C_2H_6	H_2O
2005012	脉 I	石英	0.524	痕	0.423	3.624	无	痕	386.214	无	924
2005013	脉 I	石英	0.468	痕	0.628	3.594	无	痕	392.342	无	934
2005014	脉 II	石英	0.356	痕	1.031	3.656	无	痕	411.272	无	956
2005015	脉 II	石英	0.498	痕	0.952	3.725	无	痕	394.257	无	909
2005016	脉III	石英	1.039	痕	0.329	3.547	无	0.963	190.061	无	815
2005017	脉III	石英	0.957	痕	0.285	3.358	无	0.891	187.958	无	854

分析单位：中南大学地学院

表 3-17 小石门金银矿床液相色谱分析结果表

样品编号	原样品	含量										
		F	Cl	NO_3	PO_4	SO_4	Li	Na	NH_4	K	Mg	Ca
2005028	脉 I	2.262	0.01	<0.001	无	86.856	<0.001	5.325	8.259	19.253	<0.001	6.972
2005029	脉 I	2.196	0.01	<0.001	无	83.145	<0.001	4.147	8.143	20.489	<0.001	7.549
2005030	脉 II	2.205	0.01	<0.001	无	117.414	<0.001	6.158	8.842	24.538	<0.001	9.350
2005031	脉 II	2.157	0.01	<0.001	无	109.589	<0.001	5.942	8.469	23.925	<0.001	9.215
2005032	脉III	2.39	0.01	<0.001	无	20.351	<0.001	4.867	7.998	9.358	无	3.954
2005033	脉III	2.281	0.01	<0.001	无	21.854	<0.001	4.648	8.134	10.257	<0.001	4.253

分析单位：中南大学地学院

微量元素特征

为了进一步论证本区金矿床成矿物质来源[34,121]，本次研究中分别采集了花岗斑岩、花岗闪长斑岩、二长斑岩、闪长辉长岩及白云岩的样品分析了岩石中的微量及矿化元素，分析结果见表3-18。

表3-18 微量元素分析结果表

岩石名称	Au	Ag	Cu	Mo	Pb	Zn	Co	Ni	F
花岗斑岩	43	0.3	123	103	152	134	9.8	9.5	583
花岗闪长斑岩	40	0.5	112	113	113	132	8.6	10	620
二长斑岩	156	4.85	15	24	24	106	5.2	8	210
闪长辉长岩	32	12	24	15	20	17	25	20	80
白云岩	22	56	11	10	70	83	6	4	12

注：分析单位：中南大学地质所

从上表可以看出：

1．本区铜的来源主要与花岗斑岩、花岗闪长岩有关；

2．本区金的主要来源与二长斑岩有关[8]，银主要与二长斑岩有关，其次可能与白云岩有关；

3．本区铅锌矿的主要来源与花岗斑岩、花岗闪长斑岩及二长斑岩有关，白云岩也可能提供了部分成矿物质；

4．闪长辉长岩基本与矿化无关。

3.2.3.5 矿床成因探讨

1．硫同位素资料显示，矿床的硫来源于岩浆，主要与矿区的二长斑岩及小寺沟杂岩体有关；

2．稀土元素资料表明，矿床中的成矿物质来自于二长斑岩及杂岩体，而铅锌矿可能部分来源于地层；

3．包裹体测温资料显示，矿床的成矿温度在300°C±，矿床中矿物组合主要为中低温矿物组合，因此，矿床是在中低温条件下形成的；

4．包裹体成分资料显示，成矿热液为岩浆热液；

5．微量元素的分析结果表明金、银成矿物质来源主要与二长斑岩有关。

综上所述，本矿床成矿物质来源于岩浆，成矿温度为中低温，矿床成因为与小寺沟杂岩体及二长斑岩有关的中低温热液充填型矿床[122~125]。

3.3 小结

小寺沟矿田是一个完整的成矿系列，三个独立产出却又密切联系的小矿床组

成。三个矿床分别为斑岩型铜钼矿床、矽卡岩型铜铁铅锌矿床和小石门银金矿床。该矿田的成矿物质来源，成矿热液，成矿动力均来自小寺沟杂岩体及其脉岩。斑岩型铜钼矿床属高中温热液矿床，钼矿化主要与杂岩体中的花岗斑岩有关，铜矿化则主要与花岗闪长斑岩有关；矽卡岩型铜铁铅锌矿床与斑岩型铜钼矿床密切共生，是斑岩型铜钼矿床的同期同源产物；小石门银金矿床为与小寺沟杂岩体及二长斑岩有关的中低温热液充填型矿床。物、化探异常显示自岩体向外异常水平分带明显，反映出成矿有 Mo、Cu→Cu、Zn、Ag→Ag、Au 系列特征。

第四章 控矿条件分析与成矿预测

4.1 控矿条件分析

控制矿床产出的因素往往很多，如大地构造条件、区域成矿背景、区域地球物理场、地球化学、沉积建造、岩浆作用、构造特征等，在众多的控矿因素中，对于某一矿区、某一矿床、往往起主导因素并不很多，通过对本矿区各类矿床的系统野外调查与室内分析研究，初步总结了本矿区的主要控矿因素。

1. 岩浆岩是本区的成岩母岩，矿床的成矿物质主要来源于杂岩体，岩浆岩控制本区矿化的物质来源及热源。

斑岩型铜钼矿床成矿物质主要来自杂岩体。钼矿化主要与花岗斑岩有关，而铜矿化则主要与花岗闪长斑岩有关。

金、银、铅、锌矿化则主要与二长斑岩有关，其成矿物质主要来自二长斑岩。

矽卡岩型磁铁矿化主要与杂岩体有关，成矿物质主要来自花岗闪长斑岩及石英闪长斑岩。

2. 断裂构造控制了矿体的定位：斑岩型钼矿化主要受岩体中的北西向断裂构造控制，钼矿体定位在岩体中的北西向断层中。

斑岩型铜矿化主要受接触带及北西向断裂构造控制，铜矿体定位于岩体与围岩的接触带上及北西向断层中。

小石门金银矿化主要受区内北北东向断裂控制，北北东向断裂既是导矿构造，也是容矿构造，直接控制了矿体的分布，具工业价值的矿体均产于该断裂带中。

矿液之所以能在断裂中充填成矿，固然有多方面的原因，但其中一个重要原因是断裂的产生，使之成为低压区，矿液通过不同的通道，向低压区聚集。另一个方面，矿液本身具有一定的能量，它们在构造应力的驱动下，具矢量特征，当这种具矢量特征的流体沿一定方向运移时，便对运移通道产生压裂作用，使岩石进一步破裂，即“热液致裂”。如果这种具有能量的流体沿封闭的断裂或缝隙运移，对断裂或缝隙壁产生压强，使之张裂成具一定空间和一定宽度的裂缝。断裂裂开的宽度与流体对断裂壁产生的压力有关。断裂在各点裂开的宽度可有下式表达：

$$\mu\triangle U_1/2\ (1-v) = \triangle s_1\ (a_2^2 - x_{zi}^2)^{1/2}$$

式中 μ —弹性模量（不同的岩石 μ 不同）

$\triangle U_1$ —裂隙张开宽度（矿脉的厚度）

$\triangle s_1$ —张应力（垂直脉壁的拉力）

v —泊松比（材料常数）

a_2 —断裂的长比（脉的半长）

x_{zi}—断裂上测量点的位置（距断裂中点的距离，〈a_2）

由上式可知，当$\triangle s_1$ 一定也就是张应力相同时，断裂裂开的宽度即矿床的厚度与断裂（或矿脉）上各点的位置有关，当 x_{zi}=0 时，也就是在断裂的中点，裂开的宽度即脉幅最大。

按上述公式，单个矿体在中间一段，脉幅应最宽，往两端逐渐变薄，直至尖灭，这与本矿体的变化十分吻合。

3. 滑脱构造控制了金、银、铅、锌矿化的定位，金、银、铅、锌矿化产于滑脱角砾岩中。

4.2 矿化富集规律

通过分析本区控矿因素与矿床矿化的地质特征及野外详细的观察，对本区矿化富集规律[39,126~129]总结如下：

1. 矿区内的工业矿体主要产在北西向及北北东向断裂内，铜、钼矿体主要产在北西向断裂，银、金矿体主要产在北北东向断裂中。

2. 矿体在平面上或剖面均出现分支复合，膨胀收缩现象，在分叉复合部位、膨胀部位常形成富矿体。

3. 控矿断裂拐弯处，控矿断裂由陡变缓处，往往是富矿体及厚大矿体产出部位。

4. 单个矿脉特别是透镜状富矿体，往往产在中间部位。

5. 滑脱构造旁侧裂隙、羽状断裂发育处往往形成富矿体，含矿构造交汇处往往形成富矿体。

6. 褐铁矿化、黄铁矿化发育处定是金、银矿化富集地段。

4.3 找矿标志与找矿潜力评价

4.3.1 主要找矿标志

研究找矿标志是开展普查找矿中最重要工作之一，找矿标志往往能直接或间接指示矿体或矿化体的存在[19,130~131]，对于某具体矿床，均有特定的找矿标志等待人们去认识、去解剖，因此，正确认识一个矿床的找矿标志对指导普查找矿有着非常直接的、重要的实际意义，往往能起到事半功倍的效果。

本区以小寺沟斑岩铜、钼矿床为矿化中心，为浅成中低温热液充填型银金矿床，矿床在成矿过程中或成矿以后，有各种指示矿化存在的迹象，往往可以作为直接或间接的找矿标志。

1. 燕山期的中酸性小的斑岩杂岩体，特别是蚀变类型复杂、蚀变分带好的岩株。

2. 具有低阻高极化的电法异常及磁异常。

3. 化探组合异常好，峰值明显，当同时出现化探及电法异常即可直接指示矿体的存在。

4. 老窿是直接的找矿标志，在本区抗日战争时日本侵略者在本区进行了探索性的采矿，留下了大量的古洞，这些古洞大多数为金银矿化存在的标志。

5. 矿体直接露头、氧化露头、矿体露头，可作为直接找矿标志，由于矿体露头长期暴露地表，经长期风吹雨淋，形成铁帽，本矿床 1 号矿体上部，常可见褐铁矿。因此，地表铁帽露头是本矿床最直接的找矿标志。

6. 硅化破碎带：北西和北北东向的硅化破碎带也是直接找矿标志，本矿床中的工业矿体均毫无例外地产在北西和北北东向硅化破碎带中，当含矿热液作用围岩时，使其矿体附近产生硅化，这种硅化在矿体上部的破碎带中显得更加明显，破碎带中石英往往成角砾状、网脉状。

7. 石英脉：石英脉往往是找矿重要的标志，但经过我们的工作，不能一概而论，据坑道及地表详细调查，小石门矿区内有三种石英脉产出。

早期石英脉：本期石英脉为压熔作用形成的石英脉，这种石英脉的特点是多为透镜状、脉状、顺层产出，颜色为白色、油脂光泽，晶形好，无任何蚀变迹象，此种石英脉不含矿，自然不能作找矿的标志。

中期石英脉：本期石英脉是成矿作用过程中由矿化（热液）作用形成的石英脉，此种石英脉的特点是：多为脉状、细脉状、网状产出。往往充填在断裂破碎带中，颜色多为灰白、黄白色，结晶较差，油脂光泽不发育，并往往与硫化物的氧化产物（褐铁矿）一起产出或在其风化淋失的小孔中存在。此种石英脉与矿化关系最密切，是矿区直接找矿标志。

晚期石英脉：本期石英脉是矿区成过程中晚阶段形成的石英脉，多呈脉状，不规则状，梳状，团块状，乳白或纯白色，不含任何硫化物，但可含硫酸盐矿物（方解石），产出无一定规律性，在坑道中常见到破坏矿体，此种石英脉不能作为直接找矿标志，但可配合其他找矿标志作为一种间接找矿标志。

4.3.2 找矿潜力评价

经过一年多的现场地质调查，室内测试分析工作，本矿区地质研究程度得到了很大的提高，对矿区和矿床的地质特征及控矿规律也认识得越来越深刻。

1. 通过深入研究矿区的成矿规律及成矿控制因素，发现本区铜钼矿化主要受控于杂岩体，金银矿化主要受控于 NNE 向断裂及二长斑岩脉，NNE 向的断裂及

其中的金银矿体无论平面上还是剖面均呈透镜状且呈雁列排列，这就给找矿思路上带来了质的飞跃，明确了进一步找矿方向，提出最具前景的找矿地段，从而有目的布置找矿工程。

2. 小寺沟矿区杂岩体南西接触带内外有可能找到新的铜、钼矿体，本次地质工作结合了前人的物探、化探，综合研究工作，都证实本区最有可能成为矿山后备基地。

3. 小石门矿区的深部，仍具有一定的找矿潜力，特别是1号矿体深部。

4. 小寺沟杂岩体的南接触带及南东接触带很有可能找到新的矽卡岩型磁铁矿体。

综上所述，区内小寺沟杂岩体南西接触带内外，南接触带内外，南东接触带内外及小石门金银矿床深部均具有一定的找矿潜力，很有希望找到新的工业矿体。

4.4 成矿预测

成矿预测工作是本项目的重点研究内容之一，课题组从接受任务开始，就十分重视矿区预测。成矿预测工作是在野外工作及室内工作的基础上，结合前人已完成的物探工作及化探工作进行的，通过上述工作在矿区范围内划分出1个成矿预测区，对小石门金银矿区深部，做出了预测评价，提供了部分供验证的靶位。

4.4.1 成矿预测的基本理论

4.4.1.1 矿床成矿作用的“异相”定位理论

现代成矿学研究认为矿床是在地质作用演化过程的特定环境和特定时段(地质年代)内形成的，赋存矿床的四维空间显示矿床的各类特征。就预测和找矿而论，地质观察资料的研究和综合，有可能或应该推断赋存未知矿床空间的位置和矿床特征，这类“四维空间”统称为矿床成矿作用的“异相定位空间”。地质观察研究“四维空间”的特征属矿床定位的地质条件；赋存有不同类型潜在矿床的四维空间性质是按已知矿床和成矿规律研究及横向综合对比推断的。矿床成矿作用的异相定位条件和性质不同的四维空间，众多学者和勘查工作者研究过，认为是“研究矿床的形成过程及其机理、探讨区域成矿规律，指导矿产预测”的成矿学理论基础(程裕淇等，1979，1983)[30,31]；“矿床赋存的地质背景和成矿地质作用演化组成了四维空间，是评价未发现矿产地远景的地质学依据”(朱裕生，1984)[100, 132]。至上世纪末，随着区域成矿地质理论的发展，成矿作用的“异相”定位理论(以下简称“定位理论”)逐步完善，提出“形成矿床成矿的四维空间的地质特征完整的体系，有其成矿的地质环境和控矿条件”，“对相似地质条件和地区(或四维空间)寻找同类矿

床有参考意义"(陈毓川，1999)[27]。"地质体的不连续介面或不同地质体的分界面，像断层，节理、不整合面、侵入接触面、不同岩层交接面等，往往指示了矿化可能存在的部位和规模，"成矿界面是成矿流体停积而发生矿质沉淀、富集成矿之所在……"。成矿界面包括地质构造介面、岩石物理界面、元素聚散物理化学界面[28] (吴淦国等，1999)。由以上的论述可知，"界面"是成矿的有利部位，在一个区域内(矿带或矿田) 只要存在区域成矿作用，地质"界面"具有特定的成矿功能，始终是找矿和预测人员关注的"四维空间"。矿床成矿作用定位的地质位置可以用"界面成矿"概括，矿床类型不同，成矿作用的差异甚大，识别矿床定位的地质界面和相应的四空间归纳的定位标志各不相同，预测人员一旦掌握了这类"四维空间"，矿产预测成果的准确性和发现矿床的机率将全面提升。由此可知，"异相定位"是矿产预测和矿产勘查的成矿学理论依据。

4.4.1.2 矿床成矿系列的"缺位"预测理论

矿床成矿系列定义为：在一定的地质历史发展阶段所形成的一定地质构造单元内，与一定的地质成矿作用有关，在一定的地质构造部位形成各矿种，各类型而且有成因联系的各种矿床的组合。一个成矿系列是指在"特定地质环境的4 维空间中具有内在联系的矿床自然组合"，其核心内容是将矿床成矿系列的"成矿过程作为4 维空间的一个完整体系，由两个或更多的矿床类型(或矿石相) 所组成，彼此之间存在着内在联系"(陈毓川，1999)[101]。在一个成矿区(带) 内划定矿床成矿系列的前提是：①出现两个或两个以上的矿床类型；②彼此之间存在着内在联系，或其成矿作用相互有联系；③在不同地区或不同时代的相似地质构造环境中形成的各类不同成因类型的矿床在时空分布上相互有不同程度制约[133]。由此可以认为各个矿床成矿系列包含的矿床类型不尽相同，但是一个矿床成矿系列具有内在联系的矿床类型是一个定数。我们将这个数称一个矿床成矿系列矿床类型的"全位"，如长江中下游与燕山期壳幔源中、酸性浅成侵入活动有关的Fe、Cu、Mo、Au、Ag 矿床代矿系列包括有斑岩型、接触交代型、中温热液型、中低温热液型和风化壳型等5个主要类型，认为该系列的"全位"有5个类型。在另一成矿区(带) 内出现相同的矿床成矿系列时，只发现斑岩型和接触交代型矿床，从"全位"考虑尚有中温热液，中低温热和风化壳型3个类型有可能发现，此处就将这3个类型矿床称"缺位"矿床。矿床成矿系列的"全位"和"缺位"见解从矿床成矿系的理论上揭示了一个成矿区(带)内的矿产资源远景。"缺位"概念自然地列入矿产预测的理论依据。确切地说"缺位"系指一个矿床成矿系列的"全位"概念在相似构造单元内(或成矿带、亚带、矿田等) 推断可能出现的"缺位"矿床类型，阐明矿产资源的潜力。

4.4.1.3 多元信息的“类比－求同”理论

异同是地质学中应用极为广泛的原理，在地质理论研究、野外地质观察，矿产预测和找矿工作中都对地质体和矿床做出分类，体现了相同者划归一类，否则归入另一类，可以认为：“异同”是对事物的不同之处和相同之处分类归并的理论，在地质学中习惯用“类比”一语概括；在矿产勘查中用“类比－求同”作为逻辑判断的理论。“类比－求同”是对两种(或两类) 事物属性的对比，分别归并他们之间的可能相同或相似点。在矿产预测工作中，利用已知矿床的特征寻求与已知矿床相似或可能相同的地质体(或4维空间) 属性对比，推断矿产资源的潜力或可能赋存有潜在矿床的4 维空间，指导矿产预测和矿产勘查工作，直至发现矿床。当代的矿产预测工作中，面对的是巨量的基础地质和方法地质(物、化、遥) 数据，需应用现代化的高新技术，综合地、矿、物、化、遥和科学研究成果中包含的多元成矿信息。通常是将已知矿床的成矿信息作为“样本”，地质体(或4 维空间) 做类比对象，用“异同”的逻辑推理理论，对4 维空间成矿的有利性作出评估，阐明地质体赋存潜在矿床的可能性。“类比－求同”理论对矿产资源潜力区内潜力认识是：(1) 推断矿产资源潜力区范围内潜在矿床存在的可能性，作出定性预测；(2) 推算潜在矿床的规模，做定量评估；(3) 阐明潜在矿床可能在4 维空间定位标志，为矿产勘查、发现新矿床指出地质依据；(4) 提出寻找或发现新矿床的直接标志和间接标志及指出找矿的方法途径。大量的预测实践证实“类比－求同”理论在矿产资源潜力评价实践中是有效的，但存在的不确定性也是显而易见的，在当代成矿学理论不断发展，对各类矿床获取的成矿信息日益丰富和应用计算机技术的现代化矿产预测工作中，“类比－求同”理论将得到更广泛地应用，矿产预测的科学性将日益提高[134~135]。

4.4.1.4 地质体“对等求异”理论

应用“类比－求同”理论进行矿产预测工作中难以求解的问题是：

1．成矿地质事件和矿床空间定位留下的地质历史记录的不对等性，即使相同的成矿地质环境中成矿作用定位标志不可能完全相同，特别是对隐(盲) 矿床和半隐(盲) 矿床定位标志的识别受到地质理论和方法手段的限制，认识和实际之间的差异性不言自明；

2．地质工作详略程度的不均衡性，在已知矿床上(已知区亦然) 地质工作和研究程度远远高于未知区，地质资料水平的不对等性的事实是普遍存在的；

3．“类比－求同”理论标定的目的物与未知区寻求的目的物之间不对等性的事实决定了“类比－求同”理论只能预测评价和寻找与已知矿床类型和规模相似的矿床，对新类型矿床和迄今尚未发现的规模更大的矿床进行“类比－求同”的求解难

度增加，甚至不可能进行。由上可知地质体对等求异突破了矿产预测评价的“瓶颈”。地质体对等求异是选取已知矿床或矿体与未知区内相似地质环内存在的相同客观标志，一般系指成矿地质环境，矿床(体) 的4 维空间定位标志，物化探异常规模和强度，遥感异常特征等数据(资料) 的尺度相同，采用“地质体对等求异”理论中求解成矿有利性的大小列出成矿标志，视为圈定预测区的依据。“异常”在地质上是指“在物质组成、结构、构造或成因序次上与周围环境是有显著差异的地质体或地质体组合”(赵鹏大等，1993)[136-138]，又称“致矿地质异常”。“求异”对象是地质体，在通常情况下地质体有大小、类别、出露、隐埋之分，为达到“求异”的目的，应在同类地质体规模相似时进行“求异”，在求异操作时是对同级成矿区(带) 和同级次序的矿床成矿系列而言，在矿产预测中简称“对等求异”。求“异”是在“类比－求同”达不到预测目的的基础上筛选出定位机制与已知矿床不同的标志(朱裕生，1999) ，识别未知区与已知矿床不同的成矿信息，科学地推断新类型、新矿种和超过已知矿床规模出现的可能性和他们在地质3 度空间的定位条件，起到缩小勘查区面积或空间定位的作用。

4.4.2 预测的基本思路和方法

课题组从一进入矿区，就把主要精力放在总结成矿规律及成矿预测上，因此，无论是在现场收集资料，还是室内预测、数据处理、综合研究，均始终如一抓住这一主线不放。

通过阅读前人的资料，现场地质调研及室内分析测试等工作，课题组一致认为，本区成矿预测工作成败的关键是重新厘定杂岩体的成矿特征及小石门矿区成矿构造特征，因此，必须抓住小寺沟杂岩体及矿床的成矿构造、控矿构造，从杂岩的岩石学，岩石化学、地球化学及成矿构造与控矿构造的分析入手，找出与成矿有关的特征。运用类比法，多方位对深部盲矿体及杂岩体周边进行矿床定位预测[7,129,139~141]。

1. 详细研究杂岩体的岩石学、岩石化学、稀土元素、地球化学特征，铜钼矿体的形态、产状特征，控矿因素，成矿规律，推测类似区域出现的部位，为杂岩体类似区预测依据；

2. 在现场对小石门矿区的成矿构造进行地质调查，查明含矿构造的形态、产状、空间分布、力学性质，以及断裂与其他断裂的关系，力求从整个矿区直至区域构造应力场里分析成矿构造，控矿构造的形成，从而找出控矿断裂的特征，为深部预测服务；

3. 系统研究矿区的脉岩特征，特别是脉岩与矿化的关系，从而确定金银矿化主要与何种脉岩相关，通过深入研究，认为本区金银矿化主要与二长斑岩有关；

4. 基本掌握矿区成矿规律，控矿因素、找矿标志及矿体产出特征后，即着手矿区的成矿预测工作。

4.4.3 矿区成矿预测

通过对矿区的地质、地球化学、地球物理特征的详细研究，筛选出了预测靶区，并对小石门金银矿区的深部也作出了深部靶位预测。

4.4.3.1 预测找矿靶区的确定

预测找矿区的最终确定，采用了成矿条件类比法和综合信息法，根据控制矿床产出的成矿条件以及矿床的地质、地球化学、地球物理异常特征，在矿区确定出成矿预测区。预测区位于小寺沟杂岩体南西接触带内外即南沟脑－大石门沟。

4.4.3.2 预测依据

1. 地质依据：预测区位于小寺沟杂岩体的南西接触带，预测区内岩体为花岗闪长斑岩、石英闪长斑岩，围岩为雾迷山组二、三段隧石条带白云岩。

岩体中矿化强烈，地表多处见到孔雀石化及黄铜矿、辉钼矿化及褐铁矿化，褐铁矿化细脉、网脉十分发育，细脉走向以 NW、NE 两组走向为主，脉幅 0.1～0.5cm，局部含脉长达 25～30 条/米，沿杂岩体边部形成 NW 向展布的褐铁矿细脉、网脉带该带断续出露长 900m±，宽 200m±，前人在预测区内先后取样 134 件，其中 Cu 含量大于 500×10^{-6} 的 21 件，最高达 2100×10^{-6}，Mo 含量大于 100×10^{-6} 的 11 件，最高 433×10^{-6}。

预测区内围岩蚀变十分发育，岩体内主要为硅化，绢云母化，外接触带则主要为蛇纹石化和大理岩化，在内接触带内围岩捕虏体已全部重结晶为大理岩，从岩体由内向外，具明显的蚀变分带特征，上述的蚀变类型构成了一完整的硅化带、绢云化带，蛇纹石化带及大理岩化带。

本次研究工作在该区南部大石门沟脑新发现铅锌、银矿化点，点处地理坐标为（X=89625485，Y=4535859）。矿点出露地层为迷雾山组二段，岩性为隧石条带白云岩，大理岩，岩层呈单斜展布，走向 NE30°±，倾向 NW，倾角 20°～30°，矿点附近出露的岩浆岩脉为二长斑岩脉，和矿化有关的构造主要为顺层滑脱构造，围岩蚀变主要有大理岩化、硅化、褐铁矿化及铁、锰、碳酸盐化。

矿体产于含隧石条带白云岩中，矿化脉沿顺层滑脱构造产出，矿脉产状与围岩产状基本一致，矿脉厚 0.5～0.8m 矿石矿物主要为方铅矿、闪锌矿、黄铁矿、辉锑矿等，脉石矿物为石英、方解石、白云石等，矿脉沿走向延长 30～100m，沿

倾向延深 50m 以上。

点处有一古采坑，据说系抗日时期为日本人所开，采空区长 15m，斜深 50m 以上。

2. 物化探根据：本区为 4 号物化探组合异常，由电法、磁法、化探次生晕异常构成，沿小寺沟斑岩体南西接触带分布。

（1） 电法异常特征

激电异常值（Fs）大于 9%的异常长约 1300m，宽 200～400m，异常形态规整，圆滑，范围大，幅值高，梯度变化平稳，异常形态走向 NW，具二个极值中心，极值分别为 13.6%、17.6%，视电阻（ρs）异常走向 NW，幅值为 200～500OM，位置与 Fs 异常相温和，具明显的低阻高极化异常特征。剖面上，也具有低阻高极化异常特征。

（2） 磁化异常特征

磁化异常，0 值线围绕电异常带呈长条状北西向展布，在 0 值线圈定的范围内出现了较多的 500～1000nT 的磁异常，这些小异常的排列方向和异常的长轴走向均呈北西向与 Fs、Ps 异常走向一致。

（3）化探异常特征

化探原、次生晕异常特征明显。化探次生晕以 Cu、Mo、Sb、Bi、Ag、Zn 元素组合异常为特征，异常带走向北西长 800 米，宽 300 米，与电法、磁法异常位置温和，Cu 异常最高丰度 1000×10^{-6} 一般为 $400\sim800\times10^{-6}$ ，Mo 异常最高丰度 100×10^{-6} ；一般为 $30\sim80\times10^{-6}$ ，空间上较 Cu 异常更靠近岩体内侧分布，Sb 异常最高丰度 18.25×10^{-6} 一般为 $5\sim20\times10^{-6}$ ，比 Cu 异常范围大，Bi 异常最高丰度 20.48×10^{-6} 一般为 $5\sim10\times10^{-6}$ ，空间分布与铜异常相吻合，Ag 异常呈多中心条带状，最高丰度 8.06×10^{-6} 一般为 $2\sim5\times10^{-6}$，具连续性好，分布范围大、异常稳定等特点。

异常具明显水平分带特征，自岩体向外依次为 Mo、Bi→Mo，Cu、Bi、Sb、Ag→Cu，Bi、Sb、Ag →Sb 、Ag，具备斑岩性 Cu、Mo 矿床元素分带特征。

化探原生晕与次生晕异常相对应，异常最高丰度 Cu：1000×10^{-6} ，Mo：20×10^{-6} ，Pb：400×10^{-5} ，Zn：1250×10^{-6}，Ag：17×10^{-6}，Au：大于 100×10^{-9}。

此外，地质五队 1982 年在该区进行过化探扫面工作，结果证实在激电异常北东侧（Fs 9～13%等值线范围内），存在一条北西向展布的 Cu 元素异常带，长 1000 多米，宽 20～80 米，以南东段 Cu 异常最好，单个异常长 500 余米，幅值为 1000×10^{-6} 。

3. 预测区与小寺沟岩铜钼矿床具有相似的成矿地质条件与成矿地质特征

（1）预测区与小寺沟岩铜钼矿床同处与一个杂岩体，成矿母岩的岩性条件相

同，只不过一个在北东边，一个在南西边；

（2）围岩蚀变类型及围岩蚀变分带基本相似；

（3）具有相似的物探异常特征，无论在平面上还是剖面上 Fs 值、Ps 值均具有相同的异常特征，均具有低阻高激电异常；

（4）具有相似的磁异常特征；

（5）化探原次生晕异常特征基本相似；

综上所述，本预测区成矿地质条件优越，已具有明显的矿化，与已知区类比性强。

4.4.3.3 预测区的级别划分

根据《固体矿产成矿预测基本要求》（原地矿部，1990 年），并结合下列四个方面的分类原则，将预测靶区分为 A、B、C 类。

A 类：成矿条件十分有利，预测依据充分，资源较大，工作程度高，距已知矿床较近，矿体理深在可采度以内，可优先安排地质找矿工作，或优先验证靶区。

B 类：成矿条件有利，有一定的工作基础和预测依据，有一定资源潜力或资源潜力巨大，但工格程度不足，可补充安排地质工作或作适当验证靶区。

C 类：具有成矿条件，有一定的工作基础和预测依据，有可能发现资源潜力较小的地区，可考虑作一定的探索。

根据上述特征，本预测区属 A 类预测区。

4.4.3.4 小石门金银矿区深部预测

小石门金银矿区通过华北地勘总院承德分院的系统工作，已获得 332+333Au 金属量 1 吨左右，Ag2000 吨左右。

小石门金银矿床为受二长斑岩及断裂构造控制的浅成热液金、银矿床。矿体形态为脉状、透镜状、厚度变化大，品位级不稳定，无论平面上还是剖面上均呈左行雁列排列。

华北地勘局地勘总院分别在 2002 年及 2004 年进行了大量的物探工作，获得了大量的物探找矿信息，其激电异常剖面及测探异常特征列于表 4-1。

表 4-1 激电中梯剖面及测深异常特征表

剖面号	异常位置	ηs(%)	Ps(OM)	异常特征	对应地质体
04	中梯剖面 139-157 点	4.19-4.6	<500	单峰 低阻强极化	I 号矿脉 脉岩及 F1 断层
00	157-177	>1.45	锯齿状	高阻高极化	II 号矿脉
	198-221	2.95	<500	低阻高极化	I 号矿脉
	测深点 168-217	圈定值 1.0	1000-2000	高阻高极化	矿体
	163（测深）	圈定值 1.0	1000-5000	高阻高极化	推断矿化体或脉岩
	212（测深）	极值 4.31	<100	低阻高极化	存在富硫化矿
03	中梯剖面 140-160 点	2.62	<1000	单峰 低阻高极化	I 号矿脉 脉岩及断层
	测深剖面 140-155	圈定值 1.5 最高 2.60	450	直立椭圆状 低阻高极化	
07	173-185	1.3	<1000	低阻弱极化	II 号矿脉
	187-197	1.2	3900	高阻弱极化	I 号矿脉
	193-222	1.65	<1000	低阻高极化	III号矿脉或基性脉岩
11	中梯剖面 139-155 点	2.08	200-1500 局部>2000	宽缓双峰 中高阻高极化	靠近 I 号矿脉， 脉岩、断层发育
15	173-183	1.5	500	低阻弱极化	可能有矿化体
	187-197	2.15	1200	低阻弱极化	可能有矿化体
	200-229	2.55	<1000	低阻高极化	基性脉岩或矿体
19	中梯剖面 130-140 点	1.99	<1000	单峰 低阻中极化	I 号矿脉 脉岩及 F1 断层
	测深剖面 140-155	圈定值 1.5 最高 1.5	437	低阻弱极化	
31	180-190	<1.0	6000	高阻低极化	I II号矿脉
	203-213	1.15	2800	高阻低极化	III号矿脉
47	221-231	1.66	261	低阻弱极化	III号矿脉
	171-193	1.05	5400	高阻弱极化	III号矿脉或白云岩
	193-207	1.25	150	低阻弱极化	基性脉岩或III号矿脉
59	中梯剖面 132-142 点	2.74	<500	单峰 低阻高极化	白云岩、脉岩
	测深剖面 130-142 点	无异常	无异常	无异常	
63	180-193	1.38	<500	低阻弱极化	II 号矿脉
	227-233	1.15	500	低阻弱极化	III号矿脉
71	中梯剖面 132-138	1.86	<500	单峰 低阻弱中等极化	II 号矿脉、脉岩
	测深剖面 99-111	无异常	无异常	无异常	
75	中梯剖面 98-100	1.80	<500	单峰 低阻弱中等极化	II 号矿脉、脉岩
79	181-190	1.15	<700	低阻弱极化	II 号矿脉、脉岩
	220-330	0.6	5200	高阻低极化	角砾岩或矿化体
	229-242	1.15	500	低阻弱极化	III号矿脉或基性脉岩

第五章 结论与讨论

通过对小寺沟矿田野外地质调查和岩石矿石地球化学研究，结合前人地质资料物化探资料综合分析，得出以下几点认识：

1. 小寺沟矿田是以小寺沟斑岩铜钼矿区为中心，形成 Cu－Mo、Pb－Zn、Ag－Au 及磁铁矿矿床的成矿系列组合矿床。矿田内存在小寺沟斑岩型铜钼矿化、小石门银金矿化和银、金、铅锌矿化及接触带矽卡岩型磁铁矿化等四种矿化类型。其中，小石门金、银、铅锌多金属矿床围岩蚀变组合和流体包裹体资料显示其成矿温度为中低温，矿床成因为中低温热液充填型矿床。

2. 小寺沟铜钼矿床围岩蚀变分带明显，矿体分布受接触带控制，NE接触带是控矿的主要构造，铜矿体在外带，钼矿体在内带，矿体沿接触带平行展布。铜钼矿化主要发生在过渡相和围岩相接触的地方。铜矿化受层理控制，分布于硅质灰岩、燧石条带白云岩中。在晚期花岗闪长斑岩岩枝附近，往往发生强烈的矽卡岩化，形成富钼矿体。

3. 中酸性岩浆岩及北北东向、北西向多期活动的断裂和层间滑脱构造是主要控矿因素，断裂构造是矿床矿体定位的最主要的因素，铜、钼矿体主要产在 NW 向断裂，银、金矿体常成透镜状分布于 NNE 向断裂中，在平面上还是剖面均呈左行雁列排列。

4. 花岗岩杂岩体、二长斑岩脉不仅是成矿作用的热源和动力源，而且是成矿物质来源——铜、钼、铁矿的成矿物质来源于花岗斑岩杂岩体，金、银、铅锌多金属矿床主要与二长斑岩体有关。

5. 根据矿田成矿地质条件和物探、化探综合异常特征认为产于斑岩体接触带的 E7 和 E8 异常区具有金银找矿潜力，小寺沟岩体西部内接触带（南沟脑区）是寻找铜钼多金属矿体的有利部位。

致 谢

本文在选题、研究方法、野外工作、写作和修改等方面均得到了导师林锦富教授和胡祥昭教授的悉心指导。导师严格的要求，认真细致的指导，使我的研究工作取得了事半功倍的效果；导师渊博的学识、严谨的治学态度使我增强了学习的动力。论文的最终完成，完全得益于导师的正确指导，在此对我的导师表示衷心的感谢！

在读研期间，由于兼有其他工作，学习过程中遇到了很多的困难，有幸得到学院多位老师的热情帮助，使我克服各种困难，顺利完成学业。在此对所有在学习和生活上曾经给予过帮助和关心的老师表示感谢！

本文研究所利用到的部分资料室本人和其他同学在一道工作中共同积累的成果，中南大学地学与环境工程学院地质所在研究中给予了很大帮助，特别是胡祥昭教授给予了许多帮助，在此深表感谢！

在论文的完成期间，得到了很多同学及师弟师妹们的帮助，在此特别感谢！

感谢桂林工学院资源与环境工程系对我的培养，研究生的学习经历，不仅使我增长了知识，还使我开阔了眼界，培养了良好的学术作风，对我今后的学习和生活将会产生重要影响。

最后，我要感谢我的父母和妻子对我的学业的支持。

参考文献

[1] 黄汲清教授指导，任纪舜，姜春发等执笔. 中国大地构造及其演化（1：400万中国大地构造图简要说明）[M]. 北京：科学出版社，1980，33.

[2] 黄典豪，吴澄宇等. 东秦岭地区钼矿床的铼－锇同位素年龄及其意义[J]. 矿产地质，1994，13（3）：221～230.

[3] 谢玉玲，李建平，黎彤. 河北地台的地层和岩浆岩分布特征[J]. 现代地质，1996，10（1）：60～65.

[4] 陈毓川. 中国主要成矿区带矿产资源远景评价[M] . 北京：地质出版社，1999，1～536.

[5] 刘锡文. 河北省平泉县小寺沟地洼型铜钼矿床成矿地质特征[J]. 唐山工程技术学院学报，1991，1：51～54 .

[6] 韩秀丽，常全明，尹力军. 河北小寺沟铜钼矿床蛇纹石化蚀变岩及铜矿化关系浅析[J]. 河北理工学院学报，1998，20（2）：73～77 .

[7] 黄标，刘孝善. 河北小寺沟斑岩钼_铜_矿床稳定同位素研究[J]. 地质找矿论丛，1989，4(4)：55～61.

[8] 芮宗瑶等，中国斑岩铜（钼矿床）[M]. 地质出版社，1984，5～12 .

[9] 柏天宝. 小寺沟钼铜矿床的成矿作用地球化学研究(摘要) [J]；地球与环境；1988（10）： 100-103

[10] 刘锡文，刘明成，常全明. 论河北省平泉县小寺沟铜钼矿床的复成性和多期性[J]. 唐山工程技术学院学报，1993，2：72～78.

[11] 王合印. 小寺沟花岗岩体中钾长石结构状态及地质意义[J] . 河北地质学院报，1995，18(4)：310～314.

[12] 柏天宝，赵斌. 小寺沟斑岩矿床及与其共生的夕卡岩矿床的同期性同源性的地质地球化学证据[J]. 地球化学，1990，(2)：166～174.

[13] 韩秀丽，尹力军. 小寺沟铜钼矿床控矿因素及成矿规律[J]. 河北理工学院学报，1999，21（2），62～66.

[14]欧阳建平，艾永富等. 小寺沟斑岩钼铜矿床流体包裹体研究[J]. 地址与勘探，1984，(7)：17～19.

[15] 李孝红，李生路，王艳辉. 小寺沟铜钼矿区及外围地质地球化学异常特征及找矿方向[J]. 物探与化探，2007，31（4）：305～308.

[16] 陈银汉. 小寺沟斑岩铜钼多金属矿床形成条件分析[J]. 地球化学，1986，3：211～223.

[17] 陈银汉，贾国志等. 小寺沟斑岩型铜钼多金属矿床矿物包裹体四晕找矿研究[J]. 地质与勘探，1985（ 04）：46～51.

[18] 毕伏科. 河北省基本成矿规律和找矿方向[J]. 河北地质矿产信息，2003，4：8～12.

[19] 天津华北地质勘察总院. 河北省平泉县小石门金银矿地质普查报告[R]. 1996，内部资料.

[20] 王继伦，李善芳，顾正乾. 金矿地球物理、地球化学勘查新方法新技术研究论文集[C]. 长沙：中南工业大学出版社，1994.

[21]华北有色地质勘察局 519 队.河北省平权县小寺沟铜钼矿区外围铜金银矿勘察报告[R] . 1996，内部资料.

[22] 章百明. 河北小寺沟钼铜矿床地质特征[J]. 河南地质增刊，1985：222～223.

[23]王永坤，张学全.西藏玉龙斑岩型铜钼矿床的成矿分带特征[J]. 西藏地质，1992，2：71～78.

[24] 赵准，杨友华. 三江地区斑岩型铜矿地质特征[J]. 云南地质，1983，2（2）:114～121.

[25] 黄志英，李光明.西藏雅鲁藏布江成矿区斑岩型铜矿基本特征与找矿潜力[J].地质与勘探，2004，40(1)：1～ 6.

[26] 唐仁鲤，罗怀松.西藏玉龙斑岩铜(钼)矿带地质[M].北京:地质出版社，1995.

[27] 芮宗瑶、陈仁义、王龙生.中国铜矿主要类型及其地质特征.矿床地质[J]，1998，17(增刊):322～327.

[28] 孙冀凡，王会文，许振海.冀北小寺沟铜钼矿外围银金资源潜力浅析[J]. 地质找矿论丛，2004，19(1)：20～23.

[29] 华北有色地勘局514队. 河北省平权县小寺沟铜钼矿区17-22线675米水平标高以下补充地质工作及储量计算说明书[R]. 1986，内部资料.

[30] 程裕淇，陈毓川，赵一鸣.初论矿床成矿系列问题[J].地球学报，1979，(1):32～58.

[31] 程裕淇，陈毓川，赵一鸣，等. 再论矿床成矿系列问题.地球学报(中国地质科学院院报)，1983，(6):1～64.

[32] 陈毓川，裴荣富，宋天锐，等.矿床成矿系列初论[M]. 北京：地质出版社，1998.

[33] 陈毓川.矿床成矿系列与成矿预测[A]. 见：陈毓川主编：当代矿产资源勘查评价理论与方[C]. 北京：地震出版社，1999，19～15.

[34] 吴淦国，邓军. 金属矿床矿田构造研究现状[A]. 见：陈毓川主编:当代矿资源勘查理论与[C]. 北京：地质版社，1999，316～325.

[35] 黄萱，孙宝山，潘均等.东秦岭华北地台区岩浆活动的时代及地壳增长和再改造[J] . 岩石学报，1995，11（2）：171~178.

[36] 黄萱,吴利仁. 陕西地区岩浆岩Nd、Sr 同位素特征及其与大地构造发展的联系[J].岩石学报,1990 (2) :1~11.

[37] 陈岳龙,张本仁. 华北克拉通南缘豫西燕山期花岗岩类的Pb、Sr 、Nd 同位素地球化学特征[J]. 地球科学,1994 ,19 (3) :375~382.

[38] 胡受奚，林潜龙等.华北与华南老板快拼合带地质和找矿[M].南京：南京大学出版社，1988,258~259.

[39] 李泽九，骆庭川，张本仁. 华北地台南缘燕山期板内花岗斑岩类地球化学特征及成分空间变化规律[J].地球科学—中国地质大学学报，1994，19（3）：383~389.

[40] 尚瑞钧、严阵等.秦巴花岗岩[M].武汉：中国地质大学出版社，1988.

[41] 黄典豪，吴澄宇等.东秦岭地区钼矿床的铼-锇同位素年龄及其意义[J].矿床地质，

[42] 艾永德，王时麒，孙承志. 赤峰一朝阳地区太古宙变质岩中金矿成矿规律[A] . 见：沈阳地质矿产所编. 中国东部金矿地质研究文集(2) 华北陆台北缘地区[C] . 北京：地质出版社，1994. 1~40.

[43] 王志，徐忠勋，杨福知. 辽宁省二道沟金矿地质及成因[J] .长春地质学院学报，1989 ，(3) ：287 ~297.

[44] 梁华英，王秀章等.华北地台东部花岗岩容矿型金矿床的时空演化[J].长春科技大学学报，2001，31（4），328~332.

[45] 白洪生，顾明中，陈军锋.中国冀东蒙南金矿成矿规律和成矿模型[A].见：中国地质学会编.“七五”地质科技重要成果学术会议论文选集[C].北京：北京可学技术出版社，1992，335~339.
[46] 姚凤良，邹祖荣，刘允良等.辽南中生代花岗岩演化及其与金矿成因关系[A].见：沈阳地质矿产所编.中国金矿主要类型区域成矿条件文集（4）辽南地区[C].北京：地质出版社，1998.45~90.
[47] 罗镇宽，关康，苗来成等.胶东招掖地区与金矿化有关的花岗岩类继承性锆石年龄及其意义[J].地球学报，1997，18（增刊）：138~141.
[48] 杨敏之，吕古贤. 胶东绿岩带金矿地质地球化学[M].北京：地质出版社，1996， 54~57 ，123.
[49] 胡克,姜琦刚,周建波等. 华北地台南缘晋宁运动的初步研究[J].中国区域地质,1996,1:31~35.
[50] 刘红涛，翟明国，刘建明等.华北克拉通北缘中生代花岗岩：从碰撞后到非造山[J]. 岩石学报，2002，018（4）：433~448.
[51] 张晓晖、宿文姬、王辉. 华北法库构造岩系的锆石 SHRIMP 年代学研究与华北地台北缘边界[J].岩石学报，2005，21（1）：135~142.
[52] 黄标，刘孝善.河北小寺沟斑岩钼（铜）矿床稳定同位素研究[J].地质找矿论丛，1989，4（4）：55~61.
[53] 章百明.河北小寺沟钼铜矿床地质特征，全国钼矿床学术讨论文集[J].河南地质增刊，1985：222~223.
[54] 权恒，韩庆云等. 燕辽地区多金属、金、银成矿与远景[M]. 北京：地质出版社，1992：60.
[55] 李信，龚景林，王锡华. 华北地台北缘东段成矿地质背景分析[J]. 矿产与地质，2003，17 9(97)：273~275.
[56] 钱青，钟孙霖，李通艺等. 八达岭基性岩和高Ba-Sr 花岗岩地球化学特征及成因探讨:华北和大别苏鲁造山带中生代岩浆岩的对比[J]. 岩石学报，2002 ，18 (3) ：275~292.
[57] 蔡剑辉,阎国翰,常兆山等. 王安镇岩体岩石地球化学特征及成因探讨[J]. 岩石学报,2003 ,19 (1) :81~92.
[58] CHEN Bin , JAHN Borming , ZHAI Mingguo. Sr-Nd isotopiccharacters of Mesozoic magmatism in the Taihang-Yanshan orogen , North China craton , and implications for Archaean lithosphere thinning [J].Journal of the Geological Society ,2003,160:
963~970.
[59] 郁建华,付会芹,张凤兰等.华北地台北部非造山环斑花岗岩及有关岩石[J]. 北京:中国科学技术出版社,1996. 182.
[60] 解广轰,王俊文.大庙斜长岩杂岩体侵位年龄的初步研究[J]. 地球化学,1988 (1) ： 13~17.
[61] 蔡剑辉,阎国翰,牟保磊等.辽宁盖县梁屯—矿洞沟碱性正长岩杂岩体的U-Pb和Sm-Nd年龄及其地质意义[J]. 岩石学报,2002 ,18 (3) :349~354.
[62] 杨祝良,沈加林,沈渭洲等. 大别北缘中生代火山——侵入岩锶钕同位素组成特征及其物质来源[J]. 岩石矿物学杂志,2002 ,21 (3) :223~230.
[63] 葛宁洁,李惠玉,侯振辉等. 大别造山带白马尖花岗岩体的钕、锶同位素地球化学研究[J]. 地质论评,2001 ,47 (2) :184~187.
[64] 洪大卫，王涛，童英等.华北地台和秦岭—大别—苏鲁造山带的中生代花岗岩与深部地球动力学过程[J].地学前沿（中国地质大学，北京）2003，10（3）：231~256.
[65] 张宏飞,张本仁,凌文黎等. 南秦岭新元古代地壳增生事件:花岗质岩石钕同位素示踪[J]. 地球化学,1997 ,26 (5) :16~24.
[66] 陈岳龙,张本仁,阿布都卡得尔P. 北秦岭丹凤地区早古生代花岗岩的Pb ,Sr ,Nd 同位素地球化学

特征[J]. 地质科学,1995 ,30 (3) :248~257.
[67] 李伍平,王涛,王晓霞. 北秦岭灰池子花岗质复式岩体的源岩讨论———元素同位素地球化学制约[J]. 地球科学, 2001 , 26 (3) : 269~278.
[68] ZHANG Hongfei , ZHANG Benren , ZHAO Zhidan , et al.Continental crust subduction and collision along Shangdan tectonic belt of East Qinling , China : Evidence from Pb , Nd and Sr isotopes of granitoids [J]. Science in China (Series D) ,1996 , 39 (3) :273~282.
[69] 陈岳龙,杨忠芳,张宏飞等. 北秦岭晚古生代—中生代花岗岩类的Nd ,Sr , Pb 同位素地球化学特征及Nd ,Sr 同位素演化[J]. 地球科学,1996 ,21 (5) :481~486.
[70] 张宗清,刘敦一,付国民. 北秦岭变质地层同位素年代研究[M]. 北京:地质出版社, 1994, 1~191.
[71] 罗镇宽，苗来成，关康.华北地台北缘金矿床成矿时代讨论[J].黄金地质，2000，6（2）：70~76.
[72] 李俊建，沈保丰，程玉明. 吉林夹皮沟金矿成矿时代的研究[J].地质学报，1996，70（4）：335～341.
[73] 胡小蝶，陈志红，赵彦明等. 河北小营盘金矿成矿时代——单颗锆石U-Pb 同位素年龄新证据[J]. 前寒武纪地质研究进展，1997，20（2）：22～ 28.
[74] 李华芹，等. 热液矿床流体包裹体年代学研究及其地质意义[M]. 北京：地质出版社，1994. 1～114.
[75] 孙忠实，冯亚民. 吉林夹皮沟金矿床主成矿时代的确定及找矿方向[J]. 地球学报，1997，18（4）：367～ 372.
[76] 庞奖励，裘愉卓. 二道沟绢云母^{40}Ar-^{39}Ar 年龄及其地质意义[J]. 矿物学报，1997，17（4）：442～ 447.
[77] 卢德林，罗修泉，汪建军. 东坪金矿成矿时代的研究[J]. 矿床地质，1993，12（2）：182～188.
[78] 汤云晖，袁万明，韩春明等. 峪耳崖金矿的成矿时代裂变径迹研究[J].地球学报，2003，24（6）：573~578.
[79] 黄典豪，杜安道，吴澄宇等. 华北地台钼（铜）矿床成矿年代学研究——辉钼矿铼-锇年龄及其地质意义[J].矿床地质，1996，15（4）：365~373.
[80] 李久明，巩恩普，姚玉增等.燕山地区银矿成矿时代与成矿物质来源探讨[J].地质与资源，2006，15（3）：179~186.
[81] 代军治，毛景文，杜安道等.辽西肖家营子钼（铁）矿床 Re-Os 年龄及其地质意义[J].地质学报，2007，81（7）：917~923.
[82] 黄典兼，吴澄宇，杜安道等.东秦岭地区钥矿床的徕-俄同位素年龄及其意义矿床地质[J].矿床地质，1994，13（4）：221~230.
[83] 李永峰，毛景文，白凤军等.东秦岭南泥湖钼（钨）矿田 Re-Os 同位素年龄及其地质意义[J].地质论评，2003，49（6）：654~659.
[84] 李永峰，毛景文,刘敦一等. 豫西雷门沟斑岩钼矿 SHRIMP 锆石 U-Pb 和辉钼矿 Re-Os 测年及其地质意义[J]. 地质论评，2006，52（1）：122~131.
[85] 王义天，毛景文，卢欣祥等.河南小秦岭金矿区 Q875 脉中深部矿化蚀变岩的 ^{40}Ar-^{39}Ar 年龄及其意义[J].科学通报，2002，47（18）：1427~1431.
[86] 李华芹，刘家齐，魏林.热液矿床流体包裹体年代学研究及其地质应用[M].北京：地质出版社，1993：92~105.
[87] 齐文. 陕西商州龙庙铅锌矿床特征及成因探讨[J].山西地质，2002，20（1）：28~38.

[88] 韦昌山，杨振强，魏君奇等.刘山岩矿床矿石的稀土元素和硫、铅同位素的地质意义[J].华南地质与矿产，2002，4：41~46.

[89] 宋峰,王铬生,刘铁等.东秦岭二郎坪群蛇绿岩中的火山成因硫化物矿床[J]. 中国区域地质,1999 , (2) :82284.

[90] 王长明,张寿庭,邓军等.河南冷水北沟铅锌矿地质地球化学特征及成因探讨[J].矿床地质,2007，26（2）：175~183.

[91] 李强之，陈衍景，钟曾球等. 小秦岭东闯金矿成矿作用的 ^{40}Ar-^{39}Ar 同位素年代学研究[J].地质学报，2002，(增刊) :122~126.

[92] 李厚民，王登红，郭保健等. 河南板厂银多金属矿床钾长石氩_氩年龄及其地质意义[J].地球学报，2008，29（2）：154~160.

[93] 王义天,毛景文,卢欣祥. 嵩县祁雨沟金矿成矿时代的 ^{40}Ar-^{39}Ar 年代学证据[J].地质论评,2001，47（5）：551~555.

[94] 邓小华，陈衍景，姚军明等.河南省洛宁县寨凹钼矿床流体包裹体研究及矿床成因[J].中国地质.2008,35(6):1250~1266.

[95] 福尔. 同位素地质学原理[M]. 北京:科学出版社，1983，155～203.

[96] Clayton R N, O' Neil J R and Mayeda T K. Oxygen isotope exchange between quartz andwater[J]. Journal of Geophysics Research, 1972, 77: 3057～3067.

[97] 陈德潜，陈刚.实用稀土元素地球化学[M].北京:冶金工业出版社，1990.

[98] Cox，D.P.and Singer，D.A. Mineral deposit Models. U.S.Geoj.Surv.Bull，1987.

[99] 赵宏光，姚凤良，孙景贵.吉林省东部斑岩型多金属矿床成矿规律及成矿条件研究－以小西南岔金铜矿床为例. 黄金，2005，26(7):12～14.

[100] 朱裕生.矿产资源评价方法学导论[M]. 北京: 地质出版社，1984.

[101] D.E. Livingston. A plate tectonic hypothesis for the genesis of porphyry copper deposits of the southern Basin and Range Province. Earth Planet Sci. Letters,1973, Vol. 20:171～179

[102] Feiss P. A. Magmatic sources of copper in porphyry copper systems. Econ. Geol., 1978, 67:281～301.

[103] V.F. Hollister. Regional characteristics of porphyry copper deposits of South America. Soc. Mining Engineers AIME Trans, 1974, Vol.255, 45～53.

[104] Barry W. Smee and Richard J. Bailes. The use of lithogeochemical patterns in wall rock as a guide to exploration drilling at the Jason lead-zinc-silver-barium deposit, Yukon Territory. Journal of Geochemical Exploration, 1986, Volume 25, Issues 1-2:217～230.

[105] 陈银汉. 小寺沟铜钼多金属矿床沉淀分带的探讨.[J].地质与勘探，2004.3: 36～41.

[106] 杨志达，杨兆才，潘建业，等. 河北寿王坟_小寺沟火山_侵入杂岩体找矿的新认识[J].地质找矿论丛，1988.3: 20～33.

[107] Kerrich R, Wyman D A. The geodynamic setting of Mesothermal gold deposits: An association with zccretionary tectonic regimes[J]. Geology, 1990, 18: 882～885.

[108] Kerrich R, Goldfarb R, Groves D et al. The characteristics, origins, and geodynamic settings of supergiant gold Metallogenic provinces[J]. Science in China (Series D), 2000,

43(sup):1～68.

[109] Goldfarb R J, Leach D L, Pickthron W J, et al. Origin of lode-gold deposits of the Juneau gold belt, southeastern Alaska[J]. Geology, 1988, 16: 440～443.

[110] Symons PM. Boddington gold deposit[J]. in Geology of the mineral deposits of Australia and Papua New Guinea. 1990, 165～169.

[111] 杨礼敬，胡晓隆，马佩文.甘肃武山县竹子沟金矿地质特征及找矿模型探讨[J].地质与勘探，2004，3：36～41.

[112] 赵子宁.广西河塘地区金多金属矿床地质特征及成因分析[J]. 南方国土资源，2006，10 :32～33.

[113] 刘英俊，马东升.金的地球化学[M].北京:科学出版社，1991.

[114] Hugh, P. Taylor, Jr. The application of oxegen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. Economic Geology, 1974, Vol.69, No.6.

[115] 曾庆丰. 热液成矿多元论[J]. 地质科学，1985，(2).

[116] 刘斌. 流体包裹体热力学[M].北京:地质出版社， 1998.

[117] 季克俭. 热液矿床的矿源、水源和热源及矿床分布规律[M]. 北京:科学技术出版社，1991.

[118] 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.

[119] White, D.E., Diverse origins of hydrothermal ore fluids. Economic Geology, 1974, Vol.69, No.6

[120] 龚玲兰，奚小双，胡祥昭. 河北小石门银金矿床地质地球化学特征与矿床成因.[J].地质找矿论丛，2007.4: 282～286.

[121] 郑作平，于学元，郭健，等.八卦庙金矿床的微量元素地球化学[J].地质地球化学，1996，(2):91～97.

[122] 黄杰,王建业,韦龙明.甘肃李坝金矿床地质特征及成因研究[J].矿床地质，2000，19(2):105～115.

[123] 李实.西秦岭金矿床成因类型及地质特征[J].甘肃地质学报，1998，7(2):72～80.

[124] 刘方杰,贾润幸,郭健.陕西八卦庙特大型金矿床成矿机理[J].西北地质科学,2000,21(1):27～36.

[125] 孙明.甘肃礼县马泉金矿床地质特征及成因探讨[J].甘肃地质学报，2000，9(2)： 28～36.

[126] 马红义，黄超勇，巴安民等.汝阳县南部铅锌钼多金属矿床成矿规律及找矿标志[J]. 地质与勘探，2006，42(5):17～22.

[127][67] 彭智，陆三明，徐晓春.北淮阳构造带东段金一多金属矿床区域成矿规律[J].合肥工业大学学报:自然科学版，2005，28(4):364～368.

[128] 魏宽义，孟宪忠，刘淑文.马鞍桥金矿控矿构造规律及成矿预测[J].西安工程学院学报，2001，23(1):20～24.

[129] 唐尚鹑.哀牢山北段金矿带成矿规律初探[J].云南地质，1991，10 (1)： 44～70.

[130] 刘国范. 东秦岭金、银、多金属成矿带成矿规律及找矿标志[J]. 地质找矿论丛,2003,18(3):

178～184.

[131] 朱广彬，刘国范，姚新年等 ．东秦岭铅锌银金钼多金属成矿带成矿规律及找矿标志[J]. 地球科学与环境学报,2005, 27(1): 44～52.

[132] 朱裕生. 成矿预测方法. 中国地质, 1988,(11): 28～30.

[133] 朱裕生. 研究成矿时空定位规律实现地质找矿的新突破[J].中国地质, 1999，263 (4):27～32.

[134] 沈保丰，陆松年. 矿床密集区预测的理论和方法[M]. 北京:地质出版社，2001,17.

[135] J.S. Leventhal..Comparison of organic geochemistry and metal enrichment in twoblack shales: Cambrian Alum Shale of Sweden and Devonian Chattanooga Shale of United States. Mineralium Deposita, 1991,V26: 104～112.

[136] 赵鹏大，陈永清. 地质异常成矿预测理论与实践[M]. 北京:中国地质大学出版社，1999，1～15.

[137] 赵鹏大. 查明地质异常:成矿预测的基础[J]. 高校地质学报，1996，2（4）:327～381.

[138] 赵鹏大. “三联式”定量成矿预测:地质异常，成矿多样性，矿床谱系[M]. 北京:中国地质大学出版社，2000.

[139] 池三川. 隐伏矿床（矿体）的寻找[M]. 中国地质大学出版社, 1988.12.

[140] 张理刚. 成岩成矿理论与找矿[M]. 北京:工业大学出版社, 1989.

[141] 王全海，王保生，李金高等. 西藏冈底斯岛弧及其铜多金属矿带的基本特征与远景评估[J].地质通报，2002，21 (1): 35～40.

河北小寺沟矿田地质地球化学特征及找矿预测

作者： 文灿
学位授予单位： 桂林理工大学

万方数据 WANFANG DATA 文献链接

相似文献(7条)

1.期刊论文 韩喜彬.李家彪.冯佐海.张绍勇.梁金城.龙江平.HAN Xi-bin.LI Jia-biao.FENG Zuo-hai.ZHANG Shao-yong.LIANG Jin-cheng.LONG Jiang-ping 云开隆起西、北缘金银矿床的空间分形特征 -桂林理工大学学报 2010,30(1)

为了研究云开隆起西、北缘金银矿床的分布特征和成矿预测,利用分形理论对金银矿床的空间分布进行了分形丛集和分形密集的盒计维数法计算.在1～40 km的无标度区间,金银矿床的空间分形丛集和分形密度分布具有良好的分形分维特征,且金银矿床的分形丛集分布存在2个无标度区间1.25～10 km(分维值D=0.355 2)和10～160 km(分维值D=1.241 8),反映了金银矿化和控矿容矿因素的多级性和叠加性.根据金银矿床的分形丛集分布特征和分形密集关系,并与其他金银矿区相比,云开隆起西、北缘金银矿床分布更不均匀,丛集性强,潜在矿床数多,找矿前景良好.因此,分形丛集维数和分形密集维数可以作为矿床分布、矿化强度和聚集的定量指标.

2.学位论文 朱群 古利库式冰长石—绢云母型金（银）矿床成矿模式与找矿方向 2004

本文通过充分研究和开发古利库金银矿区的地(质)、物(探)、化(探)、遥(感)等多方面综合信息，运用区域地质构造研究的最新成果和应用新的成矿理论，采用MAPGIS这一有效的分析手段，建立了符合本区客观实际的成矿模式和综合信息找矿模型。在成矿规律和找矿标志研究的基础上，优选出了4个金矿找矿靶区。古利库金-银矿床的成因类型和其明显的金、银矿化水平分带在我国东部地区尚属首次发现，其成矿地质构造环境与特点既不同于新生代岛弧带，也不同于以往我国东部活动陆缘火山岩区的同类型矿床。因此，本研究对于深化冰长石-绢云母型浅成低温热液金矿成矿作用的认识、拓宽找矿领域、推进区域成矿学的研究均具有一定的意义。主要研究成果归纳如下：

1、阐明了古利库岩金矿床形成于三级控矿-导矿-容矿构造体系中，NNE向嫩江断裂带作为区域一级成矿带控制了古利库等矿床的区域空间分布；古利库早白垩纪火山穹隆构造是继承、叠复于盆地基底的中、晚侏罗世期间(161.6Ma)形成的北西向韧性剪切带和北西向断裂带这一北西向构造系统而产出的，构成古利库金银矿床的二级控矿构造，古利库岩金矿床即产出在该火山穹隆构造的翼部，并沿北西向构造系统形成了一条北西向分布的矿带；而该火山穹隆构造的次级火山机构(爆破角砾岩筒、次火山岩相、锥状火山口、环状和放射状断裂)和北西向断裂带及其次一级北东向断裂则属三级容矿构造带，这些三级容矿构造直接控制了古利库岩金矿床的各个矿体的分布。

2、由变质岩类到糜棱岩类和由花岗岩到花岗质糜棱岩的韧性剪切变形作用过程发生了金、银等成矿元素得到初始富集，主要成矿元素Au、Ag、Pb、Sb、Bi、和Hg明显富集、轻重稀土分馏程度增大、负铕异常程度亦明显增大。

3、早白垩世火山岩类属活动大陆边缘构造环境下高钾低钛富钇型火山岩类，且与岛弧钙碱性火山岩系特征较为一致，稀土元素分布特征进一步表明其属大陆安山岩类。由火山岩到蚀变和矿化火山岩的元素变化特征表明成矿作用中Au、Ag、As、Se、Sb、Bi、Hg、Sn、Ba发生了明显的富集，Cu、Pb、Zn在矿区南部发生了富集，而Co、Ni、Cr、V、Mo发生了明显的贫化，稀土总量、轻稀土含量和重稀土含量及轻稀土分馏程度均发生明显的降低，而负铕异常和重稀土分馏程度则明显增大。

4、通过成矿热液流体的温度测定和同位素组成的研究，确定该矿床属浅成低温热液类型，并将成矿作用划分为二个成矿阶段，早期阶段成矿温度240℃-280℃，晚期成矿温度185℃-235℃。成矿热液流体的氢氧同位素组成：δDH2O-76‰-94‰，δ-18O-6.58‰14.11‰，表明成矿热液来自大气降水。矿石的硫和铅同位素组成说明成矿热液硫来自中生代火山岩，而铅是从基底落马湖变质岩系及相伴的兴凯期花岗岩类中萃取出来的。

5、网脉状硅化岩型矿体主要分布于矿区北部的Ⅰ号和Ⅱ号化探异常区(如Ⅱ号矿带12号Au型矿体群)，而含碳酸盐冰长石-石英脉型后者主要分布于矿区南部的Ⅲ号化探异常区(如Ⅰ号矿带2号、10号Au-Ag型矿体和4号Ag型矿体)。由此，与矿体形态类型相对应，在古利库金银矿区由北至南延长达5Km顺序分布有Au型(如12号矿体群)、Au-Ag复合型(10号和2号矿体)和Ag型(4号矿体)。

6、通过对矿石结构构造和矿物成分、组合的研究，客观的划分了六个成矿作用阶段及其过程；通过对标型矿物冰长石的分布范围和深度的系统统计，有效的判断出矿体就位深度；

7、通过对不同类型矿体(矿化围岩)和不同深度区间岩心样品的Au、Ag、Au/Ag的变化特征研究表明：由最北部的矿(化)体至最南部的矿(化)体，金银比值在水平10000米范围内降低约30-45倍，而0-200m不同深度区间内岩心样品的Au/Ag平均比值稳定变化在0.08-0.09之间，即矿区由北至南出现明显的金银矿化的水平分带，而未出现金银矿化的垂向分带。

8、金、银成矿水平分带的机理是由于成矿热液流体自北而南的循环作用过程发生了明显的性质变化，即流体温度、盐度、Eh值逐渐降低，而pH值、H2O气相值、K+/Na+比值、(Ca2++Mg2+)/Na+比值和贱金属含量明显增高，Au与As、Se、Sn、Ba、HREE在循环作用过程中具有一致的地球化学属性，Ag与贱金属元素Cu、Pb、Zn、LREE和过渡族元素Cr、Ni、Co及Sb、Bi、Hg以及微量元素Mo在循环作用过程中具有一致的地球化学属性，伴随产生了明显的重元素和重同位素的“滞后”效应，即δO18H2O值、δDH2O值、δS34值、Pb/Pb各项比值和Au/Ag比值明显降低，由此形成了矿区北部属Au型矿体，而矿区南部属Ag型矿体的成矿分带。

9、与国内外同类型矿床的研究比较，古利库岩金矿床具有该类型金矿床的典型特征，与国内团结沟、五凤、奈林沟、阿希等金矿床和国外日本菱刈、俄罗斯巴列依、美国科姆斯托克等金矿床在矿化类型、主要矿物共生组合、围岩蚀变类型、成矿热液流体性质及成矿构造环境等方面均具有可比性；并由此建立了一个产于中生代火山穹隆翼部，金、银矿体明显水平分带的古利库式冰长石-绢云母型浅成低温热液金(银)矿床成矿模式。在与国内外浅成低温热液金银矿床成矿特征对比研究的基础上，结合当前有关矿床类型、成矿模式和区域成矿作用与特征的研究，提出了以构造环境和矿床地球化学特征相结合为划分标准的浅成低温热液金银矿床的分类方案，即将浅成低温热液金银矿床划分出5个类型：①岛弧高硫型；②岛弧低硫型；③裂谷低硫型；④活动陆缘高硫型和⑤活动陆缘低硫型。

10、在成矿预测和靶区优选(成矿有利地段)中，充分发掘有关的地(质)、物(探)、化(探)、遥(感)的多方面综合信息，并将其集成为一个具有相对数值意义的“预测指标”，应用此指标来预测找矿，提高了找矿预测的精度。

3.学位论文 蒙义峰 广西大瑶山-西大明山地区金银成矿条件及成矿预测研究 1998

大瑶山-西大明山地区横贯广西西南部至东部,是广西主要的金银产地和重要的成矿远景区.区内金银矿床主要产于寒武系地层中,矿床成因与加里东期、燕山期构造活动和岩浆作用密切相关.结合科研项目,作者主要承担赋矿地层寒武系和区域金银成矿预测部分的研究.(1)在寒武系研究中,通过区域地质地球化学剖面观测分析和综合研究,确定与金银成矿关系密切的高背景值具体层位;(2)针对寒武系地层含碳质岩夹层的特片,在显微镜下进行了光薄片研究,提出区内存在2种类型的碳质岩系,结合前人的分析测试资料,探讨碳质、有机质在金银成矿过程中的作用,指了热水沉积型碳质岩系与金银矿化关系密切,同时提出热水活动在生物有机质成矿中的作用;(3)在区域成矿预测方面,首次在研究区应用"三场"(物质场、能量场、空间场)成矿理论方法进行大面积(16个1:20万图幅)的Au、Ag、Cu成矿预测研究,该方法获得结果与已探明的矿床吻合程度较高,成矿预测效果良好,获得一批成矿远景区.根据化探异常、遥感信息和区域地质背景资料,对预测区进行了初步查证,优选出4个优先考虑检查或初步工程验证的预测区.

4.期刊论文 许远平.姚丽.李继军.XU Yuan-ping.YAO Li.LI Ji-jun 四川昌台农都柯金银矿矿床地质特征及成矿远景 -物探化探计算技术2005,27(3)

农都柯火山岩浅成低温热液型金银矿床系在三江地区义敦岛弧带被首次发现,经初步评价达到中型规模.矿床赋存于流纹质火山碎屑岩中,受北北西向剪切带控制,矿体呈透镜状或似层状,基本顺层产出.围岩蚀变强烈,以硅化为主,次为绢云母化和重晶石化.矿石由黄铁矿、闪锌矿、自然金、辉锑铅矿、砷黝铜矿、辉锑矿、辉锑银铅矿、雄黄、雌黄等组成,为典型的低温热液矿物组合.主矿化温度发生在200℃以下,矿化元素除Ag、Au外, As、Sb、Hg也达到或接近工业品位.通过地球物理、地球化学方法的测量,成矿远景较好.

5.学位论文 张耀华 广西云开地区铅锌银成矿条件及成矿预测研究 2003

广西云开地区构造断裂发育,构造演变复杂,岩浆活动复杂,动力变质深,主体断裂带为北东向博白—岑溪断裂带,断裂带具多期活动特点,带内及两侧韧性剪切构造发育,地层相变大,岩性组合复杂,沿断裂带及两侧重、磁、化探、重砂异常及矿点分布密集,经过长期的地质找矿工作,已探明的大中型铅锌金银矿床有佛子冲、龙湾、中苏、金山等,发现的金银铅锌锡铌钽矿点数十处.本文通过系统收集研究区内已有地质、物探、化探、遥感等工作成果,对比已知矿床、矿点(以铅锌、金银、钨为主),进行矿床形成机理、成因、成矿条件的研究,总结成矿规律、划分成矿系列、建立成矿模式的基础上,对区内重要矿床或典型矿化类型的矿床地质特征、时空分布规律、找矿标志等方面的成果资料进行综合分析和对比研究,划分不同级别的成矿区带(即成矿单元)并对其找矿远景进行评价.内容包括:(1)对区域成矿地质背景的综合研究.(2)对区内典型矿床进行了研究.(3)探讨了成矿地质条件.(4)成矿演化分析研究表明.(5)探讨了控矿因素及成矿规律.(6)将本区成矿远景区划为2个Ⅳ级成矿预测区,根据矿床产出的地质背景、矿床组合化特征,圈出6个Ⅴ级矿化集中区(相当于矿田),在此基础上,根据已有矿化特征、物化遥信息,再在Ⅴ级矿化集中区基础上,进一步圈出不同类别的成矿预测区22个.其中A类1个,B类6个,C类15个.综上所述,本区控制沉积—改造铅锌矿的主要构造因素为北东向断裂、背斜及夹多层绿色岩的细碎屑岩;而蚀变岩型银(金)矿主要产于混合岩中,与Ag在变质岩中易于活化有关,矿(化)体严格受断裂构造控制,银矿的产出与燕山期花岗岩有密切的关系.云开地区矿床有一定的地带分布特征,沉积—改造铅锌矿主要分布于博白拗陷,而蚀变岩型银(金)矿则主要分布云开隆起及其边缘.

6.期刊论文 郭继海.汪长生.石耀军 黑龙江东安金矿地质及地球化学特征 -地质与勘探2004,40(4)

东安金矿是在黑龙江省发现的大型浅成低温热液型金矿床.该矿床产于下白垩统火山岩-潜火山岩环境中,受库尔滨断裂的次级断裂控制.近矿围岩硅化强烈、冰长石化、绿泥石化、绢云母化发育,流体包裹体研究表明,主要成矿过程发生在144℃～348℃之间,成矿深度为0.2～1.0km,成矿流体液相成分主要为K+、Cl-等,气相成分主要为H2O和CO2,按照现行的低温热液金-银矿床的分类原则,该矿床应属低硫化型.文章通过对东安金矿地质及地球化学特征的研究,对于确定矿床成因,进行成矿预测,有一定的借鉴意义.

7.学位论文 焦守敬 东秦岭二郎坪地区早古生代海底火山喷流成矿系统 2003

分布于东秦岭二郎坪地区的铜铅锌矿床、铁铜矿床和金银矿床,具有与二郎坪群"双峰式"火山岩相同的物质来源.不同矿床类型之间有内在的成因联系,它们在时间和空间上的分布有很强的规律性,组成了一个较为完整的成矿系统.该成矿系统可与世界VMS型矿床相对比,其突出特点是"内生外成".成矿系统的成矿物质来源于幔源,并有地壳物质的混合;成矿系统的同生成矿期为早古生代(574-257Ma),叠加成矿期为燕山期(123Ma);成矿环境是海底火山喷流,物理化学条件随火山喷发阶段而变化;不同火山喷发阶段形成不同的矿床类型;不同的矿床类型有不同的矿化强度和分布规律.经野外调查和综合分析,该文将二郎坪群火山活动划分为三个喷发旋回,七个韵律层和十五个喷发阶段.二郎坪群火山喷发中心集中分布于太平镇~板山坪一带,这种火山机构与海底火山喷流型矿床分布关系十分密切,将成为找矿的重要标志.成矿系统内主要矿床类型有铅-锌-铜型,铜-锌型、铁(铜)型和构造叠加金银型矿床.它们共同组成一个早古生代海底火山喷流铁、铜、铅、锌、金、银矿床成矿系列.各矿床类型成矿作用与海底火山活动阶段关系密切.在火山喷发旋回的早期阶段,火山以基性岩浆喷溢作用为主,海水相对宁静,海底以氧化环境为主,沿火山活动中心附近形成铁(铜)矿床或铁矿层;在火山强烈爆发阶段,大量火山气液伴随酸性岩浆涌入海底,造成海水的强烈动荡和海底的强还原环境,成矿组分不易聚集,与大量火山碎屑物质广泛沉积于海底,形成区域性黄铁矿化矿源层;到了火山喷发后的间竭期,海底又趋于宁静,但火山余热仍在,火山气液尚未停息,它们可进一步引起热液循环,将成矿物质带入海底而喷流成矿,形成铅-锌-铜型或铜-锌型矿床,分布于火山机构周围.燕山期热动力活动叠加,可使同生期矿床品位变富或矿源层进一步富集成矿,叠加改造形成金银矿床,该类矿床沿韧性剪切带或岩体接触带分布.二郎坪群赋矿海相火山——沉积建造之上部,又有较厚的正常海相沉积地层覆盖,有利于同生期矿床的保存;燕山期强烈的岩浆侵入和韧性构造活动可使成矿物质进一步富集;区内总体表现为复式向斜褶皱构造,主体控矿层位未遭剥蚀.区内找矿潜力巨大.二郎坪地区早古生代海底火山喷流成矿系统内,各种类型矿床成矿规律清晰,具有良好的地质构造和物化探找矿标志.通过对已有区域性资料的综合整理和成矿预测,将内乡湍源和嵩县上庄坪两区段列入新的找矿靶区.建议今后要加强该区的地质找矿工作.

本文链接：http://d.g.wanfangdata.com.cn/Thesis_Y1479549.aspx
授权使用：中国石油大学(北京)(bjsydx)，授权号：cca9e517-a1ec-4297-8195-9e4300dd3c09
下载时间：2010年12月5日